

50377  
1993  
201

n° d'ordre : 1035 Y

# THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE en

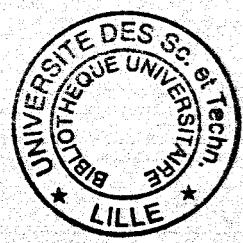
ANALYSE GEOGRAPHIQUE DU MILIEU PHYSIQUE, RESSOURCES ET  
RISQUES NATURELS

SPECIALITE : HYDROLOGIE

par

EL-OUAFI Mohammed

ETUDE DES ETIAGES EN REGION CRAYEUSE PAR L'ANALYSE  
DES TARISSEMENTS. APPLICATION AUX BASSINS DE L'AA, DE  
L'AUTHIE, DE LA HEM ET DE LA LIANE (NORD DE LA FRANCE)



Soutenu le 13 janvier 1993 devant le jury :

Président :

**Norbert CRAMPON**, Professeur à Lille I

Rapporteurs :

**Alain SCHULE**, Professeur à l'Université d'Angers

**Jacky MANIA**, Professeur à l'Université de Franche-Comté

Examineurs :

**Monique DACHARRY**, Professeur à Lille I

**Claude KERGOMARD**, Maître de conférence à Lille I

SCD LILLE 1



D 030 299470 3



50377  
1993  
201

50377  
1993  
201

n° d'ordre : 1035 Y

A RETOURNER LE

L'UNIVERSIT

14 MAI 1994

ES DE LILLE

- 2 DEC. 1997

24 SEP. 1999

ANALYSE GE

07 JAN. 2000

SOURCES ET

17 MAI 2000

10 SEP. 2001

REB 25586

ETUDE DES  
DES TARISS  
L'AUTHIE, C

L'ANALYSE  
DE L'AA, DE  
A FRANCE)



Soutenue le 13 janvier 1993 devant le jury :

Président :

Norbert CRAMPON, Professeur à Lille I

Rapporteurs :

Alain SCHULE, Professeur à l'Université d'Angers

Jacky MANIA, Professeur à l'Université de Franche-Comté

Examineurs :

Monique DACHARRY, Professeur à Lille I

Claude KERGOMARD, Maître de conférence à Lille I



***A mes grands parents...***



## AVANT PROPOS

A l'issue de ce travail, il m'est agréable de remercier tous ceux qui ont participé, directement ou indirectement, à son élaboration.

Norbert CRAMPON, professeur d'hydrogéologie à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, qui m'a fait l'honneur de juger ce travail et d'accepter la présidence du jury. Qu'il me soit permis de lui exprimer ma profonde gratitude.

Monique DACHARRY, professeur d'hydrologie à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, qui m'a confié ce sujet et a accepté de diriger mes recherches pendant mes trois années de thèse, ses précieux conseils et encouragements m'ont été d'une grande valeur. Je lui exprime ma sincère reconnaissance.

Alain SCHULE, professeur d'hydrologie à l'Université d'Angers qui a accepté de rapporter ce mémoire, je lui en suis très reconnaissant.

Jacky MANIA, professeur d'hydrogéologie à l'Université des Sciences et Techniques de Franche-Comté, est également rapporteur de ce travail, je l'en remercie sincèrement.

C.KERGOMARD, maître de conférence de climatologie à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Je tiens également à remercier toute ma famille qui pendant la durée de ce travail n'a cessé de m'encourager et de me soutenir afin de le mener à terme.

Mes remerciements vont également à Madame CUNAT, Madame LONGY, Madame DEHYEGERE, Madame MARTIN pour leur sympathie et à tous mes amis.



TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION.....	6
 <b>PREMIER CHAPITRE : CADRE DE L'ETUDE</b>	
I- INTRODUCTION.....	8
II- LOCALISATION DES BASSINS ETUDIES.....	8
III- GEOMORPHOLOGIE.....	11
IV- GEOLOGIE ET AQUIFERE.....	15
1. Bassin de la Liane.....	17
1.1. La nappe de la craie.....	17
1.2. La nappe des sables.....	18
1.3. La nappe du Jurassique.....	18
2. Bassin de la Hem.....	18
3. Bassin de l'Aa.....	20
4. Bassin de l'Authie.....	20
V- TECTONIQUE.....	22
 <b>DEUXIEME CHAPITRE : PRESENTATION DES DONNEES</b>	
I- DONNEES HYDROMETRIQUES.....	24
1. Origine des données.....	24
1.1. L'Aa à Wizernes.....	24
1.2. La Hem à Guémy.....	24
1.3. La Liane à Wirwignes.....	24
1.4. L'Authie à Dompierre.....	25
2. Courbe de tarage.....	25
II- DONNEES CLIMATIQUES.....	29
1. Origine des données.....	29
2. Nature des données.....	29
2.1. Les données pluviométriques.....	29
2.2. Les températures.....	30
2.3. L'insolation.....	30
2.4. L'humidité.....	30
2.5. Le vent.....	30
3. Localisation des stations de mesures.....	30

4. Critique des données pluviométriques.....	32
4.1. Critique des pluies annuelles.....	33
4.1.1. Test des double-cumuls.....	33
4.1.2. Résultats du test des double-cumuls.....	34
4.2. Ajustement des pluies journalières.....	34
4.2.1. Test de Polya.....	34
4.2.2. Résultats de l'ajustement de Polya.....	40
III- DONNEES PIEZOMETRIQUES.....	42

**TROISIEME CHAPITRE : RELATION PLUIE-DEBIT DANS LE CADRE ANNUEL**

I- INTRODUCTION.....	44
II- PLUIE ANNUELLE.....	44
1. Corrélacion des pluies annuelles.....	46
2. Lamme d'eau annuelle précipitée.....	48
III- TRANSFORMATION PLUIE-DEBIT.....	51
1. Ajustement linéaire.....	52
2. Coefficient et bilan d'écoulement.....	55
3. Conclusion.....	58
IV- DEFICIT D'ECOULEMENT.....	59
1. Calcul du déficit d'écoulement.....	60
2. Variabilité du déficit d'écoulement.....	61

**QUATRIEME CHAPITRE : BILAN HYDROLOGIQUE MENSUEL**

I- BUT DE L'ETUDE DU BILAN.....	67
II- PRESENTATION DE QUELQUES RESULTATS.....	68
1. Paramètres du bilan.....	68
2. Bilans mensuels.....	70
III- CRITIQUE DES RESULTATS.....	78
1. Les entrées.....	79
2. Les sorties.....	85
2.1. L'évaporation réelle (ETR).....	85
2.2. L'écoulement (Q).....	86
3. La réserve souterraine.....	87

IV- CONCLUSION.....94

**CINQUIEME CHAPITRE : BASSES-EAUX ET ETIAGES**

I- INTRODUCTION.....102

II- BASSES-EAUX, ETIAGES ET TARISSEMENT.....107

    1. Etiage et tarissement.....117

    2. Ajustement des débits d'étiage.....121

III- EXPRESSION MATHEMATIQUE DES COURBES DE TARISSEMENT.....123

    1. Modèle exponentiel de Maillet (1905).....130

    2. Modèle hyperbolique.....131

        2.1. Selon Tison.....132

        2.2. Selon Roche.....132

    3. Calcul de l'écoulement de base.....134

        3.1. Cas d'une fonction exponentielle.....134

        3.2. Cas d'une fonction hyperbolique.....135

            3.2.1. Equation de Tison.....135

            3.2.2. Equation de Roche.....135

IV- INDICE DE REGULARITE DES DEBITS (IRQ).....136

**SIXIEME CHAPITRE : TARISSEMENT DES RIVIERES**

I- TARISSEMENT NON INFLUENCE.....140

II- RELATION SEQUENCE SECHE TARISSEMENT NON INFLUENCE.....141

    1. Dans le bassin de l'Aa.....142

    2. Dans le bassin de la Hem.....144

    3. Dans le bassin de la Liane.....146

    4. Dans le bassin de l'Authie.....148

    5. Conclusion.....148

III- QUELQUES REFLEXIONS SUR LA DECROISSANCE DES DEBITS.....151

    1. Les limites de tarissement dans le temps.....151

    2. Fréquence des étiages et tarissements.....152

IV- SEPARATION DES COURBES DE TARISSEMENT.....153

V- DUREE DES TARISSEMENTS.....161

**SEPTIEME CHAPITRE : AJUSTEMENT DE LA FONCTION DE TARISSEMENT**

I- TARISSEMENT ET FLUX SOUTERRAIN.....165

II- AJUSTEMENT DES FONCTIONS DE TARISSEMENT.....173

    1. Méthode d'ajustement.....174

    2. Construction des abaqués.....181

    3. Ajustement graphique des courbes de tarissement.....185

III- CARACTERISTIQUES DU PHENOMENE DE TARISSEMENT.....188

    1. Paramètres des fonctions de tarissement.....189

    2. Résultats de l'ajustement.....192

        2.1. Estimation de la fonction de tarissement.....192

        2.2. Prévision des débits d'étiage.....199

IV- COMPOSANTES DE L'ECOULEMENT.....202

V- CONCLUSION.....205

**HUITIEME CHAPITRE : RELATION NAPPE-RIVIERE**

I- ALIMENTATION SOUTERRAINE DES COURS D'EAU.....207

    1. Piézométrie et écoulement de l'Aa à Wizernes.....207

    2. Piézométrie et écoulement de la Hem à Guémy.....210

    3. Piézométrie et écoulement de la Liane à Wirwignes.....213

    4. Piézométrie et écoulement de l'Authie à Dompierre.....214

II- TYPOLOGIE DU PHENOMENE DE TARISSEMENT.....215

III- ROLE DE L'ECOULEMENT DE BASE EN PERIODE DE TARISSEMENT....219

    1. Tarissement et piézométrie en 1985.....220

    2. Tarissement et piézométrie en 1988.....223

    3. Tarissement et piézométrie en 1989.....223

IV- VOLUME DYNAMIQUE.....226

V- POROSITE DE DRAINAGE DE LA CRAIE.....232

VI- CONCLUSION.....233

**CONCLUSION GENERALE.....235**

BIBLIOGRAPHIE.....238  
LISTE DES FIGURES.....249  
LISTE DES TABLEAUX.....255  
CARTOGRAPHIE.....257

**ANNEXES**

ANNEXE I : GEOLOGIE DES BASSINS ETUDIES.....258  
ANNEXE II : COMPARAISON DES DEBITS MOYENS JOURNALIERS ET DES  
MOYENNES MOBILES SUR 5, 10 ET 20 JOURS.....263  
ANNEXE III : QUELQUES REPRESENTATIONS GRAPHIQUES DES RESULTATS DE  
L'AJUSTEMENT.....275  
ANNEXE IV : DEBITS MOYENS MENSUELS.....283



## INTRODUCTION

Le Nord de la France est réputé comme une région à importantes réserves souterraines. Cette considération a longuement orienté la recherche hydrologique vers l'inventaire de ces réserves et les méthodes de gestion et d'aménagement. L'étude de la genèse des bas débits aussi bien dans leur contexte climatique que géologique, fait l'objet de ce travail, d'où une position d'interface entre les conditions climatiques responsables de l'apparition des étiages dans les rivières et le comportement des couches aquifères face à ces conditions de surface en régularisant leur transit vers les cours d'eau.

Après une série d'années sèches (de 1989 à 1991), face à des besoins en eau accrus et à la mauvaise qualité des cours d'eau indissociable de l'aspect quantitatif ; le problème des réserves souterraines et de leurs potentialités d'alimentation des réseaux de surface a constitué une des préoccupations dans ce domaine. Une longue série d'observation hydro-climatique sur les quatre bassins étudiés ainsi qu'un certain nombre d'observations piézométriques ont été exploitées au cours de ce travail qui s'articule autour de deux parties.

Une première partie est consacrée à l'étude de la transformation pluie-débit à l'échelle annuelle, à partir de là, la déduction de l'apport souterrain à l'écoulement des rivières sera faite. L'étude du bilan hydrologique mensuel sur une période de plusieurs années, en exploitant une méthode d'approche plus fiable pour le calcul de l'ETP (Penman), permettra de comptabiliser les entrées et les sorties dans le système et de détecter les éventuelles anomalies de fonctionnement. Dans ce contexte, une seconde analyse de la relation nappe-rivière sera faite à partir de la comparaison des excédents mensuels (pluie efficace) et de l'évolution du niveau de la nappe.

La deuxième partie de ce travail, sera consacrée à l'étude de la fonction de transfert nappe-rivière en période de tarissement, elle s'articule autour de trois thèmes :

1. Définition des étiages et de la relation entre ces derniers et le tarissement des rivières.

2. Relation entre les séquences pluviométriques sèches et les débits des cours d'eau et construction des courbes annuelles de tarissement.

3. Ajustement des fonctions de tarissements et calcul de la composante souterraine dans les débits des rivières (volume dynamique).

L'ensemble de ce travail conduira à des connaissances plus détaillées sur le problème des basses-eaux en général dans le Nord de la France. Une tentative de modélisation de la fonction de transfert nappe-rivière en période de tarissement sera faite et servira comme outil de prévision des bas débits et des quantités d'eau que peut mobiliser chaque aquifère en cas de pénurie hydrologique de surface.

**PREMIER CHAPITRE**  
**CADRE DE L'ETUDE**



## I-INTRODUCTION

La présente étude intéresse quatre bassins versants : trois appartenant au département du Pas-de-Calais (Aa, Hem et Liane) ; le quatrième, à la fois au département du Pas-de-Calais et à celui de la Somme (Authie). La présentation détaillée des caractéristiques physiques, géologiques et hydrogéologiques de ces bassins a fait l'objet de travaux de recherches antérieurs (Darcy 1969, Sommé 1977 et Mania 1978) ou de rapports d'études publiés par le Service Régional d'Aménagement des Eaux (Rapports d'études qualitatives des eaux pour les bassins de l'Aa, de la Hem et de la Liane), par le Service Hydrologique Centralisateur (Kleinhans 1986, Bassin de la Liane : rapport de synthèse) et l'Agence du bassin Artois Picardie (Monographies, Aménagements des ressources en eau) ou par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Atlas hydrogéologique de la Somme). D'autres mémoires de fin d'études (mémoires de D.E.A) ont contribué à des études plus détaillées des caractéristiques physiques et géologiques de ces bassins. Nous nous contenterons ici de faire un bref rappel de ces caractéristiques.

## II-LOCALISATION DES BASSINS ETUDIÉS

Quatre bassins versants font l'objet de cette étude (fig.1). La situation géographique des stations de jaugeage, à des altitudes relativement élevées (tab.1), fait que seules les parties amont de l'ensemble des bassins seront retenues ; ainsi seront étudiés plus précisément :

Le haut bassin de l'Aa à la station de Wizernes.

Le haut bassin de la Hem à la station de Guémy.

Le haut bassin de la Liane à la station de Wirwignes.

Le haut et le moyen bassin de l'Authie à la station de Dompierre.

Géographiquement, les bassins de l'Aa, de la Hem et de la Liane forment un ensemble qui couvre une superficie totale de 597 km<sup>2</sup> et occupe l'extrémité ouest du plateau de l'Artois (fig.1).

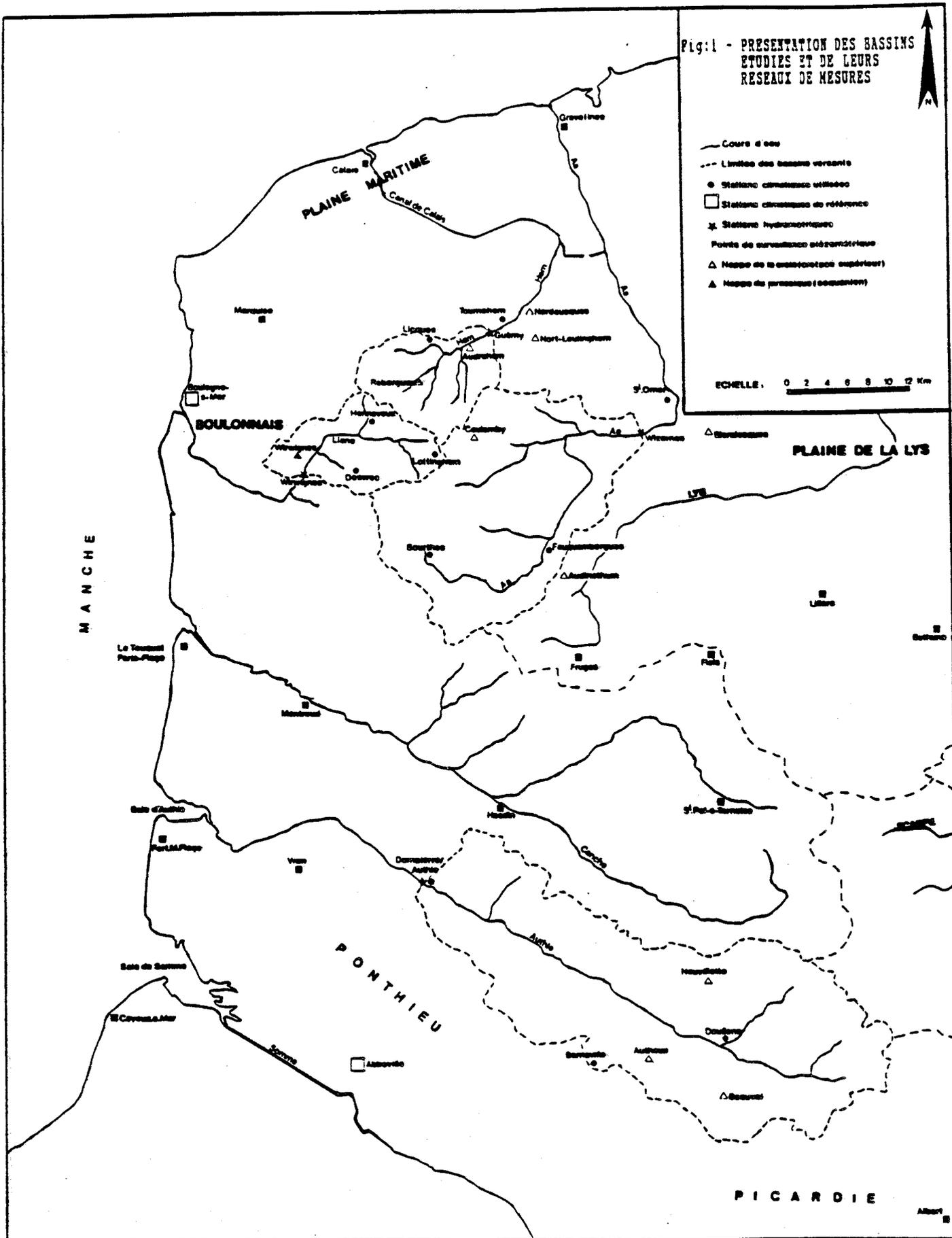


Fig.1 - PRESENTATION DES BASSINS ETUDIÉS ET DE LEURS RESEAUX DE MESURES

- Cours d'eau
- - - Limites des bassins versants
- Stations météorologiques utilisées
- Stations météorologiques de référence
- ⊗ Stations hydrologiques
- △ Points de surveillance météorologiques
- △ Nappes de la circulation supérieure
- △ Nappes de pression (occasions)

ECHELLE: 0 2 4 6 8 10 12 Km

PICARDIE

Plus au sud, le bassin de l'Authie (fig.1) constitue à lui seul un système hydrologique d'une superficie de 726 km<sup>2</sup>.

Le bassin de l'Authie, en amont de la station de jaugeage de Dompierre-sur-Authie, est limité au Nord par le bassin de la Canche, au Sud par le bassin de la Somme et à son extrémité NE par le bassin de la Scarpe.

Quant à l'ensemble composé par les bassins de l'Aa, de la Hem et de la Liane en amont des stations de jaugeage respectives de Wizernes, Guëmy et Wirwignes, il est limité au Nord par la plaine de la Flandre, à l'Est par le bassin de la Lys et au Sud par le bassin de la Canche. Le bassin de l'Authie à la station de jaugeage de Dompierre (726 km<sup>2</sup>) constitue 73,78 % de la superficie totale du bassin (984 km<sup>2</sup>) ; la Liane à Wirwignes (100 km<sup>2</sup>) occupe 40,98 % de la superficie totale du bassin de la Liane ayant comme limite la ligne topographique de partage des eaux et prenant comme exutoire un site situé à l'amont immédiat de Boulogne-sur-Mer (244 km<sup>2</sup>).

Ces bassins présentent des différences de réseaux, par leurs tailles, leurs densités de drainage et l'opposition des directions d'écoulement principal.

L'Authie à Dompierre, prend sa source à Couin (dans le Pas-de-Calais) à une altitude de 94 m. L'axe d'écoulement principal est orienté SE-NW, il est parallèle à l'axe de l'anticlinal de l'Artois. Le réseau hydrographique est très développé, sa densité de drainage est de 11,2 %, elle varie selon la rive gauche (=5 à 7 %) et la rive droite (=14 à 17 %) (Darcy, 1969). Un trait marquant dans la vallée de l'Authie est la fréquence élevée des vallées sèches témoignant d'un stade d'évolution hydrologique avancé.

La Hem présente une multitude de ruisseaux qui alimentent le cours d'eau principal à direction WSW-ENE, sa densité de drainage est égale à 26 %. L'Aa présente un axe d'écoulement orienté SW-NE, de densité de drainage de l'ordre de 15 % ; elle

draine la nappe de la craie à l'amont du bassin et alimente ce dernier à l'aval. La Liane à Wirwignes a une direction d'écoulement NE-SW, de nombreux ruisseaux mineurs convergent vers le cours d'eau principal. La densité de drainage, importante dans ce bassin, est égale à 35 % ; elle draine les terrains jurassiques et l'aquifère crayeux qui constitue le réservoir souterrain du bassin (craie du Cénomaniens reposant sur les argiles du Gault d'âge Albienne).

COURS D'EAU	B.V. (km <sup>2</sup> )	STATION	SOURCE	ALT. (m)
Aa	392	Wizernes	Wicquenghem	110
Hem	105	Guèmy	Escoeuilles	115
Liane	100	Wirwignes	Quesques	110
Authie	726	Dompierre	Couin	94

Tab.1. Présentation des bassins étudiés

N.B: ALT.=altitude de la station de jaugeage en m.

Si les réseaux hydrographiques présentent dans l'ensemble des similitudes par leur appartenance à un même domaine hydrologique (domaine des fleuves côtiers du Nord de la France) ; ils présentent par contre des contrastes de détail dus à la différence de leurs directions d'écoulement, à la densité de leurs réseaux et à la longueur des cours d'eau (Aa : 59 km - Hem : 27 km - Liane : 35 km - Authie : 95 km). Ceux ci contribuent à des régimes différents d'écoulement de surface et souterrain.

### III-GEOMORPHOLOGIE

Dans le détail, le paysage géomorphologique des bassins étudiés est caractérisé par un style géomorphologique dit de "boutonnière" (Pinchemel, 1954 et Sommé, 1977 et 1991) de différents types ; le rôle d'une tectonique de blocs est déterminant dans cette typologie comme le montrent les stades d'évolution plus ou moins avancés des bassins de la Liane (fig.3.b), de l'Aa et de la Hem (fig.3.a). La Liane se localise dans la boutonnière du Boulonnais qui est typique et complexe ; le bassin de la Hem, occupé par un ensemble de boutonnières dont

celle du pays de Licques ("petit Boulonnais" de Gosselet) alors que celui de l'Aa est formé par une série de boutonnières élémentaires (fig.3.a). Ces exemples correspondent d'ailleurs à l'expression cartographique de la boutonnière au sens géologique (selon Bonte, 1962 : couches qui affleurent dans l'axe des plis anticlinaux courts) dont est tributaire la conception géomorphologique classique (Sommé, 1991). Le bassin de l'Authie ne s'organise pas dans ce système géomorphologique de boutonnière, il se caractérise par une régularité géomorphologique avec une faible dissymétrie (fig.2).

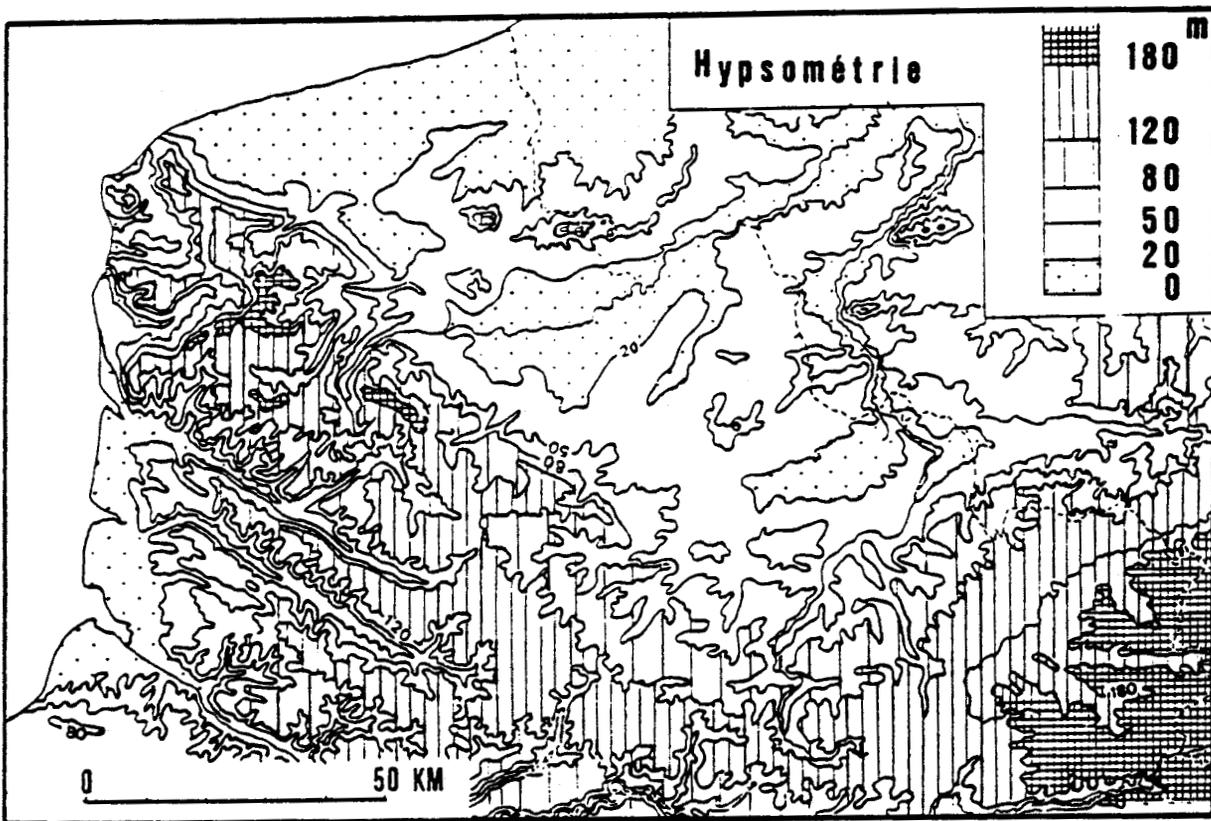


Fig:2 - Carte hypsométrique du Nord de la France  
(source : Colbeaux et al., 1977)

L'opposition entre haut pays et bas pays est un trait majeur de la géomorphologie du Nord (Sommé, 1977), les bassins de l'Aa et de la Hem s'intègrent dans un schéma géomorphologique de haut pays caractérisé non pas seulement, par une différence d'altitude mais aussi par un passage topographique très rapide

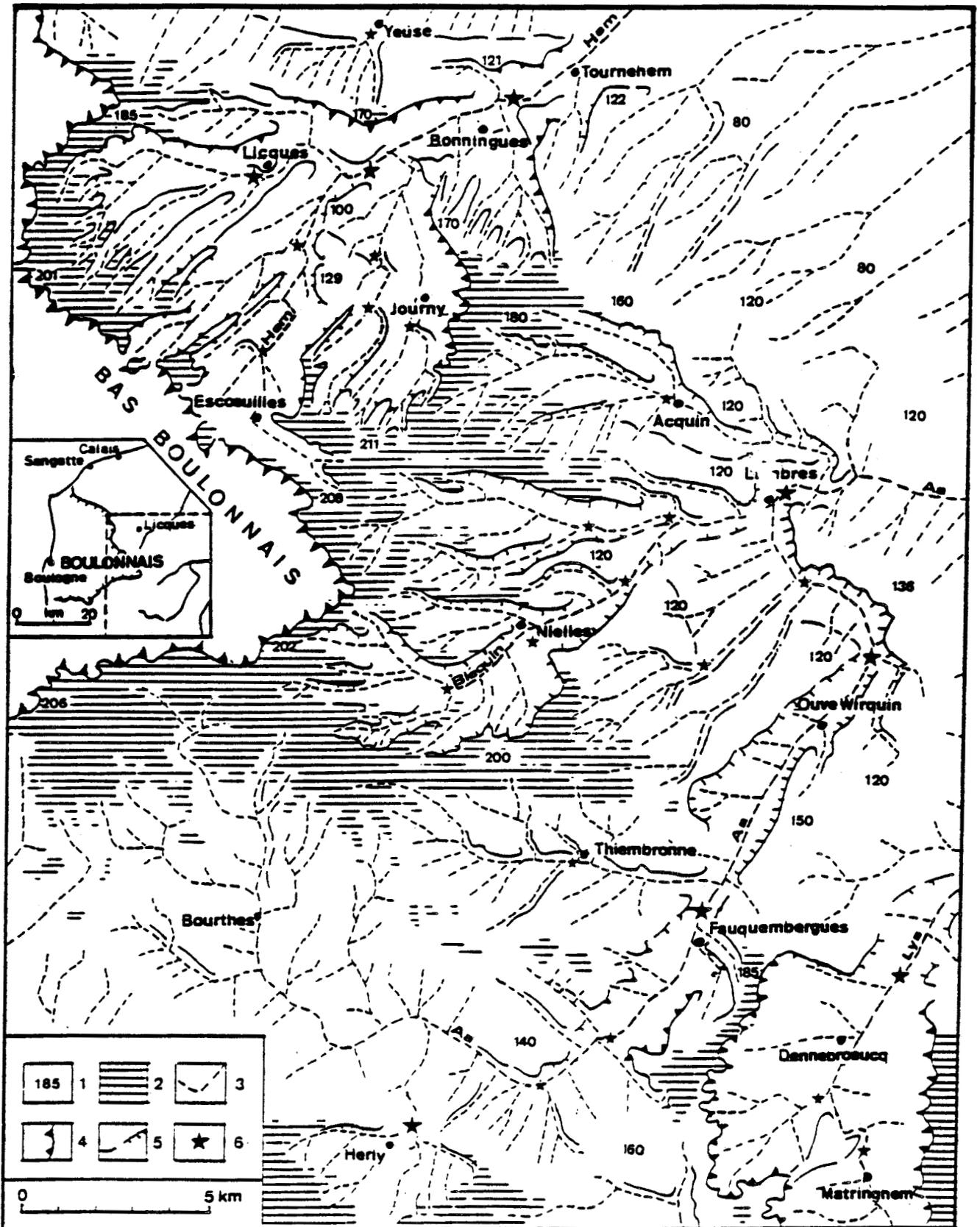


Fig:3.a - Relief de boutonnière dans le haut-Boulonnais  
(source : Sommé, 1991)

1. altitude (en mètres NGF)
2. plateau d'altitude supérieure à 170 m (NGF)
3. tracé des talwegs
4. versant-limite de boutonnière
5. versant de boutonnière élémentaire
6. fermeture des unités morphologiques de boutonnière

créant ainsi des versant-limites de boutonnière ou des versants de boutonnières élémentaires (fig.3.a et 3.b.).

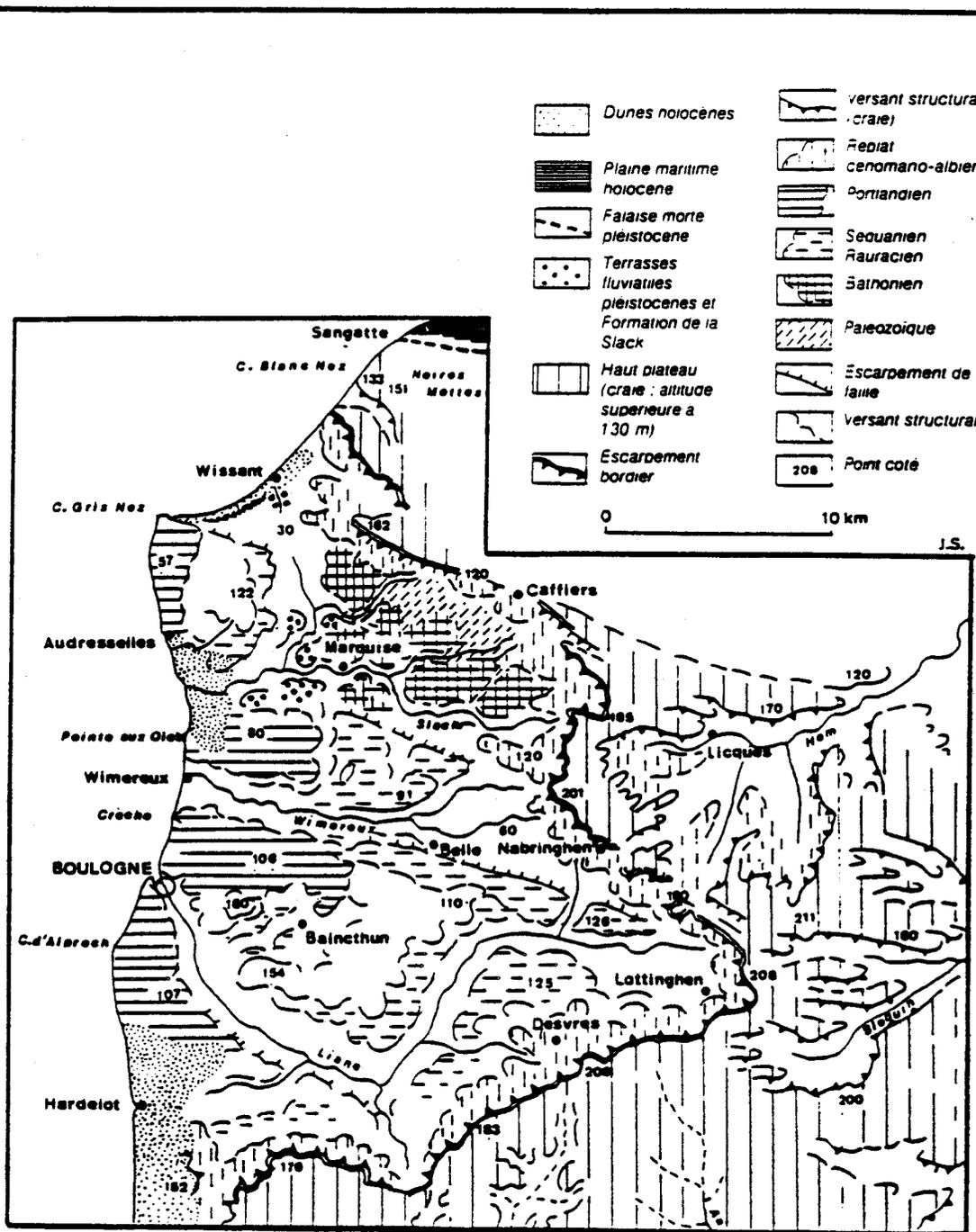


Fig:3.b - Carte morphostructurale du Boulonnais  
(source : Science et nature n° 3, géologie du Boulonnais)

La géomorphologie des bassins se caractérise par :

1. Leurs altitudes moyennes élevées entre 50 et 180 m (fig.2), par opposition aux bas pays avoisinants.

2. Les lignes de partage des eaux de surface qui sont bien marquées dans le relief.

3. La dissymétrie des vallées, qui est l'expression d'une tectonique de blocs quadrilatères et d'un contrôle climatique sous forme de zones de sédimentation préférentielles selon les versants, l'orientation face à des perturbations océaniques humides d'origine SW (Liane) ou abritées par rapport à des flux atmosphériques marins (Aa), ce qui favorise une augmentation ou une diminution des pluies dans chaque bassin.

Une évolution en système de boutonnières élémentaires s'observe dans le relief du Nord (Sommé, 1991). Si la Liane (boutonnière du Bas-Boulonnais) se présente comme une boutonnière à un stade d'évolution avancé (fig.3.b), l'Aa manifeste les ébauches d'une structure de boutonnière tandis que la Hem présente déjà une structure bien individualisée de boutonnière (fig.3.a).

Une forme symétrique caractérise le bassin de l'Authie avec des lignes de partage des eaux bien individualisées entre l'Authie et les bassins voisins (Canche au Nord et Somme au Sud) et un axe d'écoulement parallèle à l'anticlinal de l'Artois.

#### **IV-GEOLOGIE ET AQUIFERE**

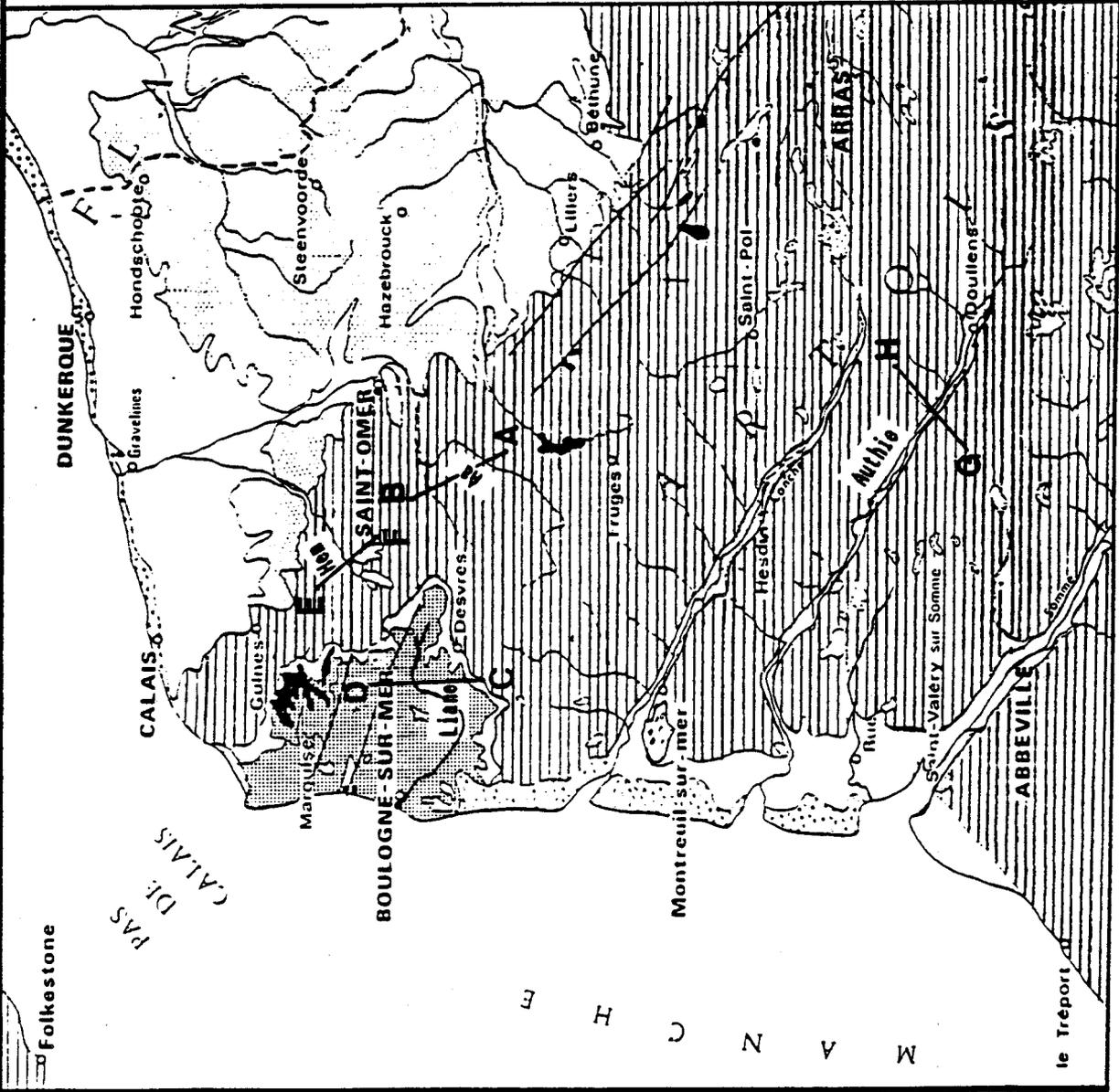
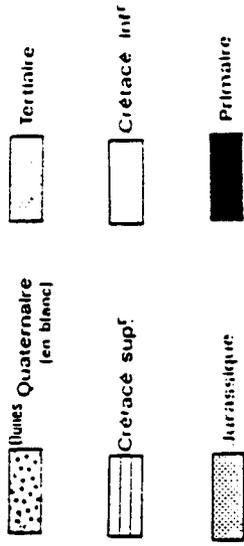
Le socle des bassins étudiés est constitué par des terrains primaires qui n'affleurent que dans la boutonnière du Boulonnais, en dehors des bassins étudiés dans celui de la Lys au Nord de Fruges.

L'examen d'une carte géologique de l'extrémité NW de la France (fig.4), montre une structure dominante d'assises crayeuses du Crétacé supérieur (Cénomaniens, Turonien moyen et inférieur,

**Fig: 4 - GEOLOGIE DES BASSINS ETUDIÉS**

**REMARQUES :**

- COUVERTURE DU CRETACE SUPERIEUR DANS LES BASSINS DE L'AA, LA MEN ET L'AUTHIE.
- COUVERTURE JURASSIQUE DANS LE BASSIN DE LA LIANE.



Turonien supérieur et Sénonien) qui couvre la majorité de la région. Très schématiquement, la craie occupe près de 90 % de la surface du Nord-Pas-de-Calais : 64 % en nappe libre et 26 % en nappe captive (Crampon, 1988). L'importance de cette couverture est variable selon les régions par sa morphologie, son épaisseur, souvent conditionnée par la tectonique profonde. La boutonnière du Boulonnais fait exception à ce schéma général par l'affleurement des terrains Jurassiques (Oxfordien, Séquanien et Kimméridgien).

Les principaux aquifères sont :

1. L'aquifère multicouche du Jurassique dans le bassin de la Liane.

2. L'aquifère crayeux du Crétacé supérieur qui s'étend sur la majeure partie des bassins de l'Aa, de la Hem et de l'Authie ; dans le bassin de la Liane, il existe un affleurement dans la zone de transition du haut-Boulonnais vers le bas-Boulonnais. Dans le détail, l'aquifère crayeux du crétacé supérieur se subdivise en quatre niveaux : le Cénomaniens, le Turonien moyen et inférieur, le Turonien supérieur et le Sénonien. L'importance des affleurements de la craie permet une alimentation directe par les pluies. La nappe de la craie est drainée par les cours d'eau auxquels elle apporte l'essentiel de leurs débits.

3. La nappe quaternaire dont l'importance est variable selon les secteurs ; elle est plus productive dans le fond de la vallée de l'Aa où se situe la majorité des sources de ce bassin.

L'importance des nappes, leur géométrie ainsi que le contact avec les cours d'eau varient selon chaque bassin.

#### **1. Bassin de la Liane (Annexe I, doc.03)**

##### **1.1. La nappe de la craie**

L'aquifère crayeux d'âge Cénomaniens capté sur le plateau du haut-Boulonnais est retenu par les argiles Albiennes (argile du

Gault), elle donne naissance à d'importantes sources au pied de l'escarpement crayeux (voir fig.6 et Doc.03). On note également la présence d'une ceinture crayeuse d'âge Turonien moyen et inférieur, dans la zone de partage des eaux entre le bassin de la Liane et ceux de l'Aa et de la Hem.

### **1.2. La nappe des sables albiens**

Les sables verts Albiens, qui affleurent dans les extrémités NW et SE du bassin ; très fracturées et donnant lieu à quelques sources.

### **1.3. La nappe du Jurassique**

Le Jurassique comporte plusieurs niveaux aquifères dont le plus important est d'âge Séquanien (Oxfordien supérieur) dont les affleurements (à l'extrémité NW du bassin) s'accompagnent d'un certain nombre d'émergences (fig.6 et Doc.3). En raison de la morphologie, de nombreuses discontinuités dues à la tectonique affectent cet aquifère jurassique. Il est très productif le long de la vallée de la Liane, où il est recouvert par des alluvions (sable, argile et cailloutis) elles-même riches en eau. Les niveaux de la nappe sont généralement plus proches du sol (0 à 3,5 m). On remarque aussi un abaissement important des niveaux en période estivale (Focquenoey-Niemczyk, 1980).

En général, la plupart des sources de la Liane proviennent de l'affleurement sur le plateau des craies marneuses cénomaniennes à substrat argileux (argile du Gault de l'Albien supérieur). Quelques émergences du Séquanien sont observées également à la base de ce dernier au niveau de son contact avec son substrat argileux oxfordien (Doc.03).

## **2. Bassin de la Hem (Annexe I, Doc.02)**

L'aquifère cénomanien (craie marneuse) constitue le principal réservoir souterrain du bassin de la Hem. La rivière coule sur un lit Cénomanien limité à sa base par les argiles du

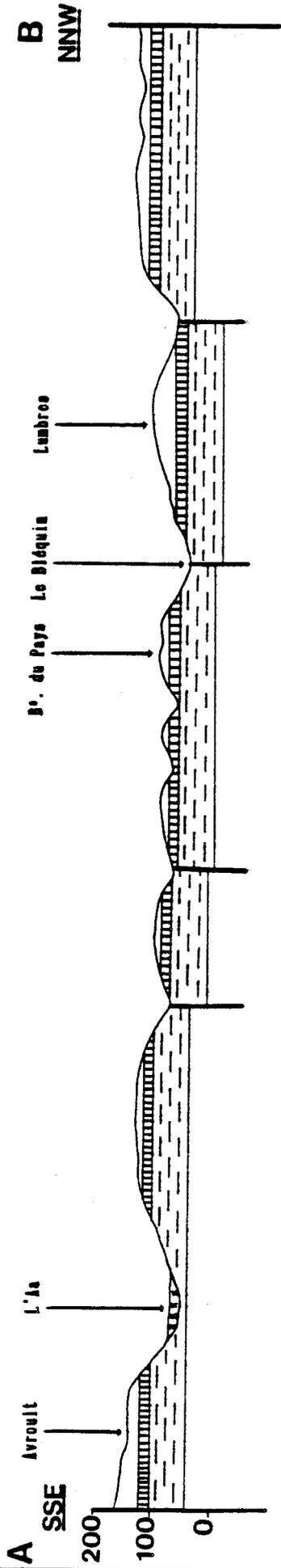


Fig.5. Coupe géologique schématique du bassin de l'Aa

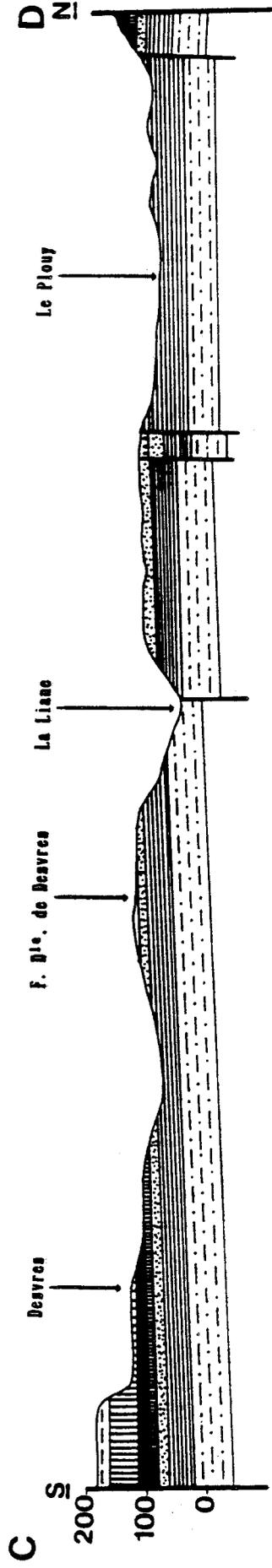


Fig.6. Coupe géologique schématique du bassin de la Liane

Echelle: 100m  
└┬┘ 500m

Gault d'âge Albienne (fig.7). Une chute latérale du niveau du Cénomaniens révèle l'existence d'une faille à rejet vertical d'environ 40 m (fig.7) dont le tracé suit la direction d'écoulement de la rivière et qui peut être responsable de transfert de masse vers les niveaux aquifères anté-crétacé dans ce bassin.

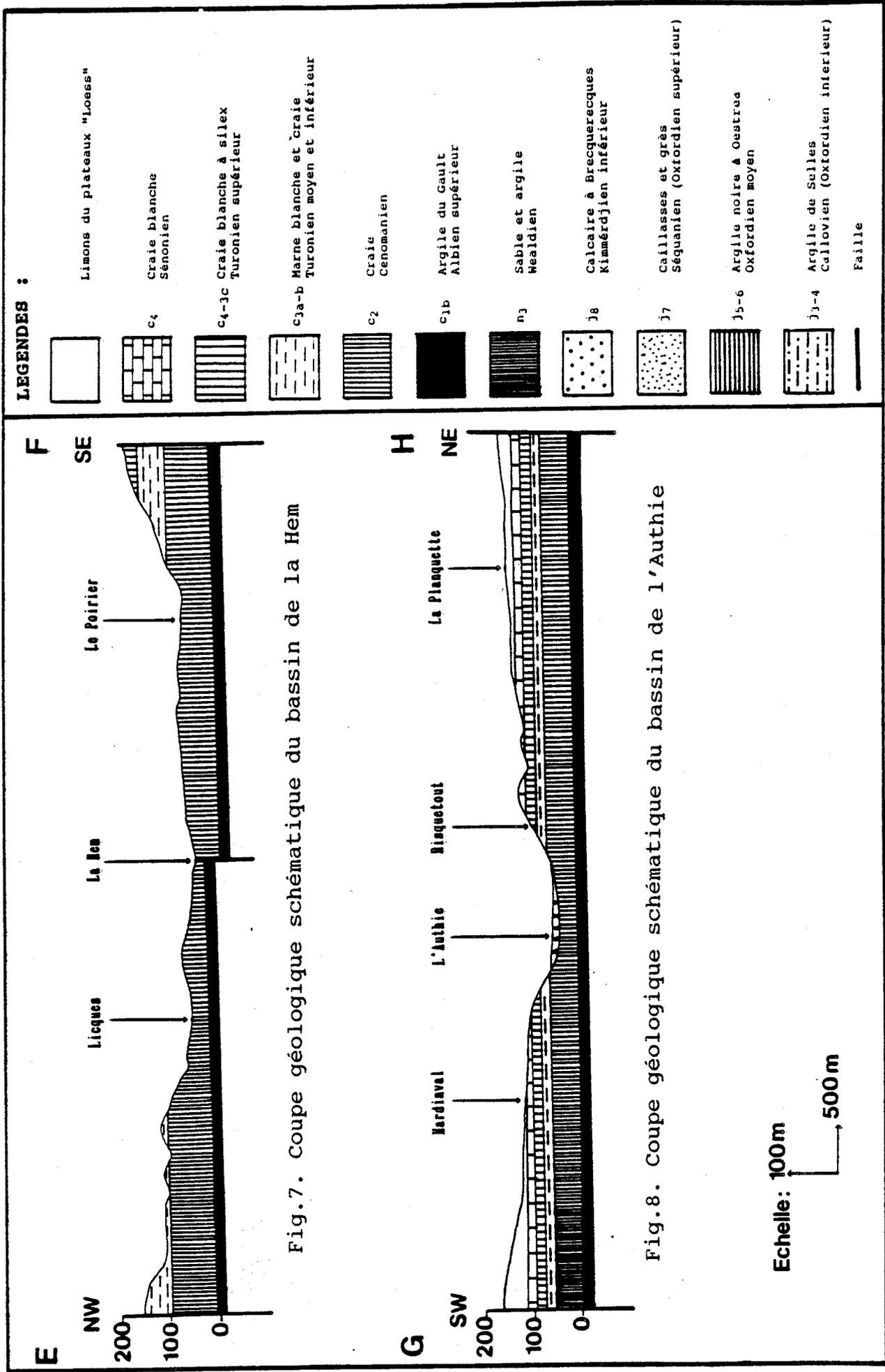
En affleurement, où il constitue les plateaux de la région, il est directement alimenté par les pluies efficaces, la nappe est libre. Sous recouvrement alluvionnaire en fond de vallée, elle reçoit d'importants débits de drainage, elle circule en semi-captivité. La majorité des sources sont situées en fond de vallée (au niveau des alluvions), ou à la base d'affleurements de la craie cénomaniens.

### **3. Bassin de l'Aa (Annexe I, Doc.01)**

En profondeur, la nappe de la craie cénomaniens constitue un réservoir souterrain très important. Sur le plateau, le réservoir crayeux du Turonien moyen et inférieur de ce réservoir dont l'épaisseur est d'environ 50 m ; il est surmonté par la craie blanche du Turonien supérieur (environ 20 m d'épaisseur) responsable de quelques émergences sur le plateau (fig.5). Le fond de vallées souvent affectés par des failles verticales entraînant des chutes de niveau, ils sont occupés par des alluvions (sables, argiles et cailloutis) au niveau desquelles se trouve la majorité des sources du bassin de l'Aa. La nappe quaternaire au fond de la vallée de l'Aa constitue un réservoir temporaire à l'écoulement.

### **4. Bassin de l'Authie (Annexe I, Doc.04)**

Le complexe aquifère dans ce bassin est composé par la craie du Turonien supérieur et du Sénonien qui constitue le principal aquifère du bassin et, localement en vallées humides, par les sables et graviers des alluvions. Le substratum de la nappe de la craie est composé par les marnes du Turonien moyen et inférieur "Dièves" (fig.8). La craie est plus fissurée dans les



zones d'affleurement (où le débit des sources est plus important) que dans les vallées et vallons ; l'écoulement de la nappe se fait d'Est en Ouest.

En général, la craie cénomaniennne est très productive en aval des vallées de l'Aa, de la Hem et au fond de la vallée de l'Authie, par ailleurs elle est peu productive dans le reste de la superficie de ces bassins.

## V-TECTONIQUE

La confrontation de l'extension des aires de sédimentation et des secteurs limités par des zones faillées dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France a permis de délimiter deux entités majeures séparées par la zone de cisaillement Nord-Artois (Colbeaux et al., 1977). Une tectonique de blocs sillonne l'ensemble de la région (fig.9) formant ainsi un système de failles à directions principales NE-SW et NW-SE. Le jeu de ces failles et leurs directions constituent un système favorable de circulation des eaux superficielles et souterraines.

Une tectonique de blocs a structuré l'ensemble des bassins de l'extrémité NW de l'axe de l'Artois (Aa et Hem) et du bas Boulonnais (Liane) sous forme d'un système de bassins (réservoirs) perchés les uns par rapport aux autres, permettant à la fois des transferts hydriques de surface et des fuites d'eau souterraines plus importantes, de bassins de plateau (Aa et Hem) vers le bassin de la Liane.

La tectonique du bassin de l'Authie se caractérise par l'aspect dissymétrique de sa forme et la présence de grandes failles d'orientation générale NW-SE : Une faille coupe la partie plus en amont du reste du bassin, une autre a un tracé parallèle au cours d'eau (fig.9).

L'aquifère cénomanien sous recouvrement turonien moyen et inférieur dans le bassin de l'Aa (fig.5), n'apparaît pas en surface, il affleure par contre sous forme de bordure à plusieurs

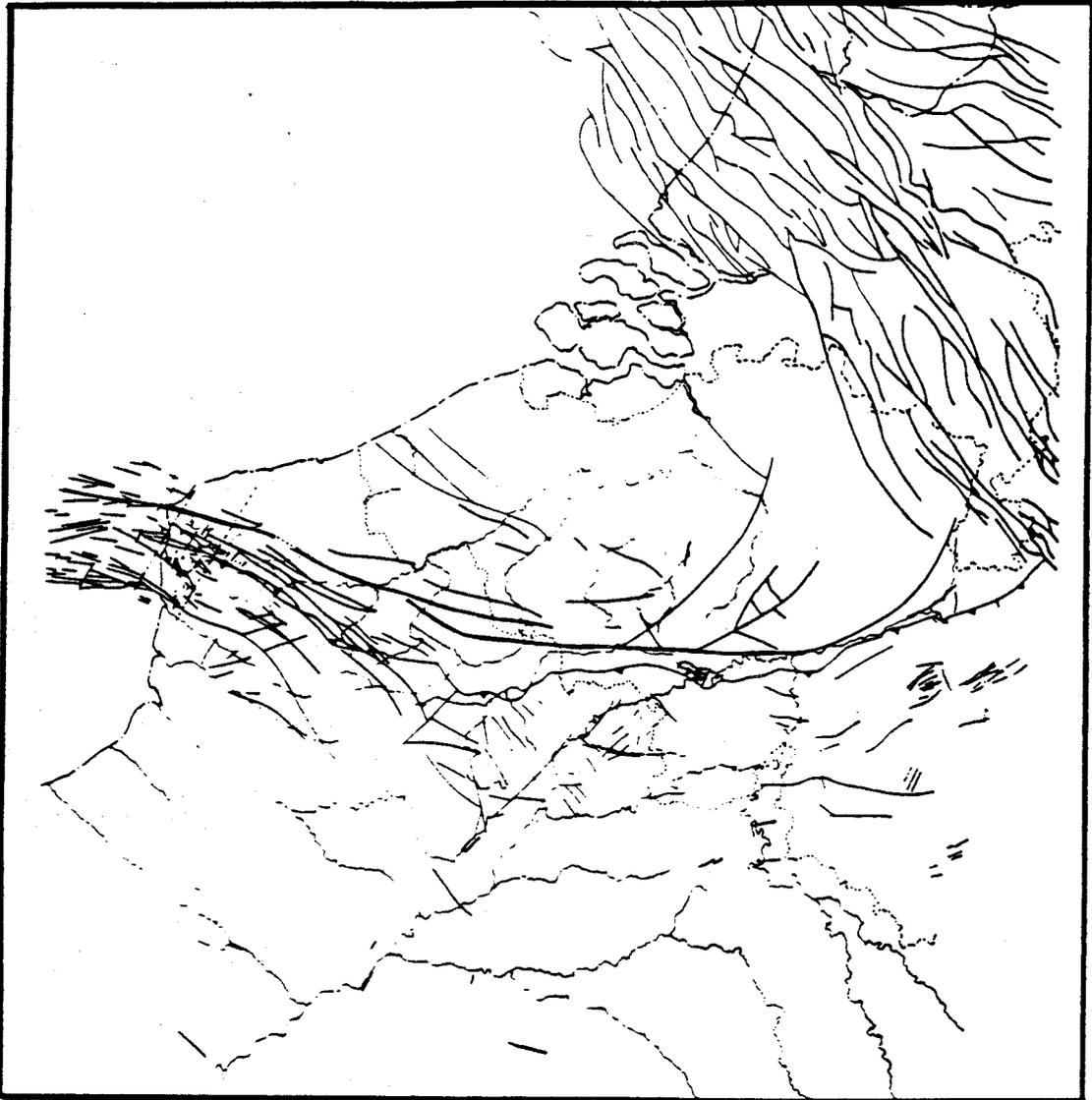


Fig:9 - Carte tectonique du Nord de la France et la Belgique (source:Colbeaux et al. 1977)

Trait noir bordé de triangles : faille du Midi. — Trait fort : faille sub-verticale affectant au moins les terrains secondaires. — Trait fin : faille sub-verticale connue comme n'affectant que les terrains primaires.

émergences dans le bassin de la Liane (fig.6) et de la Hem (fig.7). Ce même aquifère cénomanien dans le bassin de l'Authie (fig.8) est limité à sa base par des argiles du Gault (Albien supérieur) qui constituent une couche imperméable à la nappe de la craie.

**DEUXIEME CHAPITRE**  
**PRESENTATION DES DONNEES**



## **I-DONNEES HYDROMETRIQUES**

### **1. Origine des données**

Les données hydrométriques utilisées dans cette étude sont fournies par le Service Hydrologique Centralisateur (S.H.C) Artois-Picardie. Ce sont des débits moyens journaliers contrôlés dont la saisie a été effectuée au Laboratoire de Climatologie-Hydrologie par le programme "saisie" ; d'autres programmes ont permis, soit des traitements graphiques sur ces débits moyens journaliers soit des applications statistiques. La durée de ces données est différente selon les bassins. Toutes les stations sont équipées de limnigraphes de type OTT X avec une hauteur de résolution de 0,01 m et des vitesses d'avancement de 4 mm/h pour la Liane et la Hem, 2 mm/h pour l'Authie et 10 mm/h pour l'Aa.

#### **1.1. L'Aa à Wizernes**

Les mesures journalières de débits disponibles datent de 1964 (début du fonctionnement de la station) et s'étendent jusqu'en 1989. La station est équipée d'un système téléphonique d'appel en cas de montée des eaux au-delà d'une certaine cote.

#### **1.2. La Hem à Guèmy**

Les données dont on dispose sont discontinues. Elles s'étalent sur deux périodes, séparées par une lacune de trois ans, entre 1979 et 1981. On a donc une première série d'observations entre 1966 et 1978 et une deuxième série de 1982 à 1989.

En effet, le 12.09.1978, il y a eu démantèlement de l'ancien limnigraphe pour cause de travaux. La remise en service de la station a eu lieu en juillet 1981 après l'aménagement du nouveau pont.

#### **1.3. La Liane à Wirwignes**

D'après les documents du service gestionnaire (S.H.C), la mise en service de la station date du 10.03.1970, les données qui nous ont été fournies ne débutent qu'au 01.01.1973. Malgré cette période d'observation relativement courte (17 ans), ces données ont le mérite d'être complètes et sans lacune.

#### **1.4. L'Authie à Dompierre**

La date de mise en service remonte au mois de décembre 1961 ; les données disponibles commencent, elles, à partir du 01.01.1963 jusqu'au 10.10.1983, puis, reprise du fonctionnement de la station le 16.06.1984. Il y a donc une lacune du 11.10.1983 au 15.06.1984 dont la cause n'est pas mentionnée dans les fichiers du S.H.C établis le 10.01.1984 et dont la dernière mise à jour a eu lieu le 03.01.1985.

#### **2. Courbes de tarage**

Les courbes de relation hauteur d'eau-débit (courbe de tarage) de chaque station sont représentées par les figures 10, 11, 12 et 13. Les dates de validité de ces courbes sont variables (jusqu'en 1999 pour les bassins de l'Aa, la Hem et la Liane et 1989 pour l'Authie). Des jaugeages de contrôle sont effectués régulièrement afin de tester la sensibilité des courbes de tarage (variation relative du débit pour une variation de 1 cm de hauteur, on dit aussi contrôle de détarage) des différentes stations. Cette sensibilité est généralement importante pour les faibles débits et devient nulle pour les débits importants.

Pour l'Aa à Wizernes, les pourcentages des écarts observés sur les hauteurs, en valeurs absolues sont :

entre 0 et 1 cm	: 50 %,
entre 1 et 2.5 cm	: 50 %,
entre 2.5 et 5 cm	: 00 %,
supérieur à 5 cm	: 00 %.

DEBIT EN m<sup>3</sup>/s

DATE: 27-04-1999

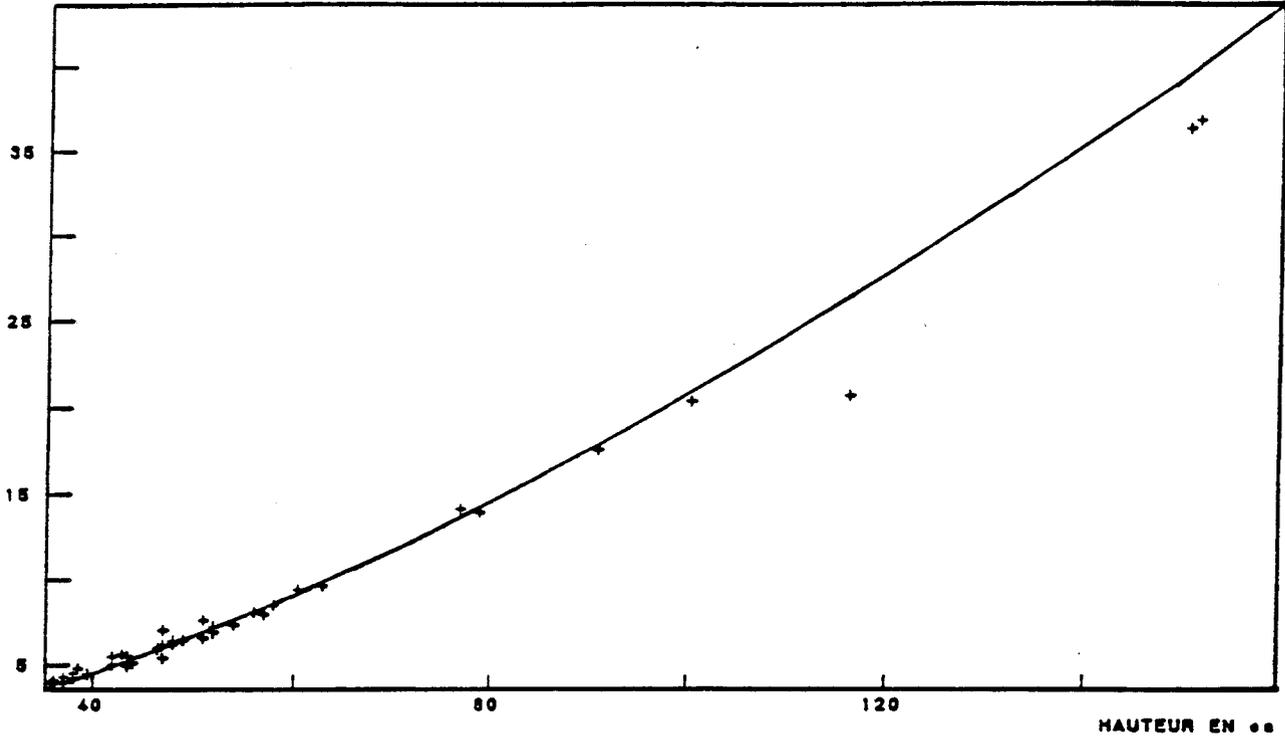


Fig:10 - L'Aa à Wizernes - courbe de tarage (source S.H.C)

WIZERNES -E403571 -AA

NUMERO DE COURBE : 1

DATE DE VALIDITE : DU 01/01/70 AU 31/12/99

DEBIT EN m<sup>3</sup>/s

DATE: 27-04-1999

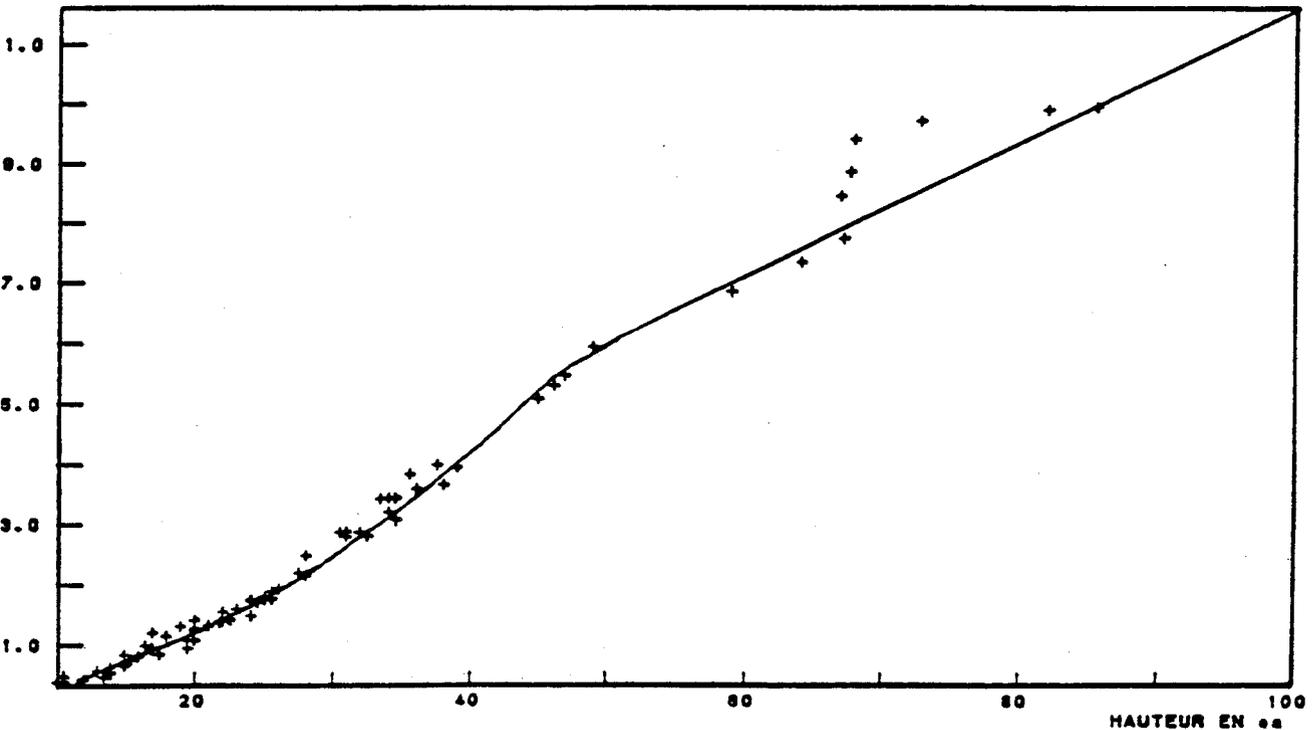


Fig:11 - La Hem à Guémy - courbe de tarage (source S.H.C)

GUEMY -E430601 -HEM

NUMERO DE COURBE : 1

DATE DE VALIDITE : DU 01/01/81 AU 31/12/99

DEBIT EN m<sup>3</sup>/s

DATE: 18-11-1989

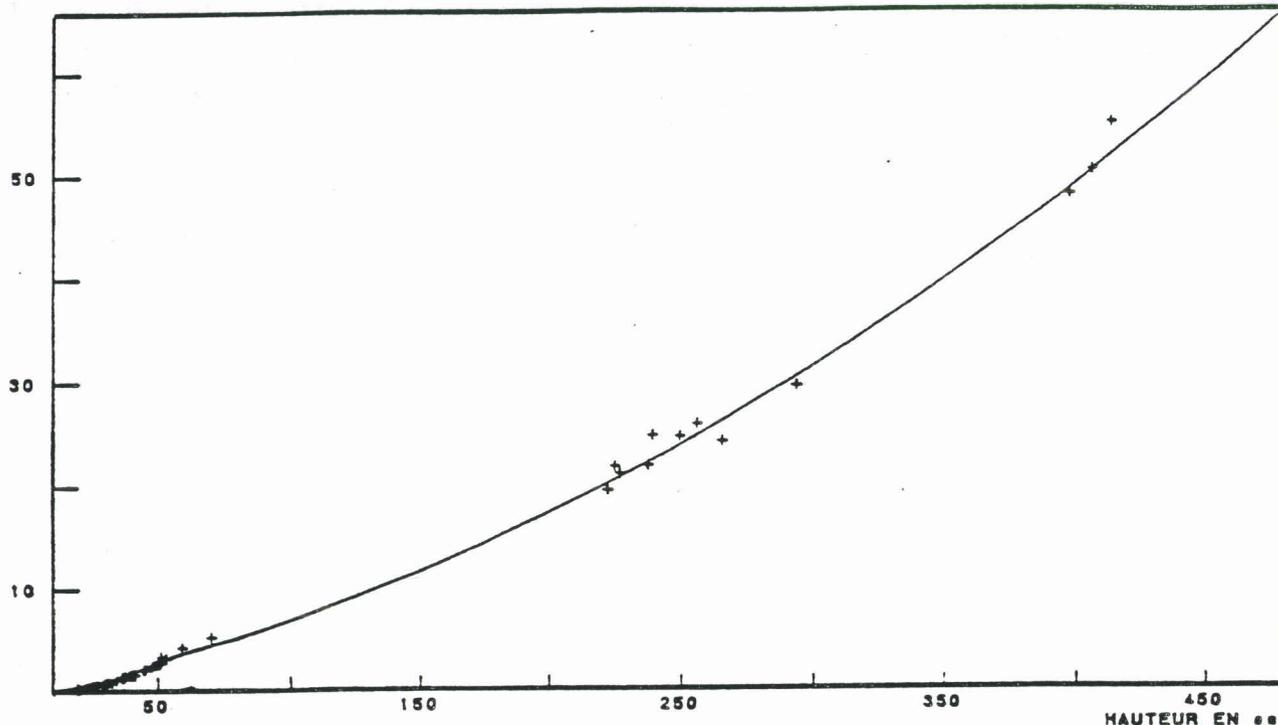


Fig:12 - La Liane à Wirwignes - courbe de tarage (source S.H.C)

WIRWIGNES -E530021 -LIANE

NUMERO DE COURBE : 1

DATE DE VALIDITE : DU 01/01/81 AU 31/12/99

DEBIT EN m<sup>3</sup>/s

DATE: 12-04-1989

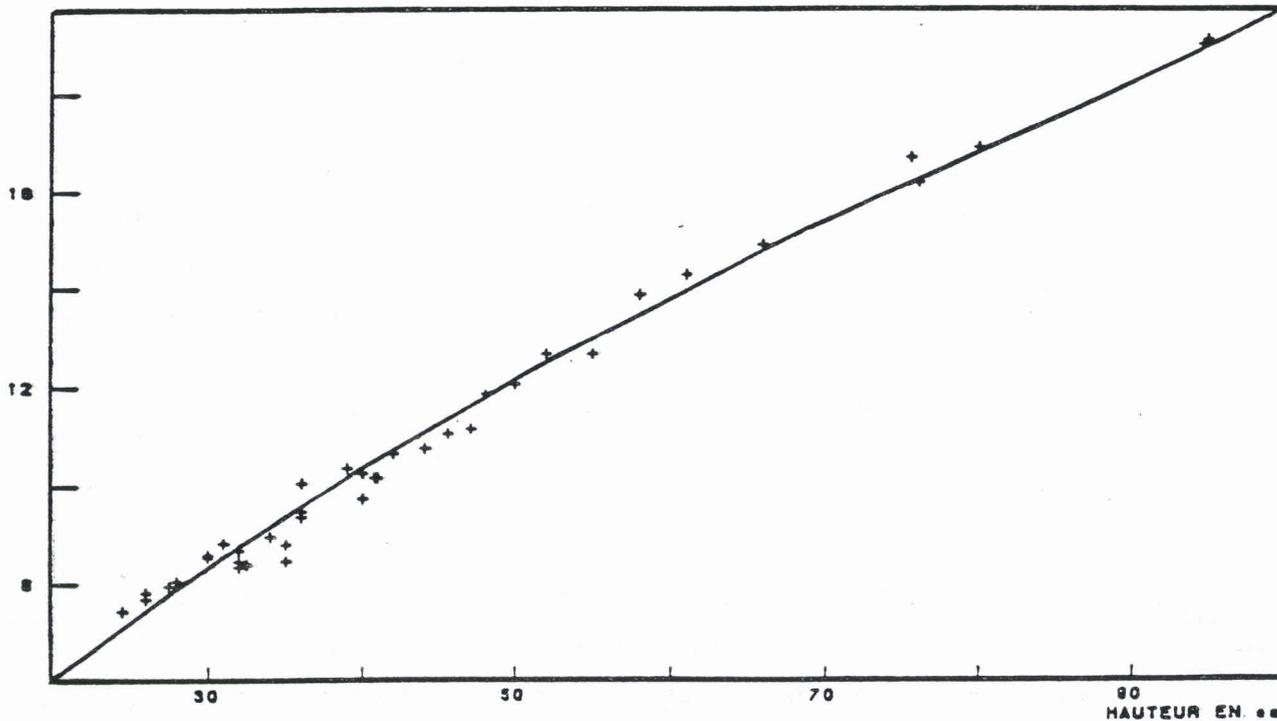


Fig:13 - L'Authie à Dompierre - courbe de tarage (source S.H.C)

DOMPIERRE -E550572 -AUTHIE

NUMERO DE COURBE : 1

DATE DE VALIDITE : DU 05/11/86 AU 03/04/89

Pour la Hem à Guèmy, la sensibilité de la courbe de tarage pour différents débits est de :

0.5 m <sup>3</sup> /s	: 16 %,
1.0 m <sup>3</sup> /s	: 10 %,
5.0 m <sup>3</sup> /s	: 04 %,
10.0 m <sup>3</sup> /s	: 01 %.

Pour la Liane à Wirwignes, cette sensibilité est de :

0.1 m <sup>3</sup> /s	: 23 %,
0.5 m <sup>3</sup> /s	: 11 %,
1.0 m <sup>3</sup> /s	: 07 %,
5.0 m <sup>3</sup> /s	: 02 %,
10.0 m <sup>3</sup> /s	: 01 %,
50.0 m <sup>3</sup> /s	: 00 %.

Pour l'Authie à Dompierre, les pourcentages des écarts observés sur les hauteurs, en valeurs absolues sont :

entre 0 et 1 cm	: 42,50 %,
entre 1 et 2.5 cm	: 40,00 %,
entre 2.5 et 5 cm	: 17,50 %,
supérieur à 5 cm	: 00,00 %.

Ces constatations montrent les difficultés auxquelles se heurte la mesure des bas débits, d'où l'utilité de l'ajustement des courbes de tarissement et de prévision de ces bas débits qui sera l'objet de la deuxième partie de ce travail. Les autres caractéristiques techniques des stations sont mentionnées dans le tableau 2 :

Les débits moyens journaliers sont contrôlés et critiqués avant la publication par le Service Hydrologique Centralisateur Nord-Pas-de-Calais, ce sont donc des données fiables. Les stations qui fournissent ces données sont parmi celles les mieux surveillées de la région du Nord avec de longues séries d'observations.

STATION	COORDONNES			BASSIN	S (km <sup>2</sup> )	DEPARTEMENT
	X	Y	Z m			
DOMPIERRE	570,20	289,57	11,70	AUTHIE	726	SOMME/P-de-C
GUEMY	578,38	344,72	30,00	HEM	105	PAS-DE-CALAIS
WIZERNES	593,60	334,46	21,00	AA	392	PAS-DE-CALAIS
WIRWIGNES	559,78	331,55	27,00	LIANE	100	PAS-DE-CALAIS

Tab.2. Localisation des stations de jaugeage

## II-DONNEES CLIMATIQUES

### 1. Origine des données

Les données climatiques proviennent de deux sources :

A - Les services régionaux de la météorologie nationale :

1. Le Service Interrégional de la Météorologie Nationale (M.N) à Villeneuve d'Ascq, qui a fourni une partie des données climatiques (tab:3).

2. La station météorologique d'Abbeville, pour les données du bassin de l'Authie.

B - Le Service Hydrologique Centralisateur (S.H.C) Artois-Picardie à Lambersart, qui a fourni la majorité des données climatiques concernant le département du Pas-de-Calais (tab.3).

### 2. Nature des données

#### 2.1. Les données pluviométriques (P)

Ce sont les valeurs brutes de pluies journalières, saisies par le programme "saisie" et transformées sous forme de matrice afin de calculer des valeurs moyennes, des paramètres de dispersion peuvent y être appliqués. Des tests statistiques d'homogénéité "programme POLYA" seront appliqués à ces fichiers journaliers ainsi que des traitements graphiques. Le programme FREQAN a permis également une étude de la fréquence des séquences

sèches et pluvieuses dans chaque station sur une durée relative au nombre d'observations disponibles.

## **2.2. Les températures (T)**

Ce sont les températures moyennes mensuelles ( $T_n+T_x/2$ ) exprimées en degré Celsius, relevées aux différents points d'observation. Elles seront utilisées dans le calcul de l'évapotranspiration potentielle (programme ETP) à l'échelle mensuelle. Les mesures journalières à Boulogne-sur-mer, Abbeville, Bernaville, Licques et S<sup>t</sup>.Omer serviront à calculer ces moyennes mensuelles.

## **2.3. L'insolation (I)**

C'est la durée mensuelle d'insolation en heures mesurée dans les stations du Touquet, d'Abbeville et plus récemment à Desvres, S<sup>t</sup>.Omer et Licques.

## **2.4. L'humidité (U)**

Humidité moyenne mensuelle de l'air exprimée en %, mesurée à Abbeville et à Boulogne-sur-mer. Comme pour les températures, des mesures récentes d'humidité sont disponibles dans les stations automatiques de Desvres, Licques et S<sup>t</sup>.Omer (remontent à 1989).

## **2.5. Le vent (V)**

La vitesse moyenne mensuelle du vent en mètre par seconde. Ces mesures existent sur une longue période, seulement à Boulogne-sur-mer et à Abbeville.

## **3. Localisation des stations de mesures**

Le réseau de mesures climatiques comporte 13 stations ; quatre appartenant au Département de la Somme (Abbeville, Bernaville, Doullens et Dompierre/Authie) et les neuf autres au

Département du Pas-de-Calais. Le choix de ces stations a été fait par rapport à l'ensemble des stations de la région, selon deux critères à importance respective :

1. Seules les stations situées à l'intérieur des bassins versants ou à proximité de leurs limites ont été retenues dans un premier temps.

2. En définitive, seules les stations dont les données sont complètes et sans interruptions majeures d'observation ont été gardées.

Ce procédé de sélection a permis de garder les stations suivantes (tab.3) :

STATIONS	COORDONNEES			S.GE.	DE.OB.	EQU.	DONNEES
	X	Y	Z (m)				
ABBEVILLE	564,09	270,90	67,00	M.N	1944	PL.PG.	P.T.V.I.U
BERNAVILLE	587,62	270,62	136,0	M.N	1965	PL.	P.T
DOULLENS	600,11	272,98	64,00	M.N	1965	PL.	P
DOMPIERRE	570,20	289,45	17,00	S.H.C	1971	PL.	P
BOURTHES	571,30	323,15	120,0	S.H.C	1966	PL.	P
FAUQUEMBERGUES	583,10	322,60	72,00	S.H.C	1966	PL.PG.	P
St.OMER	594,76	340,71	03,00	S.H.C	1965	PL.PG.	P.T
LOTTINGHEM	571,35	331,85	99,00	S.H.C	1969	PL.	P
DESVRES	564,65	330,91	101,0	S.H.C	1965	PL.PG.	P
HENNEVEUX	565,80	336,30	08,00	S.H.C	1982	PL.PG.	P
LICQUES	572,30	342,85	75,00	S.H.C	1969	PL.PG.	P.T
TOURNEHEM	579,30	345,45	47,00	S.H.C	1966	PL.	P
BOULOGNE/MER	548,30	337,87	73,00	M.N	1945	PL.PG.	P.T.V.U
TOUQUET	549,09	312,98	05,00	M.N	1951	PL.PG.	P.T.V.I.U

Tab.3. Stations climatiques utilisées

N.B : S.GE. = Service gestionnaire  
 DE.OB. = Début des observations  
 EQU. = PL. : pluviomètre  
           PG. : pluviographe ; seules les appareils de  
           mesure des pluies sont indiqués  
 P = Précipitation  
 T = Température  
 V = Vent  
 I = Insolation  
 U = Humidité

La majorité de ces stations sont des postes climatiques qui fournissent des valeurs journalières des pluies. Seules les stations de Bernaville (Bassin de l'Authie), Licques (Hem) et S<sup>t</sup>.Omer (Aa) fournissent simultanément des valeurs de pluies journalières et des températures moyennes journalières. Ces dernières années, la Météorologie Nationale a installé des stations automatiques à Licques, Desvres (1988) et S<sup>t</sup>.Omer (1988) effectuant des mesures de précipitation, de température, d'insolation, d'humidité et de vitesse de vent ; ces mesures seront prises en considération à titre comparatif lors des calculs des ETP mensuels. Les stations de Boulogne-sur-mer et d'Abbeville sont gérées en permanence par du personnel de la Météorologie Nationale et leurs données sont complètes et fiables ; elles seront considérées comme des stations de référence.

#### **4. Critique des données pluviométriques**

Le contrôle de l'homogénéité des données pluviométriques recueillies sur l'ensemble des bassins sera basé sur deux notions principales :

1. La première concernant les pluies annuelles est celle de la "cohérence spatiale" entre les différentes stations au sein du réseau de mesure (fig.1) : des stations voisines reçoivent en général des quantités voisines de pluie et ceci est d'autant plus vrai que l'on cumule sur des durées longues, ce qui est le cas de nos stations qui dans leur majorité ont des périodes d'observation assez longues (tab.3).

2. La seconde est celle de "persistance" d'un phénomène dans le temps ; il s'agit de la critique des pluies journalières. Les périodes sèches ou pluvieuses sont des séries dans lesquelles se manifeste un phénomène de persistance. Cette persistance tient au fait que le passage d'une perturbation, au-dessus d'un lieu, dure fréquemment plus d'un jour et qu'il n'est pas rare que plusieurs perturbations se succèdent. Inversement, une situation anticyclonique se maintient souvent plusieurs jours (Petit-Renaud, 1980). Le schéma de Polya permet un tel rapprochement entre

probabilité de manifestation dans le temps d'une séquence sèche ou pluvieuse.

#### **4.1. Critique des pluies annuelles**

##### **4.1.1. Test des double-cumuls**

L'homogénéité des valeurs annuelles des pluies dans un point quelconque sera mise en évidence par une comparaison deux à deux d'une part, des cumuls annuels des pluies de la station à contrôler sur une période donnée et des cumuls annuels d'une station considérée de référence sur la même période. La notion de cohérence spatiale implique donc une évolution similaire des cumuls annuels dans les deux postes.

La méthode des double-cumuls permet donc :

1. De mettre en évidence certaines ruptures pouvant perturber l'homogénéité des séries d'observations.

2. D'analyser graphiquement la permanence de la relation entre deux séries chronologiques. Lorsque la relation entre deux variables est de bonne qualité et stable, on obtient un tracé rectiligne. La présence d'une cassure dans la courbe est significative d'un déficit systématique dont les causes probables sont à déterminer.

Pour l'application de ce test, deux stations de référence ont été choisies :

1. La station de Boulogne-sur-mer, dont le début des observations remonte à 1945, ces données sont contrôlées. Le choix de Lille-Lesquin comme station de référence a été rejeté en raison de certaines anomalies observées récemment dans cette station par rapport à l'ensemble de la région Nord, depuis, ces données sont largement critiquées et n'ont encore fait l'objet d'aucune réévaluation.

2. La station d'Abbeville, dont le fonctionnement remonte à 1944, c'est la station prise habituellement comme référence dans le département de la Somme.

#### 4.1.2. Résultats du test des double-cumuls

La comparaison deux à deux des valeurs annuelles des pluies cumulées dans les stations de référence et les autres stations dont on a voulu contrôler les données montre une évolution similaire entre stations sans déficit (fig.14.1, 14.2, 14.3,...et 15.1, 15.2 et 15.3).

On admet donc que les valeurs annuelles des pluies sont homogènes et que la probabilité de glissement de valeurs fausses des pluies dans le calcul des cumuls annuels est très faible.

#### 4.2. Ajustement des pluies journalières

##### 4.2.1. Test de G. Polya

La loi de Polya s'avère très favorable pour la représentation théorique des quantités quotidiennes de pluie (Arlery et al., 1973). Cette loi dite "binomiale négative" est fondée sur le caractère de persistance d'un phénomène dans le temps (pluie ou sécheresse) et sur sa forte probabilité de manifestation séquentielle.

Dans le schéma de Polya, la probabilité  $P_x$  de  $x$  occurrences d'un événement (jours avec ou sans pluie) dans une série de  $N$  observation pour  $x = 1, 2, 3, \dots, i, \dots$  est :

$$P_0 = \frac{1}{(1 + d)^{m/d}}$$

$$P_1 = P_0 \cdot \frac{m}{(1 + d)}$$

$$P_i = P_{i-1} \cdot \frac{m + (i - 1) d}{i (1 + d)}$$

Fig.14.1 - Test des double-cumuls  
Boulogne/mer - Desvres  
période : 1965 - 1989

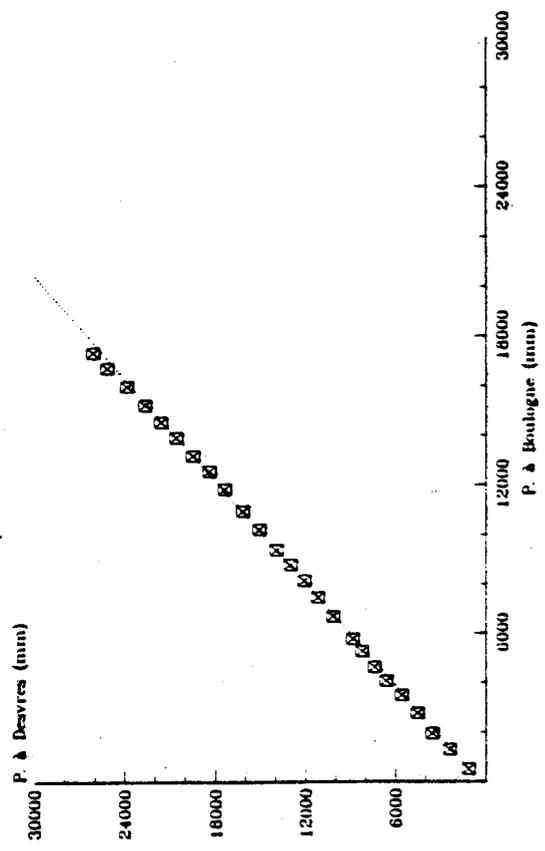


Fig.14.3 - Test des double-cumuls  
Boulogne/mer - Bourthes  
période : 1966 - 1989

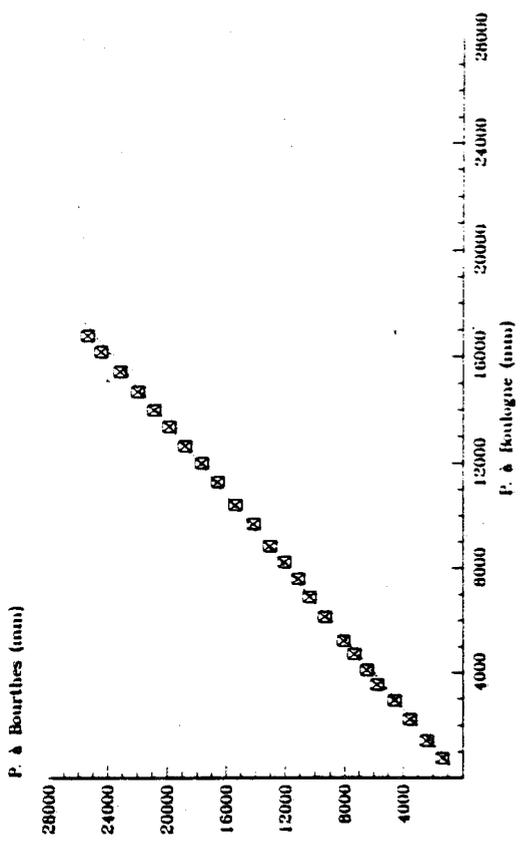


Fig.14.2 - Test des double-cumuls  
Boulogne/mer - St.Omer  
période : 1965 - 1989

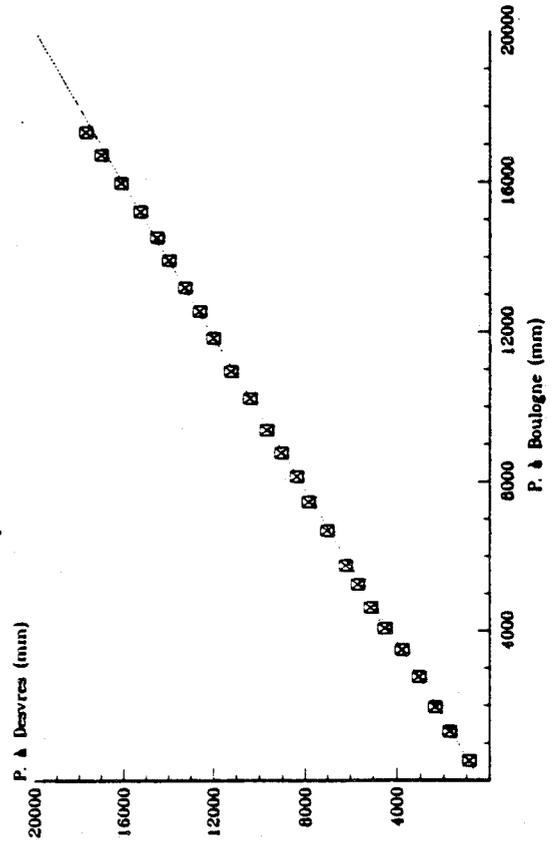


Fig.14.4 - Test des double-cumuls  
Boulogne/mer - Fauquembergues  
période : 1966 - 1989

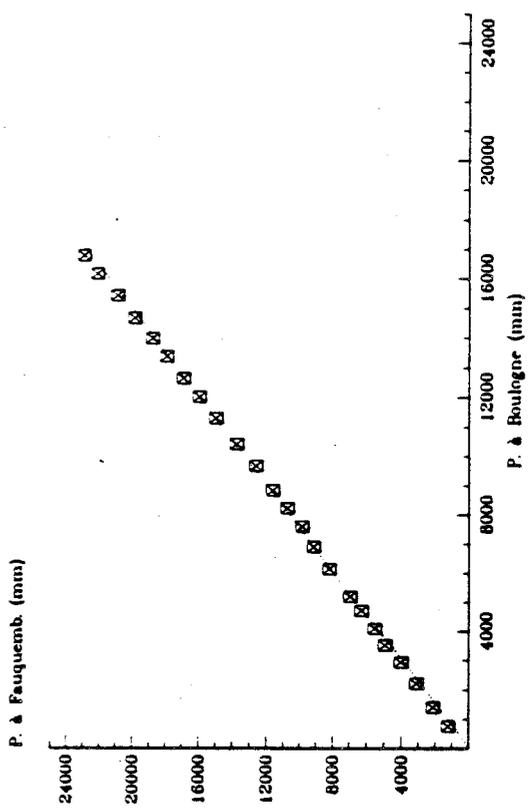


Fig.14.5 - Test des double-cumuls  
Boulogne/mer - Tournechem  
période : 1966 - 1989

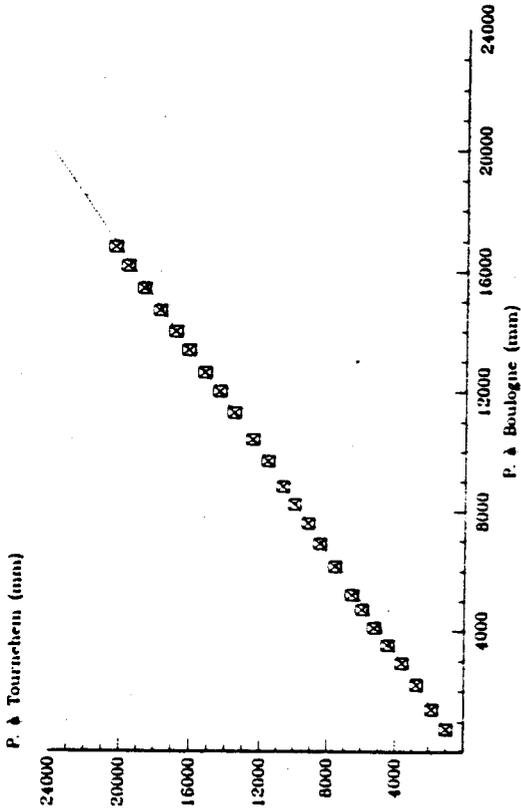


Fig.14.7 - Test des double-cumuls  
Boulogne/mer - Lottinghem  
période : 1969 - 1989

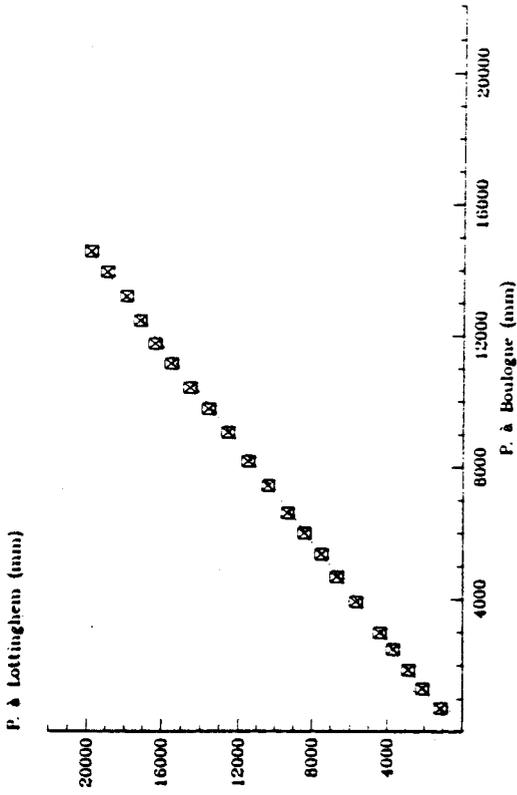


Fig.14.6 - Test des double-cumuls  
Boulogne/mer - Licques  
période : 1969 - 1989

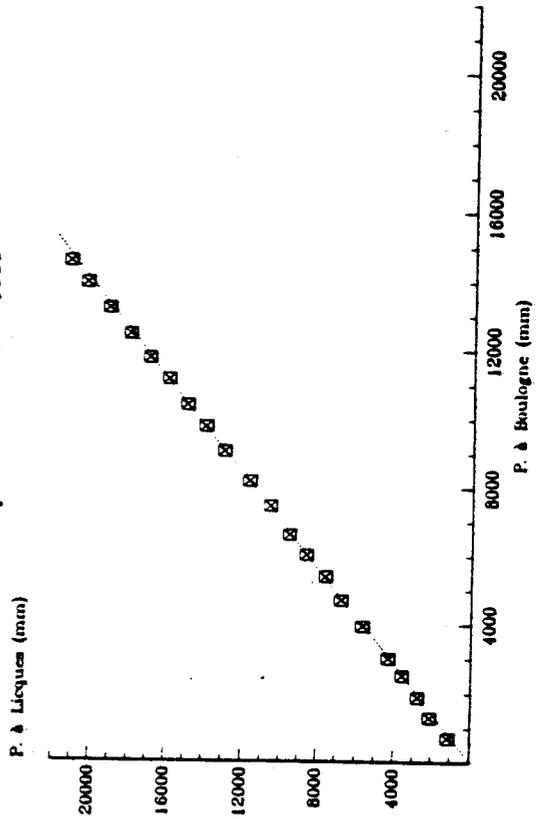


Fig.14.8 - Test des double-cumuls  
Boulogne/mer - Henneveux  
période : 1982 - 1989

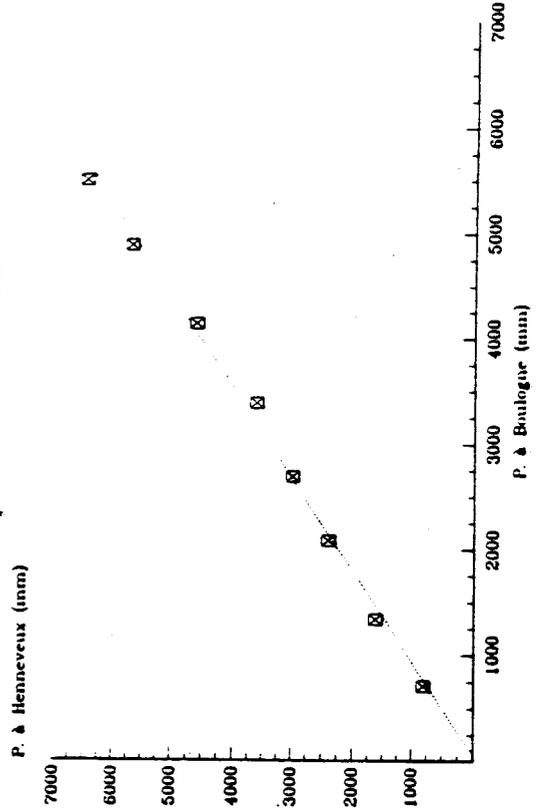


Fig:15.1 - Test des double-cumuls  
Abbeville - Bernaville  
période : 1965 - 1989

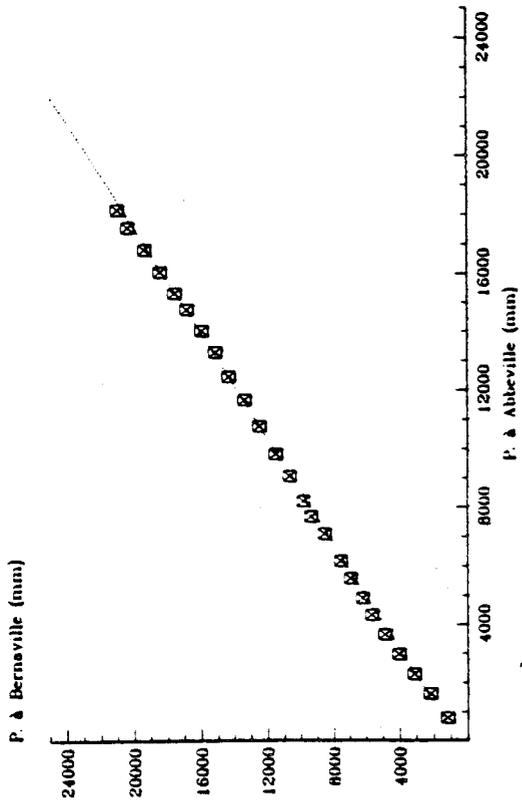


Fig:15.3 - Test des double-cumuls  
Abbeville - Bomparre  
période : 1971 - 1989

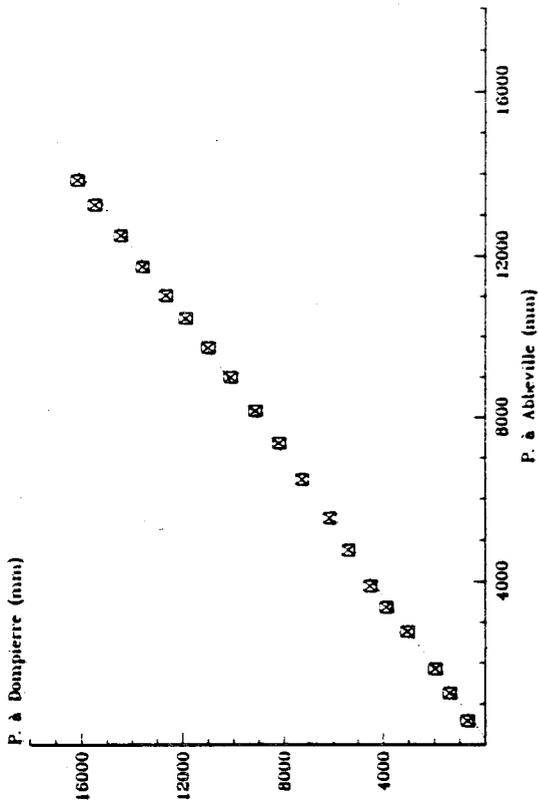
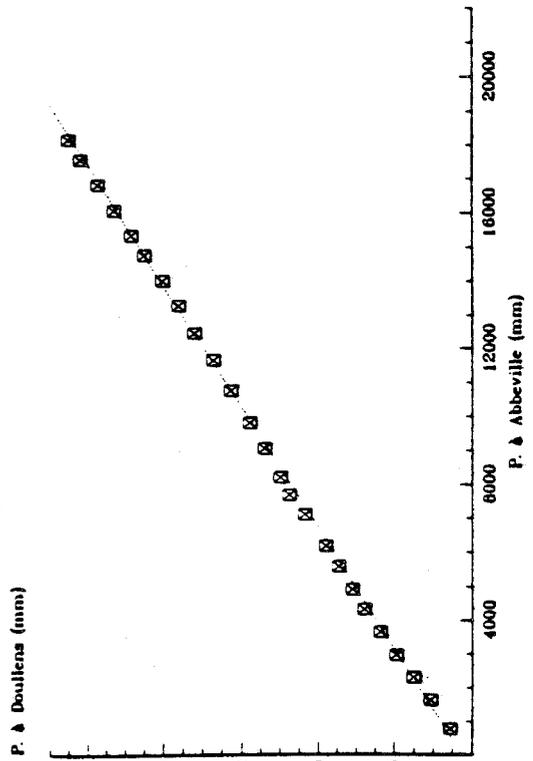


Fig:15.2 - Test des double-cumuls  
Abbeville - Doullens  
période : 1965 - 1989



Avec :

m = moyenne .

d = degré de dépendance d'un événement sur le suivant.

$$d = \frac{\sigma^2}{m} - 1.$$

$\sigma^2$  = variance de la distribution.

Pour estimer la qualité de l'ajustement par la loi de Polya, nous avons tenu compte des résultats que donne le test KHI-DEUX. En effet, le test KHI-DEUX de Karl Pearson permet de savoir si les écarts constatés entre les valeurs théoriques et les valeurs expérimentales peuvent ou non, être imputés au hasard.

La qualité de l'ajustement est appréciée en comparant les valeurs de KHI-DEUX calculées et celles données par la table de KHI-DEUX en prenant comme seuil de signification  $P = 0,05$  pour le même nombre de degré de liberté ( $ndl = 3$ ). Si KHI-DEUX obtenu est inférieur à KHI-DEUX donné par la table, l'ajustement est bon ; si par contre il est supérieur à KHI-DEUX donné, l'ajustement est mauvais.

L'existence de lacunes dans nos séries peut fausser l'application du test. On a préféré un découpage des séries (pour éviter les années lacunaires) à une reconstitution statistique. Les résultats du test de Polya pour les séquences pluvieuses et sèches sont exposés dans les tableaux 4 et 5.

Procédé d'application du test de Polya : Le programme FREQAN calcule les fréquences des séquences sèches et pluvieuses de 1 à n jours, il les transforme sous deux types de fichiers :

1. Des fichiers de séquences pluvieuses (ex.:Bernaville:berpj.p).
2. Des fichiers de séquences sèches (ex.:Bernaville:berpj.s).

Ces fichiers créés par FREQAN seront traités par le programme POLYA qui donne pour chaque type de séquence : en première colonne, la durée (longueur) des séquences sèches ou pluvieuses ; en deuxième colonne, sa probabilité de manifestation

berpjl.p

durée	prob.	frq. th.	frq. obs.	écart
1	0.2016251	313.6	320	-6.4
2	0.1312519	175.8	171	2.8
3	0.0893959	114.5	112	2.5
4	0.0622344	78.0	68	10.0
5	0.0438881	54.3	60	-5.7
6	0.0312146	38.3	42	-3.7
7	0.0223352	27.2	21	6.2
8	0.0160538	19.5	22	-2.5
9	0.0115792	14.0	17	-3.0
10	0.0083751	10.1	16	-5.9
11	0.0060713	7.3	4	3.3
12	0.0044096	5.3	4	1.3
13	0.0032078	3.8	4	-0.2
14	0.0023367	2.8	2	0.8
15	0.0017042	2.0	0	2.0
16	0.0012442	1.5	0	1.5
17	0.0009092	1.1	5	-3.9
18	0.0006649	0.8	1	-0.2
19	0.0004866	0.6	0	0.6
20	0.0003563	0.4	0	0.4
21	0.0002611	0.3	0	0.3
22	0.0001914	0.2	0	0.2
23	0.0001404	0.2	0	0.2
24	0.0001030	0.1	0	0.1
25	0.0000756	0.1	1	-0.9

KHI-DEUX = 2.548933 ndl = 3

Fig:16.1 - Résultats de l'application de la loi de G.POLYA à une séquence pluvieuse à Bernaville (période 1969-1984)

berpjl.s

durée	prob.	frq. th.	frq. obs.	écart
1	0.1792433	326.4	334	-7.6
2	0.1155976	156.5	163	-6.5
3	0.0809300	100.9	88	12.9
4	0.0588921	70.7	62	8.7
5	0.0438303	51.4	52	-0.6
6	0.0331042	38.3	41	-2.7
7	0.0252640	28.9	28	0.9
8	0.0194300	22.1	30	-7.9
9	0.0150325	17.0	16	1.0
10	0.0116856	13.1	11	2.1
11	0.0091191	10.2	7	3.2
12	0.0071391	8.0	12	-4.0
13	0.0056041	6.2	3	3.2
14	0.0044094	4.9	4	0.9
15	0.0034763	3.8	3	0.8
16	0.0027455	3.0	6	-3.0
17	0.0021717	2.4	4	-1.6
18	0.0017201	1.9	2	-0.1
19	0.0013641	1.5	2	-0.5
20	0.0010830	1.2	2	-0.8
21	0.0008606	0.9	1	-0.1
22	0.0006846	0.8	1	-0.2
23	0.0005450	0.6	0	0.6
24	0.0004342	0.5	0	0.5
25	0.0003461	0.4	0	0.4
26	0.0002761	0.3	0	0.3
27	0.0002204	0.2	0	0.2
28	0.0001760	0.2	0	0.2
29	0.0001406	0.2	0	0.2
30	0.0001124	0.1	0	0.1
31	0.0000899	0.1	1	-0.9

KHI-DEUX = 3.601281 ndl = 3

Fig:16.2 - Résultats de l'application de la loi de G.POLYA à une séquence sèche à Bernaville (période 1969-1984)

(prob.) ; ses fréquences théoriques (frq.th.) et observées (frq.obs.) en quatrième et cinquième colonnes et en sixième colonne, l'écart entre les fréquences observées et celles calculées (fig.16.1 et 16.2).

#### 4.2.2. Résultats de l'ajustement de Polya

Les résultats de l'ajustement de Polya sont présentés sous forme de deux tableaux, un pour les séquences pluvieuses (tab.4) et le second pour les séquences sèches (tab.5).

STATION	PERIODE	KHI-DEUX	SEUIL	QUA. AJUS.
BERNAVILLE	1969-1984	2,549	7,81	BON
	1986-1989	2,549	7,81	BON
DOMPIERRE	1971-1976	1,151	7,81	BON
	1980-1989	6,363	7,81	BON
DOULLENS	1969-1978	3,956	7,81	BON
	1982-1984	2,510	7,81	BON
	1986-1986	2,867	7,81	BON
DESVRES	1966-1970	8,351	7,81	MAUVAIS
	1972-1989	3,828	7,81	BON
HENNEVEUX	1982-1985	15,716	7,81	MAUVAIS
	1986-1989	2,823	7,81	BON
LOTTINGHEM	1972-1984	2,487	7,81	BON
BOURTHES	1972-1989	2,543	7,81	BON
	1967-1970	2,167	7,81	BON
FAUQUEMBERGUES	1965-1989	6,528	7,81	BON
	1965-1977	4,870	7,81	BON
	1978-1989	2,160	7,81	BON
S <sup>t</sup> .OMER	1972-1989	4,808	7,81	BON
	1965-1970	9,313	7,81	BON
LICQUES	1969-1979	20,545	7,81	MAUVAIS
	1980-1989	8,025	7,81	BON
TOURNEHEM	1967-1970	3,111	7,81	BON
	1972-1989	19,546	7,81	MAUVAIS

Tab.4. Ajustement des séquences pluvieuses (G. Polya)

N.B : SEUIL = Seuil donné par la table de KHI-DEUX  
 QUA.AJUS. = Qualité de l'ajustement

STATION	PERIODE	KHI-DEUX	SEUIL	QUA. AJUS.
BERNAVILLE	1969-1984	3,601	7,81	BON
	1985-1989	1,796	7,81	BON
DOMPIERRE	1971-1976	8,483	7,81	MAUVAIS
	1980-1989	3,187	7,81	BON
DOULLENS	1969-1978	1,606	7,81	BON
	1982-1984	6,314	7,81	BON
	1986-1989	3,205	7,81	BON
DESVRES	1966-1970	4,933	7,81	BON
	1972-1989	1,766	7,81	BON
HENNEVEUX	1982-1985	5,295	7,81	BON
	1987-1989	2,264	7,81	BON
LOTTINGHEM	1972-1984	2,866	7,81	BON
BOURTHES	1972-1989	4,167	7,81	BON
	1967-1970	6,048	7,81	BON
FAUQUEMBERGUES	1965-1989	0,96	7,81	BON
	1965-1977	1,166	7,81	BON
	1978-1989	0,60	7,81	BON
S <sup>t</sup> .OMER	1972-1989	6,947	7,81	BON
	1965-1970	3,176	7,81	BON
LICQUES	1969-1979	13,149	7,81	MAUVAIS
	1980-1989	45,811	7,81	MAUVAIS
TOURNEHEM	1967-1970	13,964	7,81	MAUVAIS
	1972-1989	0,97	7,81	BON

Tab.5. Ajustement des séquences sèches (G. Polya)

Un phénomène de persistance se manifeste au sein des séquences ajustées (pluvieuses et sèches). Cependant, dans certaines séries (Tournehem : séquences sèches 1967-1970), le schéma de Polya n'est pas respecté ; dans ces cas, l'écart entre les fréquences théoriques et celles observées est important (à Tournehem 1972-1989 : écart = 3,5 pour les séquences sèches de 6 jours).

Dans un premier temps, l'hypothèse d'un mauvais ajustement peut dominer celle d'une mauvaise qualité de données surtout pour la station de Licques dans le bassin de la Hem. On a constaté dans les cas où la qualité de l'ajustement est mauvaise,

une différence de cette qualité selon la nature de la séquence. A Licques, par exemple, la qualité de l'ajustement est bonne pour les séquences pluvieuses entre 1980 et 1989 (tab:4), elle est par contre mauvaise pour la même période en ce qui concerne les séquences sèches (tab.5). Des remarques de même type sont à signaler pour Tournehem (1967-1970 et 1972-1989), Henneveux, Desvres et Dompierre (tab.4 et 5). Cette différence de résultats d'ajustement peut provenir d'une abondance de séquences pluvieuses ou sèches pendant la période considérée ; et par conséquent une dominance de pluviosité ou de sécheresse qui peut fausser la notion de persistance sur laquelle est basée la loi de Polya.

En effet, des tests de Polya appliqués à des années isolées donnent de très bons résultats. A Licques par exemple, les valeurs de KHI-DEUX trouvées pour l'année 1988 sont égales à 5,715 pour les séquences sèches et 4,803 pour les séquences pluvieuses ; pour l'année 1989 les valeurs trouvées sont respectivement 2,670 et 3,940 ; largement inférieures au seuil de 7,81 pour un degré de liberté égal à trois. Des valeurs inférieures à ce seuil ont été trouvées à l'échelle d'une année pour les stations de Desvres, de Tournehem et Dompierre .

La qualité de l'ajustement des données est donc estimée très bonne comme l'a prouvé l'ajustement à l'échelle d'une année isolée ; c'est au niveau des dominances de certaines séquences sèches ou pluvieuses sur une longue période que la qualité de l'ajustement est mauvaise pour certaines stations.

### **III-DONNEES PIEZOMETRIQUES**

Le Bureau des Recherches Géologiques et Minières dispose d'un réseau de surveillance piézométrique.

On dispose de données de onze puits d'observation (fig.1) qui fournissent des mesures hebdomadaires du toit de la nappe. Ces mesures concernent la période 1982-1989. Pour la période antérieure à 1982, des courbes piézométriques de différents puits permettent de suivre l'évolution du niveau de la nappe.

Ces points de surveillance sont en nombre variable selon les bassins hydrologiques et ils ne se situent pas toujours à l'intérieur de ces bassins.

Le tableau 6 donne des précisions sur ces puits : leur localisation, leur indice de classement national, la nappe concernée par ces puits ainsi que leur profondeur au sol.

COMMUNE	BASSIN	IN.CLA.NATI.	NAPPE	PRO. (m)	N° DEPART.
NEUVIELLETTE	AUTHIE	0034/2X/0025	CRAIE	129,0	80
BEAUVAL		0034/6X/0011	CRAIE	109,0	80
AUTEUX		0034/1X/0012	CRAIE	127,0	80
AUDREHEM	HEM	0006/7X/0029	CRAIE	75,70	62
REBERGUES		0011/2X/0012	CRAIE	89,00	62
NORDAUSQUES		0006/8X/0051	CRAIE	29,00	62
LEULINGHEM		0006/3X/0002	CRAIE	55,00	62
COULOMBY	AA	0011/3X/0002	CRAIE	113,1	62
BLENDECQUES		0012/2X/0182	CRAIE	10,00	62
AUDINCTHUM		0017/4X/0014	CRAIE	94,00	62
WIRWIGNES	LIANE	0010/4X/0054	SEQUANIEN	47,05	62

Tab.6. Puits de surveillance piézométrique

N.B : IN.CLA.NATI. = indice de classification national  
 PRO. (m) = profondeur sous le sol en m  
 N° DEPART. = numéro de Département

**TROISIEME CHAPITRE**  
**RELATION PLUIE-DEBIT DANS**  
**LE CADRE ANNUEL**



## I-INTRODUCTION

La relation pluie-débit ou plus précisément pluie brute-évapotranspiration-infiltration-débit constitue l'essentiel du cycle hydrologique. Dans ce système dynamique séquentiel (entrées-parcours-sorties ou réponses) la pluie brute constitue le point de départ (Michel, 1987), et le débit écoulé à l'exutoire du bassin n'est que l'expression d'une série de transformations de cette pluie.

En général, la transformation pluie-débit se fait suivant une loi de type linéaire ou pseudolinéaire, il existe un degré d'association (ou coefficient de corrélation) entre ces deux paramètres et la prédétermination de l'un à partir du second est en principe plus fiable lorsque ce degré d'association est fort. On peut ainsi présenter la relation pluie-débit par une équation linéaire de type  $Y = a X + b$ .

## II-PLUIE ANNUELLE

Du point de vue pluviométrique, la région du Nord est réputée très pluvieuse, cette réputation est due beaucoup plus à la fréquence des pluies (175 jours de pluie par an en moyenne, calculée à la station de Lille-Lesquin) qu'à leur intensité qui reste faible. La région du Nord est soumise dans sa globalité au climat "maritime de façade Ouest". Cela signifie que les principaux éléments du climat et leur intégration dans la succession des types de temps sont gouvernés par la circulation d'Ouest en Est des dépressions d'origine atlantique et des perturbations à fronts chauds et à fronts froids qui leur sont associées, circulation interrompue par moment par une situation anticyclonique de façade océanique (décharge polaire, anticyclone océanique) (Biays, 1968).

Par leur situation géographique (fig.1), les bassins étudiés subissent beaucoup plus les influences océaniques (vents de direction WSW), comme le montre l'examen d'une carte d'isohyètes (fig.17). Le plateau de l'Artois, et surtout son

extrémité NW, bénéficie d'une pluviosité abondante. Les bassins de l'Aa, de la Hem et de la Liane reçoivent une lame annuelle de pluie supérieure à 900 mm. Le bassin de l'Authie reçoit une lame annuelle supérieure à 800 mm.

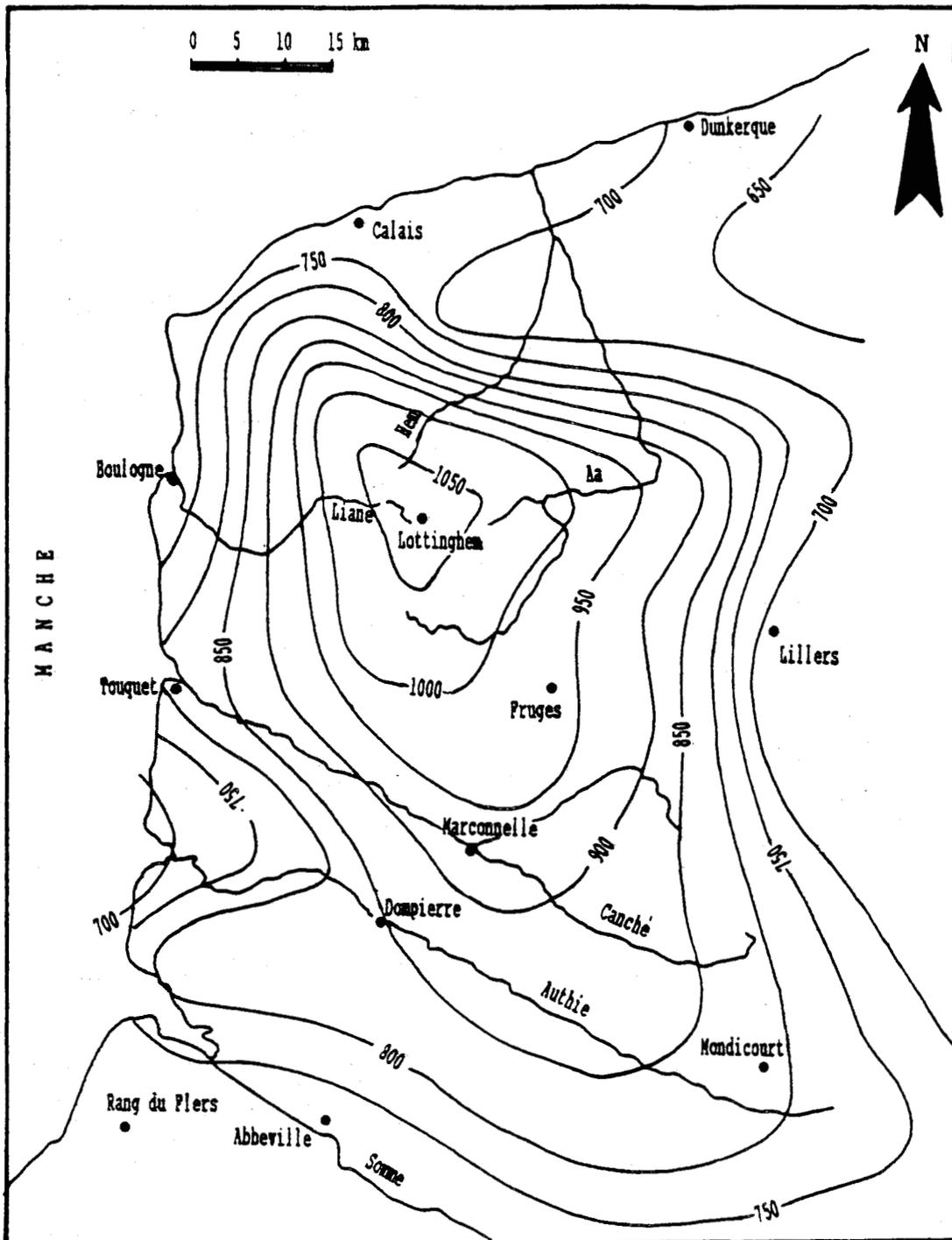


Fig:17 - Carte des courbes isohyètes - année moyenne 1975 - 1989

Les précipitations sont élevées sur le plateau, elles diminuent de part et d'autre de l'axe de l'Artois ; vers le Nord (Flandres) et vers le Sud (vallée de la Canche). L'altitude influence les pluies plus que l'éloignement de la mer ; les hauteurs de pluie sont plus faibles dans les zones côtières (basse Authie, frange littorale de la Liane) à basse altitude, elles augmentent sur le plateau. Dans le détail, les hauteurs de pluie relevées dans chaque station (tab.7) confirment les remarques précédentes.

Stations	Altitude m	Période	Module mm	Bassins
Bourthes	120	1966-1989	1055	Aa
Fauguembergues	77	1966-1989	947	Aa
S <sup>t</sup> .Omer	14	1965-1989	704	Aa
Tournehem	47	1966-1989	847	Hem
Licques	50	1969-1989	1003	Hem
Desvres	101	1965-1989	1039	Liane
Henneveux	8	1982-1989	802	Liane
Lottinghem	99	1969-1989	943	Liane
Bernaville	145	1965-1989	833	Authie
Doullens	64	1965-1989	835	Authie
Dompierre	17	1971-1989	848	Authie

Tab.7. Modules pluviométriques annuels moyens

L'influence du relief est marquée à Henneveux et S<sup>t</sup>.Omer où on enregistre les plus faibles pluies, alors qu'à Desvres et Bourthes les modules sont élevés. A Bernaville, l'effet combiné de la continentalité et de l'altitude donne des hauteurs de pluie plus modérées.

### 1. Corrélation des pluies annuelles

Le test des double-cumuls a permis de démontrer l'homogénéité des données pluviométriques annuelles. L'étude de la corrélation entre stations permet de tester le degré de liaison entre stations voisines et la mise en évidence de l'existence ou non d'une homogénéité pluviométrique entre stations d'un même bassin, et par conséquent, elle permet d'apprécier, si le degré

d'association est fort (tab.8), la représentativité d'une station par rapport à l'ensemble du bassin. L'étude de la corrélation permet de conclure :

	BOU.	FAU.	OME.	TRN.	LIC.	LOT.	DES.	HEN.	BER.	DOU.	DOM.
BOU.	r t	.95 24	.79 24	.82 24	.89 19	.73 19	.93 24	.73 8	.89 24	.86 24	.87 19
FAU.		1 25	.78 24	.85 24	.92 19	.76 19	.89 24	.55 8	.87 24	.87 24	.89 19
OME.			1 25	.81 24	.76 19	.59 19	.80 25	.82 8	.74 25	.73 25	.67 19
TRN.				1 24	.83 19	.69 19	.81 24	.54 8	.76 24	.79 24	.79 19
LIC.					1 19	.75 19	.87 21	.53 8	.84 21	.79 21	.80 19
LOT.						1 19	.72 21	.27 8	.70 21	.74 21	.78 19
DES.							1 25	.83 8	.78 25	.73 25	.86 19
HEN.								1 8	.64 8	.36 8	.44 8
BER.									1 25	.95 25	.89 19
DOU.										1 25	.87 19
DOM.											1 19

BOU.=Bourthes  
 FAU.=Fauquembergues  
 OME.=St.Omer  
 TRN.=Tournehem  
 LIC.=Licques  
 LOT.=Lottinghem  
 DES.=Desvres  
 HEN.=Henneveux  
 BER.=Bernaville  
 DOU.=Doullens  
 DOM.=Dompierre

r = coefficient de corrélation  
 t = taille de l'échantillon

Tab.8. Coefficients de corrélation annuelle

1. L'existence d'une très bonne corrélation entre les stations de Bourthes, Desvres, Fauquembergues et Licques ; ces points délimitent un champ pluviométrique homogène, au sein duquel existent des creux d'importance variable, correspondant aux stations de Henneveux et Lottinghem. La limite NE de ce champ est délimitée par un axe E-W passant par St.Omer.

2. Bonne corrélation entre les stations du bassin de l'Authie, qui reçoit une lame homogène sur toute sa superficie.

Les coefficients de corrélation calculés entre stations (tab.8) ainsi que la carte des isohyètes (fig.17) illustrent les remarques précédentes.

## **2. Lame d'eau annuelle précipitée**

L'appréciation de la lame d'eau précipitée constitue un point de départ à intérêt majeur. Trois méthodes ont été testées pour le calcul de la lame d'eau annuelle précipitée :

1. Moyenne arithmétique.
2. Pondération de Thiessen.
3. Méthode des isohyètes : Le traçage des courbes isohyètes a nécessité l'utilisation de 41 stations et postes météorologiques appartenant aux départements du Nord, du Pas-de-Calais et de la Somme.

Les résultats de ces méthodes seront comparés à ceux de la méthode Aurelhy (fig.18), fournis par la météorologie nationale.

L'examen des tableaux 9 et 10 montre que :

1. L'écart est faible entre les trois méthodes à l'intérieur d'un même bassin, que ce soit à l'échelle annuelle ou pluriannuelle. Cependant, on note une différence entre bassins voisins.

2. Dans le détail, les valeurs trouvées par la méthode des isohyètes sont légèrement inférieures à celles des moyennes arithmétiques et de la pondération de Thiessen.

La méthode des isohyètes est retenue dans la suite de ce chapitre, elle seule tient compte à la fois du facteur altitudinal

déterminant comme on l'a vu précédemment et du poids relatif de la station (superficie) au sein du réseau de mesure.

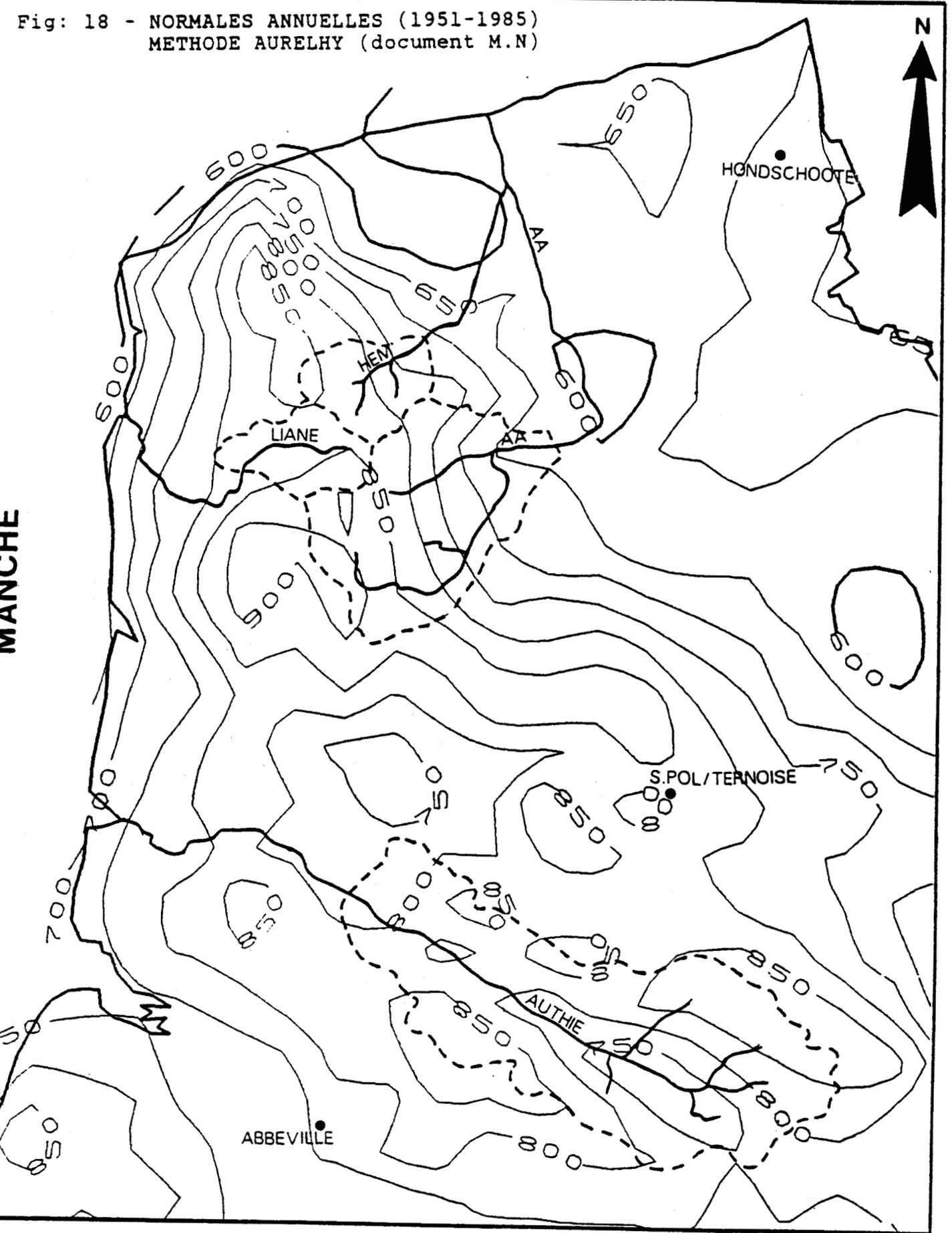
Bassin	AA			HEM		
Méthode	M.ARI.	THIES.	ISOHY.	M.ARI.	THIES.	ISOHY.
1965			876			864
1966	1085	1139	1099			1026
1967	875	934	933			915
1968	941	1005	986			915
1969	873	913	939	980	998	947
1970	933	983	1018	922	943	922
1971	642	648	646	751	712	648
1972	730	772	750	786	807	786
1973	635	668	630	681	707	656
1974	1124	1202	1156	1202	1257	1198
1975	928	954	936	1012	1055	969
1976	669	707	683	770	790	775
1977	835	874	881	932	986	962
1978	810	857	798	849	886	849
1979	955	1014	972	998	1014	982
1980	1048	1108	1042	1034	1069	1041
1981	1077	1155	1112	1154	1224	1178
1982	885	961	932	930	948	937
1983	922	990	957	934	946	943
1984	932	986	950	955	975	934
1985	793	858	832	882	962	880
1986	973	1039	979	928	984	958
1987	1016	1057	1009	933	1027	1021
1988	1129	1187	1148	1055	1116	1108
1989	807	837	795	851	851	800
Module	901	952	922	929	964	929

Tab.9. Lame d'eau annuelle précipitée en mm  
Bassins de l'Aa et la Hem

N.B: M.ARI. = moyenne arithmétique  
 THIES. = pondération de Thiessen  
 coefficients de pondération de Thiessen :  
 Aa : Bourthes=0,66 ; Fauquembergues=0,43 ; S<sup>t</sup>.Omer=0,16  
 Hem : Licques=0,66 ; Lottinghem=0,16 ; Tournehem=0,18  
 ISOHY. = isohyètes

Une rapide comparaison des résultats de la méthode Aurelhy (fig.18) avec ceux des moyennes arithmétiques et des isohyètes (fig.17), bien que les résultats ne portent pas sur les mêmes périodes, suggère que cette méthode (Aurelhy) conçue initialement pour une région de moyenne montagne "Massif Central

Fig: 18 - NORMALES ANNUELLES (1951-1985)  
METHODE AURELHY (document M.N)



Français" (Benichou et Lebreton, 1986) minimise les lames d'eau précipitées. L'approche géostatistique (Michel, 1987) de la méthode Aurelhy doit être adaptée à une région de plaine comme le Nord de la France.

Bassin	LIANE			AUTHIE		
Méthode	M.ARI.	THIES.	ISOHY.	M.ARI.	THIES.	ISOHY.
1965			946			975
1966			1152			972
1967			1040			906
1968			955			882
1969			995			714
1970			973			821
1971			723	706	612	584
1972			801	734	740	720
1973			604	614	638	593
1974			1273	1057	1066	1004
1975			975	805	806	760
1976			805	539	517	528
1977			938	834	822	819
1978			883	793	788	737
1979			1013	1017	1002	964
1980			1055	911	902	857
1981			1113	945	952	931
1982	943	933	955	868	844	843
1983	954	949	979	831	831	788
1984	931	923	955	906	918	866
1985	818	810	958	723	706	680
1986	838	836	995	896	899	939
1987	975	996	1069	888	884	887
1988	1149	1160	1189	984	947	928
1989	872	869	777	643	644	675
Module	935	935	965	821	817	815

Tab.10. Lame d'eau annuelle précipitée en mm  
Bassins de la Liane et l'Authie

N.B: Coefficient de pondération de Thiessen :  
 Liane : Desvres=0,36 ; Lottinghem=0,26 ; Henneveux=0,38  
 Authie : Bernaville=0,2 ; Doullens=0,6 ; Dompierre=0,2

### III-TRANSFORMATION PLUIE-DEBIT

La transformation pluie-débit se fait généralement suivant une loi linéaire. La variabilité interannuelle des débits des rivières, en climat océanique, est sous la dépendance directe de la variabilité des pluies, qu'elle amplifie largement

(Cosandey, 1985). La vérification de cette relation est rendue possible par l'étude de la fonction de régression entre ces deux paramètres. L'existence d'un fort degré d'association (coefficient de corrélation  $r$ ) traduit généralement une linéarité du phénomène de transformation pluie-débit, cette relation n'est pas toujours proportionnelle (fonctionnelle) aux quantités d'eau mobilisées pendant un temps donné.

### 1. Ajustement linéaire

La mise en évidence d'une dépendance fonctionnelle sur un diagramme de corrélation pluie-débit se prête à un autre type de calcul qui exprime le mieux cette relation : L'ajustement (estimation) des débits en fonction des pluies. L'équation de la droite d'ajustement est de la forme :

$$Y = a X + b$$

Y = débit estimé en mm

X = pluie mesurée en mm

a = pente de la droite de régression

b = ordonnée à l'origine

Le rassemblement des points de correspondance, pluviosité-hydraulicité (la pluviosité est le rapport de la pluie annuelle à la moyenne interannuelle, l'hydraulicité étant le rapport de la lame d'eau annuelle écoulée à la lame d'eau interannuelle) autour de la droite d'ajustement, permet d'apprécier la linéarité de la relation. Pourtant, deux types de résultats s'opposent : le coefficient de corrélation ( $r$ ) et la représentation graphique. La linéarité de cette relation est confirmée dans le bassin de la Liane par le nuage de point qui se concentre autour de la droite de régression (fig.21). Dans le bassin de l'Aa (fig.19), de la Hem (fig.20) et de l'Authie (fig.22), le nuage de points est plus dispersé par rapport à cette droite ; l'augmentation de cette dispersion va en parallèle avec une diminution du coefficient de corrélation (tab.11). Dans ce stade de l'étude on peut déjà faire la liaison entre la linéarité du phénomène de transformation pluie-débit et la nature géologique de chaque bassin. Dans un même contexte climatique, donc des apports pluviométriques et une demande en ETP identique, les

Fig:19 - Diagramme de corrélation  
pluviosité - hydraulité dans le  
bassin de l'Aa (1965-1989)

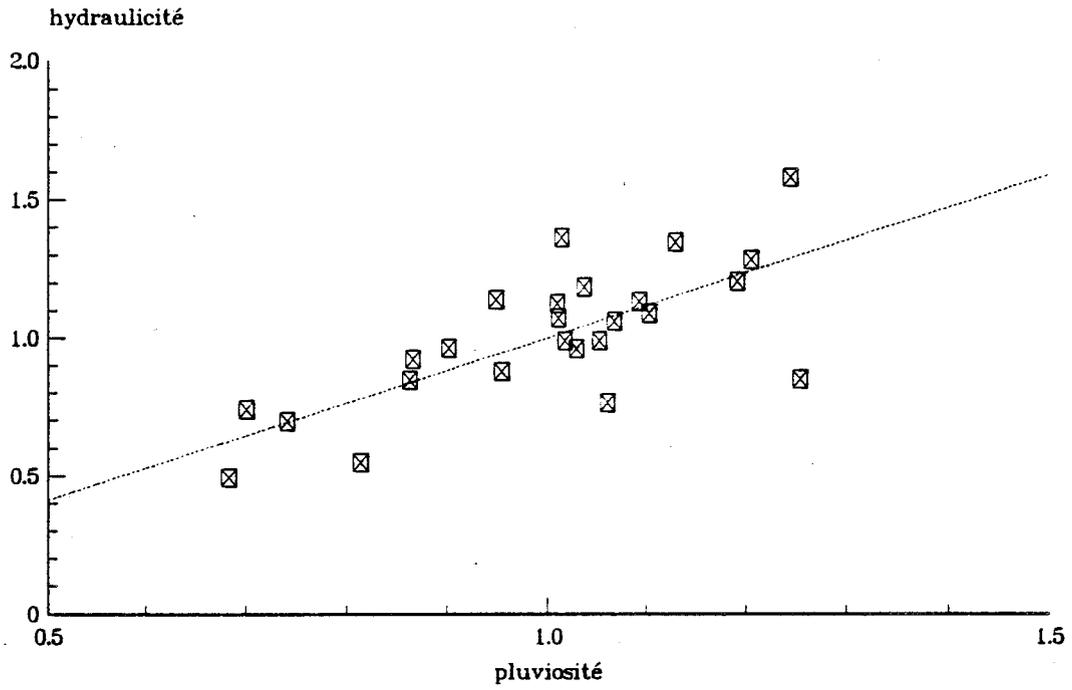


Fig:20 - Diagramme de corrélation  
pluviosité - hydraulité dans le  
bassin de la Hem (1966-1989)

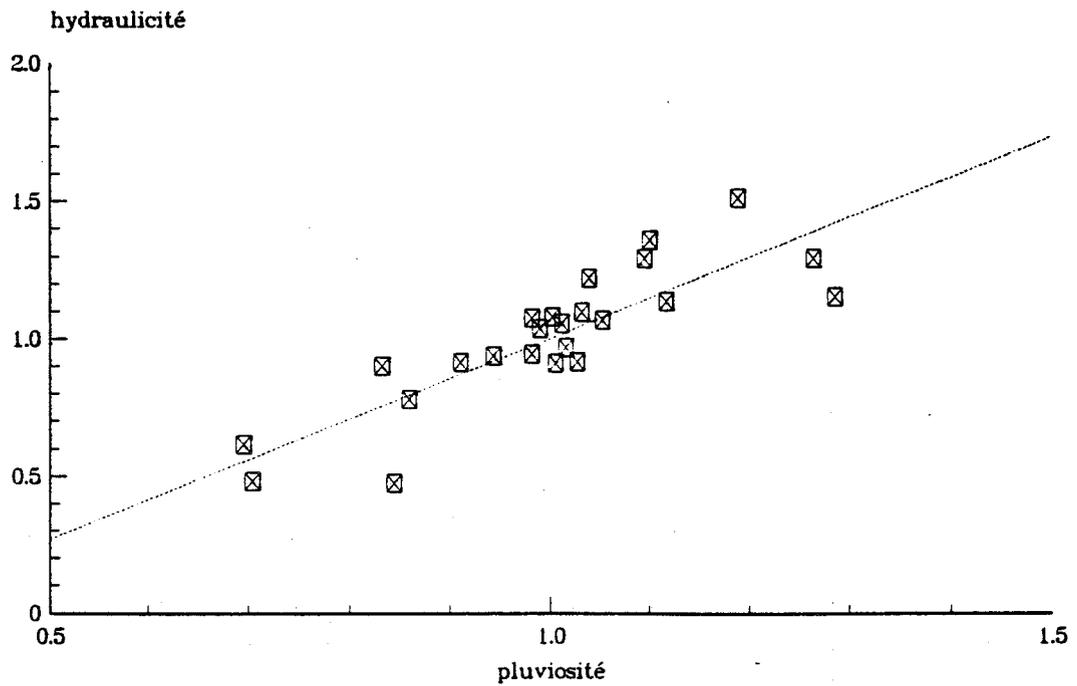


Fig:21 - Diagramme de corrélation  
pluviosité - hydraulité dans le  
bassin de la Liane (1973-1989)

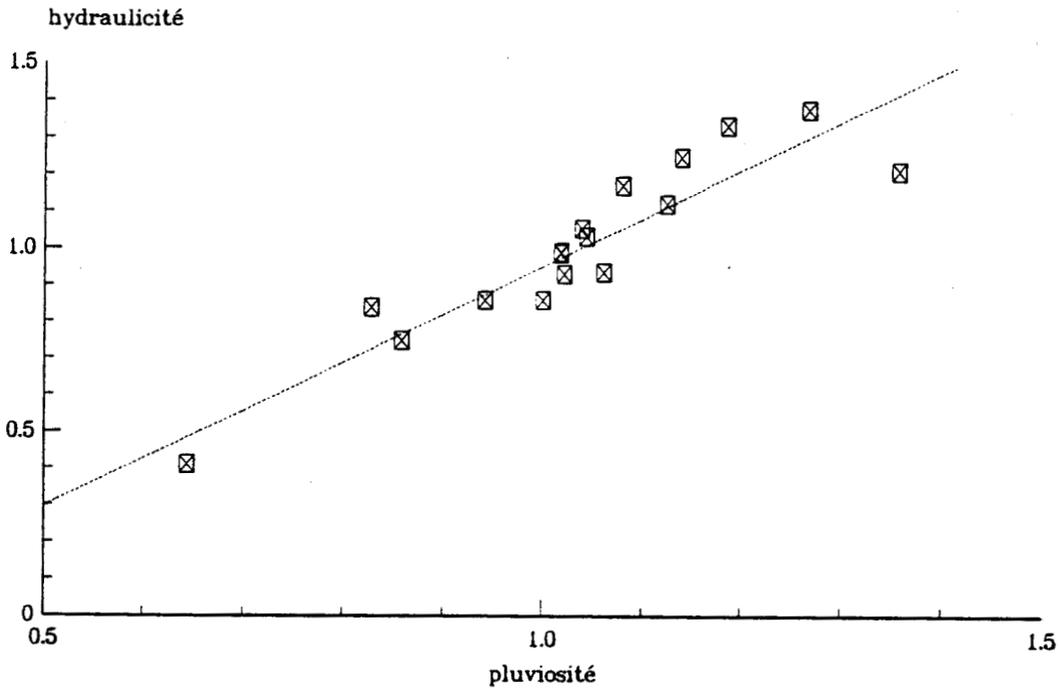
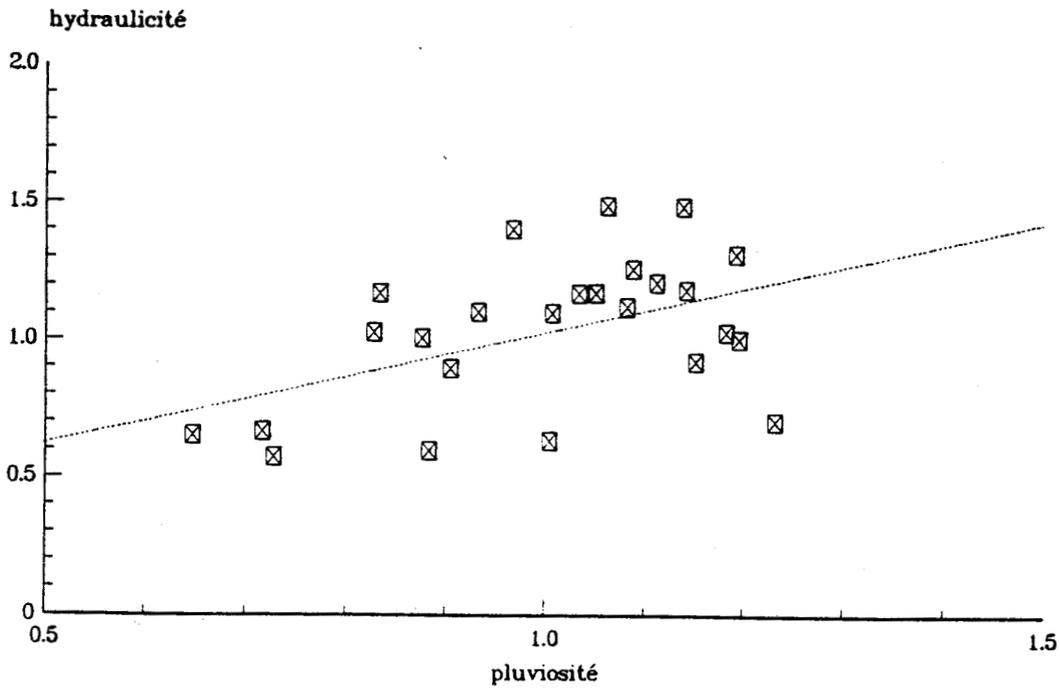


Fig:22 - Diagramme de corrélation  
pluviosité - hydraulité dans le  
bassin de l'Authie (1965-1989)



quantités des pluies qui s'infiltrent sont plus grandes dans les bassins crayeux de l'Aa, de l'Authie et de la Hem, la couverture Jurassique du bassin de la Liane favorise moins l'infiltration en faveur d'un ruissellement plus important.

Le coefficient de corrélation permet d'estimer grossièrement le processus de transformation pluie-débit ainsi que les facteurs qui la régissent en conditionnant une linéarité plus forte entre ces deux facteurs. Le degré d'intervention de ces facteurs est inversement proportionnel à la valeur de ce coefficient de corrélation ; d'où l'existence d'un seuil de signification au-dessous duquel ce coefficient n'est plus significatif d'une relation fonctionnelle. Après examen du tableau 11, ce seuil est fixé à 0,90, par conséquent il offre une marge très faible d'analyse du phénomène. Les coefficients de corrélation calculés sur des échantillons annuels relativement importants (entre 17 et 25 ans) confirment la remarque précédente, dès qu'on descend à des r inférieurs à 0,9, la linéarité du phénomène de transformation devient moins évidente comme on peut le constater sur les figures 19, 20 et 22.

Bassin	Débit = f (pluie)	Pluie = f (débit)	Coe.cor.
Aa	$Y = 0,367 X - 77,8$	$Y = 1,829 X + 445,7$	0,82
Hem	$Y = 1,141 X + 544,6$	$Y = 0,357 X + 748,9$	0,64
Liane	$Y = 0,786 X - 211,8$	$Y = 1,076 X + 378$	0,92
Authie	$Y = 0,291 X + 89,5$	$Y = 0,646 X + 603,7$	0,43

Tab.11. Fonctions des droites d'estimation pluie-débit

Les fonctions d'estimation des débits à partir des pluies ainsi que celles des pluies en fonction des débits sont données par le tableau 11.

## 2. Coefficient et bilan d'écoulement

Le coefficient d'écoulement est par définition le rapport de la lame écoulee à travers la section de jaugeage à la lame

d'eau précipitée sur le bassin (Roche, 1986). La comparaison de ces deux paramètres permet de dresser le bilan d'écoulement ( $P = Q + D.E_{ob.}$ ) qui s'exprime par le déficit d'écoulement et le coefficient d'écoulement (Loup, 1974). Le déficit d'écoulement est assimilé à l'évapotranspiration réelle (dite observée et notée dans notre cas  $D.E_{ob.}$ ) sur un bassin versant quelconque dont les sols ne sont pas constamment saturés. Il est d'autant plus fort que la température et les pluies sont élevées.

Le tableau 12 donne les termes du bilan d'écoulement dans chaque bassin. Une estimation des paramètres du bilan est faite, si  $P$  et  $D.E_{ob.}$  sont des paramètres entiers,  $Q$  est la résultante de deux types d'écoulement : un écoulement souterrain ( $Q_w$ ) et un écoulement superficiel ( $Q_r$ ) ou ruissellement.

Bassin	Période	P (mm)	Q (mm)	Co.éco.	D.E <sub>ob.</sub> (mm)
Aa	1966 - 1989	924	391	0,42	664
Hem	1969 - 1989	929	428	0,46	493
Liane	1973 - 1989	973	554	0,57	420
Authie	1965 - 1989	815	332	0,41	480

Tab.12. Coefficient et bilan d'écoulement

N.B : P = lame d'eau précipitée en mm  
 Q = lame d'eau écoulee en mm  
 co.éco. = coefficient d'écoulement ( $=Q/P$ )  
 D.E<sub>ob.</sub> = déficit d'écoulement observé ( $=P-Q$ )

Quand aux composantes de l'écoulement des rivières, Mania (1978) a estimé (modèle MERO) l'écoulement de base de l'Aa à Wizernes à 76,8 % (entre 1964 et 1972), de la Hem à Guèmy à 76% (entre 1971 et 1972) et de l'Authie à Dompierre à 85,3 % (entre 1962 et 1972). Focquenoey-Niemczyk (1980) a estimé elle le débit de ruissellement de la Liane ( $Q_r$ ) pour 12 cycles hydrologiques (de 1965 à 1977) à 42 % ; donc l'apport souterrain est de l'ordre de 58 % dans ce bassin. En adoptant ces chiffres, les composantes annuelles de l'écoulement de chaque rivière sont donc de :

L'Aa à Wizernes :

Q = 391 mm	Q <sub>w</sub> = 300,3 mm	Q <sub>w</sub> /Q = 76,8 %
	Q <sub>r</sub> = 90,7 mm	Q <sub>r</sub> /Q = 23,2 %

La Hem à Guémy :

Q = 428 mm	Q <sub>w</sub> = 325,3 mm	Q <sub>w</sub> /Q = 76 %
	Q <sub>r</sub> = 102,7 mm	Q <sub>r</sub> /Q = 24 %

La Liane à Wirwignes :

Q = 554mm	Q <sub>w</sub> = 321,3 mm	Q <sub>w</sub> /Q = 58 %
	Q <sub>r</sub> = 232,7 mm	Q <sub>r</sub> /Q = 42 %

L'Authie à Dompierre :

Q = 332 mm	Q <sub>w</sub> = 283,2 mm	Q <sub>w</sub> /Q = 85 %
	Q <sub>r</sub> = 48,8 mm	Q <sub>r</sub> /Q = 15 %

L'aquifère crayeux muticouche du Crétacé supérieur assure un écoulement de base annuel de 300,3 mm à l'Aa, ce même aquifère dans le bassin de l'Authie, offre chaque année 283,2 mm à l'écoulement de la rivière. Le Cénomaniens de la Hem et de la Liane offre respectivement 325,3 et 321,3 mm, des débits de base (Q<sub>w</sub>) presque identiques. Les écarts entre bassins se creusent lorsqu'il s'agit de composante rapide (Q<sub>r</sub>) de l'écoulement. Ces différences révèlent un mode de gestion différent des infiltrations dans chaque bassin. Plus le ruissellement est important, plus la perméabilité est faible (ou les surfaces perméables sont petites) comme l'indiquent les forts Q<sub>r</sub> de la Hem et de la Liane. L'effet combiné de la lithologie, la géomorphologie et la tectonique agit sur la composition de l'écoulement en favorisant un mode de gestion ou de restitution rapide ou lent des eaux de pluie.

Dans la moitié SW du bassin de l'Aa par exemple, une grande partie des pluies s'infiltrer dans la craie perméable du Turonien supérieur à fort écoulement souterrain (varie entre 80 et

90 % selon Mania, 1978). L'organisation géomorphologique de ce bassin en un système de boutonnières élémentaires (Sommé, 1991) a pour effet une augmentation du gradient hydraulique dans cette zone du bassin et une baisse du toit de la nappe se fait d'amont vers l'aval avec un écoulement de cette dernière qui se fait du SW vers le NE (Caulier, 1974), c'est dans cette zone que se trouve la plupart des sources (Annexe I, Doc.03) qui alimentent l'Aa et assurent le principal de son débit (72 %). La moitié NE du bassin, à dominance de craie marneuse et de marne d'âge Turonien moyen et inférieur, est à faible écoulement souterrain (50 % selon Mania, 1978) ; grâce à sa faible perméabilité et la chute topographique enregistrée entre les deux moitiés, elle fonctionne comme un sous-bassin récepteur à la fois des émergences du Turonien supérieur et des eaux de ruissellement.

### 3. Conclusion

La nature lithologique de la couverture géologique des bassins est primordiale dans la répartition des transferts hydriques directement en surface ou en profondeur suite à chaque pluie. L'extension géométrique, l'épaisseur et la variation morphologique de cette couverture conditionnent également les processus de transformation directe (sous forme de ruissellement rapide) ou indirecte (en infiltration) des eaux de pluies. La variation latérale de perméabilité dans le bassin de l'Aa est responsable d'une baisse de l'écoulement souterrain entre l'amont et l'aval ; l'effet de cette baisse est répercuté sur l'écoulement de la rivière. Contrairement au bassin de la Liane où la couverture Jurassique peu perméable favorise un important écoulement de surface comme en atteste le fort coefficient d'écoulement dans ce bassin (0,57).

Avec un fort degré d'association pluie-débit ( $r=0,92$ ), 57 % des pluies se transforment en moyenne chaque année en lame d'eau écoulée au niveau de la rivière. Malgré un aquifère discontinu, fissuré (cf chap. premier), le bassin de la Liane offre un modèle de transformation pluie-débit assez régulier comme en témoignent les valeurs des coefficients de corrélation et d'écoulement.

En effet, cette quantification grossière permet d'avoir une idée sur la quantité des pluies récupérées chaque année par l'écoulement. La lame d'eau annuelle écoulee dépend aussi de la capacité du réservoir souterrain qui permet le maintien de l'écoulement à un niveau constant même pendant des années de sécheresse accusée (remarque variable selon les cas), de la perméabilité des terrains qui en accélérant ou en ralentissant l'infiltration font varier la quantité d'eau écoulee. Des paramètres climatiques tels que la température, la vitesse du vent, la durée d'insolation et l'humidité de l'air font augmenter ou diminuer les prélèvements par évapotranspiration des eaux à différents niveaux (dans le sol et en surface). La quantification de tous ces paramètres permettra de mieux comprendre le cycle hydrologique de ces bassins dans sa globalité.

#### IV-DEFICIT D'ECOULEMENT

Le déficit d'écoulement (D.E), représente donc la quantité des pluies ayant échappé à l'écoulement et qui va satisfaire l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'infiltration (I) dans le bassin.

$$\boxed{D.E = P - Q} \quad (1)$$

$$\boxed{D.E = ETR + I} \quad (2)$$

Sur une longue période, les eaux d'infiltration sont reprises en surface et dans les niveaux supérieurs du sol par l'évapotranspiration (sol + végétaux) ; le reste d'eau qui échappe à cette évapotranspiration va alimenter l'écoulement hypodermique dans un premier temps, puis l'écoulement souterrain ( $Q_w$  qui peut être assimilé à la quantité d'eau infiltrée) ensuite. Ces deux types d'écoulement, associés à l'écoulement rapide ( $Q_r$ ) (de surface ou ruissellement) constituent l'écoulement total (Q) mesuré à la station de jaugeage.

On retrouve donc sur une longue période les eaux d'infiltration sous forme soit d'écoulement de base ( $Q_w$ ) ou d'évapotranspiration. Le déficit d'écoulement n'est en définitive égal qu'à l'ETR puisque l'infiltration intègre au cours du temps soit l'écoulement de base ( $Q_w$ ) soit l'ETR. D'où la nouvelle écriture de (2). Conventionnellement, cette quantité se calcule par la différence entre l'ETP et les précipitations qui, pendant l'été, sont censées être entièrement reprises par l'évaporation, l'écoulement se faisant aux seuls dépens de la réserve hydrologique (Cosandey, 1980).

$$\boxed{D.E = ETR} \quad (3)$$

### 1. Calcul du déficit d'écoulement

En l'absence de mesures d'ETR (évapotranspiration réelle) dans nos bassins, nous utiliserons des méthodes empiriques pour calculer cet ETR. Les résultats obtenus par ces méthodes empiriques sont considérés comme représentatifs de l'ensemble du bassin, bien qu'ils ne tiennent pas compte de la variabilité spatiale de l'ETR. Plusieurs paramètres physiques, tels que la pente, l'exposition orographique influencent cet ETR. Le couvert végétal contribue à une augmentation ou à une diminution de cet ETR selon l'état de l'eau dans le sol (= R.U). A chaque instant  $t$ , l'ETR est une fonction de la disponibilité en eau du sol et tend vers sa limite supérieure qui est l'ETP (évapotranspiration potentielle), considérée comme une variable indépendante. Le couvert végétal d'une part, le réservoir édaphique d'autre part. Ce sont là deux facteurs supplémentaires, de surcroît très véritables, qui dans le temps comme dans l'espace modulent l'intensité de l'évapotranspiration réelle (Turc et Trzpit, 1985).

Le calcul de l'ETP à l'échelle mensuelle a été fait au laboratoire par trois méthodes différentes : Thornthwaite, Turc et Penman (programme ETP) ; la comparaison de ces méthodes montre que Thornthwaite minimise beaucoup l'ETP mensuelle, Turc donne par contre des résultats plus proches de ceux de Penman dont les

valeurs sont les plus élevées. Cette dernière méthode est retenue pour exprimer les pertes dans chaque bassin par évapotranspiration grâce à son approche physique rigoureuse, assortie de quelques hypothèses ou simplifications logiques (Penman, 1948, Najjar, 1982 voir également Marsily G. de, 1981).

En effet, l'écriture la plus concise de l'équation de Penman indique que la grandeur, -maximale-, de la vaporisation est fonction de la quantité d'énergie radiative (W) disponible au point d'observation d'une part, et d'autre part du pouvoir évaporant de l'air (A) au même endroit, dépendant de son hygrométrie et de sa mobilité (Braque, 1984) :  $ETP = f(W) + f(A)$ .

Par manque de certains paramètres de calcul d'ETP Penman (vitesse du vent, humidité et insolation) dans les stations situées à l'intérieur des limites de nos bassins, on a extrapolé les mesures du vent, d'insolation et d'humidité disponibles dans les stations de références (cf chap. deuxième) pour le calcul de l'ETP Penman à l'échelle mensuelle. La comparaison de ces résultats avec des ETP Penman (datent de 1989) calculés par la Météorologie Nationale dans des stations automatiques (S<sup>t</sup>.Omer et Desvres) situées à l'intérieur de certains bassins, montre que les résultats obtenus avec des données de vent, d'humidité et d'insolation extrapolées et ceux obtenus avec des données complètes mesurées à la station sont de même ordre de grandeur (à S<sup>t</sup>.Omer ETP Penman = 653 mm en 1989 et 985 mm en 1990).

## 2. Variabilité du déficit d'écoulement

Des bilans globaux dressés sur de longues périodes (tab.13) pour les quatre bassins étudiés permettent de tirer certaines conclusions générales :

Environ 65 % des pluies serviront à alimenter les pertes d'eau par évapotranspiration physique et biologique. Une lame moyenne de 615 mm est consommée chaque année par l'ETR sur l'ensemble des bassins. Ce paramètre à caractère régional varie peu entre bassins.

Bassin	Période	P (mm)	Q (mm)	ETR (mm)	Q/P	ETR/P
Aa	1966 - 1989	924	391	625	0,42	0,68
Hem	1969 - 1989	929	428	621	0,46	0,67
Liane	1973 - 1989	973	554	615	0,57	0,63
Authie	1965 - 1989	815	332	611	0,41	0,75

Tab.13. Bilans annuels moyens

N.B: P = lame d'eau précipitée en mm  
 Q = lame d'eau écoulee en mm  
 ETR<sub>PENMAN</sub> (=D.E) = évapotranspiration réelle en mm

Les pertes par ETR sont évaluées entre 500 et 550 mm par an selon Mania (en 1978 selon la méthode Turc mensuelle corrigée) et Beckelynck (en 1981 selon la méthode Thornthwaite mensuelle), cette sous-estimation du déficit d'écoulement en l'absence de mesure in situ est souvent un mauvais point de départ dans les calculs qui nécessitent des mesures d'ETP (bilan hydrologique, bilan d'alimentation d'une nappe....).

En effet, dans une région comme le Nord de la France où l'eau est disponible en permanence durant toute l'année ; les pertes par évapotranspiration réelle sont très importantes, la non disponibilité de l'eau étant un frein à l'ETR ; une abondance de cette eau nécessite des méthodes plus précises intégrant le maximum de paramètres possibles influençant l'ETP. L'utilisation de l'une de ces méthodes dans notre cas (Penman) a pour but d'affiner la quantification de ce paramètre fort important du bilan hydrologique (ETR). Contrairement aux régions sèches où l'eau de surface et des horizons supérieurs du sol se raréfie au fur et à mesure que la sécheresse s'accuse ; les problèmes de pertes par ETR sont moins sensibles. Les résultats des mesures in situ d'ETR apporteront plus de précisions à l'étude des bilans hydrologiques dans ces bassins.

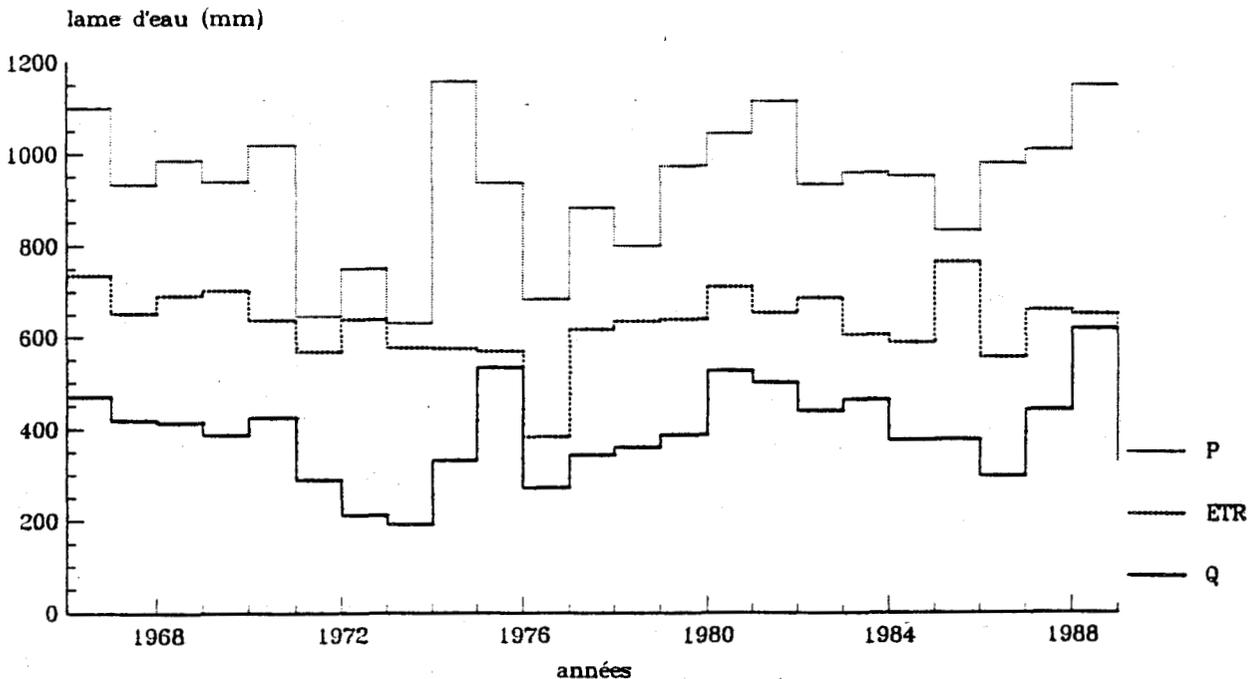
L'étude comparative du cycle précipitation-écoulement-déficit d'écoulement (ETR) permet de mettre l'accent sur le mode de transformation des eaux de pluie. La réponse du bassin à des

extrêmes pluviométriques (forte ou faible pluie) se manifeste au niveau de la lame d'eau écoulée qui transite chaque année par la station de jaugeage et qui est, elle-même, fonction de l'état des réserves en eau du sol. Les figures 23, 24, 25 et 26 permettent un certain nombre de constatations :

1. Le déficit d'écoulement (ETR) apparaît comme un élément stable à l'échelle annuelle et ses variations périodiques, autour de la moyenne, sont faibles. Une chute brutale de ce paramètre est pourtant observée en 1976 dans tous les bassins (fig.23 à 26).

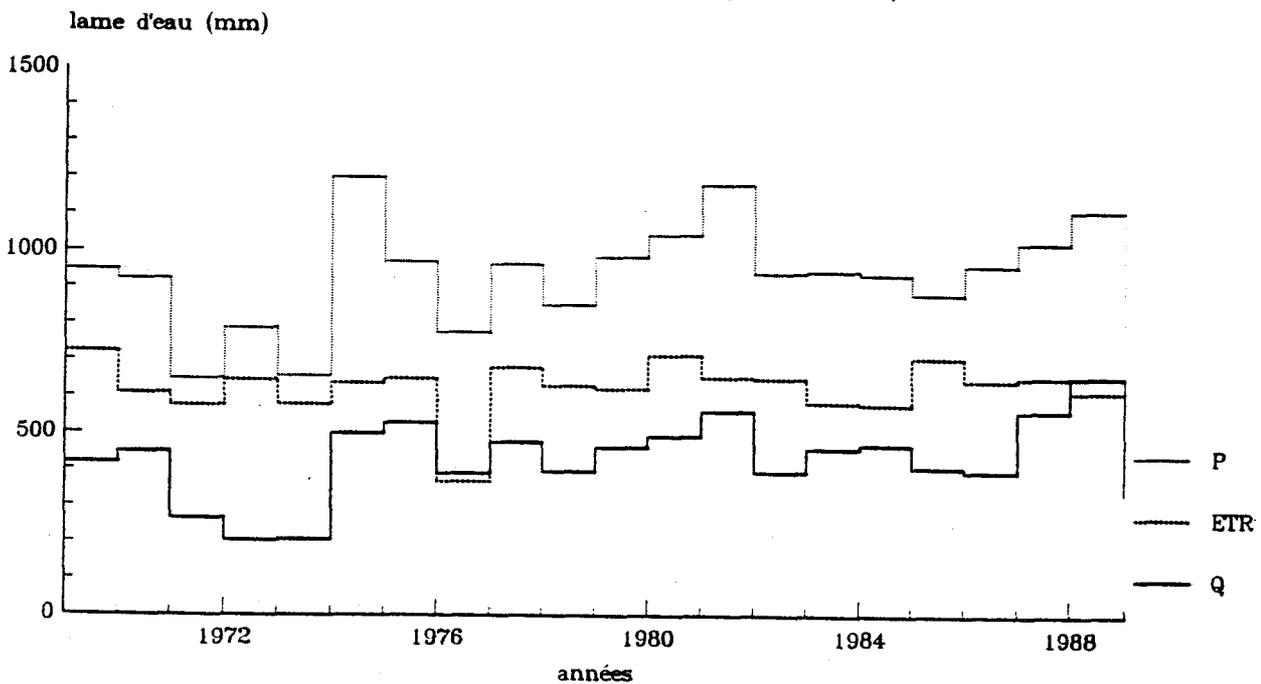
2. L'évolution interannuelle de la pluviométrie est repercutée sur l'écoulement des rivières, on observe une tendance régressive des deux paramètres entre 1964 et 1973, puis une régularisation à partir de cette date avec des maxima en 1982 et 1988, la tendance générale reste pourtant vers une stabilisation.

Fig:23 - Evolution simultanée des pluies (P) - écoulement (Q) - ETR dans le bassin de l'Aa (1966-1989)



3. Après la période sèche des années 1972 et 1973, l'effet des fortes pluies de 1974 (pendant le deuxième semestre) est repéré pendant la même année au niveau de l'écoulement de la Hem et de la Liane, c'est dans l'année qui suit (en 1975) qu'on observe une augmentation sensible de l'écoulement de l'Aa et de l'Authie. Ce fait souligne un remplissage et une vidange rapide des réservoirs à faible capacité d'emmagasinement (ou régulatrice) de la Hem et de la Liane, contrairement aux deux autres bassins à réponse plus lente mais à capacité d'emmagasinement plus importante.

Fig:24 - Evolution simultanée des pluies (P) - écoulement (Q) - ETR dans le bassin de la Hem (1969-1989)



4. Dans les bassins étudiés, le cheminement direct des eaux de pluie vers la rivière (ruissellement) et leur passage par la nappe avant de réapparaître sous forme d'écoulement de base au niveau de la rivière (de l'écoulement total) est fonction de :

Fig:25 - Evolution simultanée des pluies (P) - écoulement (Q) - ETR dans le bassin de la Liane (1973-1989)

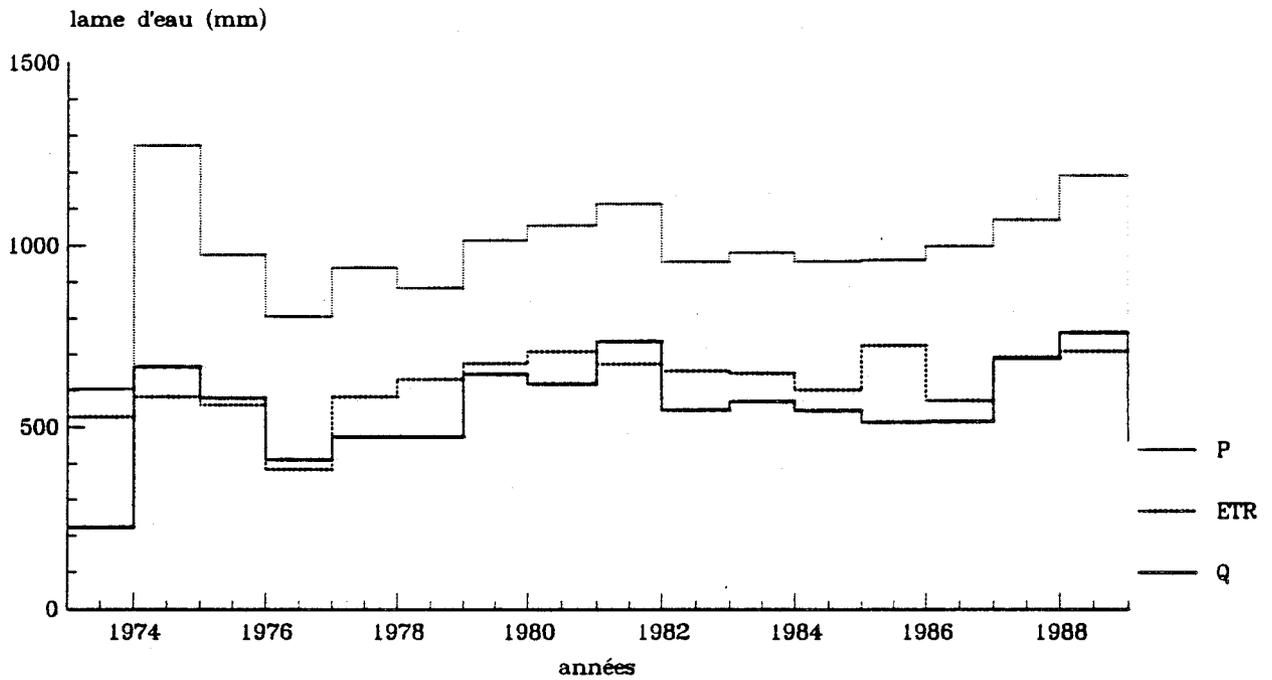
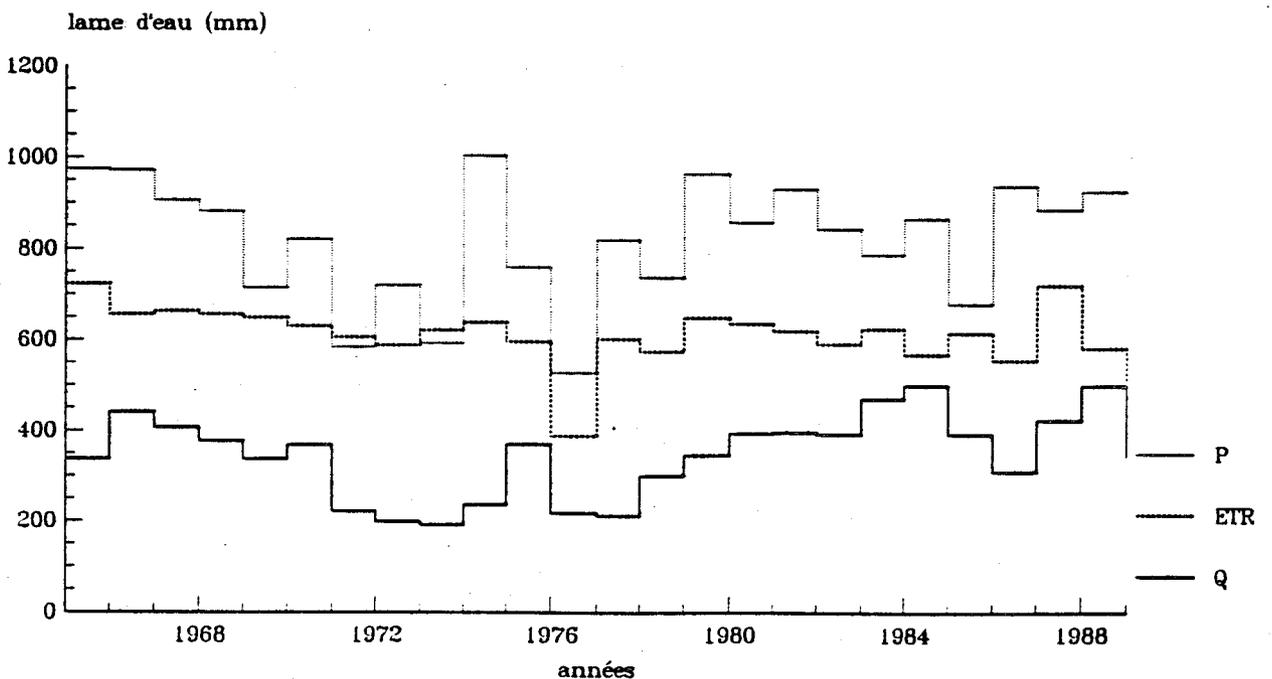


Fig:26 - Evolution simultanée des pluies (P) - écoulement (Q) - ETR dans le bassin de l'Authie (1965-1989)



4.1. La lithologie de l'aquifère dans chaque bassin, donc de sa perméabilité : malgré un important écoulement souterrain de l'aquifère cénomanien de la Hem, son grand affleurement favorise une vitesse rapide de remplissage grâce à une alimentation directe par les pluies, en même temps la vidange de la nappe qui fonctionne sous régime libre dans ce bassin est rapide. La géomorphologie de boutonnière influence également l'hydrodynamique de cet aquifère. Dans le bassin de la Liane c'est à la fois la faible extension de la craie cénomanienne et des réservoirs Jurassique et son état tectonique qui sont responsables de cette vidange et de ce remplissage rapide. Une forte extension des réservoirs de l'Aa et de l'Authie provoque un effet inverse de ce qu'on vient de voir dans les deux cas précédents.

4.2. L'importance du réseau hydrographique : malgré une forte perméabilité du Crétacé supérieur dans le bassin de l'Authie, le maintien de l'écoulement à un niveau à faibles (lame d'eau annuelle écoulée) variations est dû à l'importance de son réseau hydrographique et au contact important entre ce réseau et la nappe de la craie.

4.3. De la taille du bassin, par conséquent de l'importance de l'extension géométrique de son réservoir souterrain, un important aquifère ralentit l'épuisement des réserves souterraines ; de même que l'importance de la taille du bassin offre plus de ressources d'eau de surface et souterraine à l'écoulement, contrairement aux bassins de petites tailles (Hem et Liane) où l'accumulation des eaux de pluie est rapide et entraîne une chute importante et rapide du niveau de l'écoulement, chute non compensée par des réservoirs souterrains à faible capacité hydrogéologique, et qui n'arrivent pas à assurer le niveau d'écoulement entraîné par une arrivée massive et brutale de ruissellement (eaux de pluies).



**QUATRIEME CHAPITRE**  
**BILAN HYDROLOGIQUE MENSUEL**



## I-BUT DE L'ETUDE DU BILAN

Le bilan est un moyen de contrôle de la cohérence des données, évaluées de manière indépendante, relatives à l'alimentation et aux écoulements des systèmes hydrologiques. En aucun cas, il ne doit être utilisé pour calculer par différence l'une des composantes non déterminée séparément. L'égalité du bilan schématise la séquence hydrodynamique du système considéré (Castany, 1982).

L'échelle mensuelle apporte à l'étude du bilan son efficacité optimale en permettant une analyse du comportement des principales variables et en précisant, en outre, le caractère de leurs inter-relations (Humbert, 1982). Le bilan hydrologique mensuel détaillé permet de comptabiliser les entrées et les sorties dans un bassin, pendant une période donnée. L'équation du bilan hydrologique permet d'apprécier les quantités d'eau transitées vers la nappe (infiltration efficace = excédent). La connaissance de l'évolution du niveau de la nappe pendant la période de calcul du bilan et la confrontation de cette évolution avec les excédents permet d'apprécier l'exactitude des paramètres du bilan calculés empiriquement, c'est donc là un moyen de contrôle du bilan hydrologique.

Les stations qui ont servi au calcul du bilan mensuel (tab.14) sont considérées comme représentatives de l'ensemble du bassin.

Bassin	Station d'étude	Période d'étude
Aa	Bourthes	1966 à 1989
Hem	Licques	1969 à 1989
Liane	Desvres	1973 à 1989
Authie	Doullens	1965 à 1989

Tab.14. Stations d'étude du bilan hydrologique

Le choix de ces stations a été fait en fonction de la longueur des séries d'observations disponibles, de leur continuité temporelle, de la nature des données climatiques et de la

situation géographique des stations qui ont fourni ces données (donc de leur représentativité) par rapport aux autres stations d'un bassin (fig.1).

## II-PRESENTATION DE QUELQUES RESULTATS

Quelques bilans seulement seront présentés à titre indicatif dans cette étude. Deux périodes, de trois années chacune seront présentées pour chaque bassin, on a choisi des périodes communes afin de faciliter la comparaison. Pour une meilleure compréhension du comportement des bassins face à une période sèche ou arrosée, les périodes choisies contiennent soit des années sèches ou pluvieuses.

1. Période de 1974 à 1976 qui a connu une sécheresse pluviométrique accusée avec un record pendant le premier semestre de 1976 ; cette sécheresse pluviométrique est d'autant plus forte que pendant les années 1972 et 1973, la pluviométrie annuelle était largement inférieure à la moyenne interannuelle calculée pour chaque bassin (tab.12).

2. Période de 1987 à 1989, relativement arrosée avec là aussi une forte abondance pluviométrique en 1988 et une pluviométrie annuelle pendant les années 1980-1986 légèrement supérieure à la moyenne interannuelle (Fig.23 à 26).

### 1. Paramètres du bilan

Les paramètres utilisés dans le calcul du bilan sont soit mesurés dans les postes ou stations de mesures climatiques et hydrométriques : pluie, température, humidité, insolation, vitesse du vent et lame d'eau écoulée, soit calculés empiriquement (ETP). Les termes, ainsi que le mode de calcul du bilan hydrologique mensuel, sont les suivants :

T = température moyenne mensuelle en °C.

**P** = hauteur des pluies enregistrée à la station d'étude du bilan exprimée en mm. Cette pluie ponctuelle est considérée représentative de la lame d'eau totale précipitée sur l'ensemble du bassin.

**ETP** = évapotranspiration potentielle calculée selon la méthode Penman, exprimée en mm. Elle représente la quantité d'eau qui devrait être consommée par transpiration physique (évaporation) et biologique (transpiration), lorsque l'alimentation en eau est suffisante.

**R.U** = réserve utile, ce paramètre représente la quantité d'eau disponible dans le niveau superficiel du sol ; cette eau servira à combler le déficit hydrique provoqué par une ETP supérieure aux pluies (P). La R.U est fixée arbitrairement à 100 mm au début de la période d'étude du bilan, elle est constamment reconstituée dans le cas où  $P > ETP$ . La valeur de la R.U au début de l'étude des bilans mensuels est variable selon les auteurs ; ce paramètre est souvent modulé pour une meilleure cohérence entre les termes du bilan. La valeur de la R.U est souvent liée aux fluctuations de l'ETP, sa modélisation doit plus tenir compte du couvert végétal dont il est largement dépendant (Braque, 1984).

**ETR** = évapotranspiration réelle en mm, déduite de la différence entre P et ETP ; si  $P < ETP$ , l'ETR est prélevée sur la R.U. Dans les conditions optimales où  $P > ETP$ , l'ETR = l'ETP et la différence ETP-ETR se transforme en excédent.

**EXC.** = excédent en mm ; dans les cas où  $ETP = ETR$  et la R.U est à son état maximal (100 mm), l'excédent appelé également pluie (ou infiltration) efficace est le reste des eaux de pluie qui en principe transite vers la nappe. La notion de pluie efficace est variable selon les hydrologues spécialistes de prévision de crues, pour qui l'excédent représente la quantité d'eau de pluie responsable d'une augmentation du niveau de l'écoulement de la rivière, et selon les hydrogéologues qui appellent pluie efficace la pluie qui échappe à la fois à l'écoulement et à l'évapotranspiration réelle ; cette eau

s'infiltrer en profondeur et alimente la nappe souterraine. C'est cette seconde conception des pluies efficaces qui est adoptée dans ce travail.

**ECO.U.** = lame d'eau écoulee en mm, mesurée à l'exutoire du bassin ; ce terme est noté aussi Q.

**D.E** = déficit d'écoulement en mm, c'est la différence entre les pluies (P) et l'écoulement (Q). Le déficit d'écoulement, sous cette forme, permet de quantifier grossièrement les pertes par évapotranspiration. Ce terme, calculé par la simple différence entre les précipitations reçues par le bassin et la lame d'eau qui traverse la section de jaugeage pendant un temps donné, maximise ou minimise selon les cas les pertes par évapotranspiration (tab.15 à 38).

## 2. Bilans mensuels

Les tableaux 15 à 38 présentent quelques résultats des bilans mensuels que nous allons exposer dans cette étude sous leur forme chiffrée. Les paramètres présentés par ces tableaux sont soit mesurés soit calculés empiriquement ou déduits selon la méthode exposée au début de ce chapitre. La totalité des résultats sera présentée par la suite, sous forme de graphiques (fig.27 à 38).

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECO.U.	D.E
jan.	7	107	18	100	18	89	12	95
fév.	6	83	27	100	27	56	16	67
mar.	6	62	42	100	42	20	20	42
avr.	10	7	91	16	91	0	18	-11
mai	12	37	113	0	53	0	18	19
jun.	14	70	124	0	70	0	16	54
jul.	15	69	107	0	69	0	15	54
aou.	17	75	116	0	75	0	11	64
sep.	14	259	65	100	65	94	12	247
oct.	9	204	31	100	31	173	24	180
nov.	8	215	19	100	19	196	51	164
déc.	9	105	15	100	15	90	51	54
année	10	1293	786		575	718	263	1030

Tab.15. Bilan mensuel à Bourthes bassin de l'Aa 1974

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	8	160	16	100	16	144	47	113
fév.	6	31	35	96	35	0	43	-12
mar.	5	139	37	100	37	98	39	100
avr.	8	53	71	82	71	0	39	14
mai	10	42	86	38	86	0	32	10
jun.	14	16	143	0	54	0	23	-7
jul.	17	62	128	0	62	0	19	43
aou.	19	69	127	0	69	0	14	55
sep.	15	178	68	100	68	10	13	165
oct.	10	17	40	77	40	0	11	6
nov.	7	193	18	100	18	152	14	179
déc.	5	70	13	100	13	57	21	49
année	10	1030	782		569	461	317	713

Tab.16. Bilan mensuel à Bourthes bassin de l'Aa 1975

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	5	47	16	100	16	31	19	28
fév.	4	62	21	100	21	41	20	42
mar.	5	27	51	76	51	0	21	6
avr.	8	16	93	0	92	0	18	-2
mai	13	26	120	0	26	0	15	11
jun.	17	12	147	0	12	0	12	0
jul.	19	13	147	0	13	0	10	3
aou.	19	20	145	0	20	0	9	11
sep.	15	151	66	85	66	0	10	141
oct.	13	140	36	100	36	89	9	131
nov.	8	182	16	100	16	166	11	171
déc.	3	77	13	100	13	64	20	57
année	11	773	871		382	391	177	596

Tab.17. Bilan mensuel à Bourthes bassin de l'Aa 1976

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	-1	37	14	100	14	23	29	8
fév.	3	87	29	100	29	58	24	63
mar.	4	141	42	100	42	99	33	108
avr.	11	38	83	55	83	0	33	5
mai	10	85	78	62	78	0	26	59
jun.	13	125	85	100	85	2	22	103
jul.	17	118	86	100	86	32	19	100
aou.	17	98	101	97	101	0	16	82
sep.	16	81	71	100	71	7	14	67
oct.	12	208	40	100	40	168	31	177
nov.	8	140	18	100	18	122	29	111
déc.	5	39	13	100	13	26	32	7
année	10	1197	660		660	537	307	890

Tab.18. Bilan mensuel à Bourthes bassin de l'Aa 1987

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	7	255	15	100	15	240	53	202
fév.	5	167	29	100	29	138	83	84
mar.	6	124	39	100	39	85	57	67
avr.	9	48	82	66	82	0	42	6
mai	13	85	108	43	108	0	31	54
jun.	14	12	100	0	55	0	23	-11
jul.	15	122	110	12	110	0	19	103
aou.	17	67	107	0	79	0	15	52
sep.	15	156	55	100	55	1	14	142
oct.	13	138	46	100	46	92	22	116
nov.	7	59	22	100	22	37	17	42
déc.	8	58	11	100	11	47	21	37
année	11	1291	724		651	640	397	894

Tab.19. Bilan mensuel à Bourthes bassin de l'Aa 1988

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	6	51	16	100	16	35	20	32
fév.	6	98	26	100	26	72	17	81
mar.	9	85	50	100	50	35	25	60
avr.	7	125	62	100	62	63	28	97
mai	14	13	141	0	113	0	25	-12
jun.	15	31	139	0	31	0	21	10
jul.	19	41	141	0	41	0	18	23
aou.	18	28	115	0	28	0	12	16
sep.	17	98	70	28	70	0	12	86
oct.	14	137	43	100	43	22	11	126
nov.	8	67	29	100	29	38	10	57
déc.	6	139	14	100	14	125	13	126
année	12	913	846		523	390	211	702

Tab.20. Bilan mensuel à Bourthes bassin de l'Aa 1989

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	6	110	18	100	18	92	30	80
fév.	5	82	27	100	27	55	36	46
mar.	6	51	41	100	41	10	31	20
avr.	9	12	90	22	90	0	21	-9
mai	12	26	113	0	48	0	17	9
jun.	14	93	123	0	93	0	12	82
jul.	15	93	107	0	93	0	11	82
aou.	15	99	114	0	99	0	11	88
sep.	13	246	64	100	64	82	29	217
oct.	8	248	30	100	30	218	95	153
nov.	7	176	18	100	18	158	122	54
déc.	8	84	15	100	15	69	79	5
année	9.8	1320	760		638	684	494	826

Tab.21. Bilan mensuel à Licques bassin de la Hem 1974

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOUE.	D.E
jan.	7	128	16	100	16	112	72	56
fév.	4	25	33	92	33	0	62	-37
mar.	5	145	37	100	37	100	66	79
avr.	8	66	70	96	70	0	69	-3
mai	11	62	87	71	87	0	48	14
jun.	13	39	140	0	110	0	35	4
jul.	17	79	124	0	79	0	25	54
aou.	18	79	125	0	79	0	20	59
sep.	14	171	67	100	67	4	16	155
oct.	9	33	40	93	40	0	15	18
nov.	6	203	18	100	18	178	43	160
déc.	3	71	12	100	12	59	55	16
année	9.6	1101	769		648	453	526	575

Tab.22. Bilan mensuel à Licques bassin de la Hem 1975

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOUE.	D.E
jan.	5	40	16	100	16	24	43	-3
fév.	5	52	21	100	21	31	44	8
mar.	7	22	53	69	53	0	36	-14
avr.	7	20	92	0	89	0	25	-5
mai	13	31	120	0	31	0	18	13
jun.	17	4	146	0	4	0	11	-7
jul.	19	16	146	0	16	0	6	10
aou.	17	6	139	0	6	0	5	1
sep.	14	206	65	100	65	41	8	198
oct.	14	128	35	100	35	93	26	102
nov.	7	201	16	100	16	194	71	139
déc.	3	78	13	100	13	65	96	-18
année	11	813	862		365	448	389	424

Tab.23. Bilan mensuel à Licques bassin de la Hem 1976

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOUE.	D.E
jan.	-1	39	14	100	14	25	61	-22
fév.	3	83	28	100	28	55	47	36
mar.	3	120	41	100	41	79	69	51
avr.	10	33	83	50	83	0	49	-16
mai	10	70	77	43	77	0	36	34
jun.	13	86	85	44	85	0	26	60
jul.	16	145	85	100	85	4	24	121
aou.	16	112	100	100	100	12	25	87
sep.	15	70	70	100	70	0	26	44
oct.	11	166	39	100	39	127	66	100
nov.	7	158	17	100	17	141	67	91
déc.	4	39	13	100	13	26	63	-24
année	9	1121	652		652	469	559	562

Tab.24. Bilan mensuel à Licques bassin de la Hem 1987

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	6	223	15	100	15	208	115	108
fév.	5	155	29	100	29	126	130	25
mar.	7	121	39	100	39	82	91	30
avr.	8	48	81	67	81	0	59	-11
mai	12	57	107	17	107	0	40	17
jun.	14	34	99	0	51	0	25	9
jul.	15	97	110	0	97	0	19	78
aou.	16	63	105	0	63	0	14	49
sep.	14	153	54	99	54	0	24	129
oct.	11	115	45	100	45	69	53	62
nov.	6	55	21	100	21	34	32	23
déc.	7	59	11	100	11	48	46	13
année	10	1180	716		613	567	648	532

Tab.25. Bilan mensuel à Licques bassin de la Hem 1988

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	5	49	15	100	15	34	36	13
fév.	5	89	25	100	25	64	35	54
mar.	9	78	49	100	49	29	51	27
avr.	7	127	61	100	61	66	61	66
mai	13	9	138	0	109	0	37	-28
jun.	14	48	137	0	48	0	20	28
jul.	18	46	139	0	46	0	15	31
aou.	17	38	113	0	38	0	10	28
sep.	15	70	68	2	68	0	7	63
oct.	13	124	42	84	42	0	8	116
nov.	5	59	28	100	28	15	12	47
déc.	5	144	13	100	13	131	42	102
année	10	881	828		542	339	335	546

Tab.26. Bilan mensuel à Licques bassin de la Hem 1989

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	7	95	16	100	16	79	54	41
fév.	6	90	26	100	26	64	60	30
mar.	6	53	54	99	54	0	37	16
avr.	10	6	82	23	82	0	15	-15
mai	12	20	93	0	43	0	10	10
jun.	14	76	110	0	76	0	7	69
jul.	15	66	109	0	66	0	7	59
aou.	17	108	81	27	81	0	6	102
sep.	14	276	73	100	73	130	70	206
oct.	9	234	32	100	32	202	167	67
nov.	8	202	20	100	20	182	155	47
déc.	9	86	14	100	14	72	77	9
année	10	1312	710		583	729	666	646

Tab.27. Bilan mensuel à Desvres bassin de la Liane 1974

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	8	154	15	100	15	139	101	53
fév.	6	26	24	100	24	2	53	-27
mar.	6	127	39	100	39	88	96	31
avr.	8	52	84	68	84	0	63	-11
mai	10	55	108	15	108	0	35	20
jun.	14	17	131	0	32	0	18	-1
jul.	17	37	117	0	37	0	11	26
aou.	19	69	109	0	69	0	9	60
sep.	15	181	79	100	79	2	14	167
oct.	10	26	45	81	45	0	12	14
nov.	7	206	16	100	16	171	109	97
déc.	5	73	11	100	11	62	68	5
année	10	1023	778		559	464	590	433

Tab.28. Bilan mensuel à Desvres bassin de la Liane 1975

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	5	39	13	100	13	26	43	-4
fév.	4	60	26	100	26	34	53	7
mar.	5	24	45	79	45	0	24	0
avr.	8	19	63	35	63	0	18	1
mai	13	25	104	0	60	0	13	12
jun.	17	7	139	0	7	0	6	1
jul.	19	13	110	0	13	0	3	10
aou.	19	15	104	0	15	0	3	12
sep.	15	241	73	100	73	68	8	233
oct.	13	146	38	100	38	108	41	105
nov.	8	208	18	100	18	190	114	94
déc.	3	80	12	100	12	68	85	-5
année	11	877	745		383	494	410	467

Tab.29. Bilan mensuel à Desvres bassin de la Liane 1976

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	-1	24	16	100	16	8	74	-50
fév.	3	79	26	100	26	53	58	21
mar.	4	124	35	100	35	89	90	34
avr.	11	31	74	57	74	0	41	-10
mai	10	73	89	41	89	0	25	48
jun.	13	120	97	64	97	0	24	96
jul.	17	164	107	100	107	21	37	127
aou.	17	100	110	90	110	0	29	71
sep.	16	83	72	100	72	1	29	54
oct.	12	218	36	100	36	182	119	99
nov.	8	142	19	100	19	123	107	35
déc.	5	33	11	100	11	22	55	-22
année	10	1191	692		692	499	688	503

Tab.30. Bilan mensuel à Desvres bassin de la Liane 1987

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	7	260	18	100	18	242	158	102
fév.	5	169	31	100	31	138	137	32
mar.	6	113	57	100	57	56	88	25
avr.	9	64	87	77	87	0	54	10
mai	13	61	112	26	112	0	25	36
jun.	14	46	118	0	72	0	15	31
jul.	15	128	116	12	116	0	20	108
aou.	17	68	101	0	80	0	9	59
sep.	15	150	76	74	76	0	44	106
oct.	13	156	34	100	34	96	93	63
nov.	7	67	18	100	18	49	46	21
déc.	8	63	12	100	12	51	69	-6
année	11	1345	779		713	632	758	587

Tab.31. Bilan mensuel à Desvres bassin de la Liane 1988

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	6	50	15	100	15	35	57	-7
fév.	6	100	33	100	33	67	56	44
mar.	9	86	44	100	44	42	71	15
avr.	7	127	69	100	69	58	79	48
mai	14	11	89	22	89	0	26	-15
jun.	15	36	116	0	58	0	13	23
jul.	19	39	147	0	39	0	10	29
aou.	18	33	127	0	33	0	8	25
sep.	17	80	70	10	70	0	8	72
oct.	14	171	48	100	48	33	15	156
nov.	8	59	21	100	21	38	31	28
déc.	6	160	17	100	17	143	87	74
année	12	952	796		536	416	460	492

Tab.32. Bilan mensuel à Desvres bassin de la Liane 1989

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOU.	D.E
jan.	7	79	18	100	18	61	16	63
fév.	5	64	25	100	25	39	18	46
mar.	6	63	38	100	38	25	19	44
avr.	9	16	84	32	84	0	18	-2
mai	11	53	106	0	85	0	20	33
jun.	15	135	116	19	116	0	20	115
jul.	15	58	106	0	77	0	19	39
aou.	16	70	112	0	70	0	17	53
sep.	13	151	63	88	63	0	18	133
oct.	8	168	30	100	30	126	20	148
nov.	8	130	18	100	18	112	21	109
déc.	8	92	14	100	14	78	29	63
année	10	1079	730		638	441	235	844

Tab.33. Bilan mensuel à Doullens bassin de l'Authie 1974

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOUE.	D.E
jan.	8	100	15	100	15	85	37	63
fév.	6	30	35	95	35	0	37	-7
mar.	6	96	34	100	34	57	41	55
avr.	10	39	75	64	75	0	37	2
mai	12	56	87	33	87	0	35	21
jun.	16	29	135	0	62	0	30	-1
jul.	19	85	124	0	85	0	30	55
aou.	21	72	133	0	72	0	26	46
sep.	16	155	66	89	66	0	25	130
oct.	10	13	35	67	35	0	24	-11
nov.	7	102	17	100	17	52	23	79
déc.	4	31	13	100	13	18	23	8
année	11	808	769		596	212	369	439

Tab.34. Bilan mensuel à Doullens bassin de l'Authie 1975

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOUE.	D.E
jan.	5	38	16	100	16	22	21	41
fév.	4	42	20	100	20	22	20	-27
mar.	4	34	54	80	54	0	23	33
avr.	8	10	90	0	90	0	23	-21
mai	13	22	120	0	22	0	22	-1
jun.	18	3	149	0	3	0	19	-20
jul.	19	26	143	0	26	0	17	38
aou.	18	27	135	0	27	0	15	31
sep.	15	85	64	21	64	0	14	117
oct.	12	79	36	64	36	0	14	-25
nov.	7	60	18	100	18	6	13	66
déc.	2	58	12	100	12	46	17	-9
année	10	484	857		388	96	217	222

Tab.35. Bilan mensuel à Doullens bassin de l'Authie 1976

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOUE.	D.E
jan.	-2	32	14	100	14	18	33	-1
fév.	3	46	20	100	20	26	30	16
mar.	4	88	42	100	42	46	38	50
avr.	11	46	88	58	88	0	37	9
mai	10	79	99	38	99	0	38	41
jun.	14	128	88	78	88	0	38	90
jul.	17	116	123	71	123	0	37	79
aou.	17	80	110	41	110	0	36	44
sep.	16	38	65	14	65	0	31	7
oct.	12	107	39	82	39	0	34	73
nov.	7	95	19	100	19	58	37	58
déc.	5	23	14	100	14	9	38	-15
année	9	878	721		721	157	427	451

Tab.36. Bilan mensuel à Doullens bassin de l'Authie 1987

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOUE.	D.E
jan.	7	170	16	100	16	154	45	125
fév.	5	117	29	100	29	88	58	59
mar.	7	118	36	100	36	82	61	57
avr.	9	29	82	47	82	0	54	-25
mai	13	50	104	0	97	0	49	1
jun.	14	16	90	0	16	0	41	-25
jul.	16	115	111	4	111	0	39	76
aou.	17	67	110	0	71	0	34	33
sep.	14	70	54	16	54	0	31	39
oct.	12	70	42	44	42	0	31	39
nov.	6	38	20	62	20	0	26	12
déc.	7	31	9	84	9	0	31	0
année	11	891	703		583	324	500	391

Tab.37. Bilan mensuel à Doullens bassin de l'Authie 1988

	T°C	P	ETP	R.U	ETR	EXC.	ECOUE.	D.E
jan.	5	45	16	100	16	13	29	16
fév.	6	80	25	100	25	55	26	54
mar.	9	73	47	100	47	26	37	36
avr.	7	83	59	100	59	24	36	47
mai	14	20	142	0	120	0	36	-16
jun.	15	42	137	0	42	0	32	10
jul.	19	48	139	0	48	0	30	18
aou.	18	36	116	0	36	0	26	10
sep.	16	40	69	0	40	0	24	16
oct.	13	50	41	9	41	0	23	27
nov.	6	54	28	35	28	0	22	32
déc.	4	74	12	97	12	0	22	52
année	11	645	831		514	118	344	301

Tab.38. Bilan mensuel à Doullens bassin de l'Authie 1989

### III-CRITIQUE DES RESULTATS

L'étude des bilans mensuels a permis de quantifier les différents paramètres mis en jeu et la mise en évidence de leur inter-relation ; de définir la fonction de transfert pluie-écoulement à l'échelle mensuelle et les transformations intermédiaires que subit la pluie avant sa sortie partielle du bassin sous forme d'écoulement ; au cours de ces transformations d'autres paramètres s'individualisent tels que l'ETR et l'excédent, leur quantification donne une idée sur la cohérence des paramètres du bilan et permet la mise en évidence des anomalies dans le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant.

La critique des résultats est fondée sur trois axes :

1. Les entrées = P.
2. Les sorties = ETR + Q.
3. La réserve souterraine, schématisée par la variation de l'excédent = EXC.

En réalité, à l'échelle d'une année indépendante, la pluie et l'excédent représentent les deux paramètres d'entrée, le premier (pluie) alimente les surfaces libres du bassin et le second (l'excédent) la nappe d'eau souterraine. Les transformations subies par l'excédent au cours du temps (en ETR et Q) le rendent difficilement quantifiable sous ces différentes formes. On a choisi de le traiter comme un paramètre à part et de chercher son effet direct au niveau de la piézométrie.

### **1. Les entrées**

On adopte au cours de cette étude le modèle simplifié d'une boîte noire où les systèmes étudiés sont considérés clos et les transferts hydriques entre bassins sont nuls. Cette hypothèse suppose une superposition parfaite entre les bassins hydrologiques de surface et ceux hydrogéologiques souterrains.

La structure presque monoclinale des couches aquifères (fig.5 à 8) à forte extension géométrique (fig.4) et l'existence d'un système de failles à deux directions principales de fracturation NE-SW et SE-NW (fig.9) créent un système de circulation favorable des eaux profondes et permettent un transfert des quantités d'eau, parfois importantes, d'un bassin à l'autre (des transferts souterrains ont été repérés dans le bassin de l'Aa par Mania en 1978) ; signalons aussi qu'un certain nombre des failles portées sur les figures 5 et 7 n'apparaissent pas sur les cartes géologiques de Desvres (fig.5) et de Guines (fig.7) au 1/50 000<sup>ème</sup> (elles sont non cartographiables).

L'organisation géomorphologique des bassins de l'Artois (Aa et Hem) et du bas Boulonnais (Liane), en un ensemble de

boutonnères perchées les unes par rapport aux autres (fig.3.a et fig.3.b), engendre un système hydrique à bassins récepteurs et déverseurs selon l'altitude et la saison.

Les quantités de pluie utilisées pour l'étude des bilans mensuels sont des hauteurs d'eau enregistrées dans des postes considérés comme représentatifs pour chaque bassin ; ces pluies ponctuelles (notée  $P_p$ ) sont différentes des lames précipitées sur l'ensemble des bassins et calculées par la méthode des isohyètes (notée  $P_i$ ). La comparaison entre ces pluies ponctuelles et les lames d'eau précipitées sur l'ensemble du bassin à l'échelle annuelle a permis d'associer un coefficient de correspondance quantitatif entre ces types de pluie. D'où l'écriture corrigée des pluies ponctuelles dans chaque bassin, avec  $P_r$  pluie réelle (corrigée) considérée comme représentative sur l'ensemble du bassin.

Aa  $P_r = P_p * 0,88$  (4)

Hem  $P_r = P_p * 0,93$  (5)

Liane  $P_r = P_p * 0,94$  (6)

Authie  $P_r = P_p * 0,98$  (7)

Nos bilans sont calculés à l'échelle mensuelle, ce coefficient de correspondance donné par les équations (4), (5), (6) et (7) n'est applicable qu'à des pluies annuelles ; la recherche d'une application mensuelle du même type permettra sûrement une meilleure appréciation des entrées dans le bassin. Cette voie de recherche n'a pas été abordée dans ce travail, mais elle sera d'une grande utilité dans des travaux postérieurs sur des bilans hydrologiques.

A l'échelle annuelle, la différence entre pluie ponctuelle et pluie réelle sur l'ensemble du bassin présente peu d'effet sur les autres paramètres du bilan et surtout sur l'écoulement des rivières. Les coefficients d'écoulement calculés à la fois par rapport à la pluie ponctuelle et la pluie réelle présentent peu de différence à l'intérieur d'une année pour les bassins de l'Aa (tab.39) et de l'Authie (tab.42). Dans les bassins de la Hem (tab.40) et la Liane (tab.41), l'ajustement donnera une meilleure optimisation des pluies réelles.

année	$P_i=P_r$	$P_p$	Q	D.E. ob.	D.E. ca.	$Q/P_r$	$Q/P_p$
1974	1156	1293	263	1030	575	.23	.20
1975	936	1030	317	713	569	.34	.31
1976	683	773	177	596	382	.26	.23
1987	1016	1197	307	890	660	.30	.27
1988	1129	1292	397	894	651	.35	.31
1989	807	913	211	702	523	.26	.23

Tab.39. Paramètres du bilan annuel dans le bassin de l'Aa

année	$P_i=P_r$	$P_p$	Q	D.E. ob.	D.E. ca.	$Q/P_r$	$Q/P_p$
1974	1198	1320	494	826	638	.41	.37
1975	969	1101	526	575	648	.54	.48
1976	775	813	389	424	365	.50	.48
1987	1021	1121	559	565	652	.55	.50
1988	1108	1180	648	532	613	.59	.55
1989	800	881	335	546	542	.42	.38

Tab.40. Paramètres du bilan annuel dans le bassin de la Hem

année	$P_i=P_r$	$P_p$	Q	D.E. ob.	D.E. ca.	$Q/P_r$	$Q/P_p$
1974	1273	1312	666	646	583	.52	.51
1975	975	1023	590	433	559	.61	.58
1976	805	877	410	467	383	.51	.48
1987	1069	1191	688	503	692	.64	.58
1988	1189	1345	758	587	713	.64	.56
1989	777	952	460	492	536	.59	.48

Tab.41. Paramètres du bilan annuel dans le bassin de la Liane

année	$P_i=P_r$	$P_p$	Q	D.E. ob.	D.E. ca.	$Q/P_r$	$Q/P_p$
1974	1004	1079	235	844	638	.23	.22
1975	760	808	369	439	596	.49	.46
1976	528	484	217	222	388	.41	.45
1987	887	878	427	451	721	.48	.49
1988	928	891	500	391	583	.54	.56
1989	675	645	344	301	514	.51	.53

Tab.42. Paramètres du bilan annuel dans le bassin de l'Authie

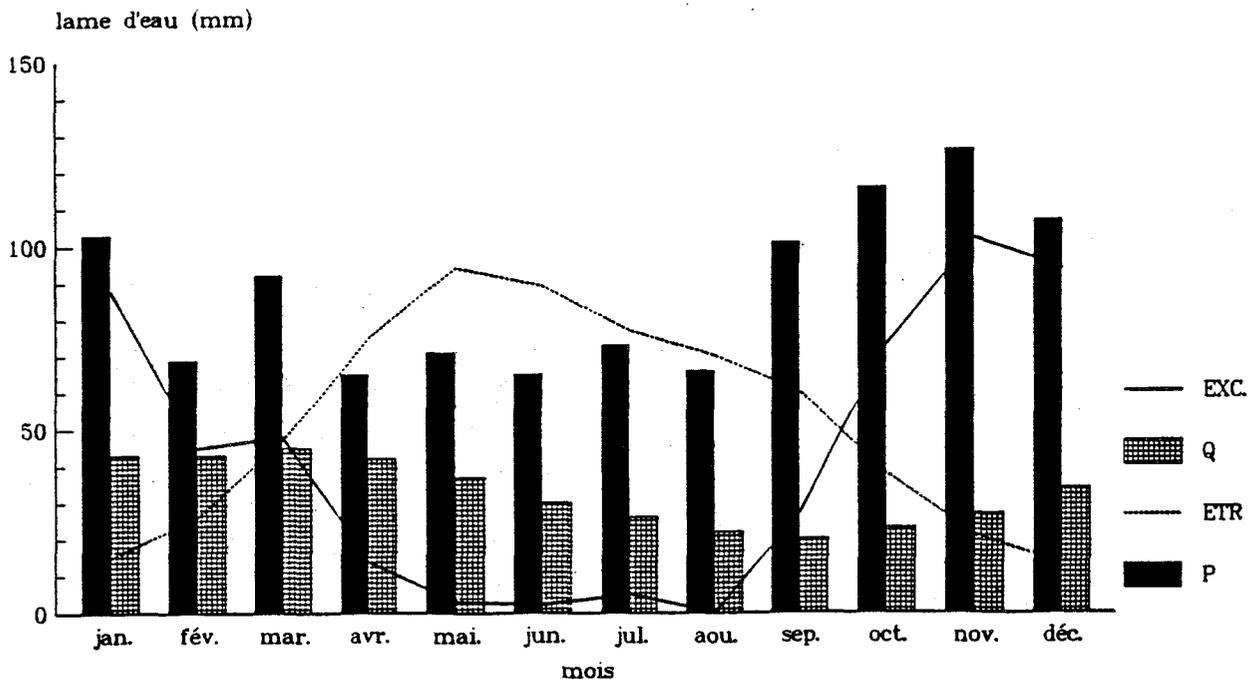
N.B:

- $P_i$  = lame d'eau précipitée sur le bassin calculée par la méthode des isohyètes (=pluie réelle) en mm
- Q = lame d'eau écoulee à la station de jaugeage en mm
- D.E. ob. = déficit d'écoulement observé en mm ( $=P_p - Q$ )
- D.E. ca. = déficit d'écoulement calculé en mm (= ETR Penman)

On distingue, deux saisons pluviométriques :

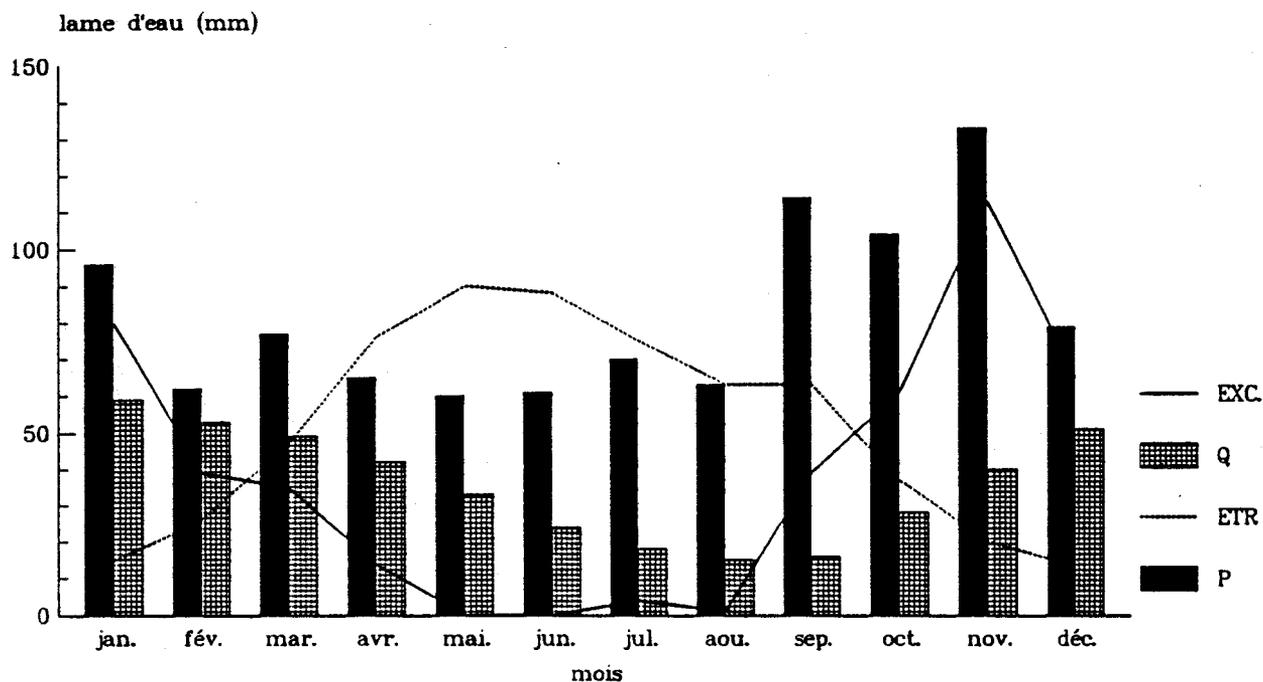
Une saison froide (ou pluvieuse car le caractère thermique est plus franc que celui pluviométrique), de septembre à mars avec des maxima entre septembre et janvier. L'importance des flux entrants dans les bassins pendant cette saison froide est variable selon les années et la situation géographique du bassin considéré (fig.27 à 30).

Fig:27 - Evolution mensuelle des paramètres du bilan - bassin de l'Aa (1966-1989)



Une saison sèche qui s'étale d'avril à août avec parfois des minima aux alentours du mois de juin. La sévérité de la sécheresse est généralement ralentie par les pluies des mois de juin et juillet. Les hauteurs des pluies mensuelles enregistrées pendant la saison sèche sont supérieures à 50 mm, ces pluies importantes font que la sécheresse atteint rarement des stades très avancés. Les sécheresses pluviométriques les plus sévères enregistrées pendant la période 1965-1989 se sont produites pendant les années 1972, 1973, 1976 et 1989.

Fig:28 - Evolution mensuelle des paramètres du bilan - bassin de la Hem (1969-1989)



On note également une grande homogénéité de la répartition saisonnière des pluies dans les bassins de l'extrémité NW du plateau de l'Artois (fig.27 et 28) et du Boulonnais (fig.29) alors que la répartition saisonnière des pluies dans le bassin de l'Authie est moins tranchée (fig.30) avec des hauteurs mensuelles de pluie inférieures à celles des trois autres bassins, ce qui converge avec les résultats de l'étude des pluies annuelles.

Les apports mensuels restent donc assez élevés dans l'ensemble (>50 mm de pluie par mois) et dépassent souvent 100 mm en saison pluvieuse.

Fig:29 - Evolution mensuelle des paramètres du bilan - bassin de la Liane (1973-1989)

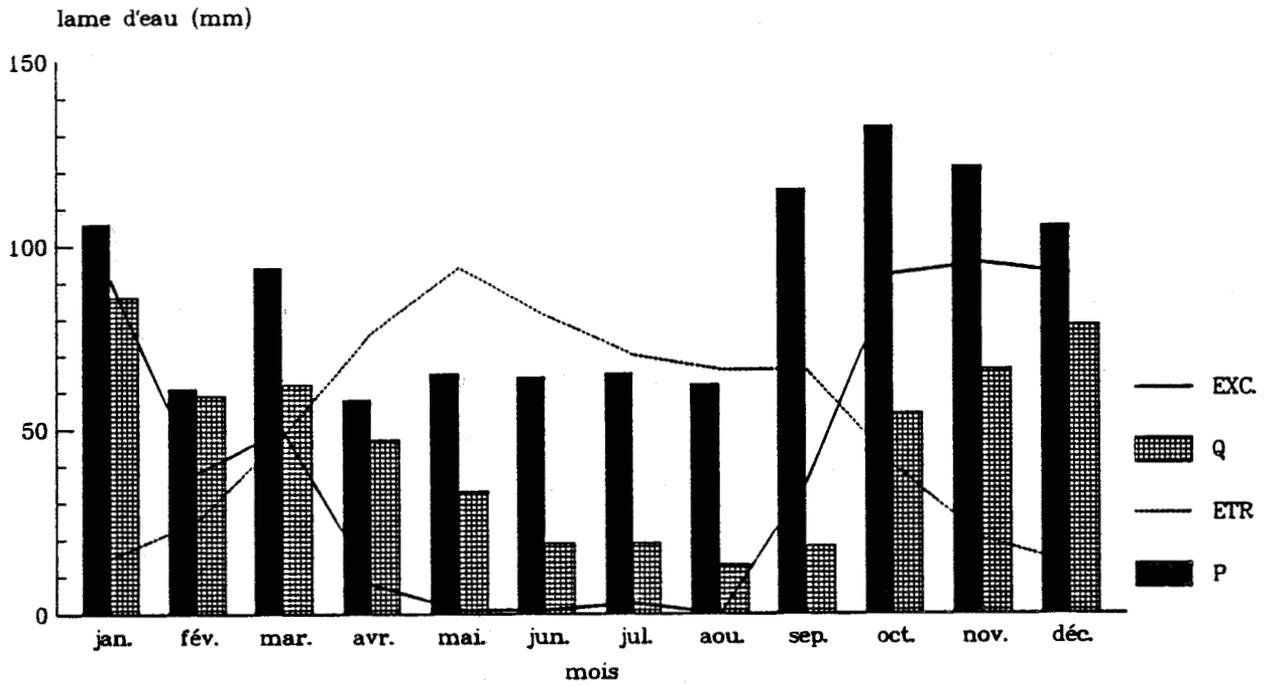
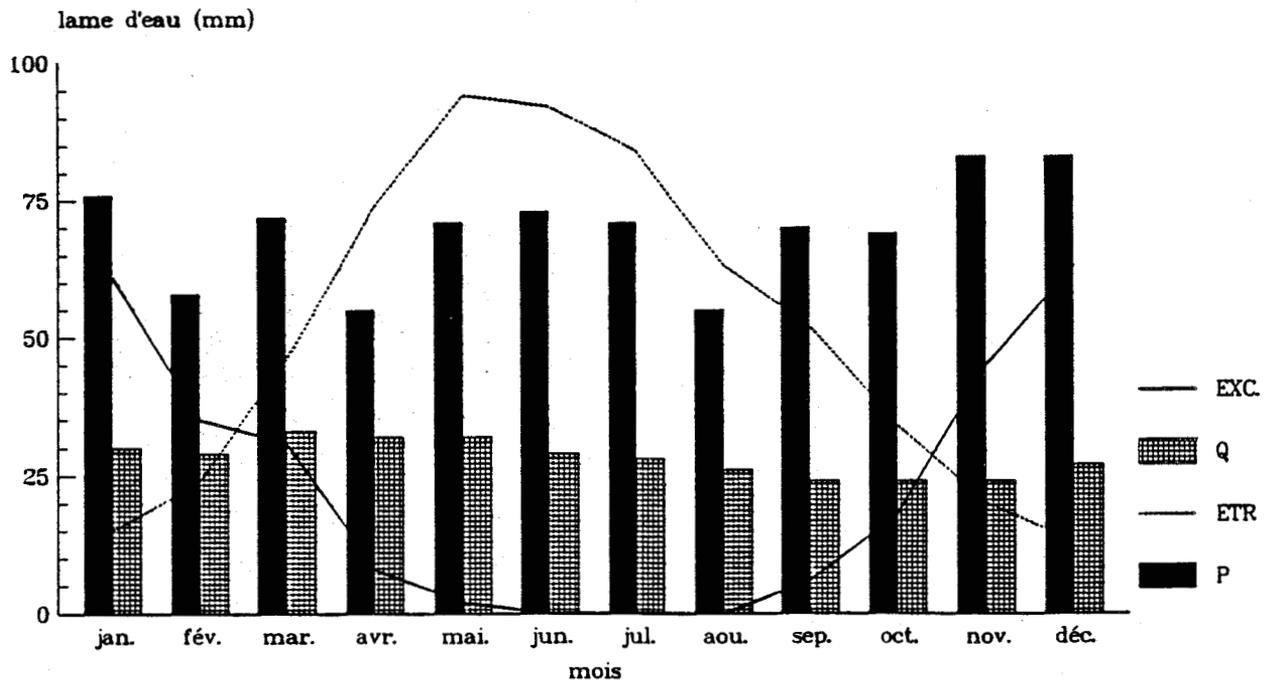


Fig:30 - Evolution mensuelle des paramètres du bilan - bassin de L'Authie (1965-1989)



## 2. Les sorties

Les sorties englobent à la fois, les pertes par voie d'évapotranspiration réelle (ETR) et la lame d'eau écoulee à l'exutoire du bassin (Q).

### 2.1. L'évapotranspiration réelle (ETR)

L'ETR subit des fluctuations saisonnières importantes (fig.27 à 30). Ce paramètre atteint son maximum au mois de mai ; son augmentation se fait en parallèle avec une baisse des pluies (entrées) et un épuisement de la réserve utile (R.U) qui est souvent réduite à zéro entre mai et août (tab.15 à 38). Le maximum d'ETR observé au mois de mai est dû à un épuisement de la R.U et à une baisse des pluies ; le maximum d'ETP est observé en fait au mois de juillet et le mode de calcul d'ETR fait, qu'à partir du mois du mai, les réserves en eaux superficielles (R.U) et les apports pluviométriques (P) ne suffisent plus pour que l'ETR atteigne l'ETP, d'où d'ailleurs, une baisse considérable de l'excédent et le décalage de deux mois entre le maximum d'ETR (en mai) et celui de l'ETP (en juillet).

La méthode de Penman, utilisée à l'échelle mensuelle pour l'évaluation de l'ETR, donne des valeurs annuelles moyennes supérieures à 600 mm par an. Ces résultats, bien qu'ils fassent appel à des extrapolations de certaines données (cf, chap,3,IV,2) de stations extérieures aux bassins, permettent une évaluation concrète des pertes par voie d'ETR qui dans l'ensemble restent assez homogènes dans les quatre bassins lorsqu'il s'agit de bilans globaux (tab.13).

La R.U, fixée arbitrairement à 100 mm au début de la période sur laquelle le bilan a été dressé, paraît en accord avec la démarche d'étude. L'ETP Penman, a une valeur annuelle moyenne de 757 mm à Bourthes dans le bassin de l'Aa (1966-1989), de 747 mm à Licques dans le bassin de la Hem (1969-1989), de 766 mm à Desvres dans le bassin de la Liane (1965-1989) et de 741 mm à Doullens dans le bassin de l'Authie (1965-1989). Une R.U

supérieure à 100 mm au début de la période provoquera une augmentation de l'ETR, de même qu'une R.U inférieure à 100 mm sera responsable d'une diminution de l'ETR. On risque de se retrouver avec une ETR Penman du même ordre de grandeur que celle de Thorthwaite dont on sait la sous-évaluation des pertes par évapotranspiration.

## 2.2. L'écoulement (Q)

Les rivières accomplissent leur cycle annuel en deux saisons :

Dans les bassins de l'Aa, de la Hem et de la Liane, la saison des hautes-eaux commence au mois d'octobre et se termine en mars ; elle chevauche la saison pluvieuse avec un mois de retard au début (fig.27, 28 et 29). Dans le bassin de l'Authie, on observe une très forte homogénéité dans l'écoulement (fig.30), un régime saisonnier comparable à celui des autres bassins mais une lame d'eau écoulee à faible variation mensuelle, attestant d'une forte régularité de l'écoulement de cette rivière (l'amplitude de variation des lames d'eau mensuelles est faible).

Le tarissement des rivières s'amorce généralement fin mars début avril ; c'est le début de la saison des basses-eaux dans les rivières. Les stades les plus avancés du tarissement s'observent au mois d'aout. Pendant cette saison, l'essentiel de l'écoulement des rivières est assuré par les nappes (écoulement de base) et les gonflements des débits observés au mois de juin et juillet sont dus à une accumulation rapide des pluies orageuses d'été. Ces pluies ne serviront pas à reconstituer le déficit hydrique (hydrologique et hydrogéologique) des bassins.

La décroissance de l'écoulement des rivières est plus rapide dans le bassin jurassique de la Liane (fig.29), elle est plus lente dans les bassins crayeux de l'Aa (fig.27) et de la Hem (fig.28), l'Authie manifeste un rythme de décroissance très faible comme on l'a signalé au paragraphe précédent (fig.30).

### 3. La réserve souterraine

L'excédent est considéré comme le seul paramètre responsable d'une augmentation de l'état des réserves souterraines des bassins. A chaque instant, ce paramètre est fonction de la quantité de la lame d'eau précipitée sur le bassin, de l'ETP et de l'état de la R.U fixée à 100 mm au début de l'étude du bilan. Le principe d'alimentation d'une nappe par les eaux de pluie se fait donc selon le schéma suivant :

1. Si  $P > ETP$  :  $ETP = ETR$  et  $L'EXCEDENT = P - ETP$ .

2. Si  $P < ETP$  :  $ETR = P +$  un prélèvement sur la R.U à concurrence de la valeur disponible et du maximum  $ETP = ETR$ . L'ETP augmente avec la température, l'épuisement de la R.U se fait en faveur d'une diminution de l'ETR qui devient inférieur à l'ETP en été. Les pluies d'été serviront donc à reconstituer la R.U et l'alimentation des nappes est nulle pendant cette période.

La recharge du stock souterrain se fait entre septembre et mars ; période pendant laquelle l'excédent est supérieur à zéro (fig.27 à 30). Les pluies du début de la saison froide arriveront à combler le déficit hydrique du sol (R.U retrouve son niveau maximal) et à satisfaire les besoins en ETP ; il n'existe pas de décalage entre le début de saison froide et celui de la recharge des nappes à cause des fortes pluies du mois de septembre qui remettent la R.U à son niveau maximal. La saison de recharge débute dès que l'excédent devient supérieur à zéro. La réponse de l'écoulement à ces pluies est immédiate dans les bassins de la Liane et de la Hem, elle est par contre plus différée dans ceux de l'Aa et de l'Authie. Une part importante de l'écoulement de l'Aa et de l'Authie est d'origine souterraine (voir chap. III, III, 2), la différence de capacité d'emmagasinement des aquifères crayeux cénomaniens et turoniens explique en partie ces réponses immédiates ou différées à la pluie au niveau de l'écoulement des cours d'eau. Ces constatations sur l'inter-relation entre les pluies et leurs conséquences à la fois sur le déclenchement de la recharge des nappes et sur l'augmentation du niveau de l'écoulement des

rivières s'engagent dans un cadre mensuel d'analyse ; il ne faut surtout pas les assimilé avec les résultats sur le cycle de l'écoulement du chapitre précédent (chap.3, IV, 2) qui s'engagent dans une échelle annuelle d'analyse.

A partir du mois d'avril, l'excédent redevient nul et seules quelques fortes pluies d'été arriveront à le situer au-dessus du zéro. L'influence de ces arrivées hydriques en dehors de la saison de recharge sur le niveau piézométrique est nulle et la variation des excédents mensuels s'accompagne toujours d'une réponse de la nappe variable selon les sites d'implantation des puits (fig.1) et sa profondeur par rapport à la surface du sol (tab.6). Les graphiques 31.1 à 34.2 montrent l'évolution simultanée de l'excédent et du niveau piézométrique de la nappe dans chaque bassin. L'examen des figures 31.1 à 34.2 permet un certain nombre de remarques :

1. Suite à des excédents, une variation du niveau de la nappe est enregistrée dans tous les puits sans exception. L'augmentation du toit de la nappe varie selon les forages entre 2 et 13 m.

2. Le temps de réponse de la nappe est variable selon la nature de l'aquifère et l'emplacement géographique du puits :

- 2.1. D'un mois pour la nappe de la craie du Turonien supérieur et Sénonien (fig:31.1).

- 2.2. De deux mois pour la nappe du Turonien moyen et inférieur (fig.31.2 et 31.3).

- 2.3. Variable selon les secteurs entre 1 et 4 mois pour la nappe du Cénomaniens (fig.32.1, 32.2, 32.3, 32.4, 34.1 et 34.2).

- 2.4. D'environ 1 mois pour le Séquanien (fig.33).

Pendant les huit dernières années (1982 à 1989), l'évolution la plus favorable pour les réserves souterraines

Fig:31.1 - Variation de l'excédent à Bourthes et de la piézométrie à Blendecques - Aa (1982-1989)

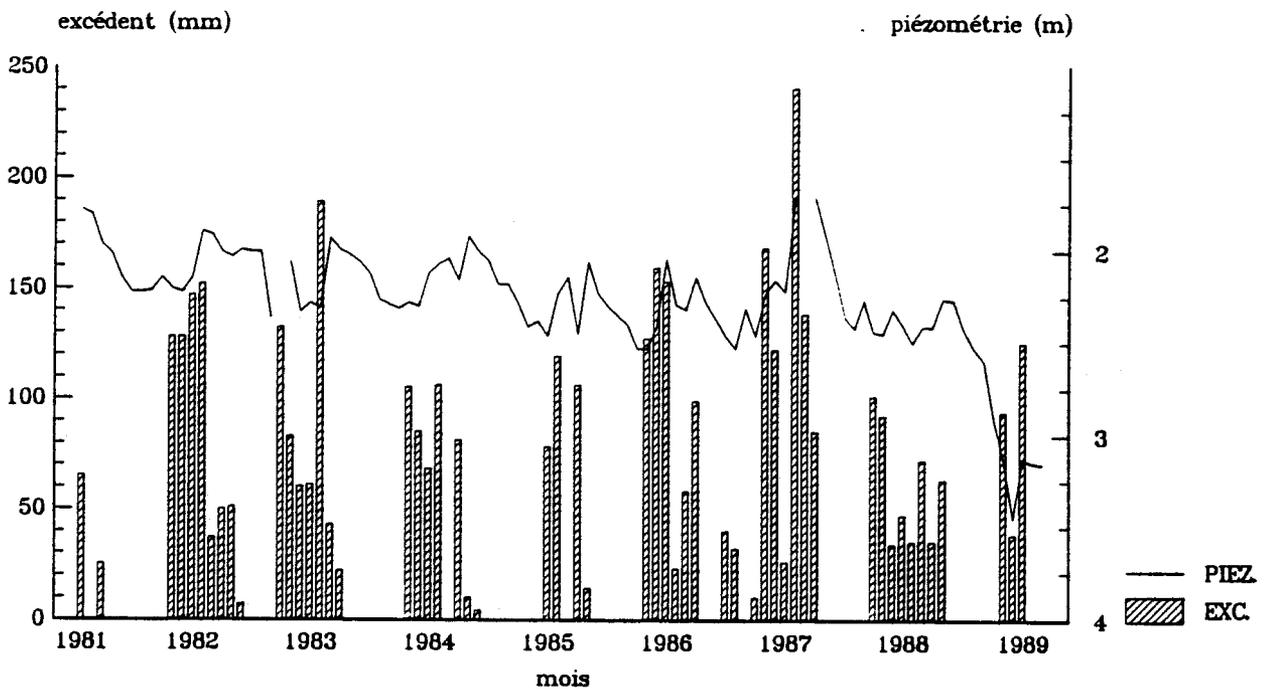


Fig:31.2 - Variation de l'excédent à Bourthes et de la piézométrie à Coulomby - Aa (1982-1989)

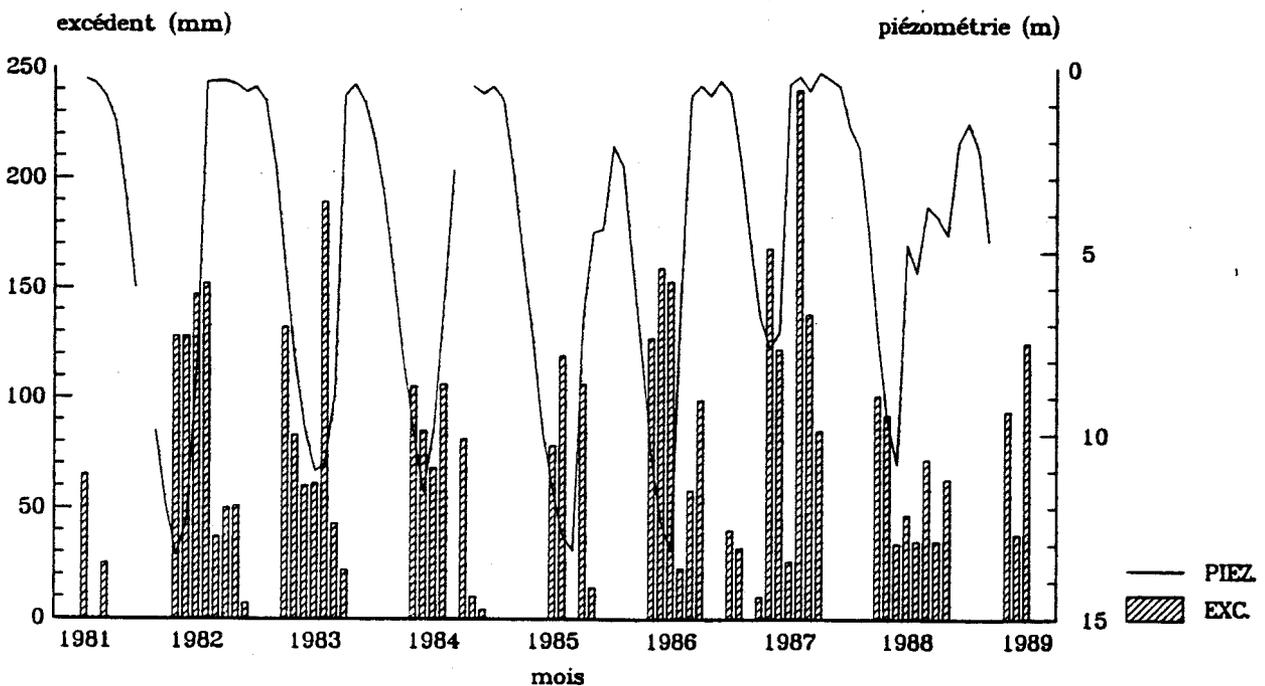


Fig:31.3 - Variation de l'excédent à Bourthes et de la piézométrie à Audincthum - Aa (1982-1989)

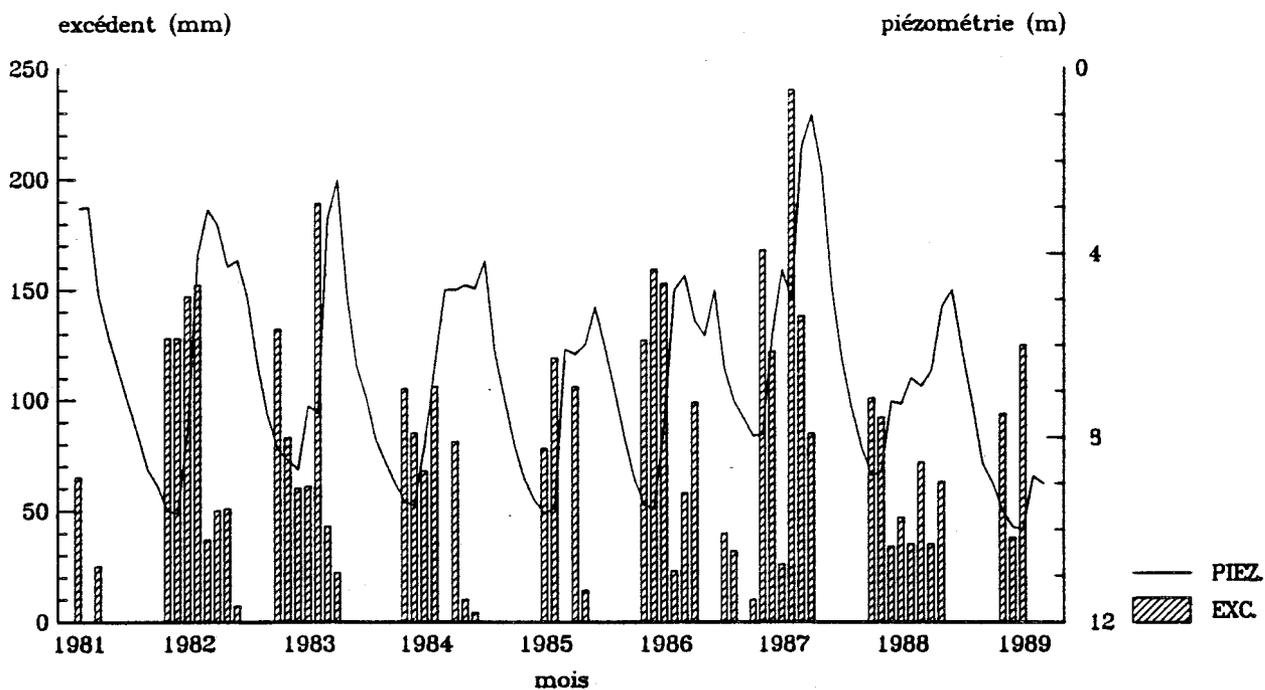


Fig:32.1 - Variation de l'excédent à Licques et de la piézométrie à Rebergues - Hem (1982-1989)

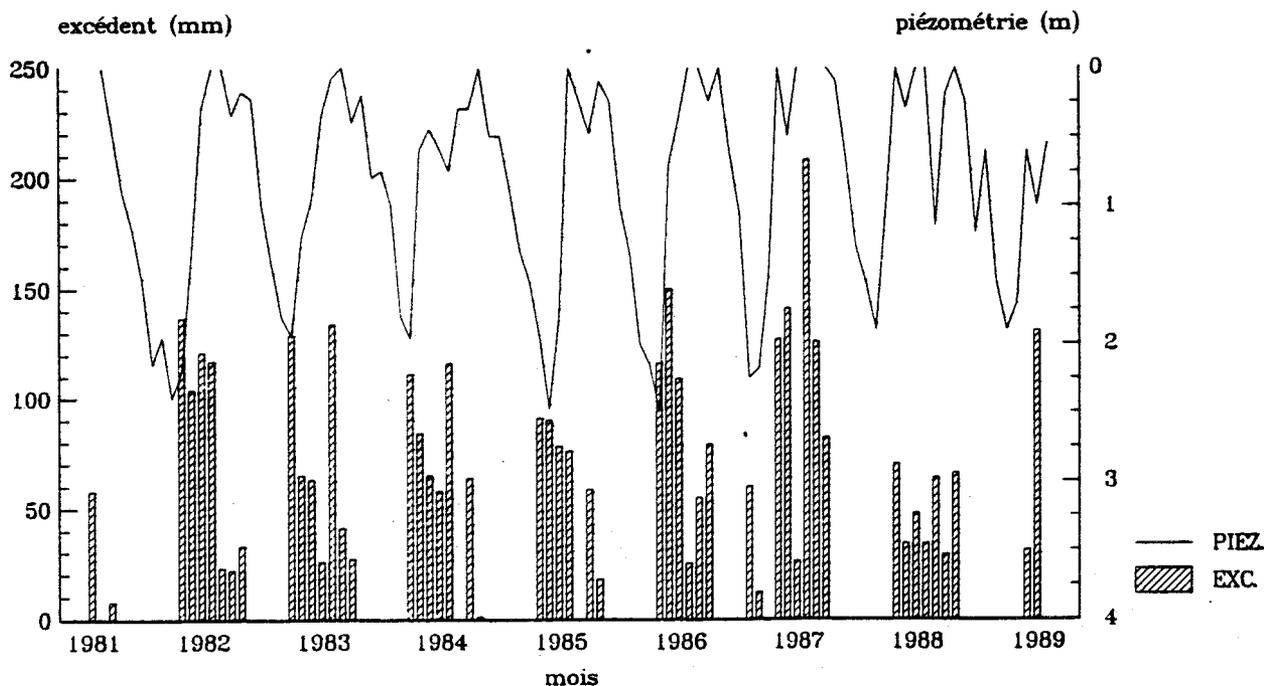


Fig:32.2 - Variation de l'excédent à Licques et de la piézométrie à Audrehem - Hem (1982-1989)

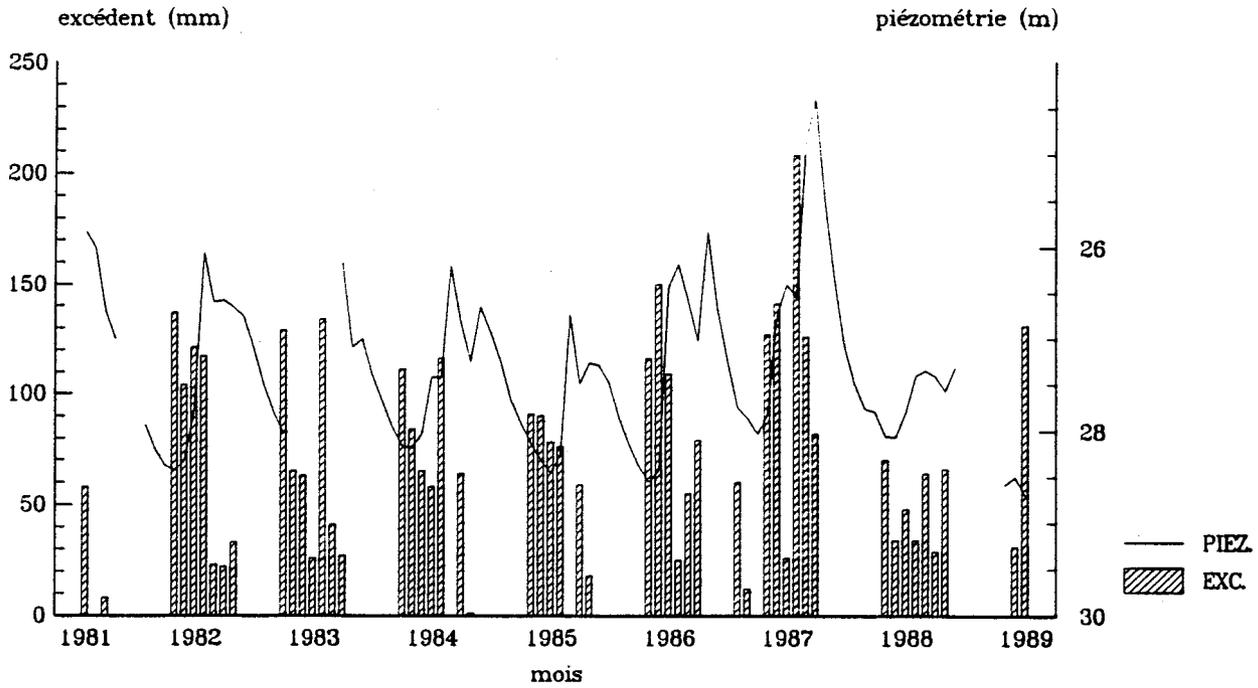


Fig:32.3 - Variation de l'excédent à Licques et de la piézométrie à Nort Leulinghem - Hem (1982-1989)

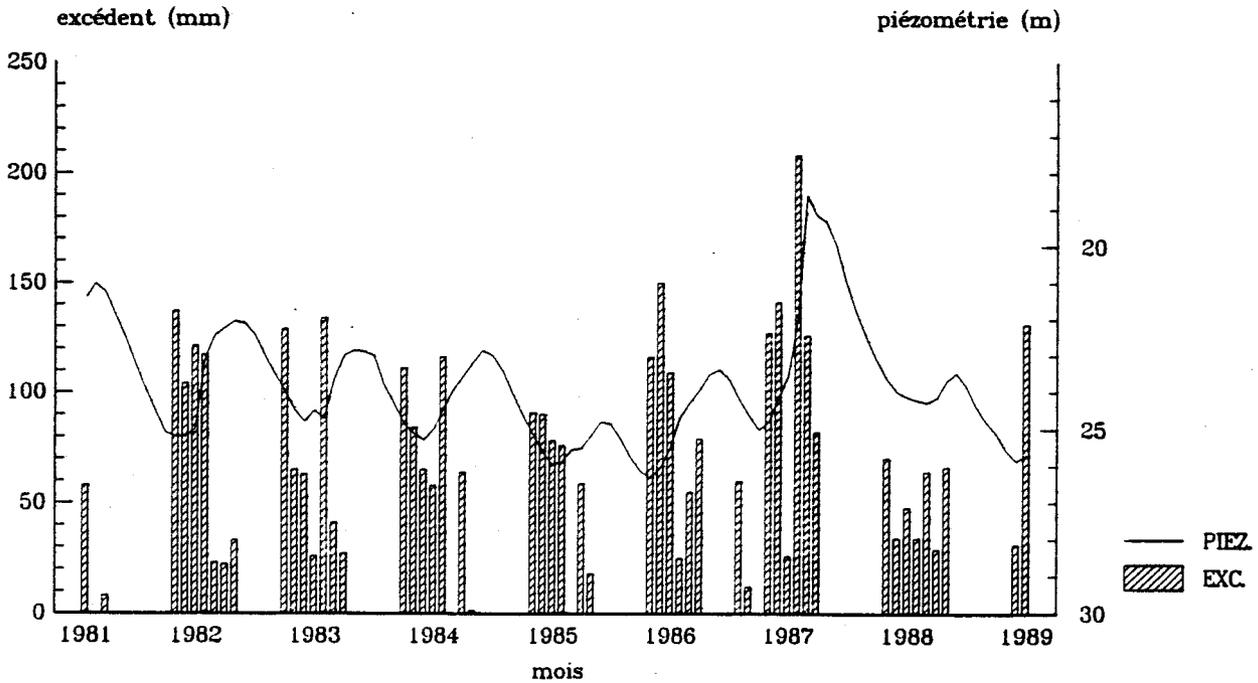


Fig:32.4 - Variation de l'excédent à Licques et de la piézométrie à Nordausques - Hem (1982-1989)

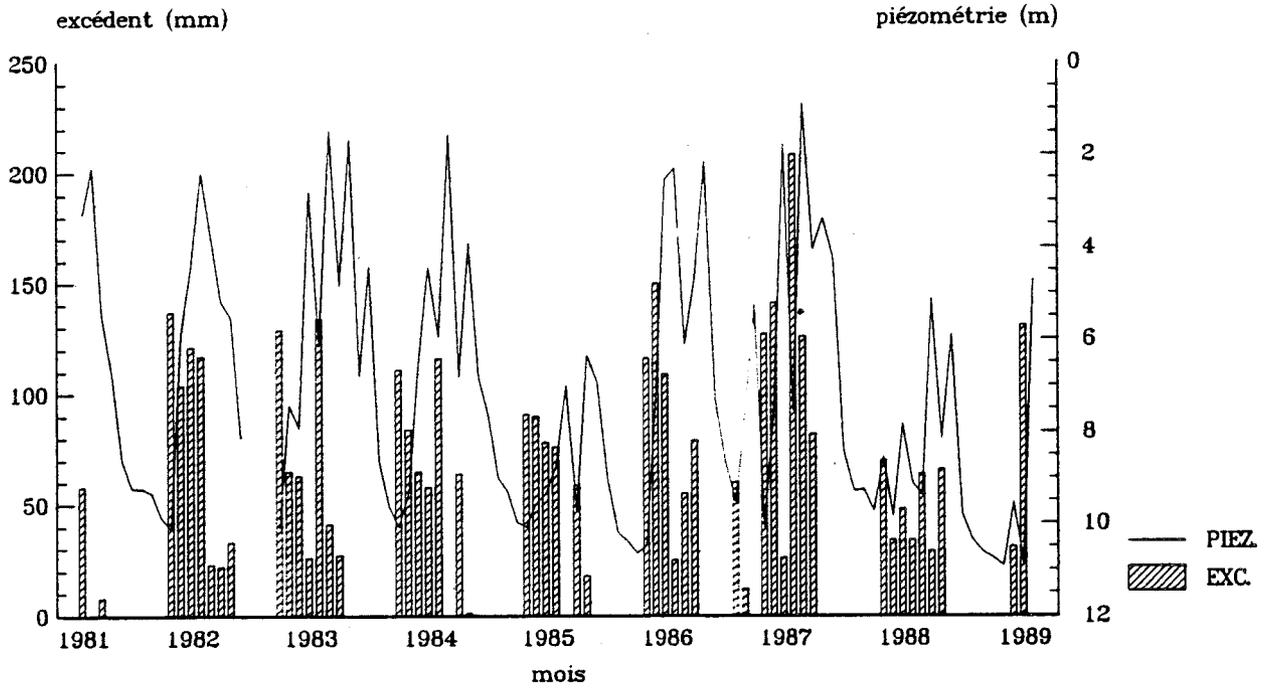


Fig:33 - Variation de l'excédent à Desvres et de la piézométrie à Wirwignes - Liane (1982-1989)

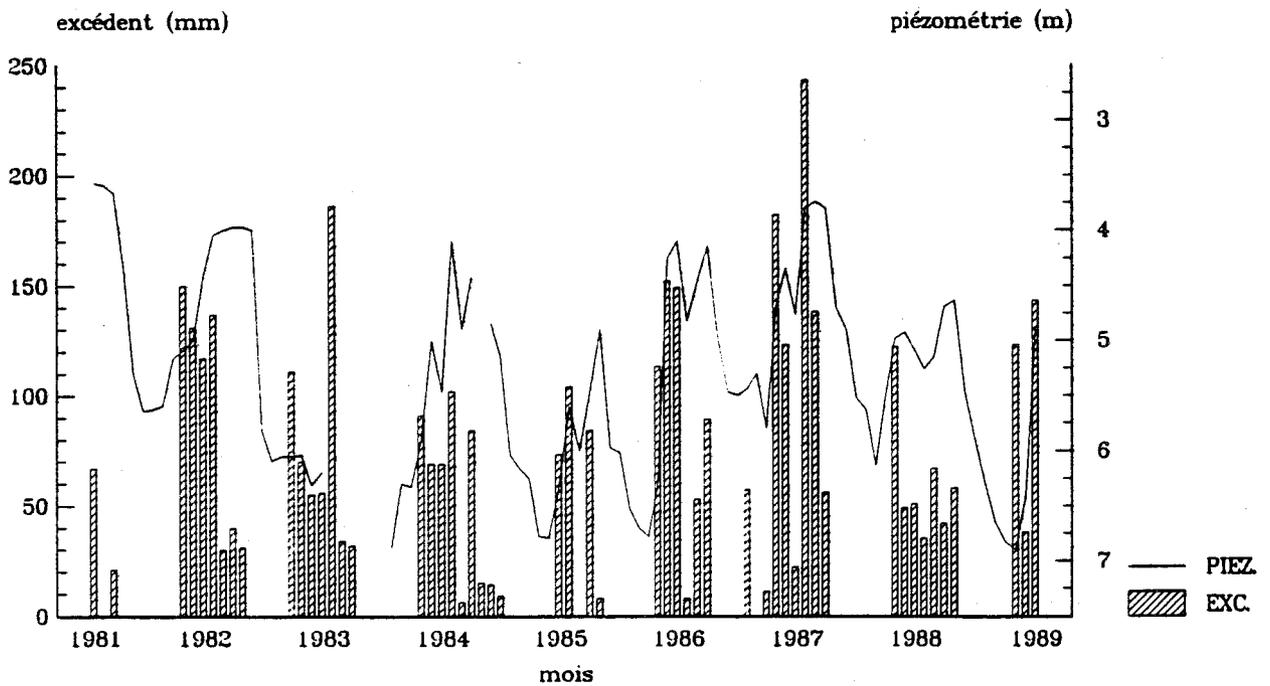


Fig:34.1 - Variation de l'excédent à Doullens et de la piézométrie à Beauval - Authie (1982-1989)

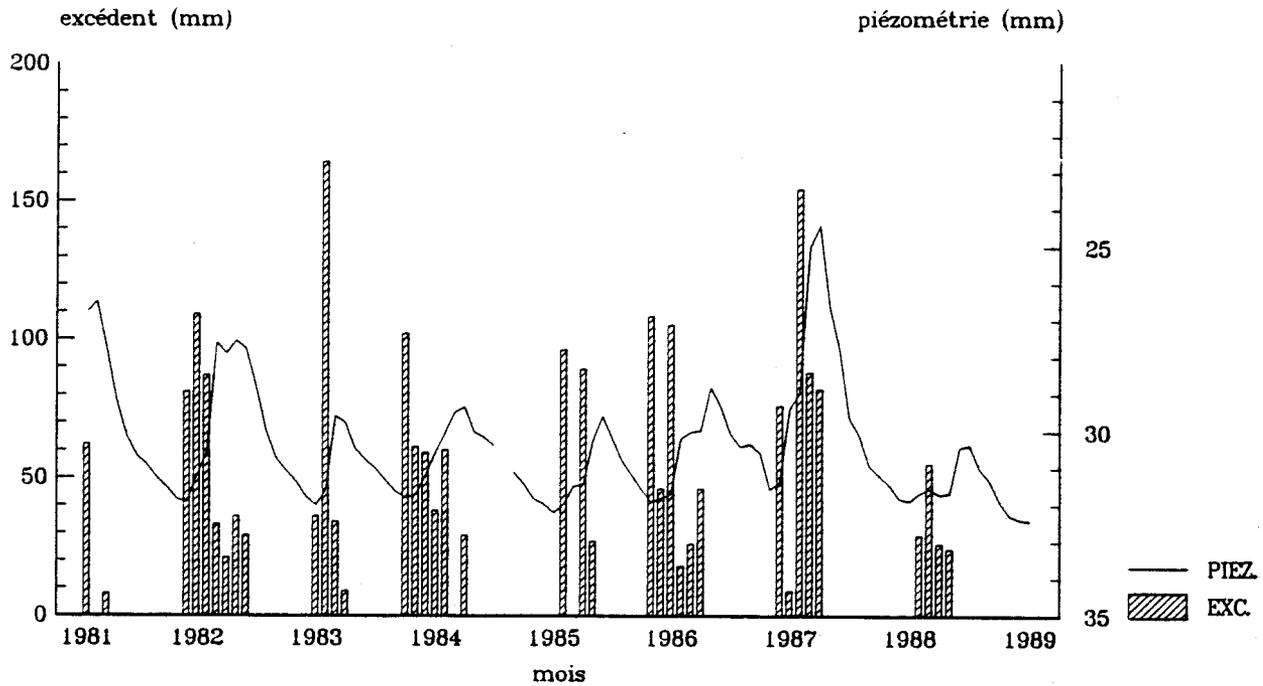
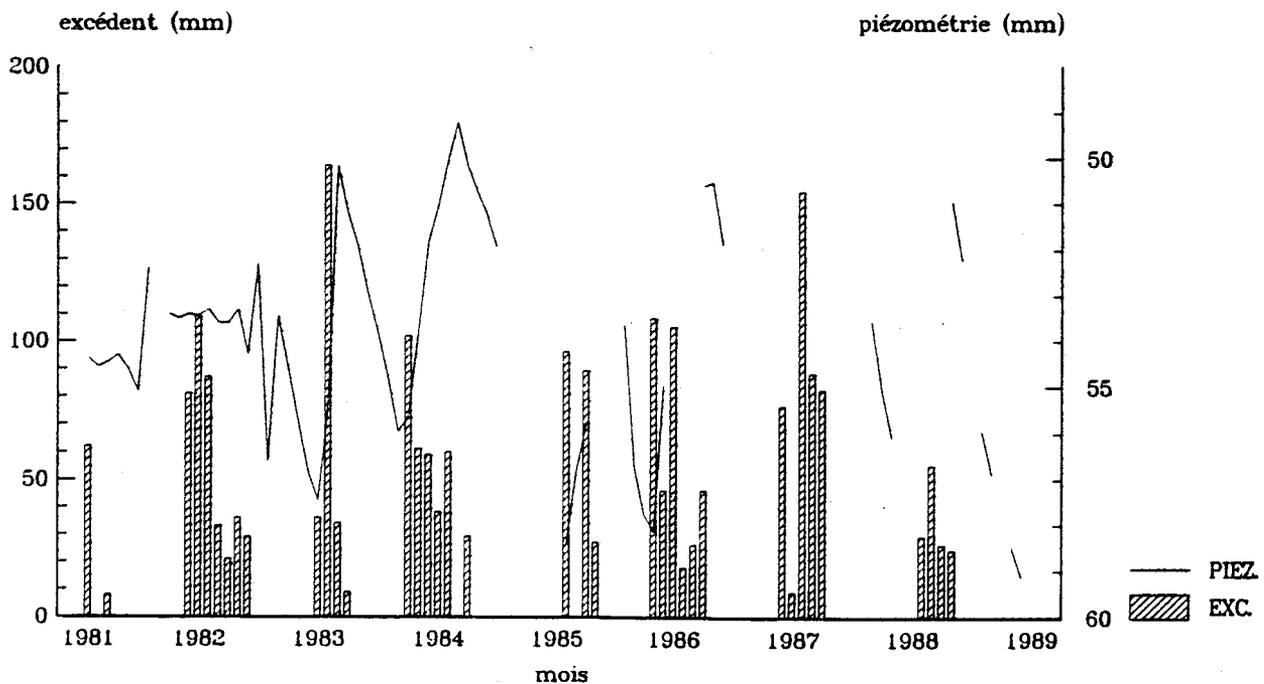


Fig:34.2 - Variation de l'excédent à Doullens et de la piézométrie à Authieux - Authie (1982-1989)



intervient après les fortes pluies qui se sont étalées d'octobre 1987 à mars 1988, pourtant cette augmentation est ressentie différemment selon les secteurs ; en général dans les points où le toit de la nappe se situe à une profondeur importante (fig.31.1, 31.3, 32.2, 32.3, 34.1 et 34.2), l'effet de ces pluies est bien visible alors que dans les points où le toit est proche de la surface, la nappe subit l'influence directe des pluies qui est parfois combinée avec celle des excédents.

On peut résumer l'évolution mensuelle des paramètres du bilan par le schéma suivant :

SCHEMA DE REPARTITION SAISONNIERE DE L'EVOLUTION DES PARAMETRES DU BILAN HYDROLOGIQUE MENSUEL

Echelle mensuelle :

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M
P		Saison sèche					Saison pluvieuse									
ETR		ETR augmente					ETR diminue									
Q		Basses-eaux					Hautes-eaux									
EXC.		Décharge EXC. = 0					Recharge EXC. > 0									

**IV-CONCLUSION**

En général, il n'existe pas de différences dans l'évolution des différents paramètres du cycle hydrologique entre bassins pour une même année. Ce schéma général d'évolution est respecté même pour des années différentes à cause de la dépendance fonctionnelle des paramètres du bilan.

Les figures 35, 36, 37 et 38 retracent l'évolution mensuelle des pluies, de l'écoulement et de l'excédent. Conformément au schéma précédent (voir paragraphe ci-dessus), aux périodes de basses-eaux se superposent des périodes à excédent égal à zéro donc de décharge de la nappe ; la reprise de la recharge s'amorce un mois plus tôt que le début de la saison des hautes-eaux ; on note enfin une parfaite superposition entre les saisons sèches, de décharges et froides.

Si l'évolution des écoulements est similaire entre tous les bassins, les niveaux d'écoulement (lame d'eau écoulée) différent. L'amplitude de variation du niveau d'écoulement de l'Aa à Wizernes et de l'Authie à Dompierre est plus faible que celle de la Hem à Guémy et de la Liane à Wirwignes. C'est ainsi par exemple que pendant la période 1971-1973 (sèche), la stabilité du niveau d'écoulement de l'Aa (fig.35) et de l'Authie (fig.38) est due au fait qu'en l'absence des pluies les aquifères de ces bassins assurent la presque totalité de l'écoulement. Dans les bassins de la Hem (fig.36) et de la Liane (fig.37), le niveau était plus faible pendant cette période que les autres années, mais grâce à une faible perméabilité des terrains (Liane) et une capacité hydrogéologique plus faible (Liane et Hem) du réservoir cénomaniens, une part importante de l'écoulement de ces rivières est de type rapide puisqu'on observe une augmentation du niveau de l'écoulement dès la manifestation d'une pluie de quelque importance contrairement aux deux autres bassins où en présence de cette même pluie le niveau de l'écoulement est resté stable.

La supériorité des lames d'eau mensuelles précipitées dans les bassins de l'extrémité NW de l'Artois (Aa et Hem) et du bas Boulonnais (Liane) par rapport au bassin de l'Authie est identique à celle observée à l'échelle annuelle (voir chap.III). A cette supériorité hydrologique de surface s'oppose une supériorité hydrogéologique du bassin de l'Authie par rapport aux trois autres bassins.

Le calcul de la lame d'eau emmagasinée sur une période donnée se fait par la simple différence entre l'ensemble des

Fig:35 - Evolution mensuelle des paramètres du bilan dans le bassin de l'Aa de 1966 à 1989

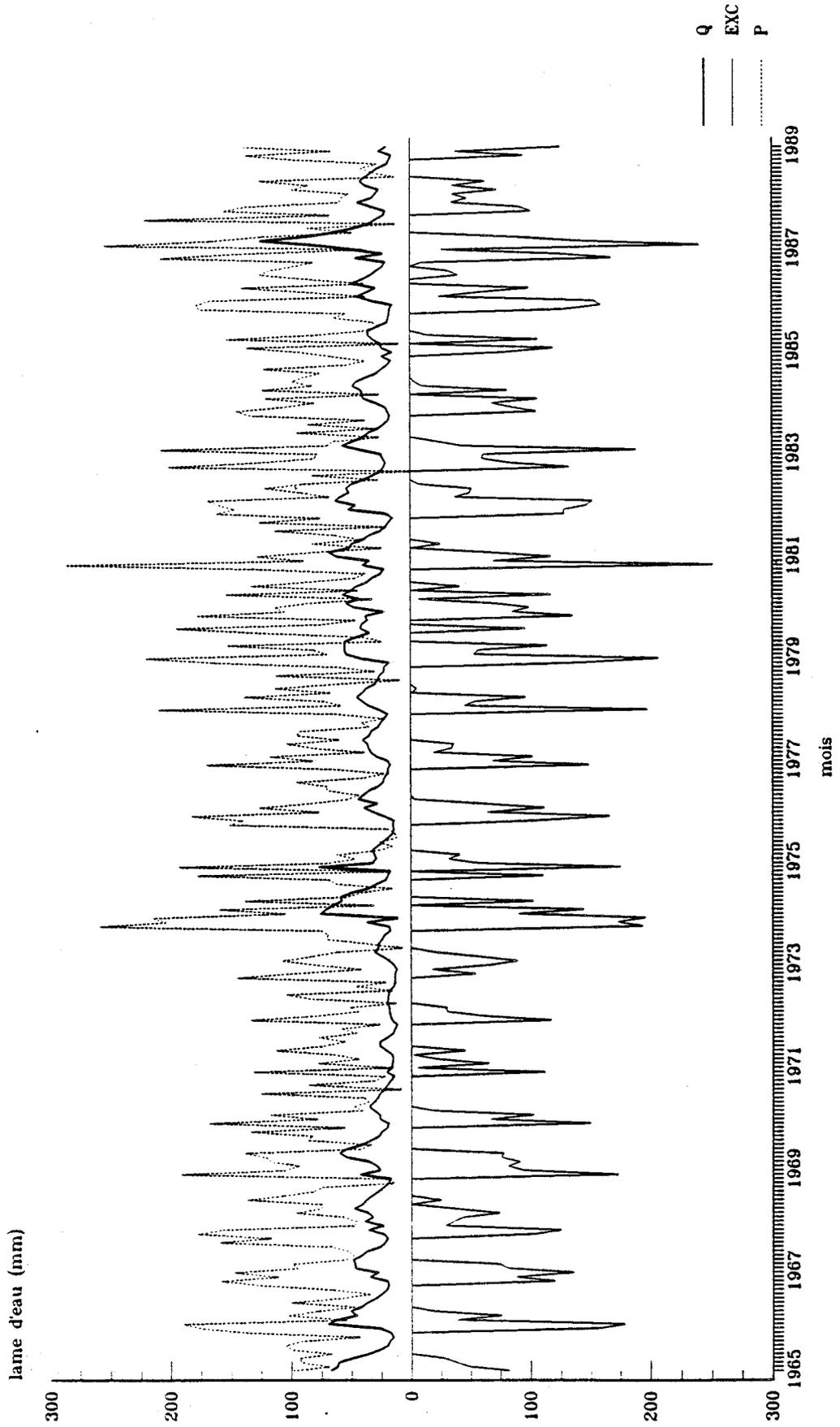


Fig:36 - Evolution mensuelle des paramètres du bilan dans le bassin de la Hem de 1969 à 1989

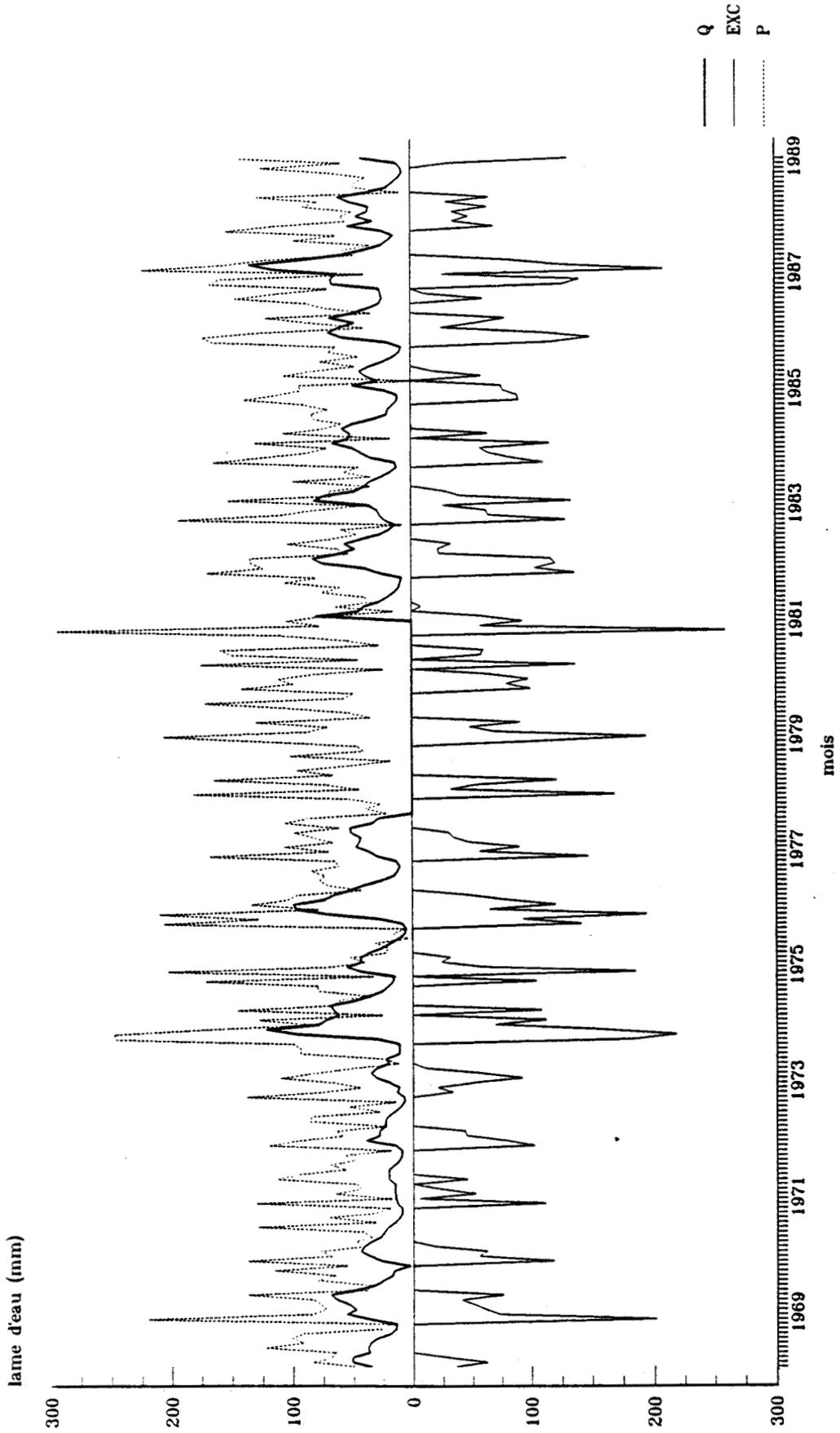


Fig.37 - Evolution mensuelle des paramètres du bilan dans le bassin de la Liane de 1973 à 1989

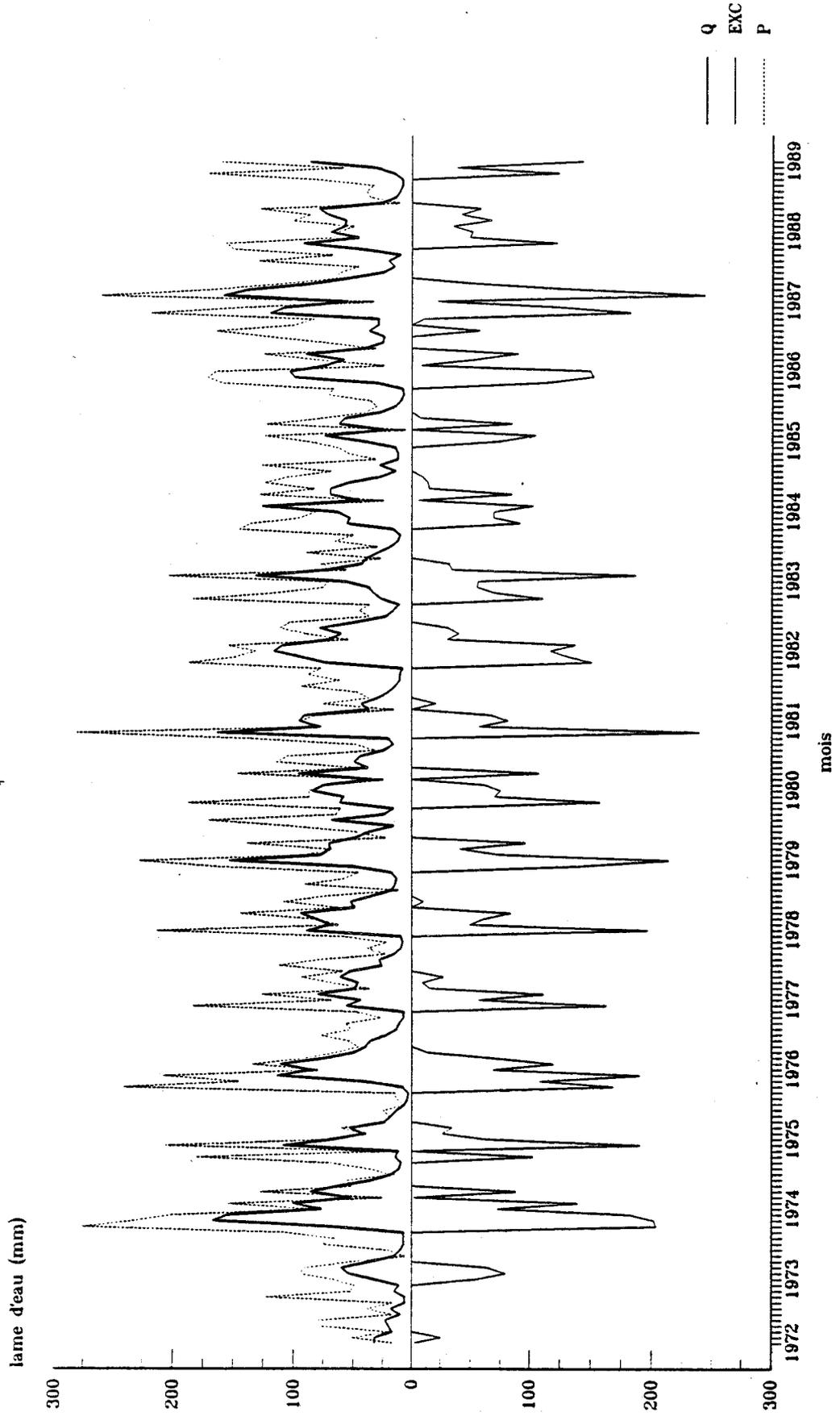
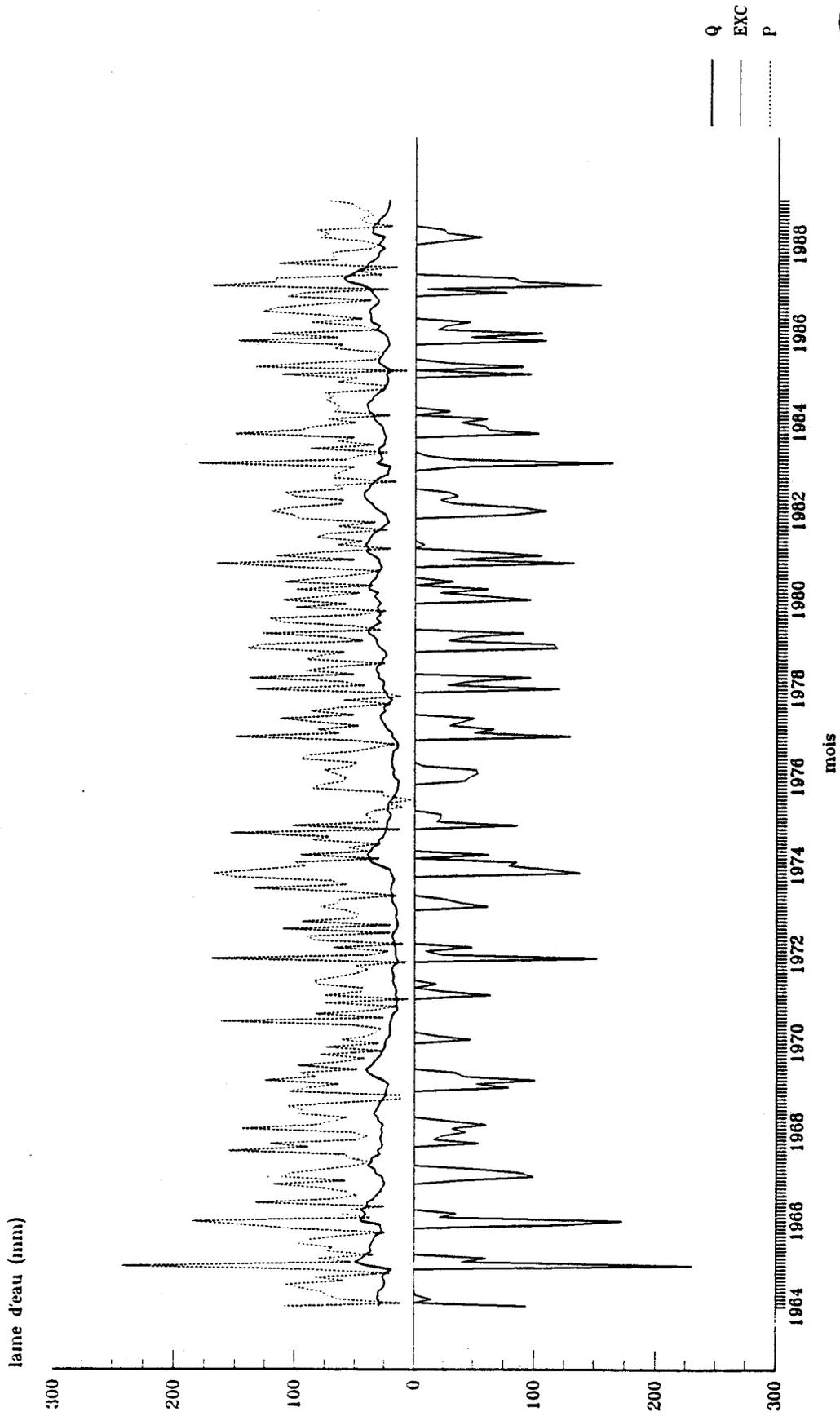


Fig.38 - Evolution mensuelle des paramètres du bilan dans le bassin de l'Authie de 1965 à 1989



entrées (P) et des sorties (ETR + Q) durant la période considérée. L'excédent étant recyclable dans le cycle hydrologique, il change constamment d'état et peut apparaître sous différentes formes (ETR, Q, R.U...). En comptabilisant les entrées et les sorties sur des périodes quelconques, on peut avoir une idée sur l'état des réserves dans chaque bassin comme le montre le tableau suivant :

Bassin	Période	Entrée	Sorties	Excédent	Emmag.
Aa	1974 - 1976	3096	2283	1570	+ 813
	1987 - 1989	3401	2749	1567	+ 652
Hem	1974 - 1976	3234	2336	1585	+ 898
	1987 - 1989	3182	3349	1375	- 167
Liane	1974 - 1976	3212	3191	1687	+ 21
	1987 - 1989	3488	3847	1547	- 359
Authie	1974 - 1976	2371	2443	749	- 72
	1987 - 1989	2414	3089	599	-675

Tab.43. Variation de la réserve souterraine

N.B: Entrée = lame d'eau précipitée en mm (P)  
 Sorties = écoulement (Q) + ETR en mm  
 Excédent = somme des excédents mensuels en mm  
 Emmag. = lame d'eau emmagasinée en mm (=entrée - sorties)

Seul le bassin de l'Aa a un bilan excédentaire pendant les périodes, 1974-1976 et 1987-1989. La lame d'eau emmagasinée est positive pour les deux périodes avec une nette régression pour 1987-1989 pourtant à flux entrant (entrées) largement supérieur à celui de la période 1974-1976.

Dans l'ensemble des bassins, que ce soit pour des bilans excédentaires ou déficitaires, la période 1987-1989 est néfaste pour les réserves souterraines qui subissent une nette régression par rapport à la première période.

Cette tendance régressive des quantités d'eau emmagasinée qui sont négatives dans les bassins de la Hem, de la Liane et de l'Authie pour la période 1987-1989 peut s'expliquer par une surexploitation des réserves souterraines ce qui provoque un déséquilibre du cycle hydrologique. Un manque total de quantités

d'eau captées par les différents forages rend impossible une évaluation future de l'impact de cette surexploitation dans les bassins étudiés.

Une surexploitation, à conséquences dramatiques, paraît évidente à travers ces exemples ; surtout si on sait que les lames d'eau reçues par les différents bassins pendant la période 1974-1976 sont dans leur majorité inférieures à celles reçues pendant la période 1987-1989. Les prélèvements par évapotranspiration réelle (ETR) ainsi que ceux par écoulement ont certes augmenté pendant la deuxième période mais cette augmentation s'est faite en parallèle avec celle des entrées.



**CINQUIEME CHAPITRE**  
**BASSES-EAUX ET ETIAGES**



## I-INTRODUCTION

L'étude des étiages se heurte à un problème de définition dû à leur diversité. Cependant, l'étude statistique offre un élément d'analyse appréciable et une approche qualitative spécifique à la définition d'étiage.

On appelle, étiage annuel, le minimum minimorum du niveau de l'année considérée (hydrologique ou calendaire) ; l'étiage exceptionnel ou absolu, le minimum minimorum du niveau connu. Mais on précise, par extension, sous cette même appellation d'étiage :

1. L'étiage caractéristique annuel, ou débit journalier dépassé pendant 355 jours dans le cours de l'année (hydrologique ou calendaire).

2. L'étiage caractéristique moyen, c'est-à-dire le niveau dépassé pendant une moyenne de 355 jours par an au cours d'un certain nombre d'années (hydrologique ou calendaire). Cette valeur est connue communément sous le terme de débit caractéristique d'étiage "DC<sub>E</sub>" (Larras, 1972).

La valeur de DC<sub>E</sub> est variable selon les bassins, il est donc difficile de donner une expression synthétique chiffrée du phénomène. Souvent la sévérité de l'étiage dépendra plus de sa durée que du débit minimum. Cette notion de persistance du débit d'étiage est retenue comme des plus significatives de sa gravité, minutieusement détaillée par Dacharry (1974), ainsi que par Frécaut (1967 et 1983). La réalité des étiages est mieux saisie à travers la moyenne des débits moyens journaliers des jours consécutifs les plus bas, on parle ainsi des moyennes mobiles les plus faibles calculées sur 3, 5, 10, 20 ou 30 jours consécutifs (VCN3, VCN5, VCN10, VCN20 et VCN30). Cette moyenne peut mieux exprimer dans certains cas la sévérité du phénomène qu'une valeur (=DC<sub>E</sub>) isolée.

Il existe d'autres définitions, basées sur la relation entre les besoins et les disponibilités en eaux d'un bassin

versant (balance entre la demande et les disponibilités en eau d'un bassin) ou faisant état du lien entre la sécheresse pluviométrique, pédologique et potamologique ainsi que de leur relation séquentielle (Lambert, 1975). L'étiage peut être défini également par symétrie avec la notion de crue, il peut être considéré comme phénomène extrême. On cherchera par exemple à définir la loi de probabilité du débit le plus faible (Tiercelin, 1971).

Le phénomène d'étiage est souvent confondu avec celui des basses eaux, correspondant lui à la période de l'année pendant laquelle les débits d'un cours d'eau sont les plus faibles (Roche, 1964). En général, les deux définitions se chevauchent puisque les  $DC_E$  annuels interviennent après une série de débits décroissants ou à tendance régressive. En raison de l'utilisation ultérieure de ce paramètre et du but de ce travail, qui s'intéresse à la genèse de l'étiage à travers l'analyse des courbes de tarissement des cours d'eau étudiés, le  $DC_E$  est retenu comme indicateur d'étiage. Ce choix limite les risques de généralisation et ouvre une voie de recherche plus détaillée du phénomène. En effet, à partir des moyennes calculées sur 10 jours, l'écart se creuse entre les  $DC_E$  et les  $VCN_{10}$ , il apparaît parfois à partir de  $VCN_5$ . Les résultats de comparaison de ces deux paramètres (Annexe II) montrent l'inadaptation des moyennes mobiles pour définir les étiages dans le Nord de la France ; les fortes augmentations des débits suite à des pluies d'été (phénomène très courant dans le contexte des bassins étudiés), maximisent la valeur des débits d'étiage. De même un calendrier de début et de fin d'étiage ne donne qu'une estimation grossière du phénomène (Devred, 1989).

Un cours d'eau ou une source, en absence de précipitation, donc en régime non-influencé, est alimenté par les eaux souterraines correspondant aux réserves régulatrices des couches aquifères, stockées dans le bassin versant ou dans les structures hydrogéologiques au cours d'une recharge déterminée. La courbe de tarissement, fin de la courbe de décrue de l'hydrogramme, donc des débits en fonction du temps, exprime la loi de vidange de la couche aquifère. Elle permet, par une

solution graphique, de calculer la coefficient de tarissement  $\alpha$  (Castany, 1967).

Le tarissement de la rivière est l'effet combiné d'une sécheresse pluviométrique accompagnée d'un fléchissement du débit différé des nappes dont l'accentuation au cours du temps aboutit à un état avancé du tarissement, voire même à l'absence d'écoulement dans la rivière (assèchement).

L'étude du tarissement est un élément d'appréciation des relations nappe-rivière. L'aquifère joue un rôle de réservoir d'emménagement temporaire, donc de régulateur de débit de la rivière par sa capacité à ne pas restituer immédiatement les apports de l'infiltration efficace. C'est cette capacité régulatrice (capacité de stockage) de l'aquifère qui assure le débit, pérenne des émergences et par conséquent, des cours d'eau en l'absence d'apport pluviométrique (pendant des périodes sèches). Une décroissance rapide du débit pendant cette période est significative d'une faible capacité d'emménagement et inversement pour une décroissance lente du débit.

L'examen d'un certain nombre de tarissements déterminera le mode d'alimentation des cours d'eau par les réserves souterraines et le rythme d'épuisement de ces réserves. La mise en parallèle des chroniques enregistrées aux différentes stations hydrométriques, pluviométriques et puits de contrôle de la piézométrie de la nappe, apportera plus de lumière sur la relation nappe-rivière dans sa globalité.

Etant donné que le principal élément d'analyse dont on disposera par la suite sera les courbes de tarissement des différentes rivières ; il sera intéressant de faire un rappel des différents types d'écoulement qu'on peut observer sur un hydrogramme type d'un cours d'eau (fig.39).

1. Une courbe de concentration, elle correspond à la montée du niveau d'eau dans la rivière ; appelée également courbe de la crue de la rivière.

2. La zone entourant le débit maximum observé à la fin de la courbe de concentration, est la pointe de la crue "pic".

3. Après un épisode de gonflement du débit, une partie descendante, correspondant à une diminution rapide du débit dans un premier temps (courbe de décrue), une cassure de la courbe indique la fin de l'écoulement dit rapide (provoqué par la pluie) et l'amorce d'une décroissance lente du débit ; c'est la courbe de tarissement.

On associe deux types d'écoulement à ces trois phases décrites dans la figure 39 :

1. Ruissellement ou écoulement rapide de surface, qui englobe le ruissellement superficiel et les précipitations reçues par les surfaces d'eau libre dans le bassin ( $Q_r$ ) ; à ce type d'écoulement on associe parfois une partie de l'écoulement hypodermique.

2. L'écoulement souterrain ( $Q_w$ ), sous ce terme on regroupe l'écoulement hypodermique (dans les niveaux supérieurs du sol) et l'écoulement souterrain (de la nappe).

Tout au long de ce travail, on va essayer de séparer graphiquement, l'écoulement de base ou souterrain ( $Q_w$ ) de l'écoulement rapide ( $Q_r$ ) au sein de l'écoulement total pendant les périodes de tarissement. Plusieurs méthodes de séparation des écoulements d'un hydrogramme ont été proposées :

1. Des méthodes simples parfois arbitraires constituant comme limite de l'hydrogramme de l'écoulement souterrain une ligne parallèle à l'axe des temps reliant le point de début de la courbe de crue et celle de la fin de la courbe de décrue ; ces méthodes sont dites approchées (Barnes in Réméniéras, 1976).

2. Des méthodes plus complexes de l'hydrogramme unitaire (Sheman, 1932 in Réméniéras, 1976) dont la fiabilité est parfois contestée, se heurtent à des limites d'application.

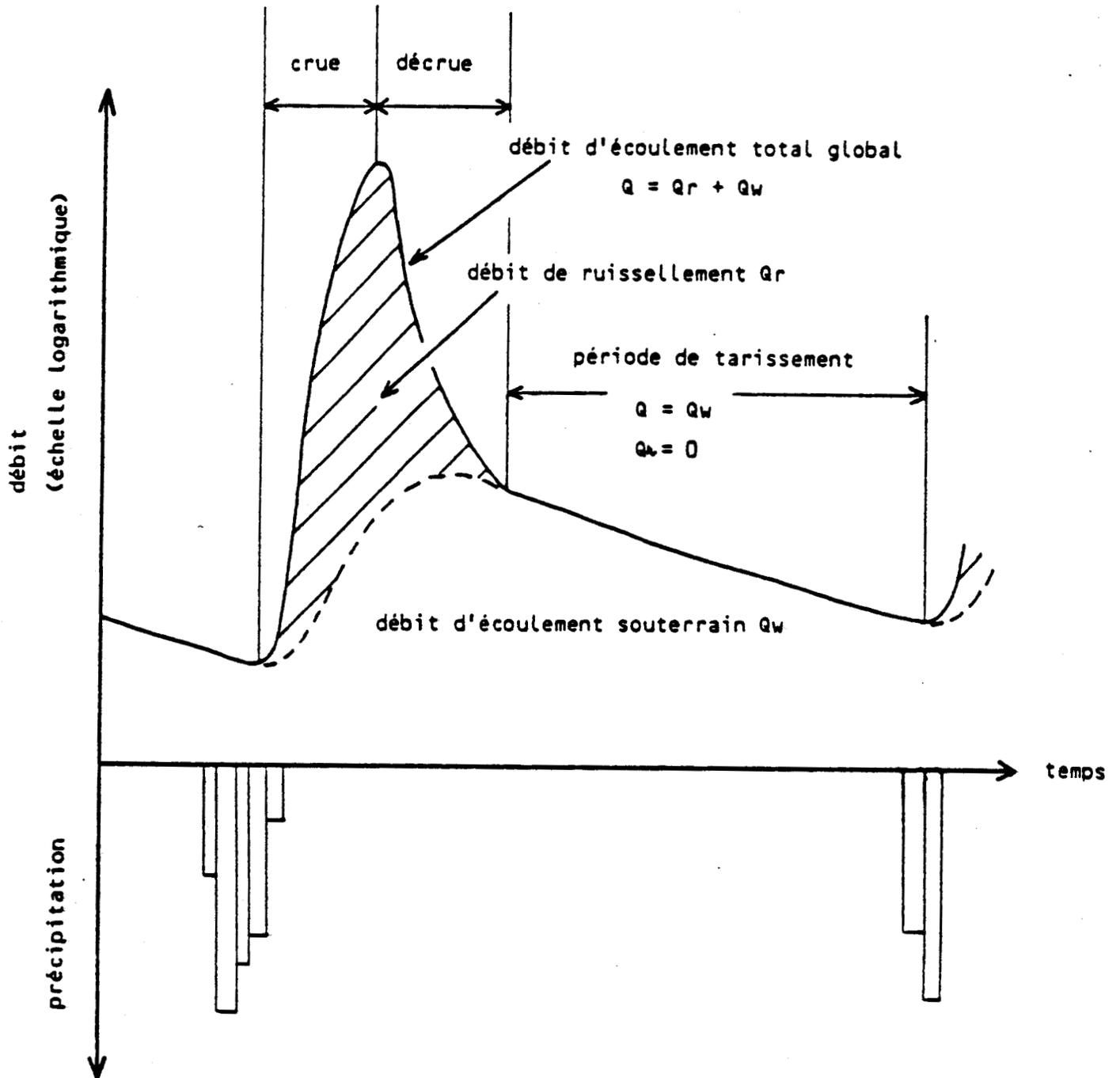


Fig:39 - Hydrogramme type d'un cours d'eau et hyetogramme correspondant

## II-BASSES-EAUX, ETIAGE ET TARISSEMENT

L'étude du tarissement nécessite l'existence au préalable de certaines conditions :

1. La persistance d'une sécheresse pluviométrique pendant une durée suffisante pour pouvoir observer un tarissement non influencé au niveau de la rivière.

2. Un contraste très marqué entre la saison de hautes-eaux et celle de basses-eaux et une absence de pluie perturbatrice durant cette dernière.

Ces deux conditions sont totalement absentes dans le Nord de la France. L'étude des fréquences (programme "FREQAN") des séquences sèches et pluvieuses sur de longues périodes (fig.40.1, 41.1, 42.1 et 43.1) montre la rareté des séquences sèches dont la fréquence chute de moitié lorsque l'on passe d'une séquence de 6 jours à une séquence de durée supérieure ou égale à 8 jours. On est donc très loin des séquences sèches de plusieurs mois où le tarissement de la rivière est facilement repérable au niveau de l'hydrogramme.

La répartition des pluies de faible intensité durant toute l'année perturbe le tarissement des rivières et rend difficile une séparation précise et simple des écoulements superficiels ( $Q_r$ ) et souterrains ( $Q_w$ ). La forte fréquence des séquences sèches et pluvieuses de durée strictement inférieure à 4 jours (fig.40.1 à 43.2) favorise un soutien permanent des débits des rivières pendant la saison de basses-eaux. L'examen détaillé de l'effet d'une séquence sèche inférieure à 10 jours (intervenant entre deux séquences pluvieuses de même durée) sur les débits, montre qu'il est d'autant plus négligeable que la durée des séquences pluvieuses qui encadre la période sèche augmente (devient supérieure à 10 jours).

Quelques hydrogrammes annuels ainsi que les hyétogrammes correspondants (fig.44 à 51), choisis parmi les années les plus

Fig:40.1 - Fréquence des séquences  
sèches à Bourthes (Aa)  
période : 1972-1989

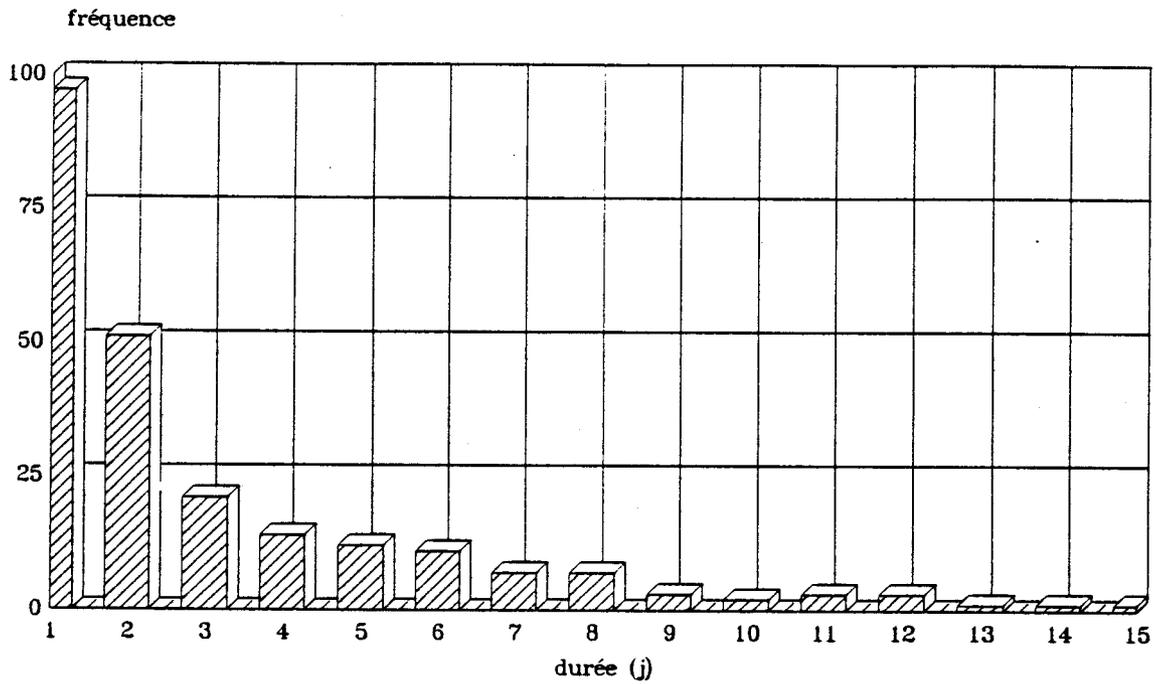


Fig:40.2 - Fréquence des séquences  
pluvieuses à Bourthes (Aa)  
période : 1972-1989

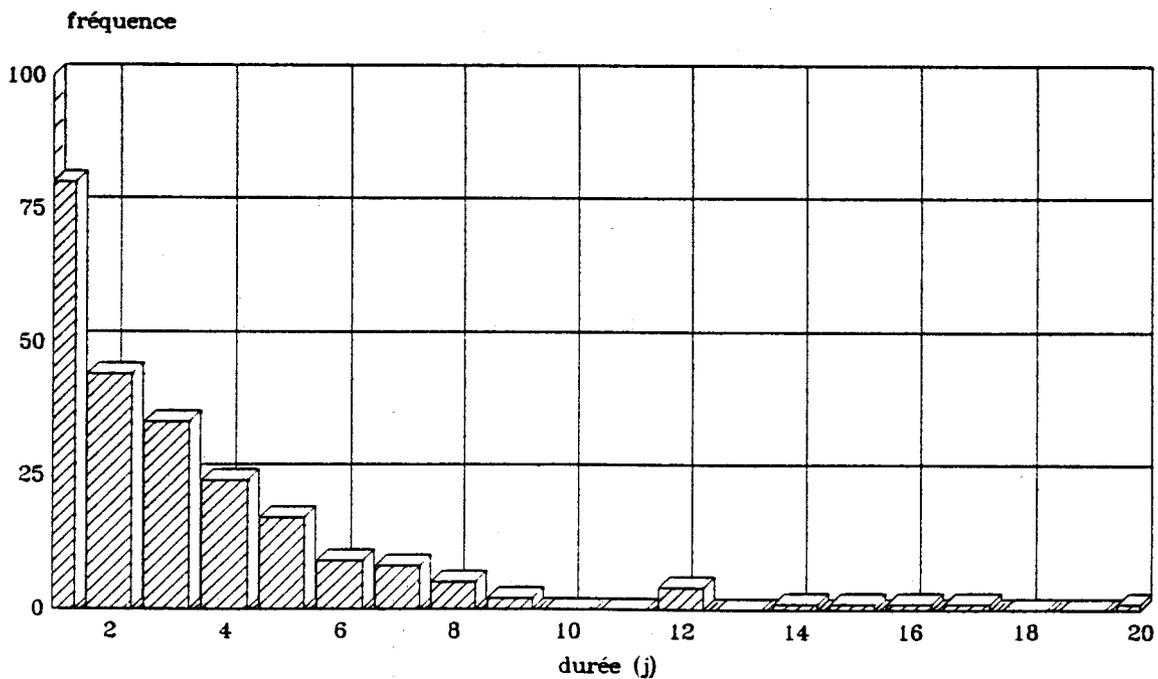


Fig:41.1 - Fréquence des séquences  
sèches à Licques (Hem)  
période : 1969-1979

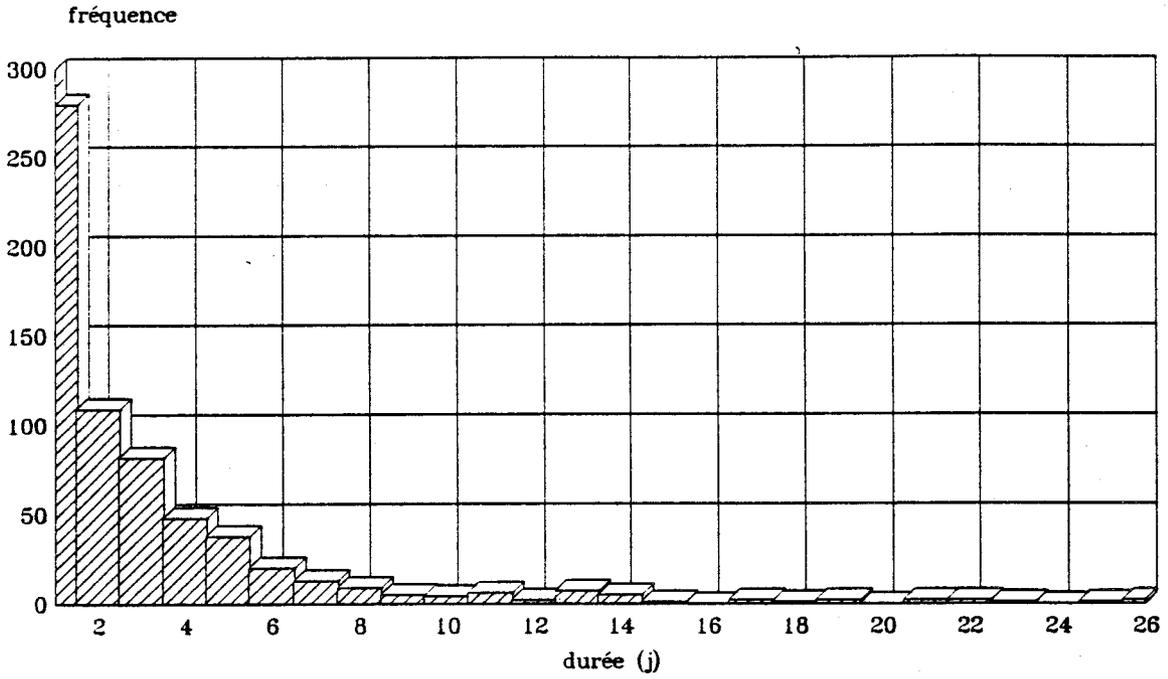


Fig:41.2 - Fréquence des séquences  
pluvieuses à Licques (Hem)  
période : 1969-1979

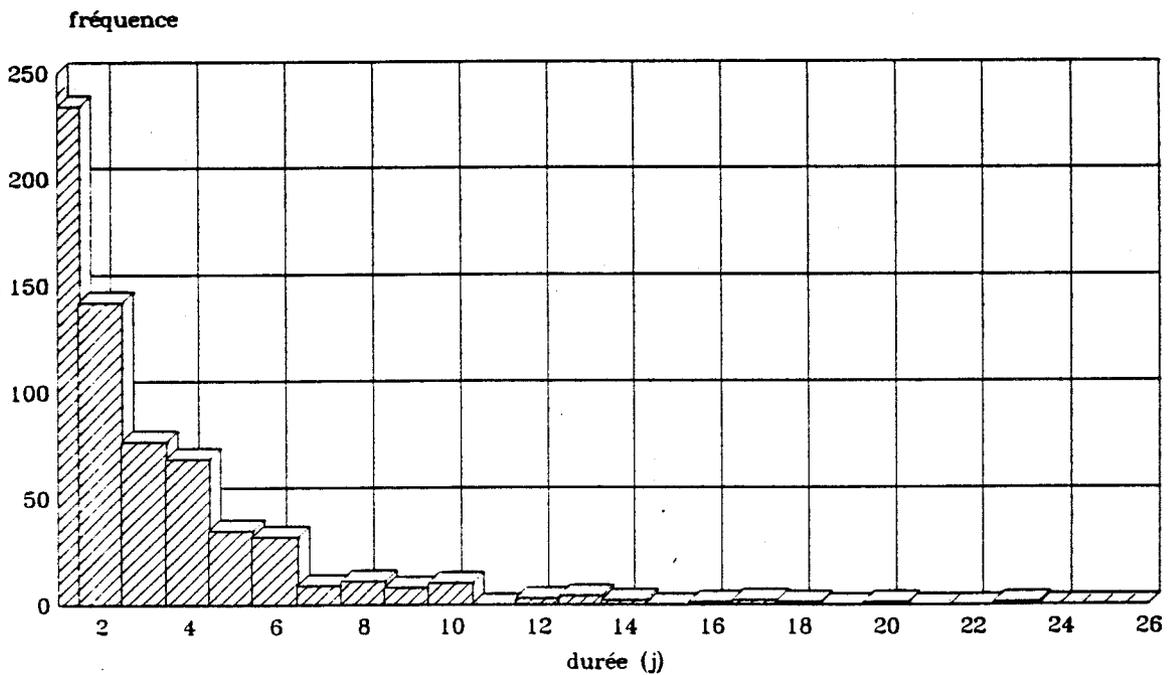


Fig:42.1 - Fréquence des séquences  
sèches à Desvres (Liane)  
période : 1972-1989

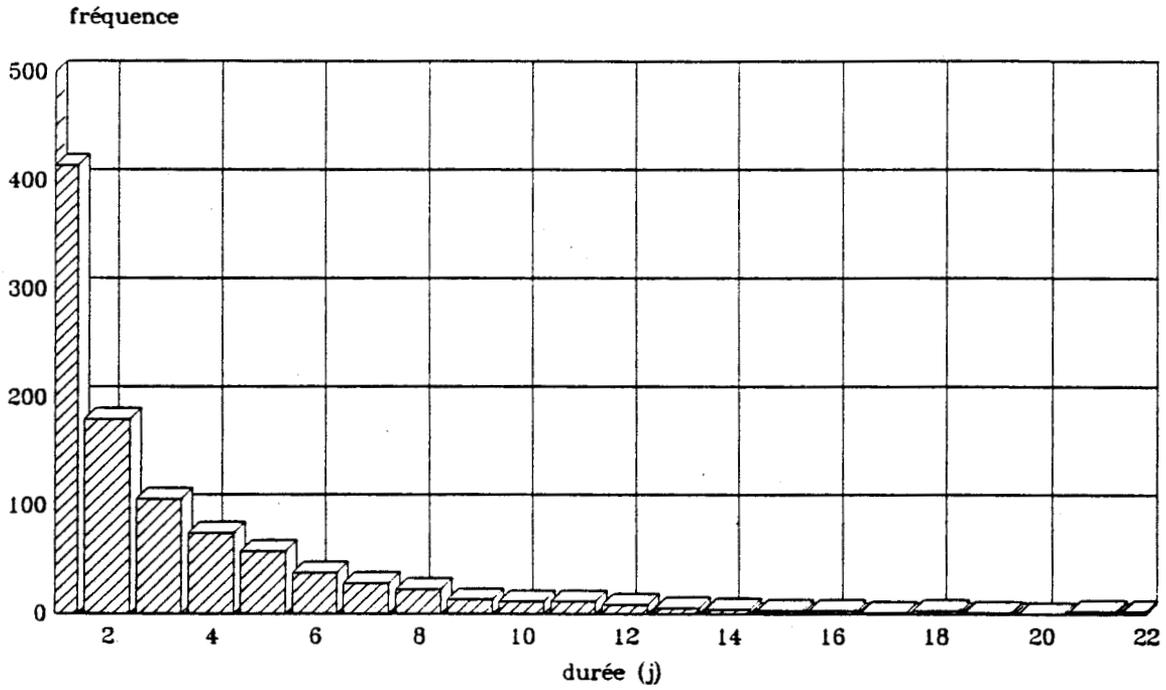


Fig:42.2 - Fréquence des séquences  
pluvieuses à Desvres (Liane)  
période : 1972-1989

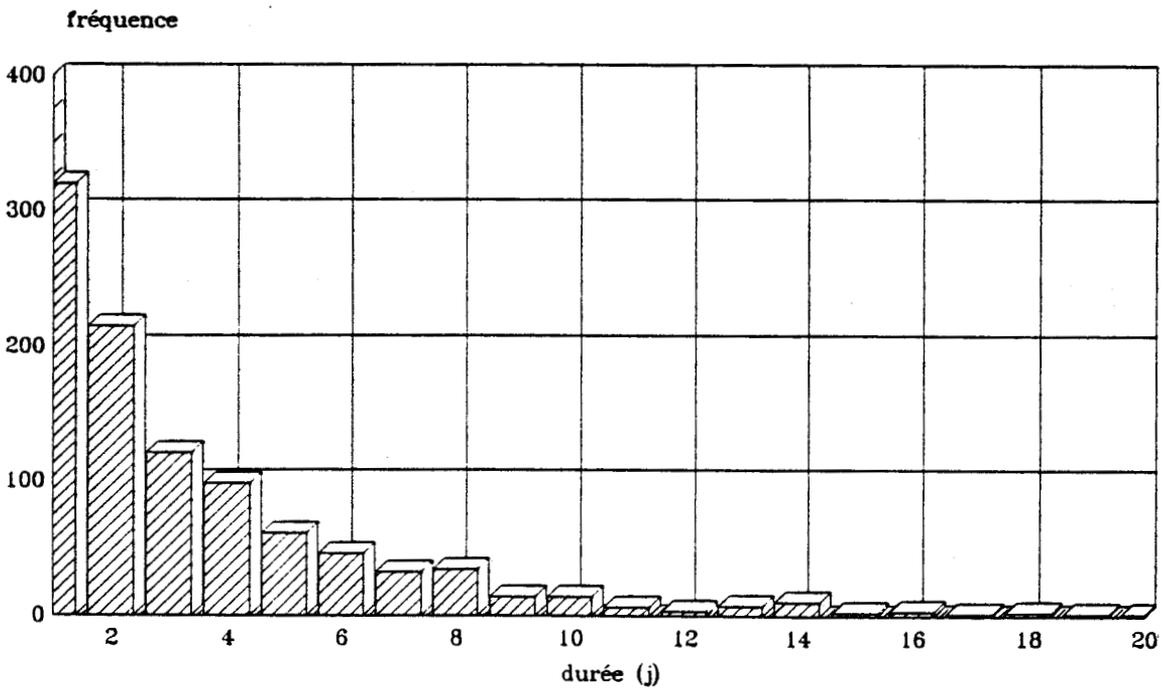


Fig:43.1 - Fréquence des séquences  
sèches à Doullens (Authie)  
période : 1969-1978

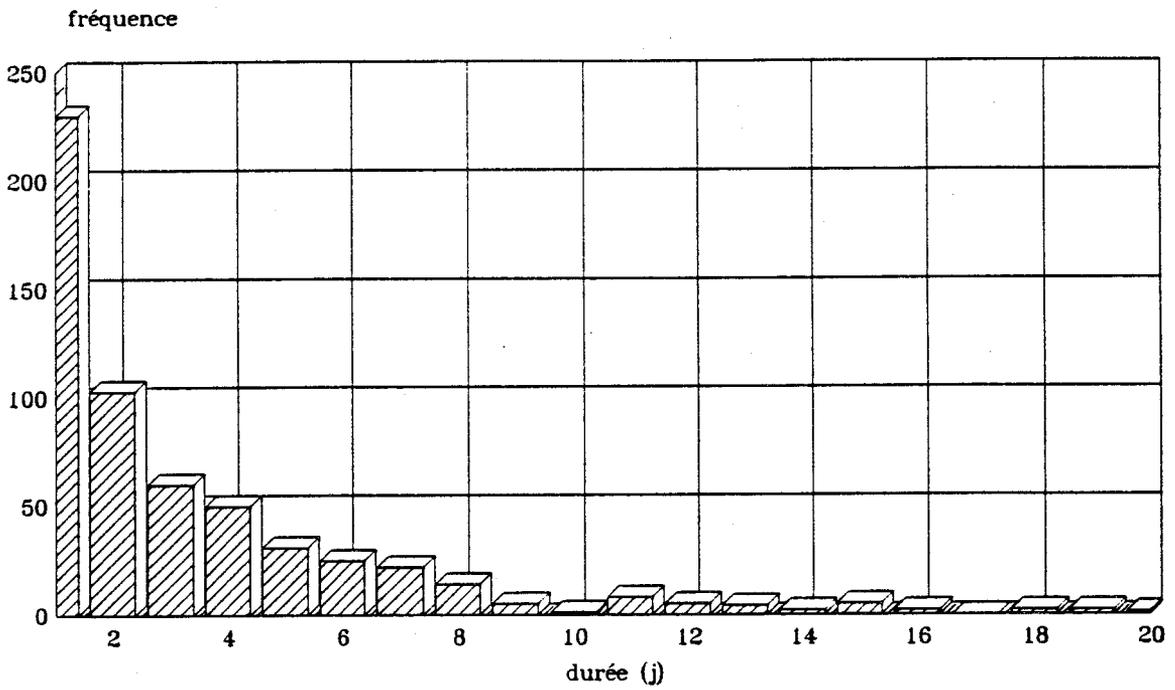
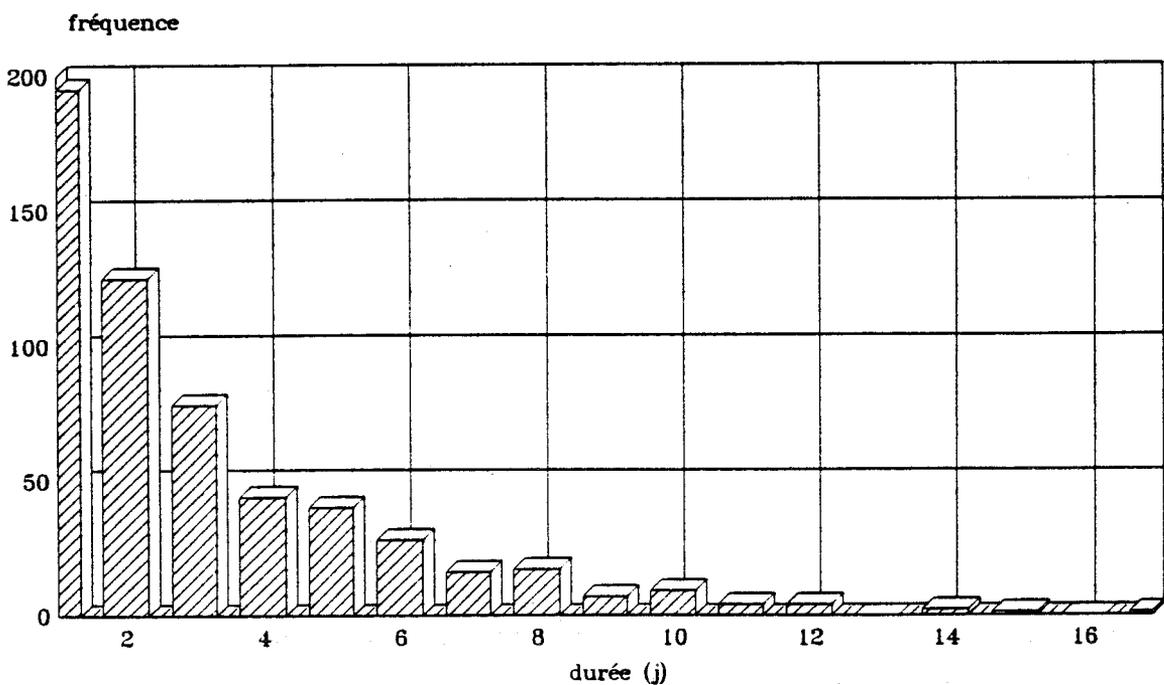


Fig:43.2 - Fréquence des séquences  
pluvieuses à Doullens (Authie)  
période : 1969-1978



faibles du point de vue lame d'eau écoulee dans les rivières et flux pluviométrique entrant dans les bassins durant la période d'étude, illustrent l'effet que peut avoir cette pluie perturbatrice par sa répartition dans l'année sur la réponse des rivières qui se manifeste différemment.

On notera donc, à partir de l'analyse de ces exemples et des résultats des chapitres précédents :

1. Une répartition saisonnière des pluies (en une saison froide arrosée et une saison chaude moins arrosée) avec des pulsations pluviométriques parfois brutales (crues) pendant la saison chaude donnant lieu à des pics au niveau des hydrogrammes. Une grande fréquence de ces pics indique l'importance du ruissellement dans l'écoulement total de ces rivières. L'importance des crues pendant la saison des basses-eaux est variable selon l'état du stock hydrique des bassins : plus la saison de vidange se prolonge, plus le débit sera fonction de la seule capacité régulatrice des aquifères et moins il dépendra du degré de remplissage en fin de la précédente saison d'alimentation. Les fortes pluies en période de basses eaux alimentent les horizons superficiels du sol, l'excédent s'infiltré vers la nappe.

2. La saison de recharge des nappes dure sept mois, elle commence début septembre et se termine fin mars ; les fortes pluies d'automne rendent l'excédent positif et amorcent la recharge des nappes. Parfois on assiste à un décalage de la saison de vidange, le tarissement commence plus tôt (début janvier) ; il est ralenti par l'arrivée des pluies d'automne pour réapparaître après ; cette réapparition s'observe à un niveau d'écoulement plus élevé que le précédent pour l'Aa (fig.45) et pour l'Authie (fig.51) car le début de la recharge des nappes (début avril) arrive à faire remonter et maintenir le niveau d'écoulement pendant plusieurs mois alors dans les bassins à important ruissellement, la reprise de la décharge amortit le tarissement des rivières mais n'arrive pas à maintenir les débits à niveau constant pendant longtemps (fig.47 et 48).

Fig:44 - L'Aa à Wizernes  
hydrogramme annuel et hyétogramme  
correspondant (1976)

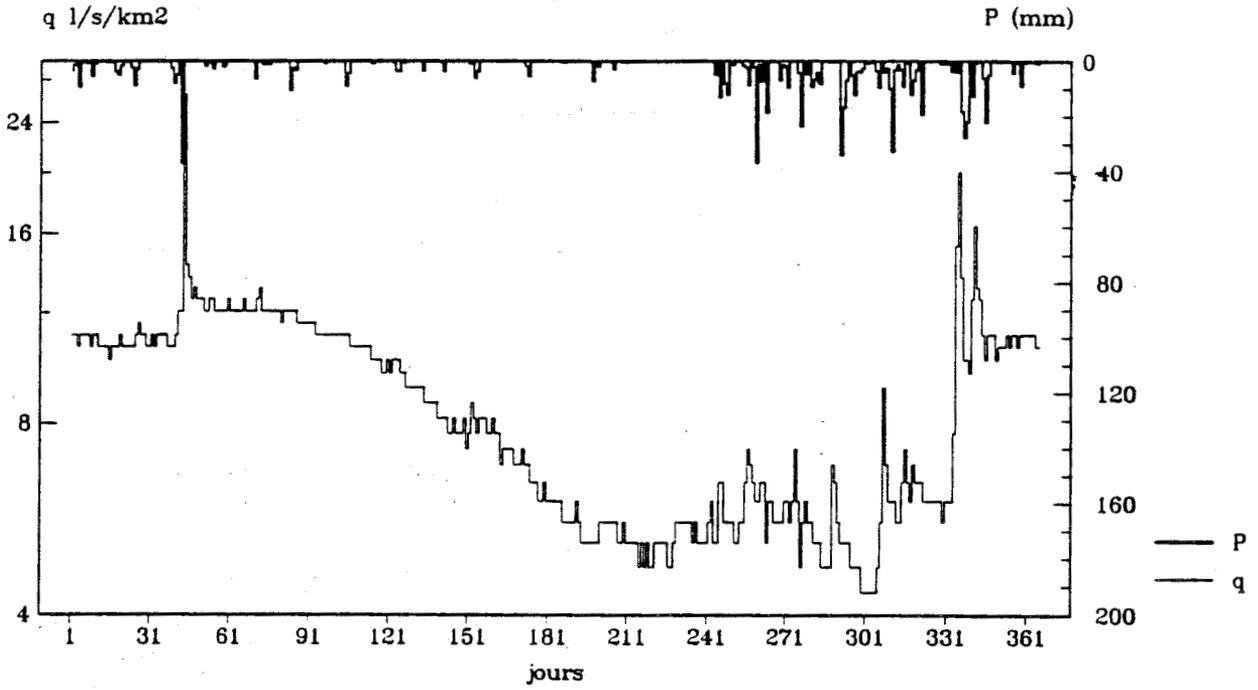


Fig:45 - L'Aa à Wizernes  
hydrogramme annuel et hyétogramme  
correspondant (1989)

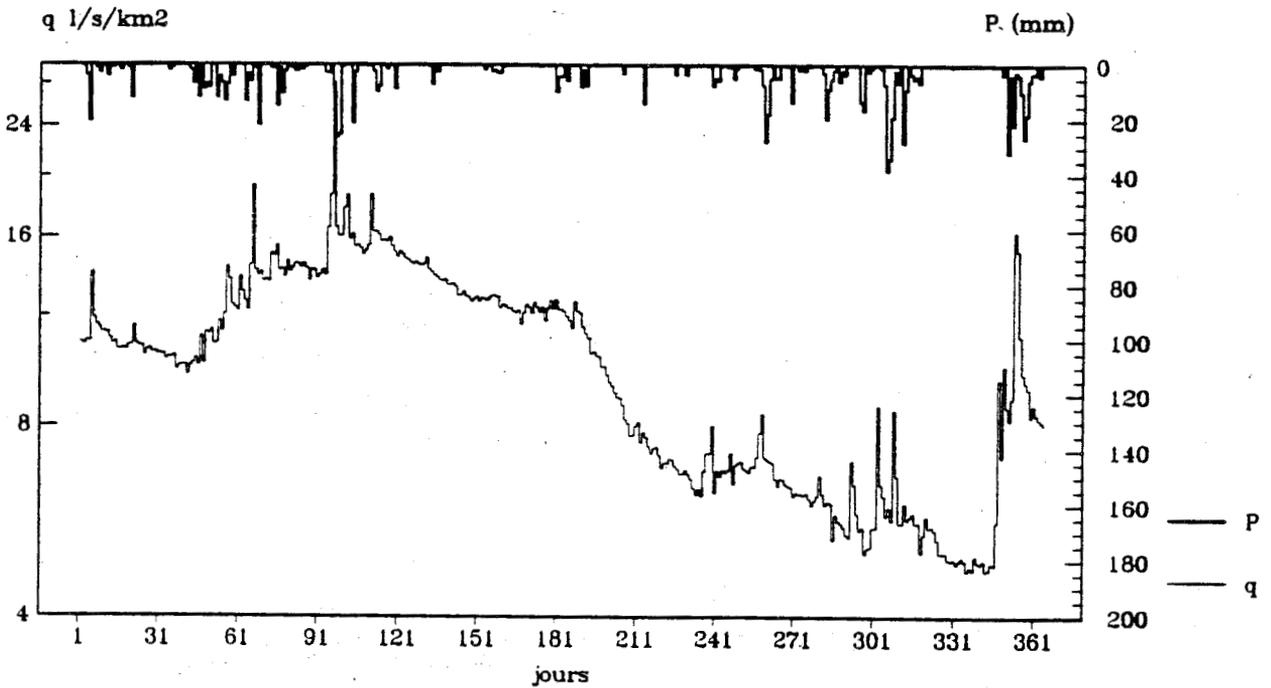


Fig:46 - La Hem à Guémy  
hydrogramme annuel et hyétogramme  
correspondant (1976)

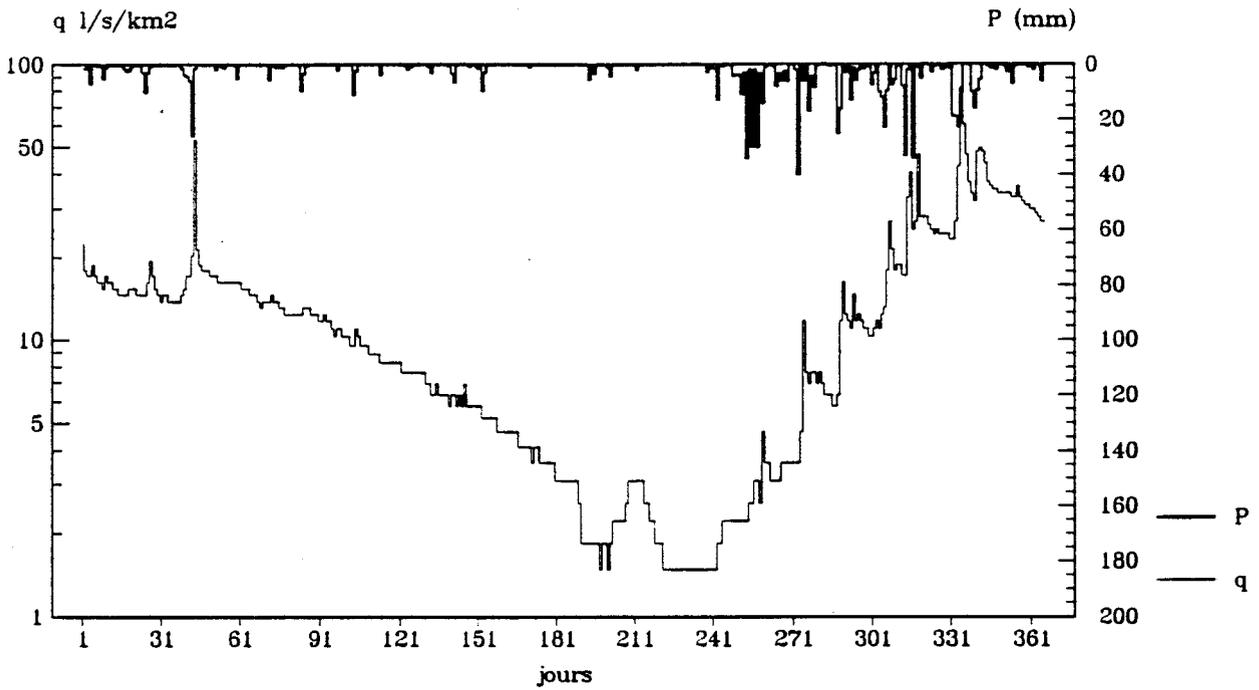


Fig:47 - La Hem à Guémy  
hydrogramme annuel et hyétogramme  
correspondant (1989)

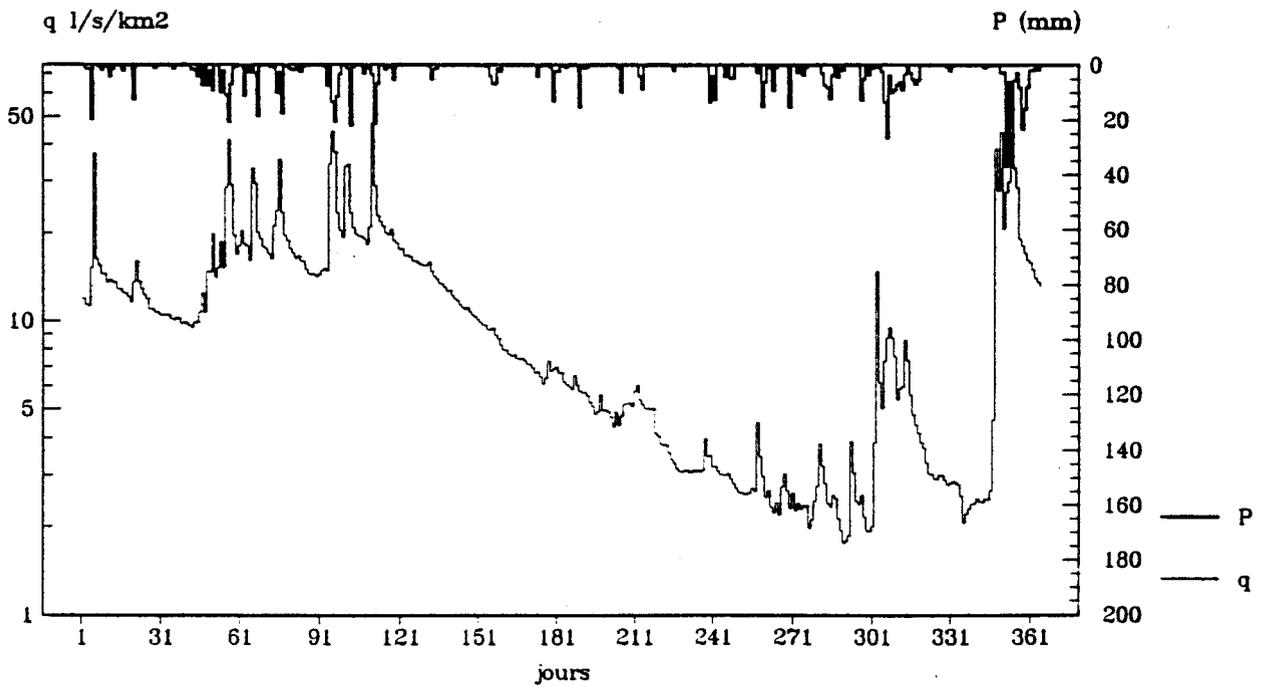


Fig:48 - La Liane à Wirwignes  
hydrogramme annuel et hyétogramme  
correspondant (1976)

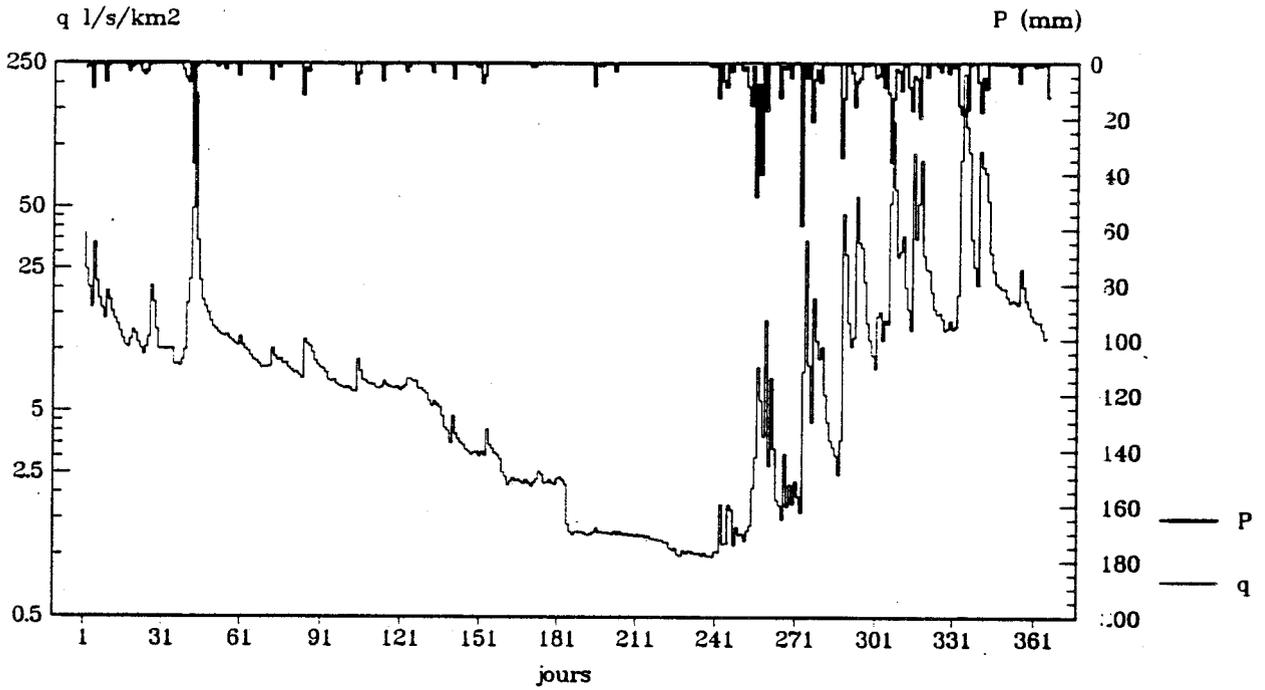


Fig:49 - La Liane à Wirwignes  
hydrogramme annuel et hyétogramme  
correspondant (1989)

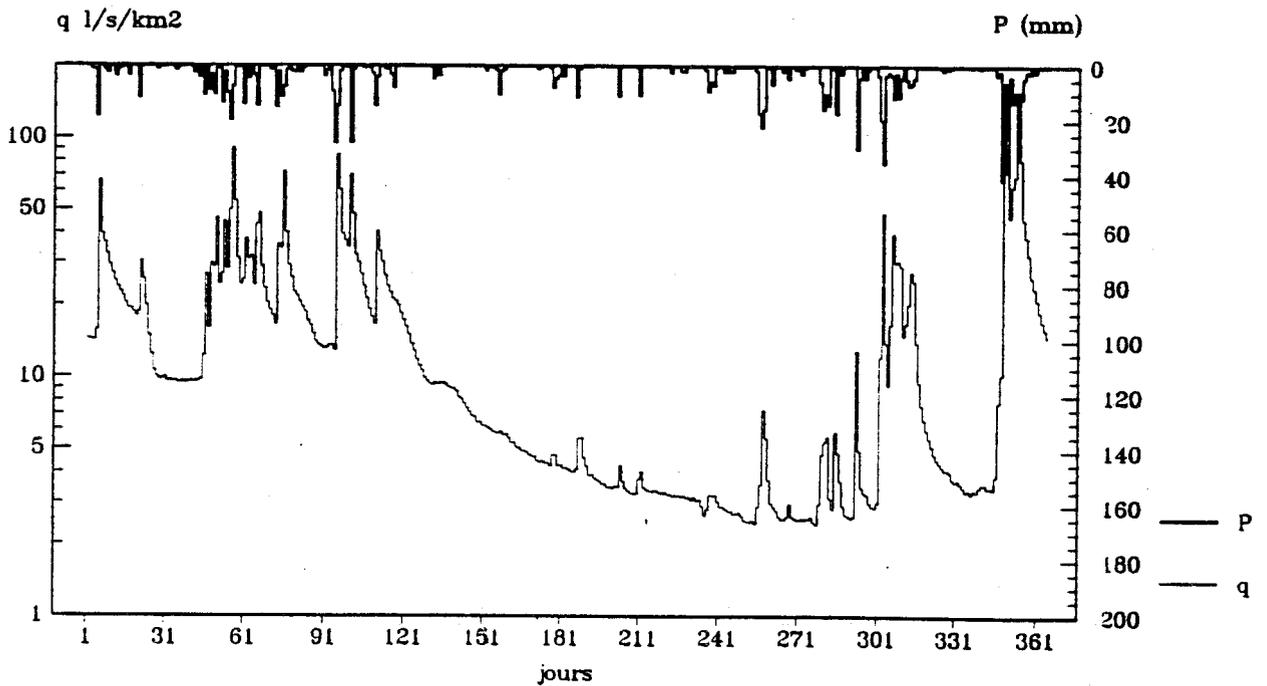


Fig:50 - L'Authie à Dompierre  
hydrogramme annuel et hyétogramme  
correspondant (1976)

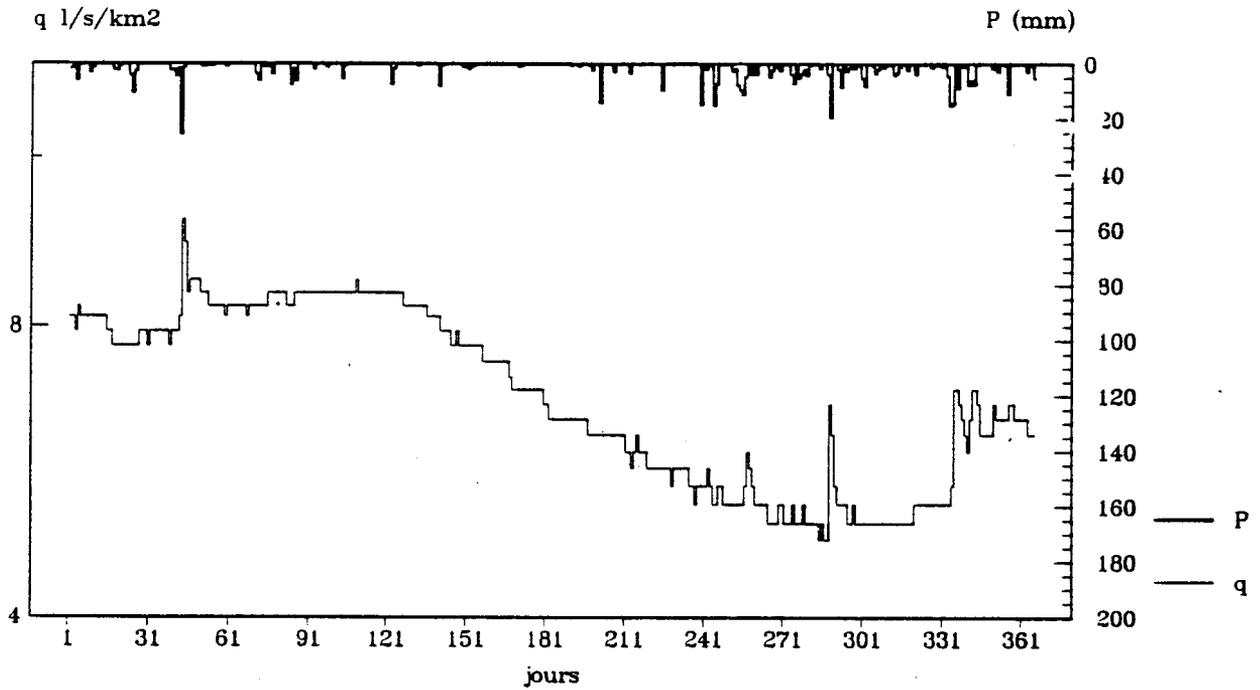
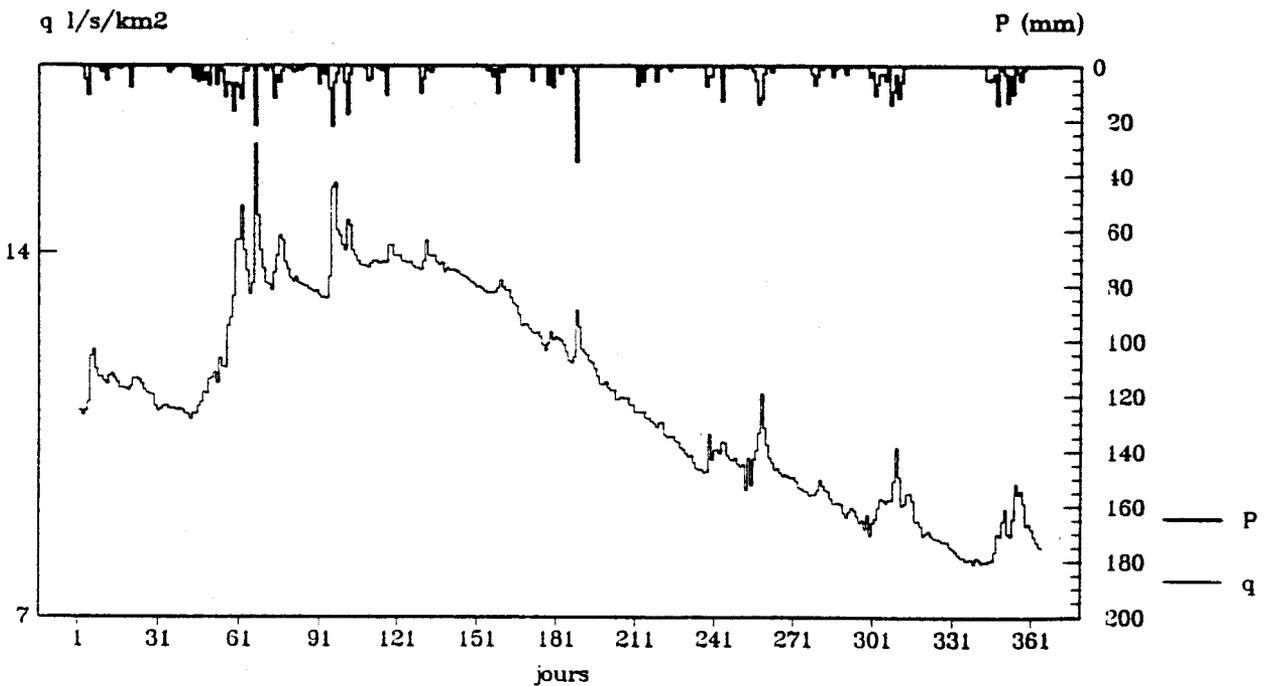


Fig:51 - L'Authie à Dompierre  
hydrogramme annuel et hyétogramme  
correspondant (1989)



3. Une stabilité d'évolution des débits moyens journaliers caractérise l'Authie (fig.50 et 51). Les fluctuations des débits sont peu sensibles aux flux pluviométriques entrants qui provoquent momentanément des pics au niveau des hydrogrammes, sans pour autant influencer l'évolution générale des débits qui apparaissent alimentés en grande partie par des transits souterrains.

### 1. Etiage et tarissement

La gravité des étiages dépend de l'état des réserves souterraines accumulées avant leur restitution, donc des conditions d'emmagasinement et de cheminement des eaux de pluie vers la nappe et leur sortie en surface pour alimenter les cours d'eau. Les coefficients calculés sur les graphiques 52 à 55 donnent le degré de fluctuation des  $DC_E$  moyens par rapport aux modules.

L'analyse statistique des débits permet de cadrer l'échantillon et de déterminer ses limites et l'ampleur de ses variations au sein de sa population d'origine, et par conséquent, elle donne une définition chiffrée relative du phénomène étudié (étiage) dans son environnement. L'étude de débits classés sur une longue période permet d'apprécier l'amplitude de variations extrêmes de débits moyens journaliers et par la suite la détermination du débit caractéristique d'étiage ( $DC_E$ ) soit sur une seule année ou sur une année moyenne.

Les débits caractéristiques d'étiage calculés sur une année moyenne sont plus élevés dans les bassins de l'Authie (fig.55) et de l'Aa (fig.52) : l'Authie a un  $DC_E$  calculé respectivement sur les périodes 1963-1982 et 1985-1989 égal à 4,75 et 7,52  $l/s/km^2$  et l'Aa a un  $DC_E$  de 4,34  $l/s/km^2$  calculé sur la période 1964-1989. Alors que dans les bassins de la Hem (fig.53) et de la Liane (fig.54) ces  $DC_E$  sont égaux à 1,30  $l/s/km^2$  (Liane 1973-1989) ; 2,10 et 2,39  $l/s/km^2$  (Hem respectivement pour les périodes 1966-1977 et 1982-1989).

Fig:52 - Courbe de distribution des débits classés de l'Aa à Wizernes

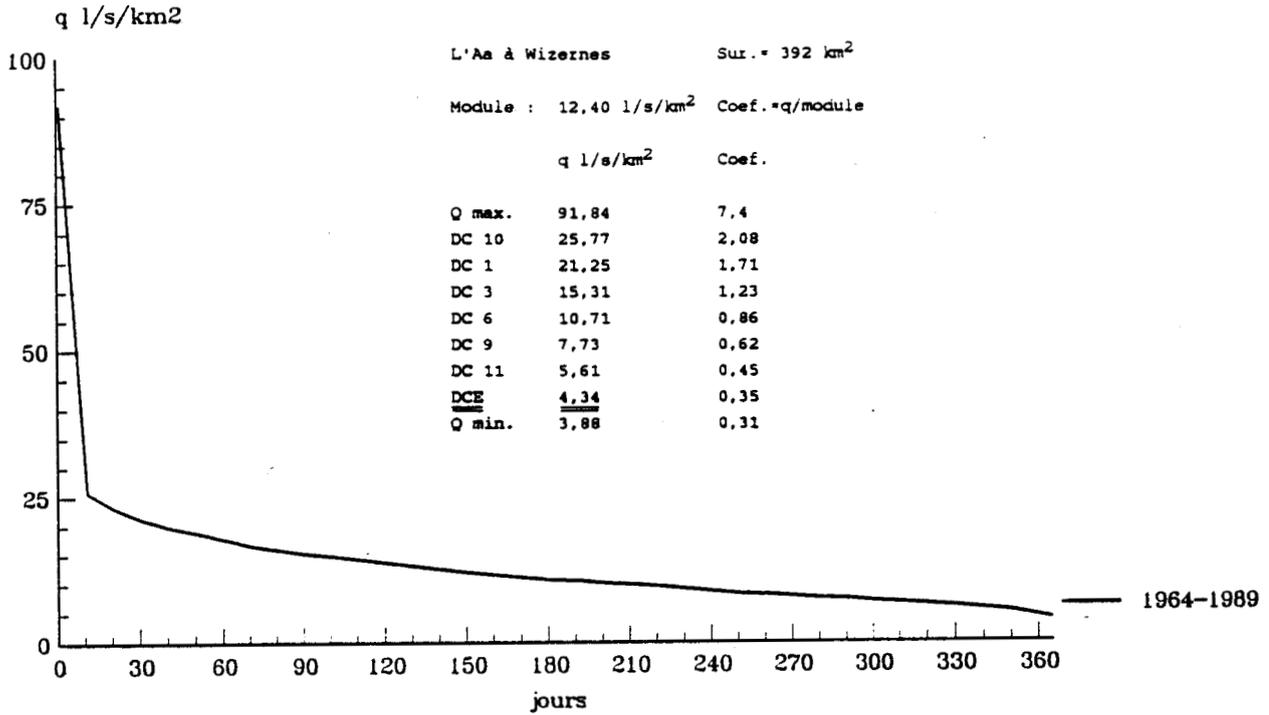


Fig:53 - Courbes de distribution des débits classés de la Hem à Guémy

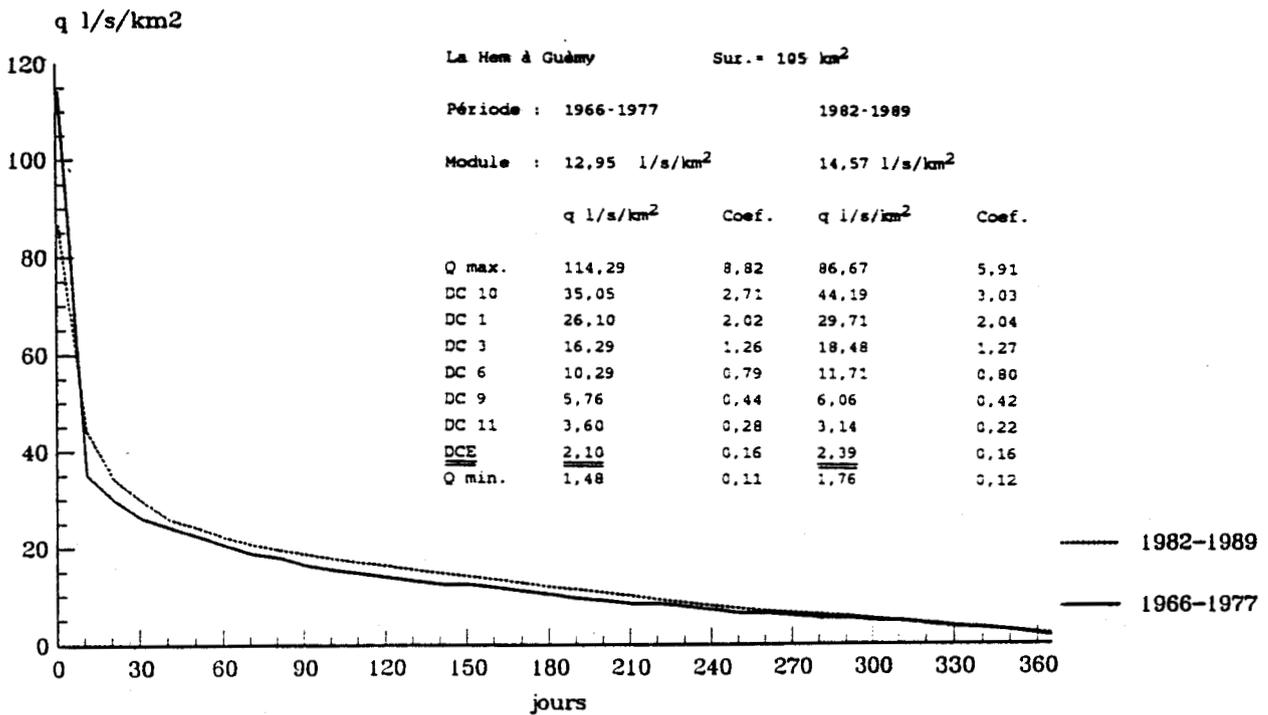


Fig:54 - Courbe de distribution des débits classés de la Liane à Wirwignes.

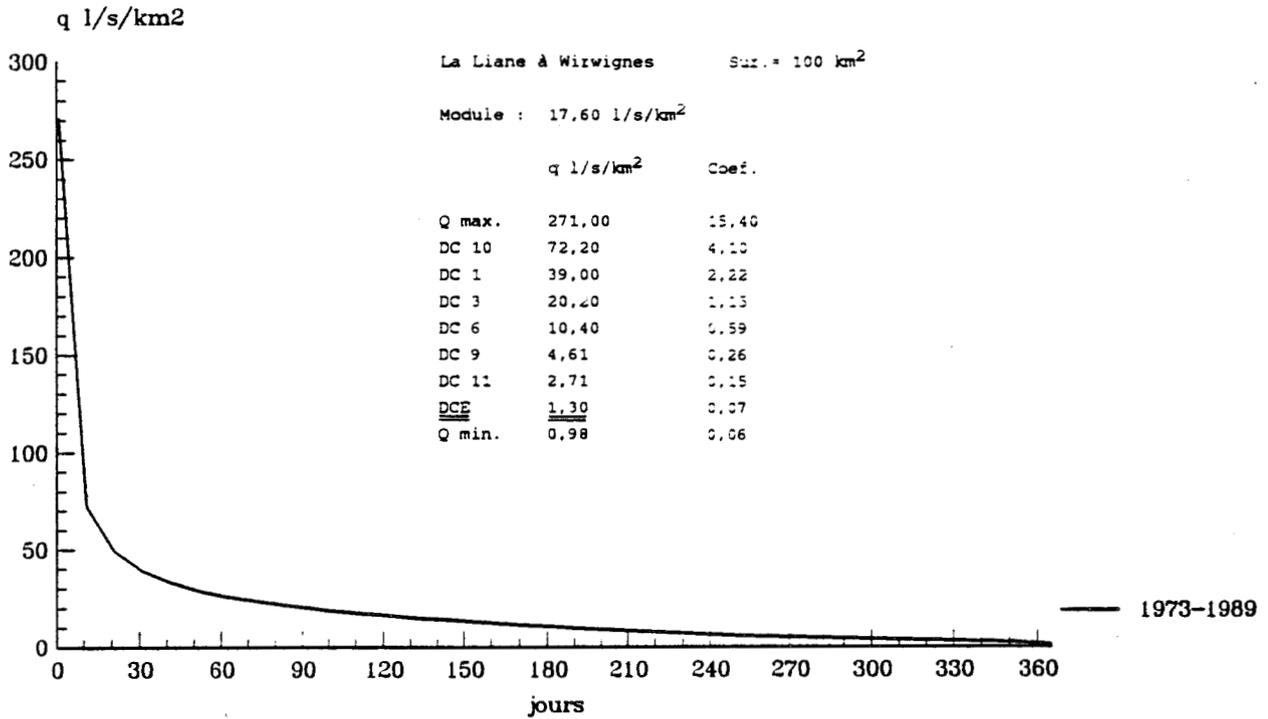
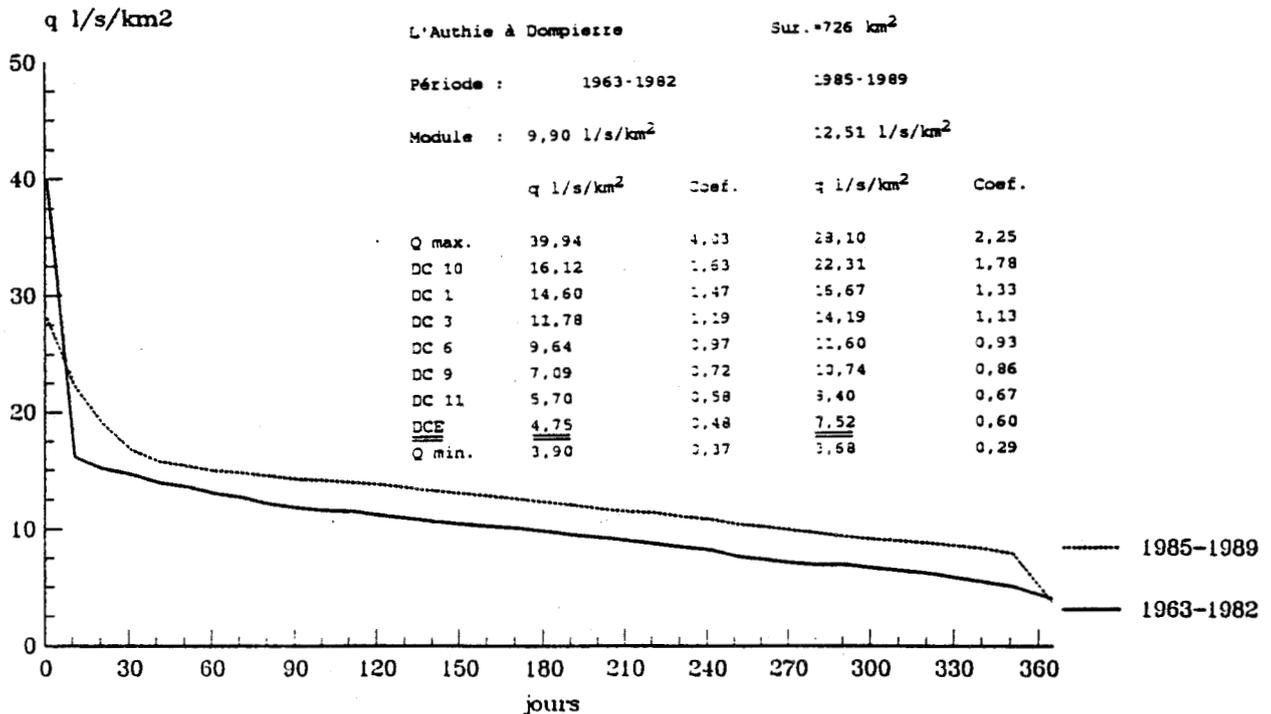


Fig:55 - Courbes de distribution des débits classés de l'Authie à Dompierre



Les valeurs maximales (maxima absolus) sont au contraire plus élevées dans les bassins de la Hem et de la Liane (dans l'ordre cité au paragraphe précédent, elles sont égales à 114,29 et 86,67 l/s/km<sup>2</sup> dans le bassin de la Hem et 271,00 l/s/km<sup>2</sup> dans le bassin de la Liane). Pour l'Authie, ces chiffres sont entre 1963-1982 : 39,94 l/s/km<sup>2</sup> et 1985-1989 : 28,10 l/s/km<sup>2</sup> ; l'Aa 1964-1989 : 91,84 l/s/km<sup>2</sup>. Ces différences importantes d'amplitude de variation entre les valeurs extrêmes sont synonymes de réponses différentes de bassins voisins évoluant sous un même régime climatique. L'explication de ces différences est à rechercher au niveau du comportement des différentes unités hydrogéologiques.

Les modules moyens sont pratiquement les mêmes pour les bassins de l'Aa et la Hem (fig.52 et 53) ; la Liane a par contre un module plus élevé (17,60 l/s/km<sup>2</sup>), ce qui est normal vus les maxima observés au cours de la période 1973-1989 ; cette forte fluctuation entre valeurs extrêmes indique une forte sévérité des étiages et des crues.

Plus l'étiage est sévère, plus le tarissement est profond. Les bassins à faible capacité hydrogéologique (Hem et Liane) sont les plus exposés aux risques d'étiage, les fortes fluctuations de leurs débits extrêmes indiquent des crues spectaculaires suivies par des décrues rapides, puis des tarissements profonds aboutissant à des DC<sub>E</sub> faibles. La composante des débits dans ces bassins représente un écoulement à concentration rapide par l'intermédiaire des conduits (débit fissural) et un deuxième écoulement à réponse retardée (débit hypodermique), ce qui explique le grand écart entre les débits extrêmes. Les forts DC<sub>E</sub> enregistrés dans l'Aa et l'Authie, associés à un faible écart entre débits extrêmes sont le signe de tarissements moins profonds soutenus par des flux souterrains à vidange lente. Les courbes de distribution des débits classés sont des éléments d'appréciation de la gravité des étiages et de leurs durées, le degré d'aplatissement de ces courbes à leur base indique la sévérité des étiages et la longueur des tarissements.

Les débits caractéristiques d'étiage corespondent à un écoulement des rivières en saison de basses-eaux, en régime non influencé et en l'absence de tout apport pluviométrique ; ils peuvent donc être assimilés à l'écoulement souterrain de chaque aquifère. On peut donc estimer à partir des DC<sub>E</sub> l'écoulement de la nappe du Turonien supérieur de l'Aa et de l'Authie à un débit spécifique aux alentours de 4,5 l/s/km<sup>2</sup>, du Cénomanién de la Hem à 2,10 l/s/km<sup>2</sup> et celui de la Liane à 1,30 l/s/km<sup>2</sup>.

## 2. Ajustement des débits d'étiage

Il s'agit de trouver la loi qui s'ajuste d'une manière adéquate aux débits d'étiage dans chaque bassin. Trois lois ont été choisies : la loi de Galton, dite aussi log-normale, la loi normale de Gauss et la loi de Gumbel ou loi des valeurs extrêmes (Gumbel, 1959). L'intérêt de l'application de ces lois est de résumer par une formule analytique le comportement des bas débits et la recherche du meilleur ajustement entre ces débits et l'une de ces lois.

L'analyse théorique, le calcul des paramètres de ces lois et leurs applications ont été largement abordés dans des ouvrages spécialisés (Arlery et al., 1973 ; Dubreuil, 1974 et autres) ; je me contenterais de rappeler ici leurs expressions générales.

### Loi de GAUSS

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-u^2/2} . du$$

u est la variable centrée réduite :

$$u = \frac{x - \bar{x}}{s}$$

$\bar{x}$  et s étant la moyenne et l'écart type de l'échantillon.

Loi de GALTON

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-u^2/2} . du$$

la variable réduite  $u = a . \log_{10} (x-x_0) + b$

$x_0$  peut être définie graphiquement (sa valeur est choisie positive ou négative selon la concavité ou la convexité de la courbe afin de la dresser) ou calculée ; a et b sont calculés par la méthode des moments.

Loi de GUMBEL

la fonction de répartition (doublement exponentielle) s'écrit :

$$F(x) = \exp (-e^{-u})$$

u est la variable réduite :  $u = a(x-x_0)$

a est le paramètre de l'échelle et  $x_0$  est le paramètre de forme. L'estimation de ces paramètres est assez simple en utilisant un système d'équations formées avec les moments des trois premiers ordres :

$$\frac{1}{a} = 0,0780 . s$$

$$x_0 = \bar{x} - \frac{1}{a} . 0,577$$

$\bar{x}$  et s sont la moyenne et l'écart-type, la densité de probabilité f(x) est :

$$f(x) = a . e^{-u} . \exp(-e^{-u})$$

L'application de ces lois sur les DC<sub>E</sub> a été faite grâce au programme "QE", fournis par le S.R.A.E Nord-Pas-de-Calais. Une première estimation visuelle de la qualité de l'ajustement est faite en observant la répartition des fréquences théoriques

calculées autour de la droite d'ajustement ; les débits d'étiage dans les bassins de l'Aa et la Hem s'ajustent mieux à une loi Gausso-logarithmique (Galton), alors que la répartition des débits des bassins de la Liane et de l'Authie suit une loi normale de Gauss.

Les éléments de calcul des paramètres de ces lois sont donnés par le tableau 44. Le coefficient d'Anderson ( $W_n$ ) permet d'affiner l'appréciation visuelle de la qualité de l'ajustement, on estime que la qualité d'ajustement est très bonne pour des valeurs de  $W_n$  comprises entre -2 et -1, bonne, entre -1 et 0 et mauvaise pour des valeurs de  $W_n$  supérieures à 0. Les résultats de calcul de  $W_n$  confirment l'appréciation graphique de la qualité de l'ajustement (fig.56.1 à 59.3).

		Aa	Hem	Liane	Authie
N		26	20	17	27
C.V		0,384	0,029	0,006	2,285
s (écart type)		0,620	0,169	0,080	1,512
x (moyenne)		2,369	0,374	0,257	5,307
$W_n$	Gauss	0,727	0,641	-1,485	0,006
	Galton	-0,681	-1,405	0,395	0,790
	Gumbel	-0,657	-0,983	1,138	1,777

Tab.44. Paramètre des lois d'ajustement des débits d'étiage

N.B: N = taille de l'échantillon  
C.V = coefficient de variation

### III-EXPRESSION MATHÉMATIQUE DES COURBES DE TARISSEMENT

La courbe de décroissance des débits (tarissement) en fonction du temps est la seule partie de l'hydrogramme qui puisse être assez approximativement représentée par une équation générale applicable à la majorité des averses tombant sur un même bassin (Réméniéras, 1976). L'allure générale de cette courbe se prête à ce type de modélisation. En dehors de cette zone (tarissement),

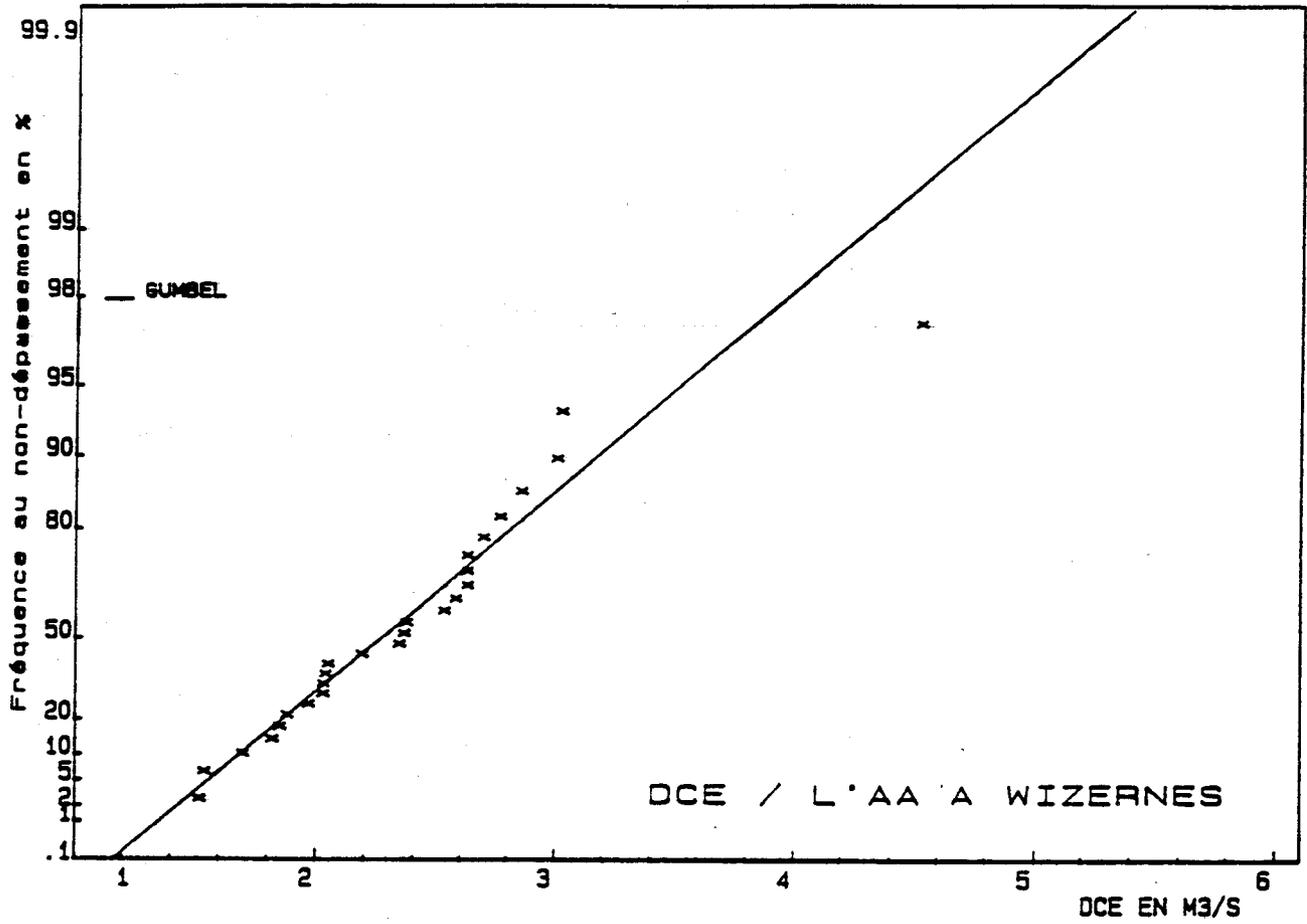


Fig:56.1 - Ajustement de Gumbel aux débits d'étiage de l'Aa (1964-1989).

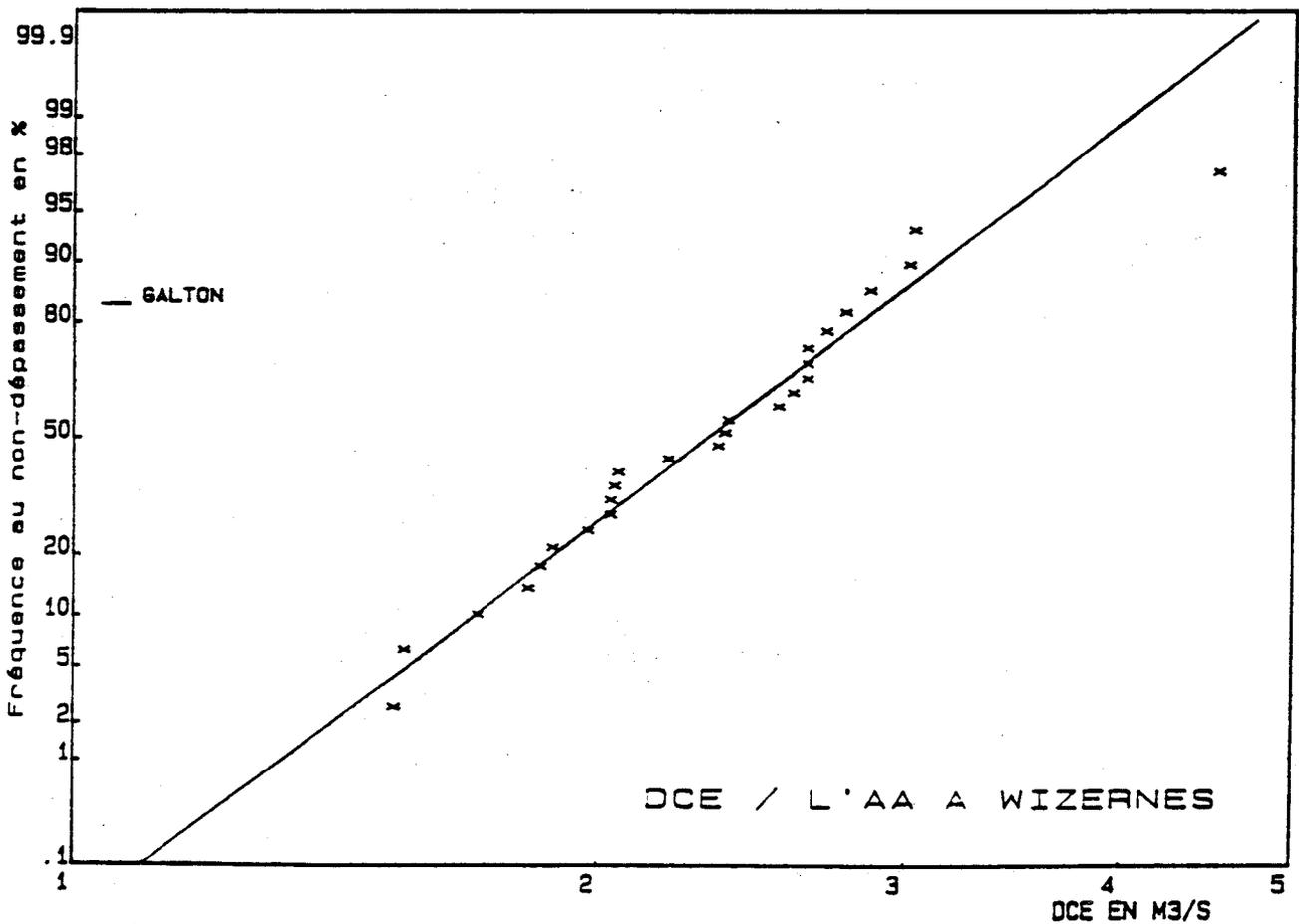


Fig:56.2 - Ajustement de Galton aux débits d'étiage de l'Aa (1964-1989).

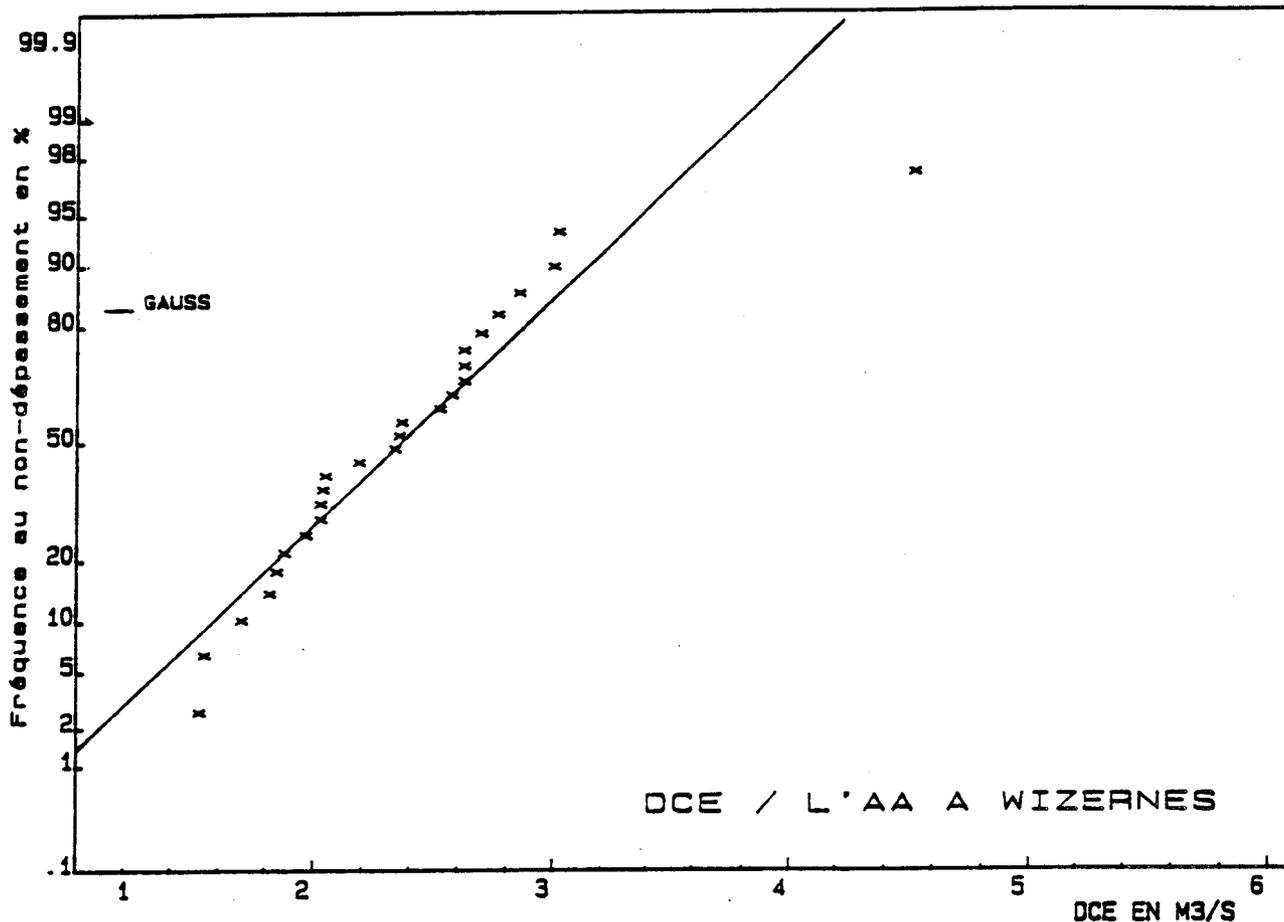


Fig:56.3 - Ajustement de Gauss aux débits d'étiage de l'Aa (1964-1989).

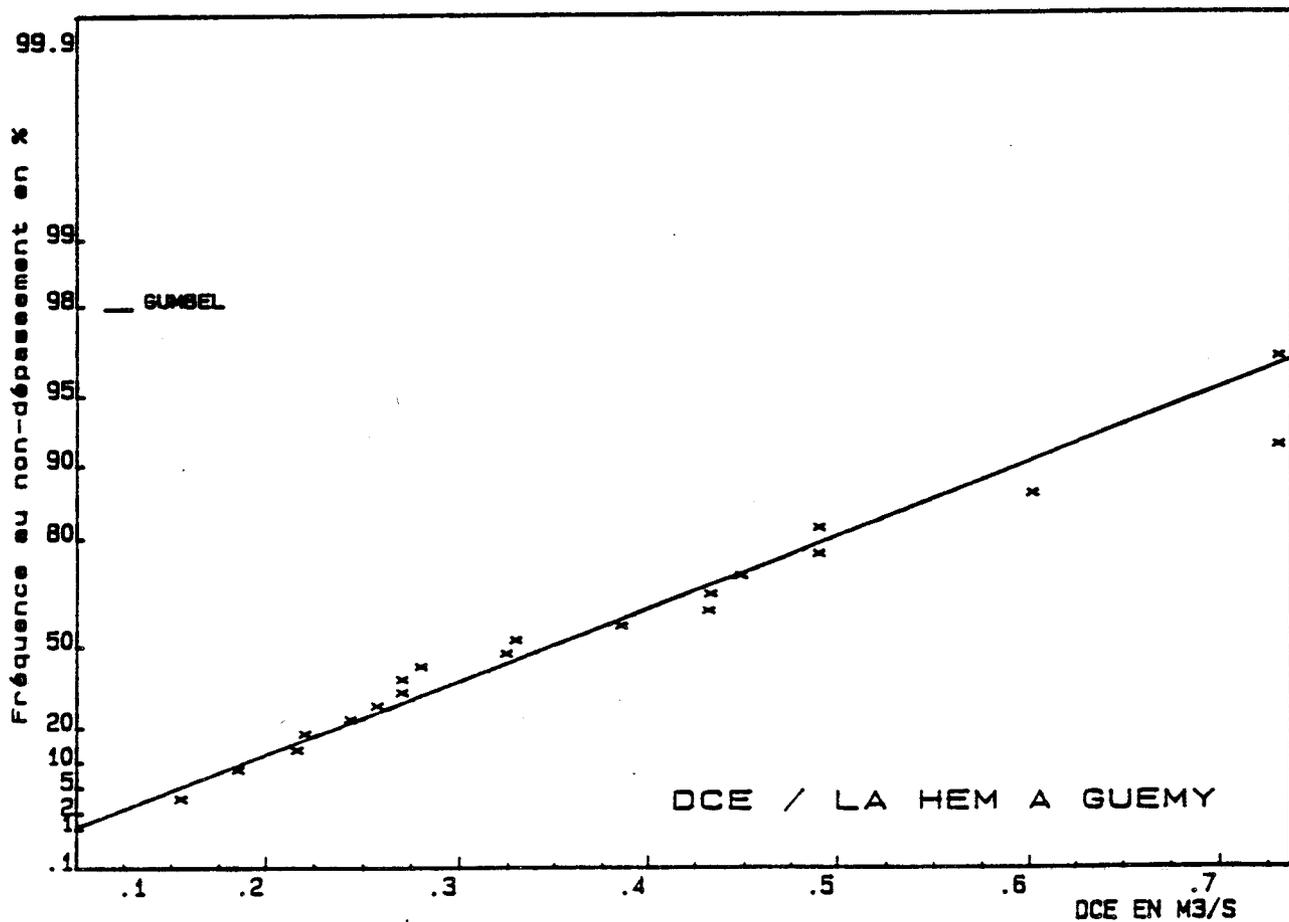


Fig:57.1 - Ajustement de Gumbel aux débits d'étiage de la Hem (1966-1989).

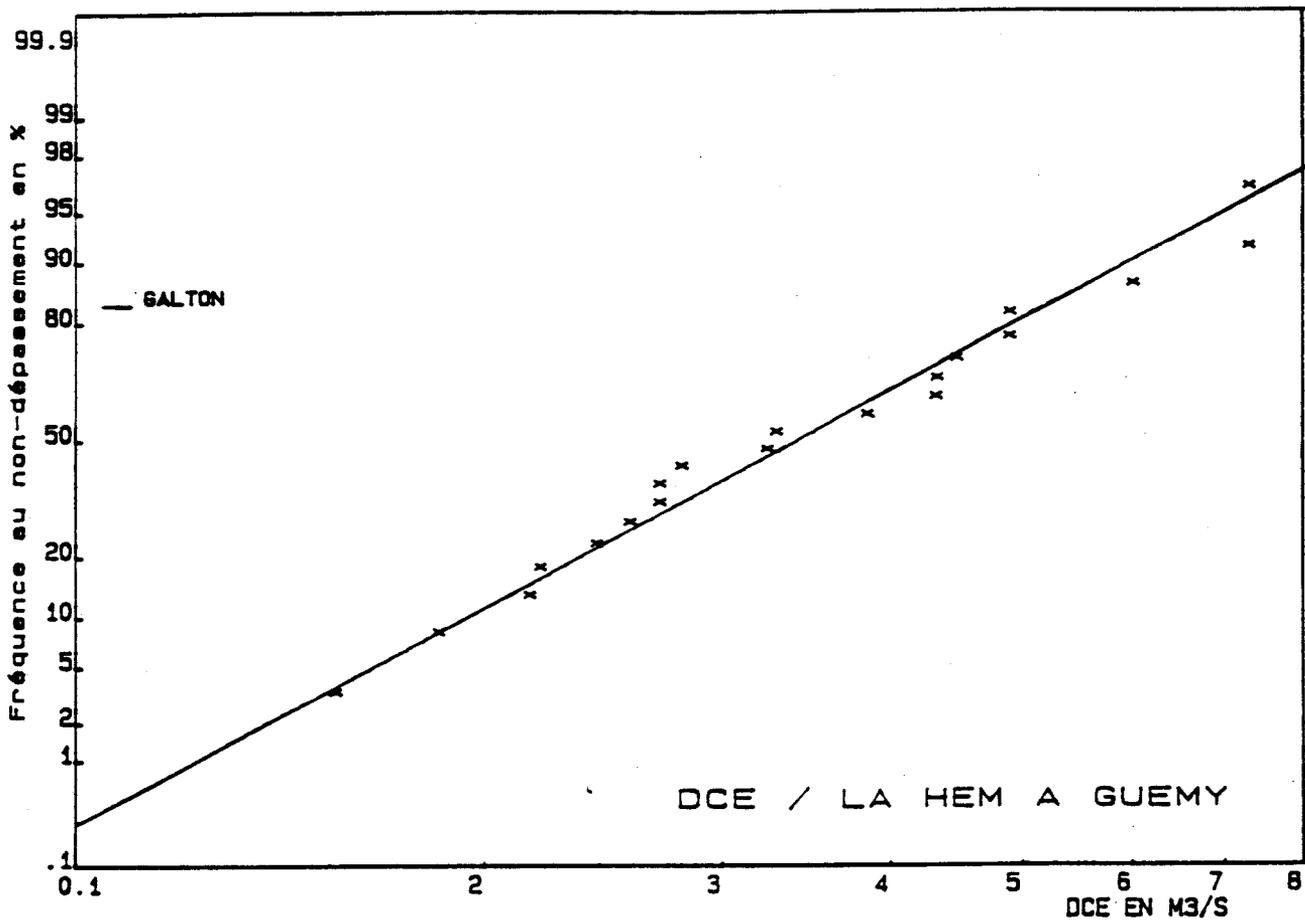


Fig:57.2 - Ajustement de Galton aux débits d'étiage de la Hem (1966-1989).

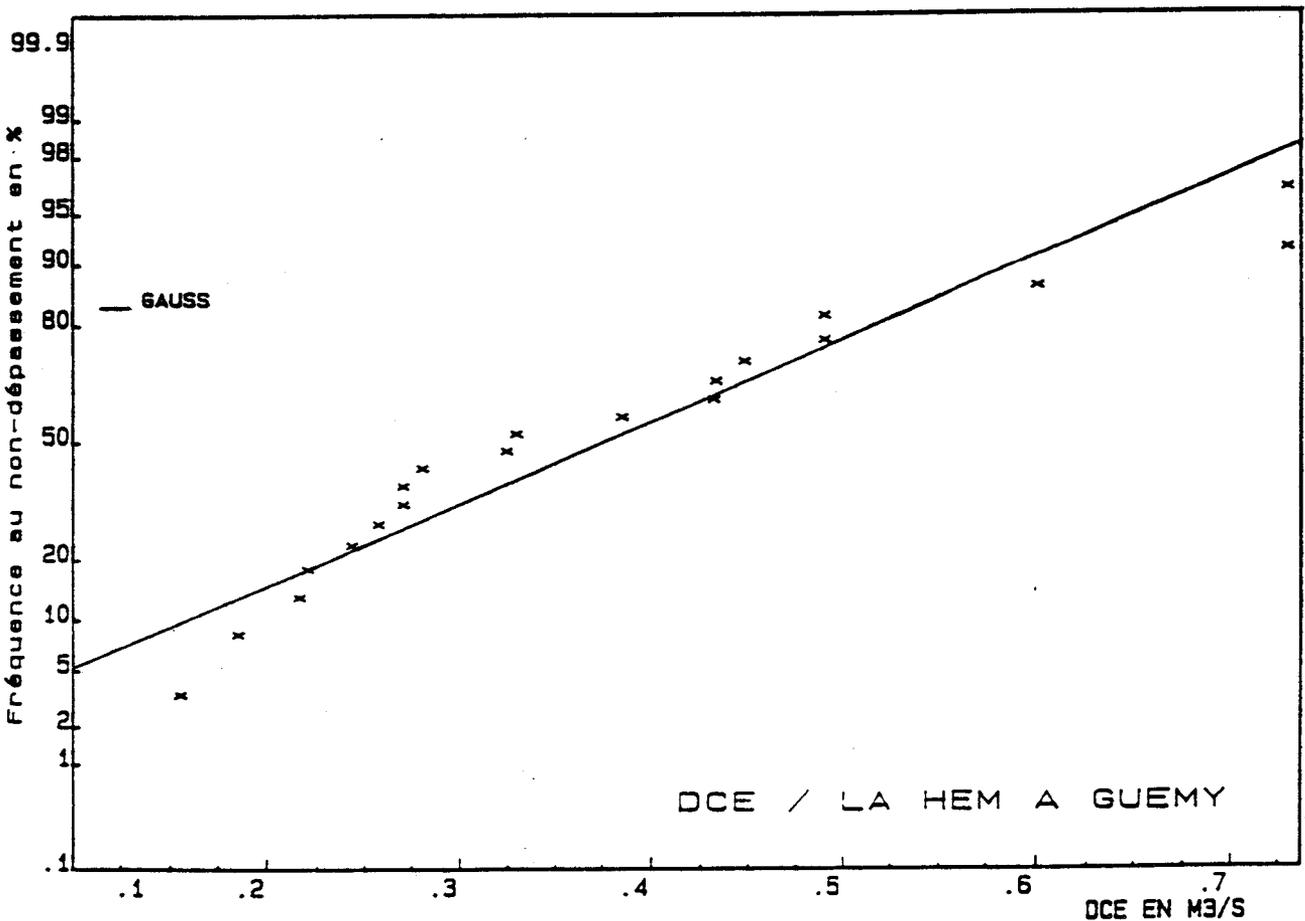


Fig:57.3 - Ajustement de Gauss aux débits d'étiage de la Hem (1966-1989).

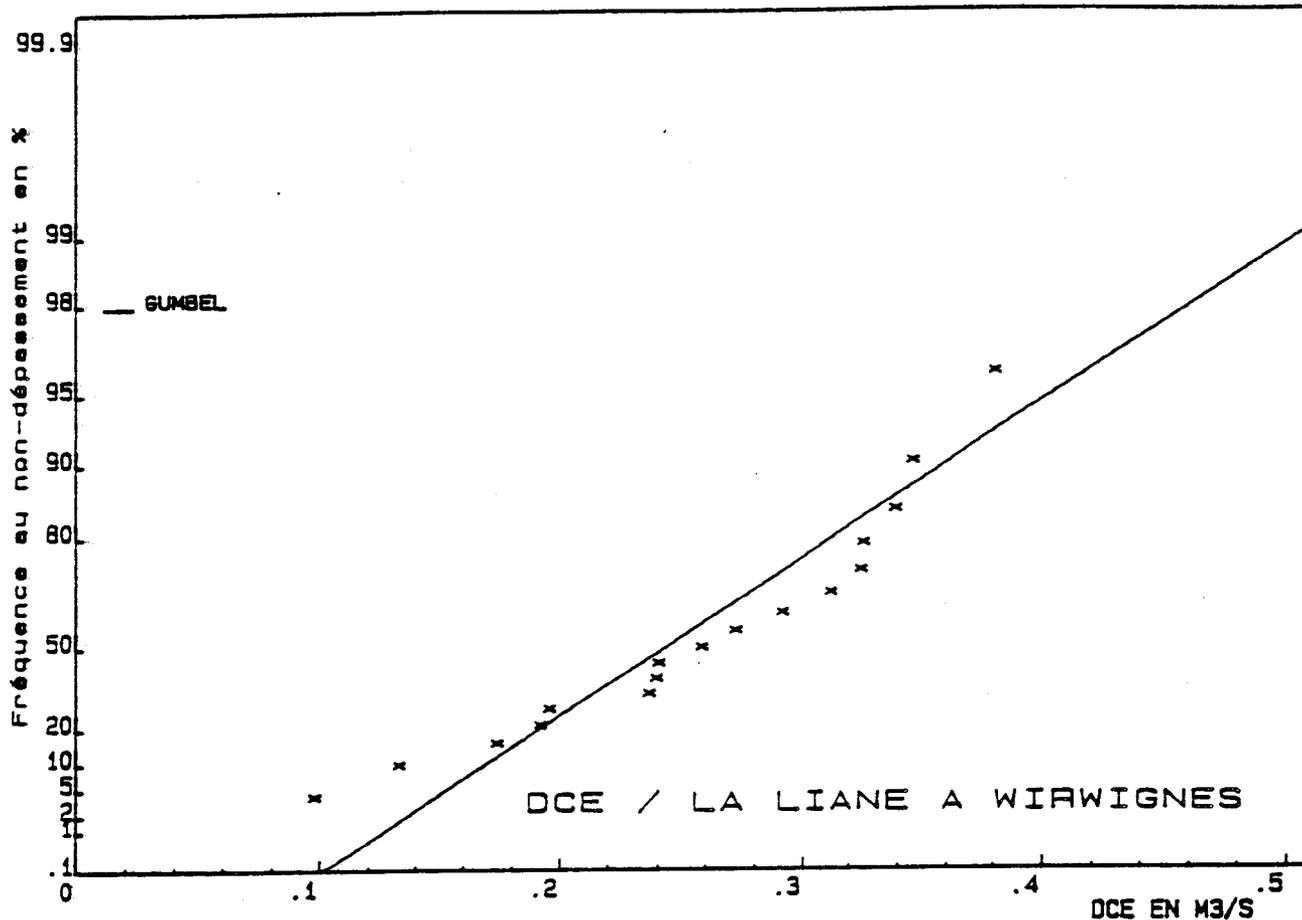


Fig:58.1 - Ajustement de Gumbel aux débits d'étiage de la Liane (1973-1989).

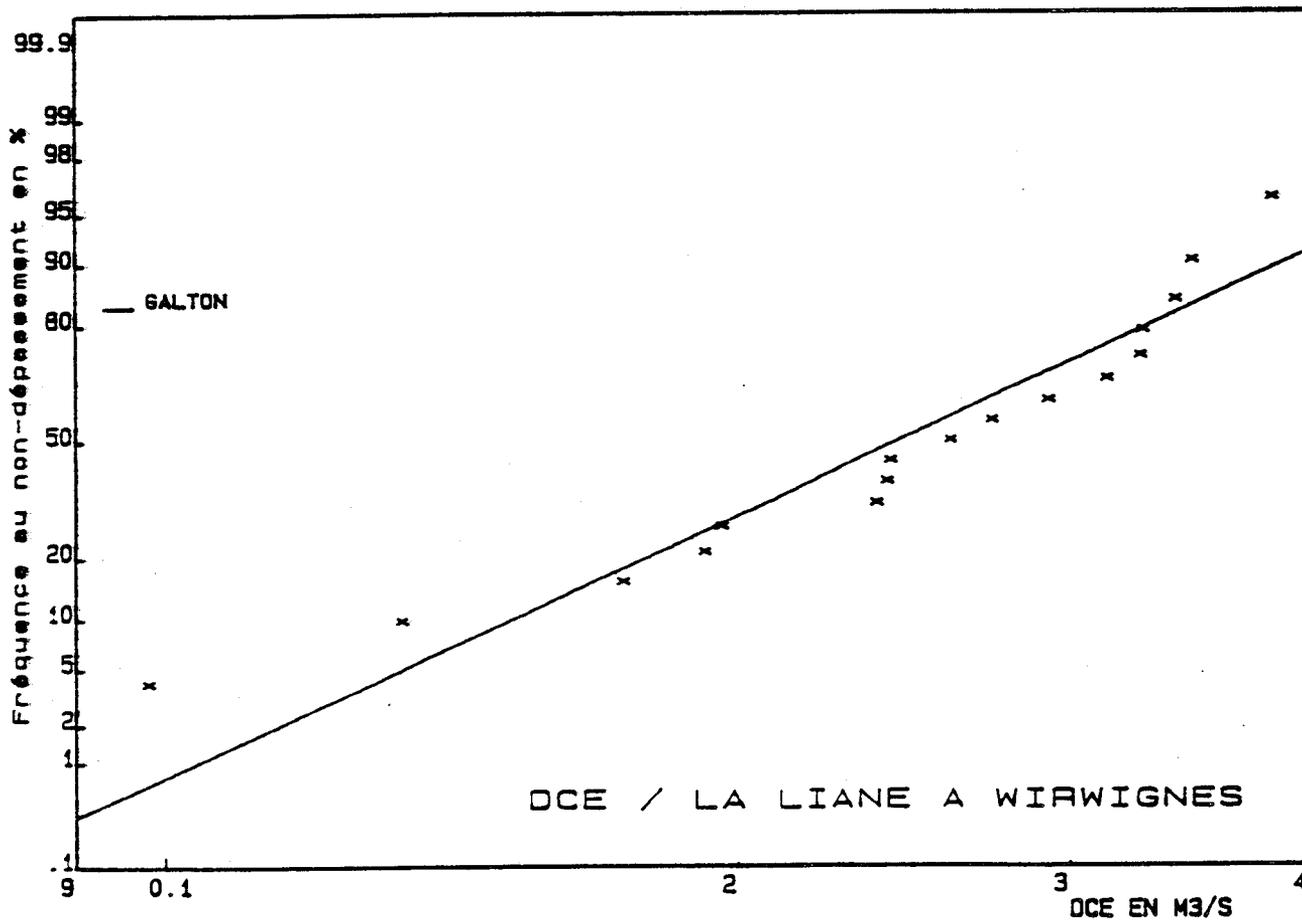


Fig:58.2 - Ajustement de Galton aux débits d'étiage de la Liane (1973-1989).

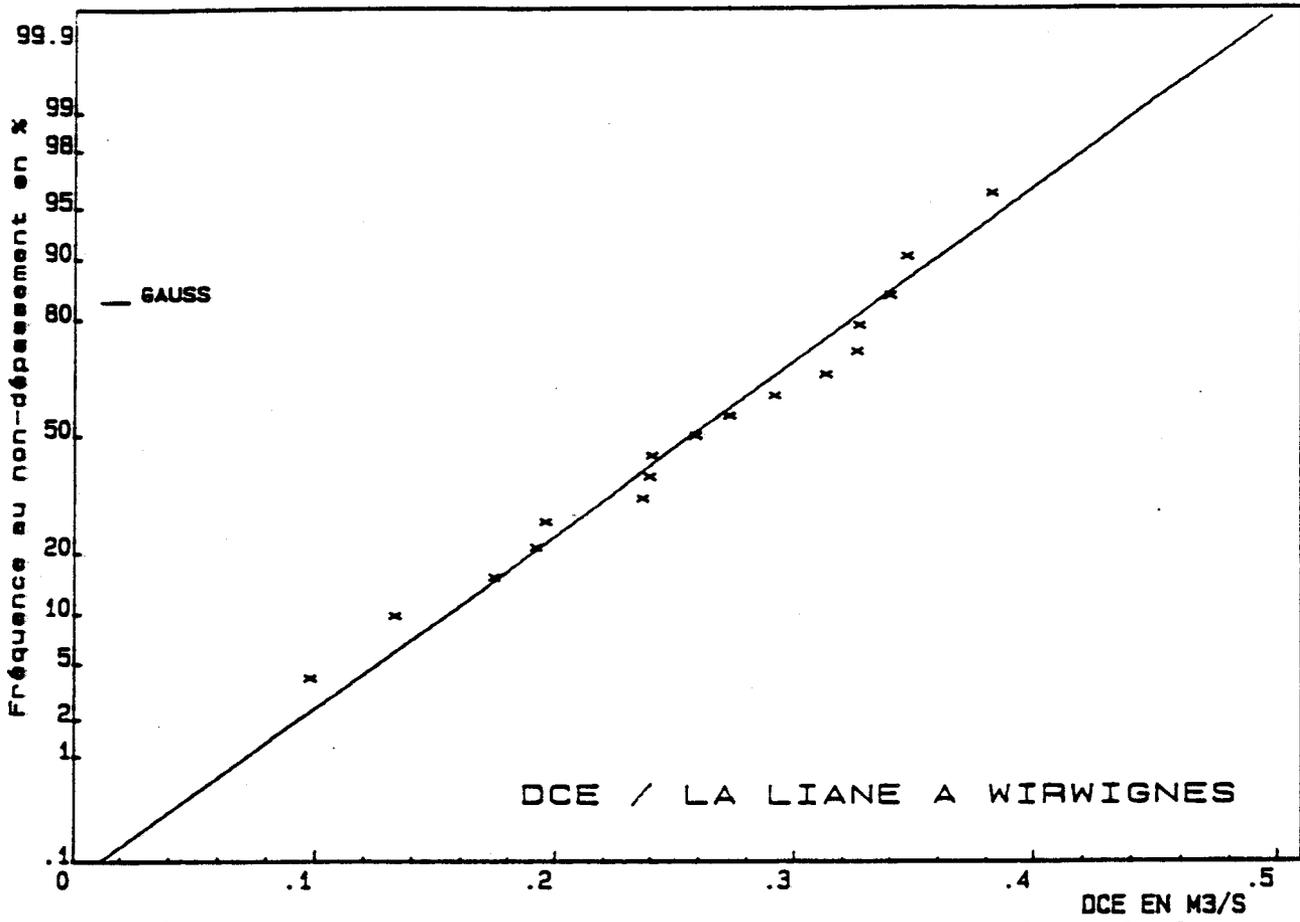


Fig:58.3 - Ajustement de Gauss aux débits d'étiage de la Liane (1973-1989).

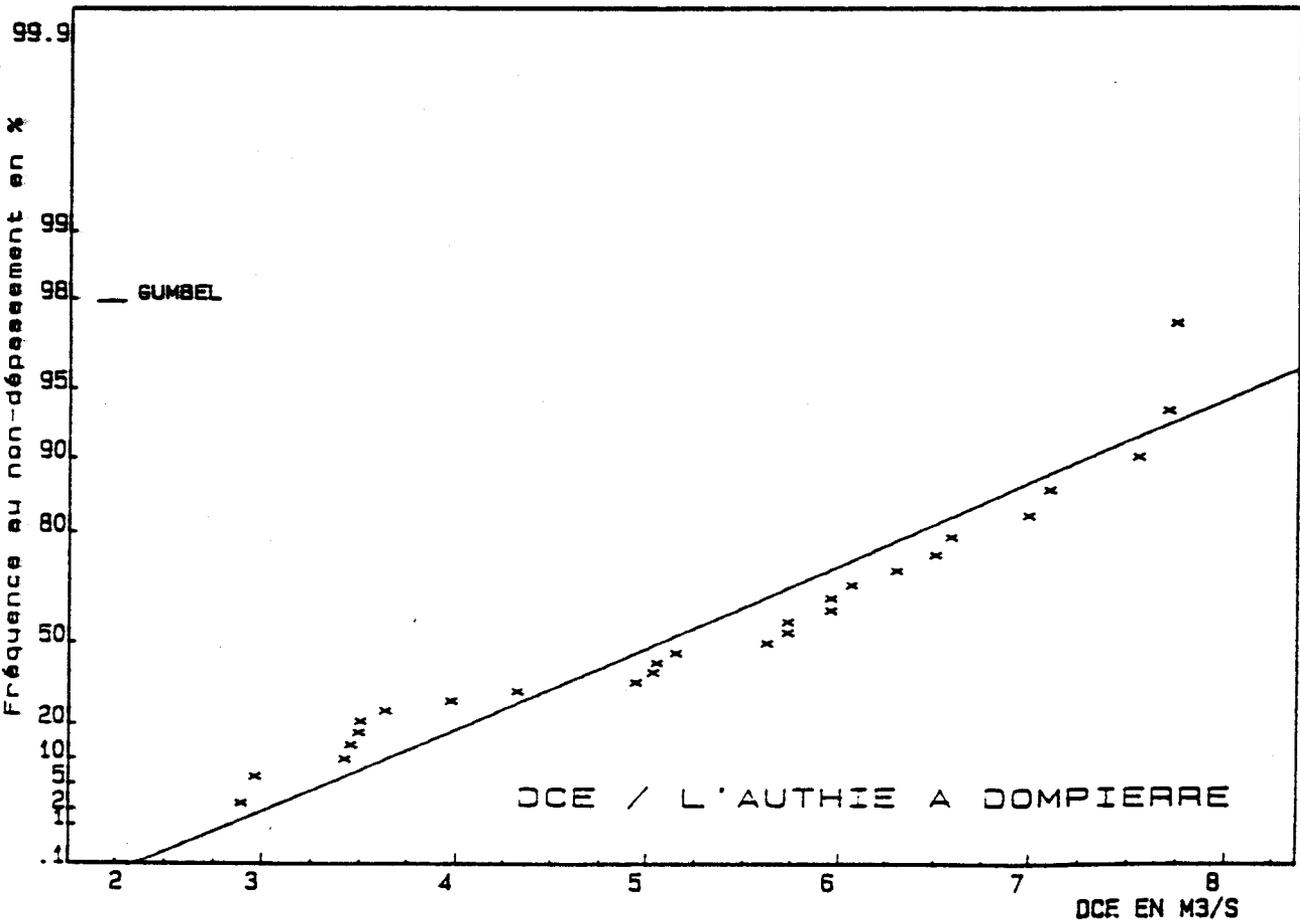


Fig:59.1 - Ajustement de Gumbel aux débits d'étiage de l'Authie (1963-1989).

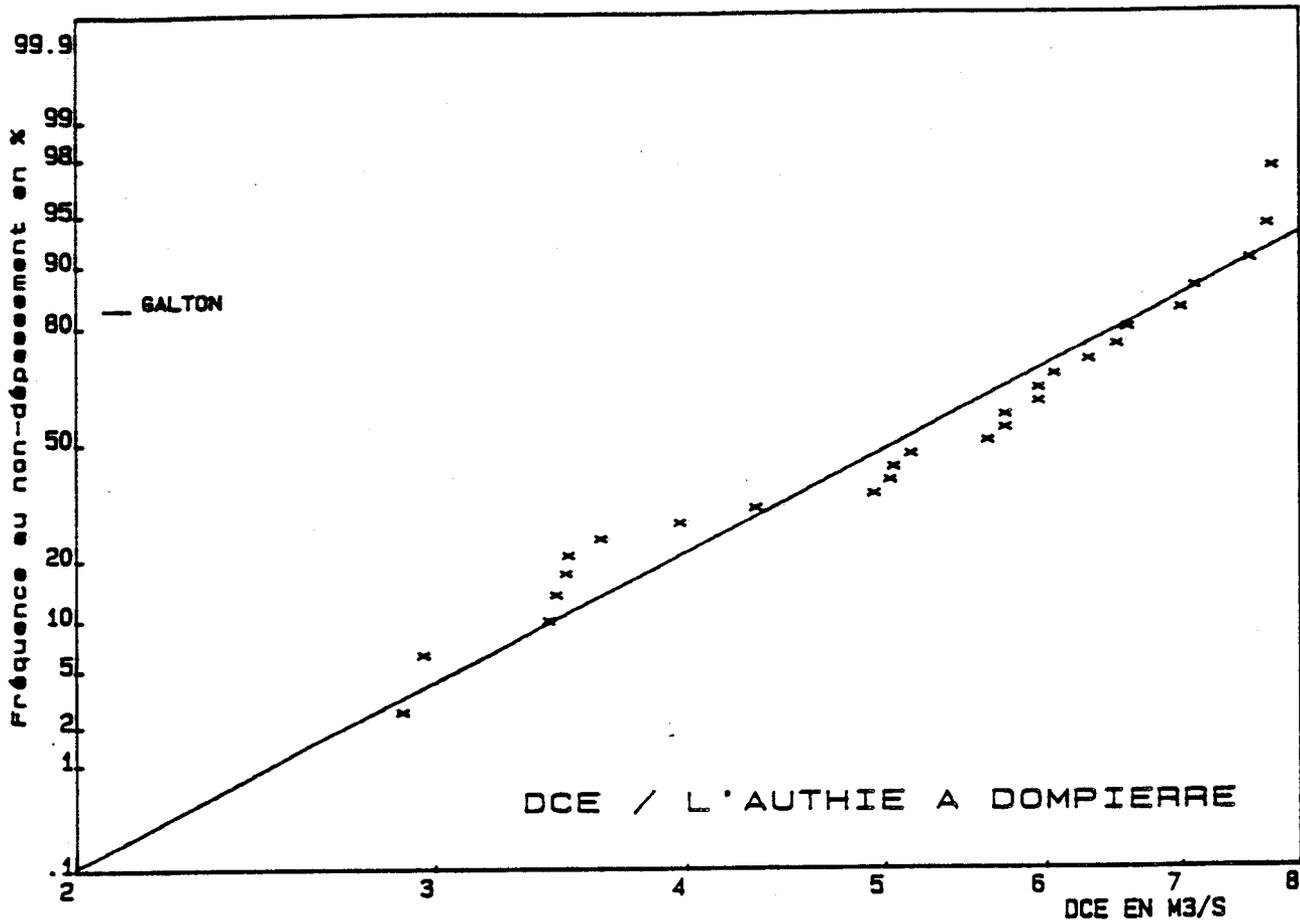


Fig:59.2 - Ajustement de Galton aux débits d'étiage de l'Authie (1963-1989).

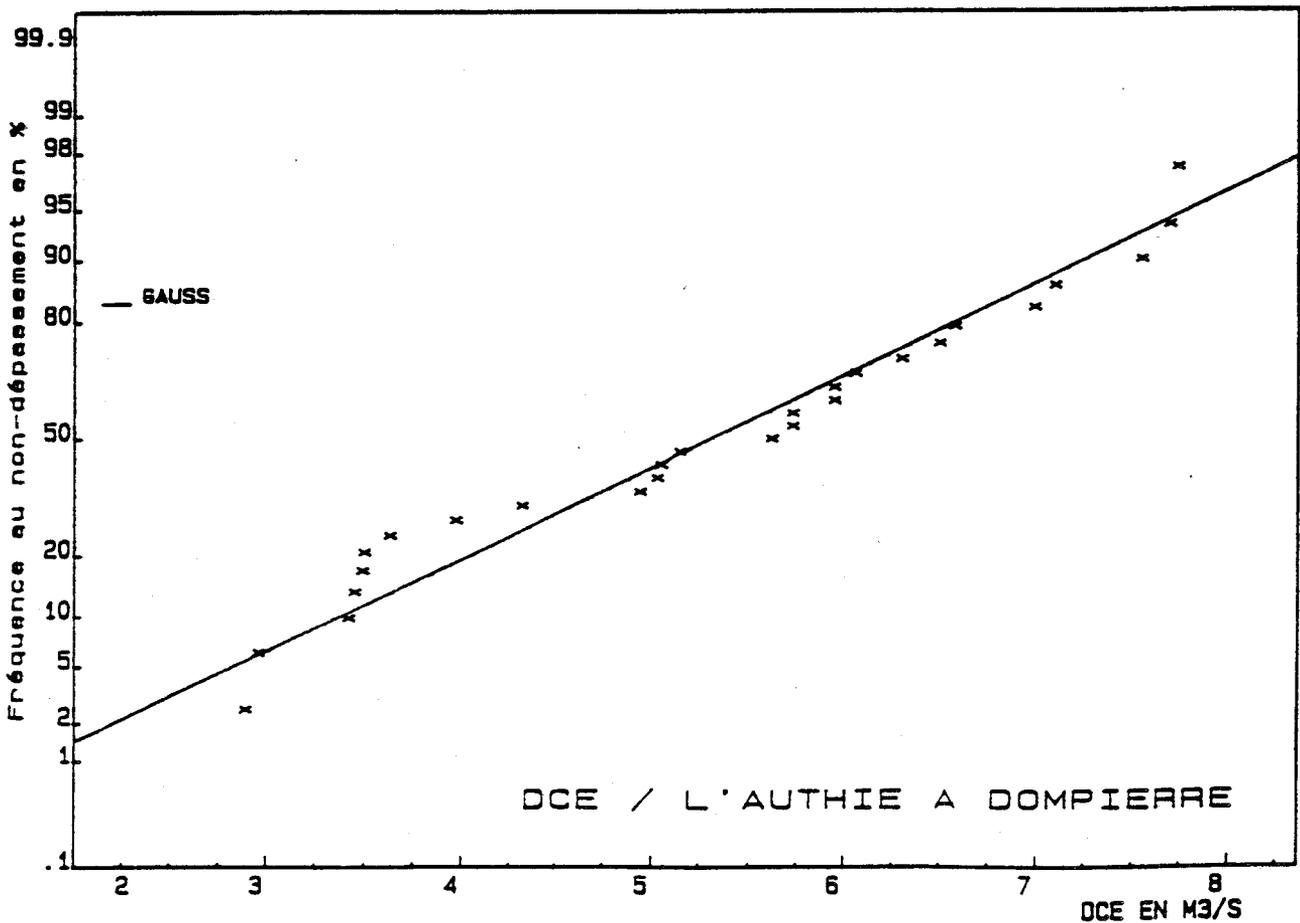


Fig:59.3 - Ajustement de Gauss aux débits d'étiage de l'Authie (1963-1989).

l'écriture mathématique des différents types d'évolution de l'hydrogramme d'une rivière, se fait selon une fonction multiple dont la variabilité correspond aux différentes étapes (ascendante, descendante ou rectiligne) de l'évolution des débits moyens journaliers. Le tarissement d'un cours d'eau peut s'exprimer donc par une fonction aléatoire dont les paramètres sont caractéristiques des bassins considérés. Il résulte de ces faits une dépendance fonctionnelle entre débits successifs d'une même période de tarissement.

Les écritures mathématiques des fonctions de tarissement sont très maléables, ce qui a conduit plusieurs auteurs à les moduler suivant la nature des aquifères (lithologie, géométrie, nombre de réservoirs et état tectonique) et le type d'écoulement (turbulent, laminaire ou mixte). A chaque aquifère, correspond une fonction de tarissement, voire même, plusieurs selon les différents types d'écoulement (le type d'écoulement étant défini par des vitesses seuils).

Deux types d'équations expriment cette décroissance du débit en fonction du temps. Elles correspondent généralement à deux modèles différents :

1. Des fonctions exponentielles décroissantes ; c'est le cas du modèle de Maillet 1905.

2. Des paraboles algébriques décroissantes d'exposant -2 ; c'est le cas des modèles hyperboliques de Werner P. W. & Dunsquit K. J. 1951 (in Castany, 1968), Tison G. (1960) et de Roche M. (1963).

#### **1. Modèle exponentiel de Maillet (1905)**

D'après Maillet, la fonction (8) représente le débit d'une source en régime non influencé (en période de vidange). Le tarissement selon Maillet correspond donc approximativement au cas d'un parallélépipède qui se vide par un bouchon poreux. Le coefficient de tarissement exponentiel  $\alpha$  correspond à la pente que

forme la courbe avec l'horizontale. Le coefficient  $\alpha$  est pratiquement le même pour un tarissement donné, il est indépendant du débit à l'instant  $t=0$  (débit initial noté  $Q_0$ ) ; il est fonction des seuls paramètres physiques du milieu.

Pour un tarissement exponentiel négatif qui se produit entre l'instant  $t_i=0$  et  $t_f$  quelconque ; la fonction de tarissement s'écrit selon Maillet (8). Cette formule, qui se veut celle de la "loi de tarissement", est sans doute une expression théorique et simpliste du phénomène puisque l'écoulement des eaux gravifiques accumulées dans le sol y est réduit à la vidange d'un réservoir à travers une paroi ou un bouchon poreux (Dacharry, 1975).

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (8)$$

$Q_t$  : débit à l'instant  $t$  quelconque  
 $Q_0$  : débit à l'instant  $t=0$   
 $t$  : temps en jours  
 $\alpha$  : coefficient de tarissement exponentiel

avec :

$$\alpha = \frac{(k.m.s)}{s.l}$$

$k$  : perméabilité du bouchon poreux  
 $l$  : longueur du bouchon poreux  
 $s$  : section du bouchon poreux  
 $m$  : porosité efficace  
 $S$  : section horizontale du réservoir

## 2. Modèle hyperbolique

Le tarissement hyperbolique correspond au cas d'une masse poreuse parallélépipédique qui se vide de son eau interstitielle par une paroi latérale perforée. Deux types de lois appartenant à cette famille de lois hyperboliques seront présentés, il s'agit de la loi de Tison et celle de Roche. Plusieurs autres auteurs ont travaillé sur cette famille de lois (cf. bibliographie), qui

écrites selon leurs formules générales offrent plusieurs possibilités d'adaptation à des aquifères de différentes natures.

### 2.1. Selon Tison G.

L'équation de tarissement s'écrit (9) :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \epsilon t)^2} \quad (9)$$

- $Q_t$  : débit à l'instant  $t$  quelconque
- $Q_0$  : débit à l'instant  $t = 0$
- $t$  : temps en jours, depuis le début du tarissement
- $\epsilon$  : coefficient variable avec  $Q_0$ , mais constant pour un  $Q_0$  donné

### 2.2. Selon Roche M

La fonction (10) de la courbe de tarissement s'écrit :

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \beta \sqrt{Q_0} t)^2} \quad (10)$$

On note que par rapport à la fonction (9) de Tison :

$$\epsilon = \beta \cdot \sqrt{Q_0} \quad \text{et} \quad \beta = \frac{\epsilon}{\sqrt{Q_0}}$$

avec :

$$\beta = \frac{\sqrt{k}}{2 \cdot m \cdot \sqrt{2} \cdot L^2}$$

- $k$  : perméabilité du sable
- $m$  : porosité efficace du sable
- $L$  : longueur de réservoir

Dans ce second type de courbe, la concavité est orientée vers le haut, la pente varie donc avec le débit initial, le coefficient  $\epsilon$  ( $=\beta \sqrt{Q_0}$ ) varie avec  $Q_0$  pour un tarissement donné.

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \epsilon t)^2} \implies \sqrt{Q_t} = \frac{\sqrt{Q_0}}{(1 + \epsilon t)}$$
$$\implies \frac{1}{\sqrt{Q_t}} = \frac{1 + \epsilon t}{\sqrt{Q_0}}$$
$$\implies \frac{1}{\sqrt{Q_t}} = \frac{\epsilon}{\sqrt{Q_0}} \cdot t + \frac{1}{\sqrt{Q_0}}$$
$$\implies \boxed{Y = a x + b}$$

C'est l'équation d'une droite :

$$\boxed{\frac{1}{\sqrt{Q_t}} = \beta \cdot t + \frac{1}{\sqrt{Q_0}}}$$

Le tarissement est donc défini par le paramètre  $\epsilon/\sqrt{Q_0}$  ( $=\beta$  selon Roche). La droite d'équation (11) est donc la même pour un tarissement donné,  $\epsilon/\sqrt{Q_0}$  est constant quelle que soit l'origine du tarissement.

Les lois hyperboliques peuvent s'écrire sous leur forme générale (11), avec  $\alpha$ , coefficient de tarissement hyperbolique et  $n$ , exposant prenant des valeurs selon la nature de l'aquifère et de ces caractéristiques dynamiques. Cette écriture de la loi de décroissance des débits lui confère une grande flexibilité, elle a été utilisée par Droque (1967), Smith (1972) et Jauffret (1985) et autres.

$$\boxed{Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^n}} \quad (11)$$

avec

- $\alpha$  = coefficient de tarissement hyperbolique
- $n$  = exposant variable selon la nature de l'aquifère (voir Droque, 1967, Mangin, 1970 et Jauffret, 1985)

### 3. Calcul de l'écoulement de base

Le calcul du volume d'eau transité par l'aquifère vers la rivière pendant la période de tarissement se fait par simple intégration entre les bornes  $t=0$  et (dates du début et du fin de tarissement) de l'une des trois équations ((8), (9) et (10)). Le volume d'eau calculé est une estimation par défaut -compte tenu des pertes par évaporation- de la capacité des réservoirs souterrains (Réméniéras, 1976). On estime que ce volume correspond à la quantité d'eau en mouvement dans l'aquifère, et c'est ce mouvement qui va définir en partie, à chaque instant le débit des cours d'eau au niveau de l'exutoire. Celui-ci, appelé volume dynamique initial (Mangin, 1970), est souvent assimilé à la capacité d'emmagasinement dont il peut être supérieur. Ce volume sera caractéristique de chaque aquifère, son calcul permettra de définir la quantité d'eau (en mm ou en  $m^3$ ) que la couche réservoir peut mobiliser pendant un temps donné.

#### 3.1. Cas d'une fonction exponentielle

L'écoulement de base ou réserve de tarissement (noté  $Q_w = RT$ ) qui correspond à l'écoulement de base en  $m^3$  entre l'instant  $t=0$  et l'infini est égal à (Castany, 1968) :

$$\begin{aligned} Q_w &= \int_0^{\infty} Q_t .dt = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} .dt \\ &= Q_0 \int_0^{\infty} e^{-\alpha t} .dt \\ &= \frac{Q_0}{\alpha} \left[ e^{-\alpha t} \right]_0^{\infty} \end{aligned}$$

$Q_w (m^3) = \frac{Q_0}{\alpha} . 86400$	(12)
--	------

### 3.2. Cas d'une fonction hyperbolique

#### 3.2.1. Equation de Tison G.

$$Q_w = Q_0 \int_0^{\infty} \frac{1}{(1 + \epsilon t)^2} . dt$$

$$= \left[ \frac{-1}{(1 + \epsilon t)} \right]_0^{\infty}$$

$$Q_w \text{ (m}^3\text{)} = \frac{Q_0}{\epsilon} . 86400 \quad (13)$$

#### 3.2.2. Equation de Roche M.

$$Q_w = Q_0 \int_0^{\infty} \frac{1}{(1 + \beta \sqrt{Q_0} t)^2} . dt$$

$$= Q_0 \left[ \frac{-1}{(\beta \sqrt{Q_0}) (1 + \beta \sqrt{Q_0} t)} \right]_0^{\infty}$$

$$Q_w \text{ (m}^3\text{)} = \frac{\sqrt{Q_0}}{\beta} . 86400 \quad (14)$$

Ce même écoulement de base peut être calculé en mm selon (12), (13) et (14), à condition que les débits soient exprimés en l/s/km<sup>2</sup> et en multipliant ces fonctions par le nombre de secondes par an (=86400.365) et en les divisant par 10<sup>6</sup>.

#### IV-INDICE DE REGULARITE DU DEBIT (IRQ)

L'indice de régularité des débits permet de chiffrer la régularité de l'écoulement souterrain et, par la même, le pouvoir régulateur ou la capacité d'emmagasinement des formations géologiques du bassin versant. Cet indice qui est le rapport du débit caractéristique d'étiage ( $DC_E$ ) au débit moyen annuel est fonction directe de la pluviosité annuelle, d'où l'intérêt de comparer des indices au sein d'une même année calendaire.

Cet indice peut varier au sein d'une même année lorsque l'on compare des bassins très éloignés appartenant à des régimes pluviométriques différents. Par contre il reste stable pour des aquifères appartenant à un même régime climatique dans un intervalle de temps donné.

L'indice de régularité des débits, observé sur une formation géologique, est caractéristique de celle ci ; il permet une classification par ordre de pouvoir régulateur de ces formations (Jauffret, 1985). L'ordre de classification obtenu pour une année donnée doit être maintenu pour toute la période d'étude et le rapport des fluctuations de cet indice reste constant entre les bassins pour toutes les années (fig.60).

Les résultats de calcul de cet indice (tab.44) montrent sa spécificité. L'indice de régularité des débits est d'autant plus élevé que le pouvoir régulateur des aquifères est important (importantes réserves souterraines) ; ce qui est le cas de l'Aa et de l'Authie. Il est par contre faible dans le bassin de la Hem et atteint ses plus faibles valeurs dans le bassin de la Liane (0,86 en 1976).

Le grand pouvoir régulateur du bassin de l'Authie est dû à la variété de son aquifère (Cénomaniens à la base, surmonté par le Turonien puis le Sénonien), à sa grande extension, à sa régularité géomorphologique et au rôle de la couche imperméable d'argile du Gault à la base du Cénomaniens (fig.8, voir également Darcy, 1969). L'Authie fonctionne comme une unité hydrogéologique

indépendante des aquifères voisins ; la lithologie de cet aquifère ainsi que sa forte fissuration lui donnent des qualités hydrogéologiques importantes.

	Aa	Hem	Liane	Authie
1963				0,54
1964	0,63			0,62
1965	0,48			0,65
1966	0,31	0,40		0,72
1967	0,52	0,32		0,69
1968	0,49	0,47		0,77
1969	0,52	0,35		0,76
1970	0,51	0,29		0,70
1971	0,58	0,34		0,71
1972	0,66	0,48		0,65
1973	0,65	0,32	0,20	0,78
1974	0,41	0,16	0,09	0,74
1975	0,37	0,28	0,15	0,70
1976	0,51	0,12	0,08	0,72
1977	0,55	0,24	0,14	0,78
1978	0,60	****	0,18	0,75
1979	0,59	****	0,20	0,82
1980	0,71	****	0,21	0,85
1981	0,47	****	0,18	0,83
1982	0,41	0,19	0,12	0,58
1983	0,47	0,27	0,19	****
1984	0,51	0,22	0,18	****
1985	0,44	0,24	0,22	0,68
1986	0,53	0,20	0,15	0,71
1987	0,53	0,33	0,16	0,80
1988	0,38	0,21	0,13	0,62
1989	0,47	0,18	0,17	0,71
IRQ <sub>moy.</sub>	0,51	0,23	0,16	0,66

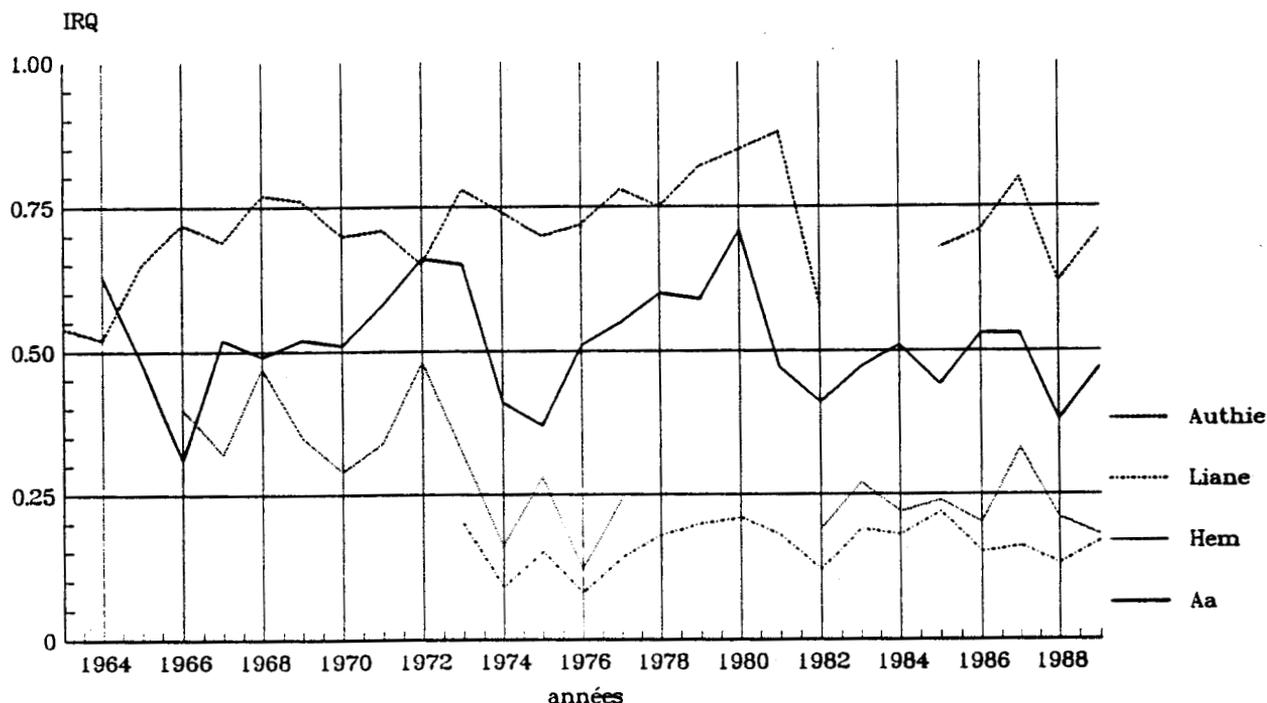
Tab.45. Indice de régularité des débits (IRQ)

\*\*\*\* : observation manquante

Dans le bassin de l'Aa, l'aquifère turonien et sénonien reposant sur un important aquifère cénomaniens de craie argileuse, offre un important pouvoir régulateur, mais moins important que celui de l'Authie. L'aquifère turonien qui alimente la rivière par l'intermédiaire de plusieurs émergences au fond des vallons humides est moins productif que la craie cénomaniens située en dessous (fig.5) et qui est responsable elle, de la régularité de l'écoulement de l'Aa ; les valeurs moyennes de l'IRQ sont

caractéristiques de chaque aquifère et leur faible variation au sein de chaque bassin (tab.45) en est la preuve.

Fig:60 - Evolution de l'indice de régularité des débits (IRQ)



Les faibles IRQ du Cénomaniens dans le bassin de la Hem (Annexe I, Doc.02) sont dues à sa grande surface d'affleurement et à la présence près du sol du substrat imperméable (argile du Gault), cette nappe fonctionne en régime libre sur le plateau en contact direct avec les pluies ce qui influence sa dynamique, ajoutée à cela la géomorphologie de boutonnière qui en augmentant le gradient hydraulique de la nappe d'amont en aval du bassin favorise une vidange rapide de la nappe cénomaniens, d'où son faible soutien à l'écoulement de la Hem et son faible pouvoir régulateur.

la Liane possède deux réservoirs, un cénomaniens très productif, le second turonien à productivité moins importante. Malgré un contact direct entre la rivière et l'aquifère turonien (fig.6) ; l'IRQ reste très faible en raison du rythme rapide de remplissage et de vidange du réservoir cénomaniens, des faibles

capacités hydrogéologiques du Jurassique en général et celles des différentes unités hydrogéologiques qui le composent, en particulier et de leurs discontinuité à cause de la fissuration.

**SIXIEME CHAPITRE**  
**TARISSEMENT DES RIVIERES**



## I-TARISSEMENT NON INFLUENCE

En dehors de tout apport pluviométrique, le comportement des cours d'eau traduit le mieux les rapports nappe-rivière. Les courbes représentant les débits en fonction du temps pendant ces séquences sèches (succession de jours sans pluie) sont appelées tronçons de tarissement non influencés, ils permettent de connaître la tendance générale de l'évolution des débits et d'éliminer les volumes complémentaires d'écoulement observés entre les minimas relatifs (Tiercelin, 1970 ; Cosandey, 1984 et Jauffret, 1985).

L'étude statistique des pluies journalières a montré la rareté de séquences sèches de longue durée ; leurs fréquences baissent considérablement dès que l'on atteint des durées supérieures ou égales à 8 jours (fig.40.1 à 43.2). La décroissance du débit des rivières ne se manifeste pas toujours d'une manière significative (repérable) pendant ces courtes périodes sèches. L'étude du tarissement dans une région comme le Nord de la France se trouve donc confrontée à trois types de problèmes :

1. L'absence de longues séquences sèches pouvant éliminer le facteur perturbateur des pluies à l'écoulement des rivières surtout en période de basses-eaux où ce phénomène se traduit par l'apparition des pics au niveau des hydrogrammes : ces pics sont plus individualisés au sein de ces périodes de décroissance que pendant la saison de hautes-eaux où leur apparition est ordinaire.

2. Une décroissance très lente, parfois même nulle des débits dans les bassins de l'Authie et l'Aa pendant la saison des basses-eaux. Elle est par contre rapide dans les bassins de la Hem et de la Liane, mais constamment interrompue par des petites crues dont la disparition est tout aussi rapide que leur apparition sur les hydrogrammes pendant les périodes de tarissement.

3. L'écriture mathématique de la fonction de tarissement selon des lois classiques ne donne qu'une approximation grossière de la véritable loi de décroissance des débits de surface.

Après opposition des résultats de l'étude statistique des pluies journalières et des débits observés aux stations de jaugeage, seules les séquences sèches de durée supérieure ou égale à dix jours ont été retenues pour illustrer la réponse des rivières. L'effet des séquences sèches de durée strictement inférieure à dix jours sur les débits étant négligeable ; durant ces périodes on n'a pas pu repérer une réponse franche (décroissance des débits) des rivières suite à ces séquences sèches, l'inertie des bassins face à ce type de séquences nous a donc conduit à fixer ce seuil à 10 jours.

## II-RELATION SEQUENCE SECHE TARISSEMENT NON INFLUENCE

Les régimes des cours d'eau subissent des variations saisonnières (voir chap.5) avec une saison de hautes-eaux (saison froide) et une saison de basses-eaux (saison chaude). La décroissance des débits pendant la saison chaude est liée aux débits initiaux (débit à l'origine de la décroissance) qui eux mêmes sont fonction de l'état des réserves souterraines. Elle est d'autant plus importante que le débit initial est élevé avec une pente forte entre les débits au début et à la fin de la séquence sèche. La rupture de pente enregistrée sur les hydrogrammes en fin de saison froide peut s'expliquer par:

1. La disparition d'un surplus dû au ruissellement de l'écoulement des rivières, après quoi, l'écoulement est assuré essentiellement par la nappe dont l'épuisement des réserves avec le temps est responsable d'une baisse du régime de l'écoulement des cours d'eau, donc de leur tarissement.

2. Superposition de deux types d'écoulement, en chenaux et en fissures (cas très fréquent dans la craie) et dans ce cas, la baisse du régime est due à l'arrêt d'un

premier type d'écoulement rapide en chenaux (vidange rapide), le réseau plus finement fissuré continue à fournir un débit plus faible (circulation et vidange lentes).

En saison sèche (basses-eaux), les débits initiaux sont plus faibles et la baisse des débits en fonction du temps est moins importante. Les tronçons de tarissement non influencé, repérés pendant cette saison ont une faible pente. Pour faciliter la comparaison entre bassins, la même échelle a été adoptée pour toutes les figures représentant les tronçons de tarissement non influencés relevés. Le temps de tarissement correspondant à la durée de la séquence sèche en jours est représenté arbitrairement sur l'axe des abscisses, le début et la fin du tarissement ne sont pas respectés dans l'année, ces figures donnent une information chiffrée sur la tendance générale du phénomène étudié.

#### 1. Dans le bassin de l'Aa

En saison chaude, les périodes de tarissement non influencé relevées dans ce bassin se font selon des courbes en forme d'escalier (fig.61) ; parfois, les débits restent constants pendant toute la période sèche. Dans ce deuxième cas, on ne peut pas parler de tarissement mais d'un écoulement à débit constant ; en dehors de tout apport pluviométrique la régularité du débit de base arrive à maintenir le débit de surface à niveau constant. Par ailleurs, les autres types de tarissement observés présentent généralement une pente faible. Le tarissement se fait donc selon une loi unique comme le montrent les exemples de la figure 61.

En saison froide, on retrouve les trois familles de courbes de la saison chaude (fig.62) avec une nette dominance des décroissances à fortes pentes lorsque les débits initiaux sont plus importants. Les plus faibles débits enregistrés en fin des tronçons de tarissement non influencé, sont les mêmes pour les deux saisons, ils constituent sur les figures 61 et 62 une limite parallèle à l'axe des abscisses ; cette limite

Fig:61 - Tarnissement non influencé en  
saison chaude correspondant à une  
séquence de 10 jours au moins sans pluie  
bassin de l'Aa

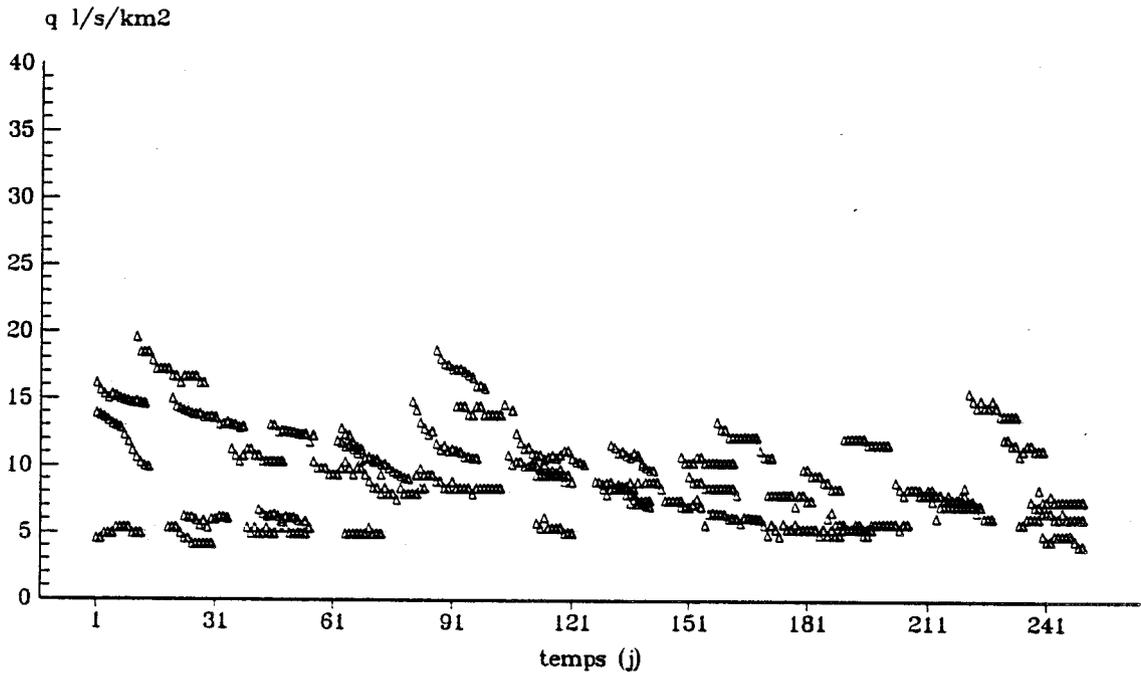
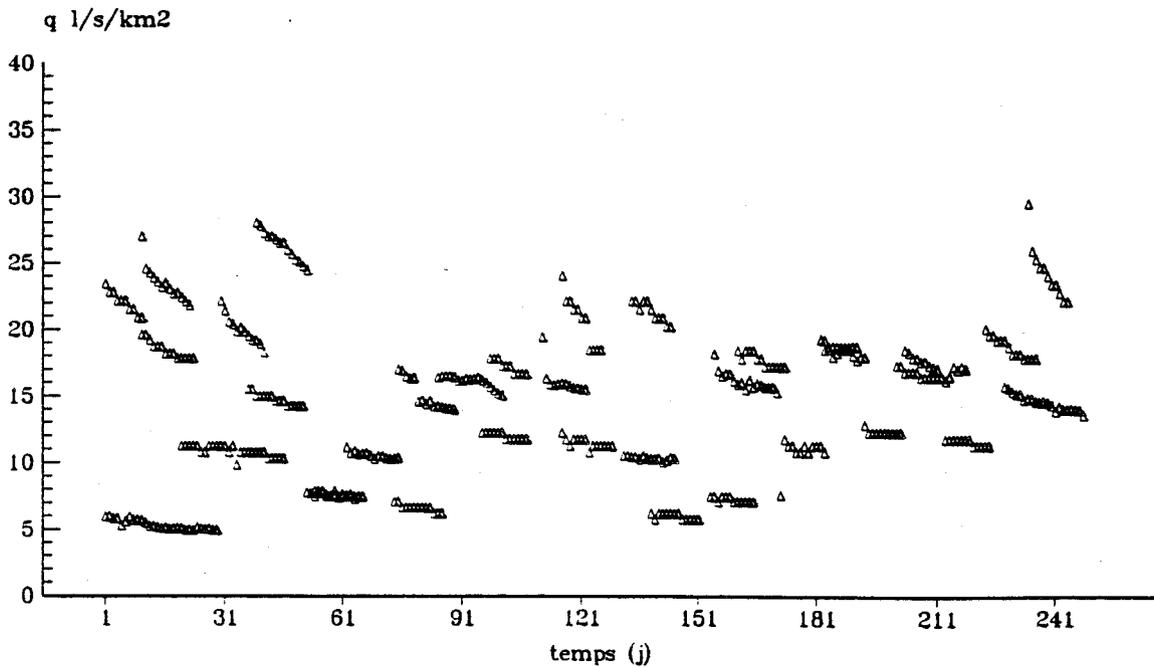


Fig:62 - Tarnissement non influencé en  
saison froide correspondant à une  
séquence de 10 jours au moins sans pluie  
bassin de l'Aa



correspond à la valeur de l'écoulement souterrain, on retrouve ces mêmes valeurs en période d'étiage au niveau de l'écoulement où elles constituent les  $DC_E$ , de l'ordre de  $4,5 \text{ l/s/km}^2$ , donc très proche du  $DC_E$  moyen de l'Aa, calculé sur la période 1964-1989 ( $=4,34 \text{ l/s/km}^2$ ) et très proche également de l'écoulement de base de la nappe en période d'étiage ( $=4 \text{ l/s/km}^2$ , Mania, 1978). L'influence de la saison reste cependant très marquée, puisque d'après le graphique 61 (saison chaude) presque la totalité des tarissements est concentrée dans une frange de débits situés entre 20 et  $4,5 \text{ l/s/km}^2$  alors que sur le graphique 62 (saison froide) cette frange est plus large, elle se situe entre 28 et  $4,5 \text{ l/s/km}^2$ .

## 2. Dans le bassin de la Hem

Pendant la saison chaude, les débits initiaux sont plus faibles, généralement inférieurs à  $18 \text{ l/s/km}^2$  (fig.63), la décroissance des débits est plus forte que dans le bassin de l'Aa. On retrouve également les trois familles de courbes (en escalier, rectiligne et décroissante avec une pente constante). Presque la moitié des tarissements observés se font en forme d'escalier ; le reste des tarissements correspond à des décroissances avec une forte pente et, à quelques rares cas de débit constant ou d'évolution rectiligne des débits en période de séquence sèche.

En saison froide, les décroissances non influencées sont rares et plus régulières ; les pentes des tronçons de tarissement sont plus fortes (fig.64) ; ces décroissances correspondent dans leur majorité à des décrues qui surviennent après des pointes dans le débit de la rivière. La différence de pente entre les courbes de saison chaude et celles de saison froide correspond à un passage dans la rivière d'un écoulement à composante rapide importante à un écoulement essentiellement de base.

Fig:63 - Tarissement non influencé en  
saison chaude correspondant à une  
séquence de 10 jours au moins sans pluie  
bassin de la Hem

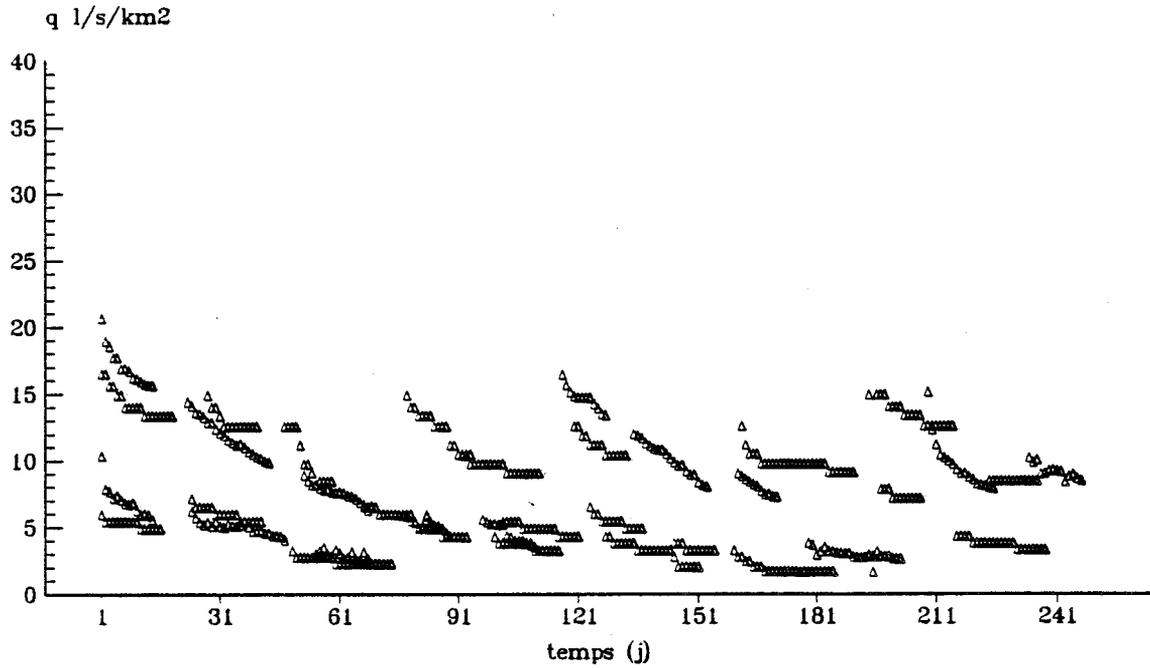
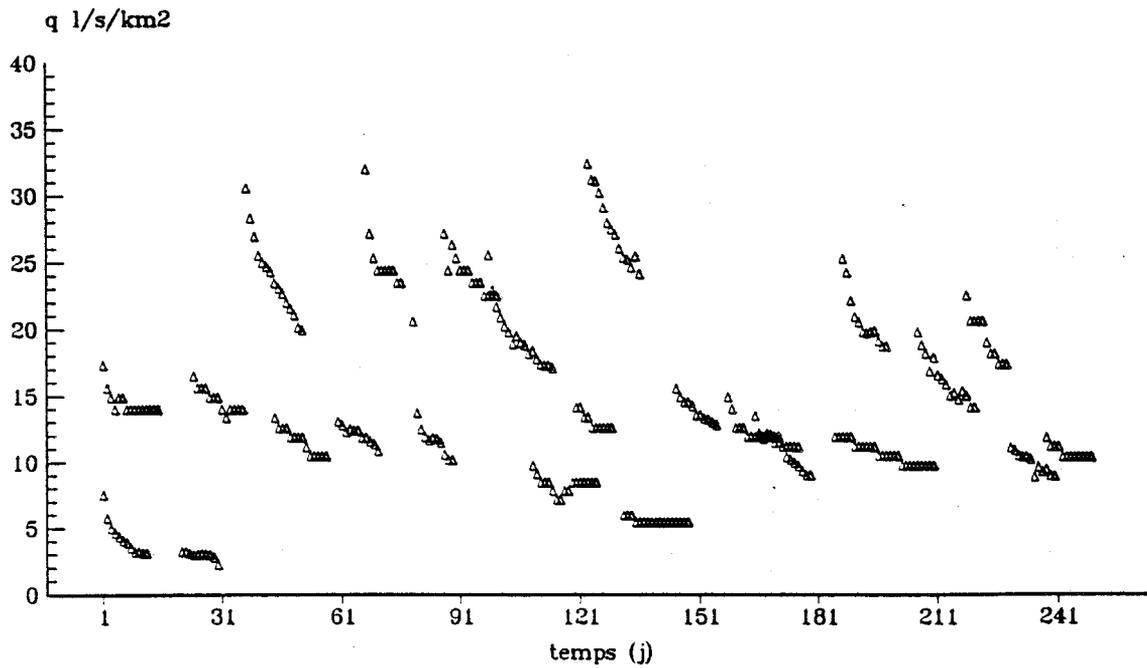


Fig:64 - Tarissement non influencé en  
saison froide correspondant à une  
séquence de 10 jours au moins sans pluie  
bassin de la Hem



### 3. Dans le bassin de la Liane

Les tronçons de tarissement non influencés présentent une allure très régulière. La réponse du bassin est immédiate face à une absence de pluie. Une très grande partie de l'écoulement est assurée par la pluie ; le fort degré de corrélation lame d'eau écoulee lame d'eau précipitée dans le bassin de la Liane (cf chap.4) confirme la faible capacité régulatrice du Cénomaniens et de l'aquifère multicouche du Jurassique. Ces remarques vont dans le même sens que les résultats de l'étude de l'indice de régularité des débits (voir chap.5,IV).

En saison chaude , les tarissements présentent une pente assez constante. On note également l'absence de trois types de réponses de la rivière face à des séquences sèches, la réponse de la rivière est sous forme de décroissance à pente plus faible que celle observée dans les bassins de la Hem et de l'Aa. Les débits en début et en fin de tarissement se situent dans une frange étroite entre 10 et 1 l/s/km<sup>2</sup> (fig.65).

Pendant la saison froide, la décroissance des débits est rapide, la pente des tronçons de tarissement est proche de la verticale (fig.66). Ces décroissances correspondent à des décrues de la rivière en saison froide où une grande partie de l'écoulement est de type rapide (ruissellement). A la fin de la décrue, la rivière retrouve son débit de base, ce qui explique la forte pente des tronçons pendant cette saison. Les débits retrouvés en fin de ces périodes sont identiques à ceux du début de tarissement en saison chaude.

La comparaison entre les courbes de saison froide et chaude permet de repérer les points de continuité entre les décroissances de débit dans les deux saisons ; c'est au niveau de ces points que se situe en fait le passage de la décrue de la rivière à son tarissement proprement dit. Ces points de

Fig:65 - Tarissement non influencé en  
saison chaude correspondant à une  
séquence de 10 jours au moins sans pluie  
bassin de la Liane

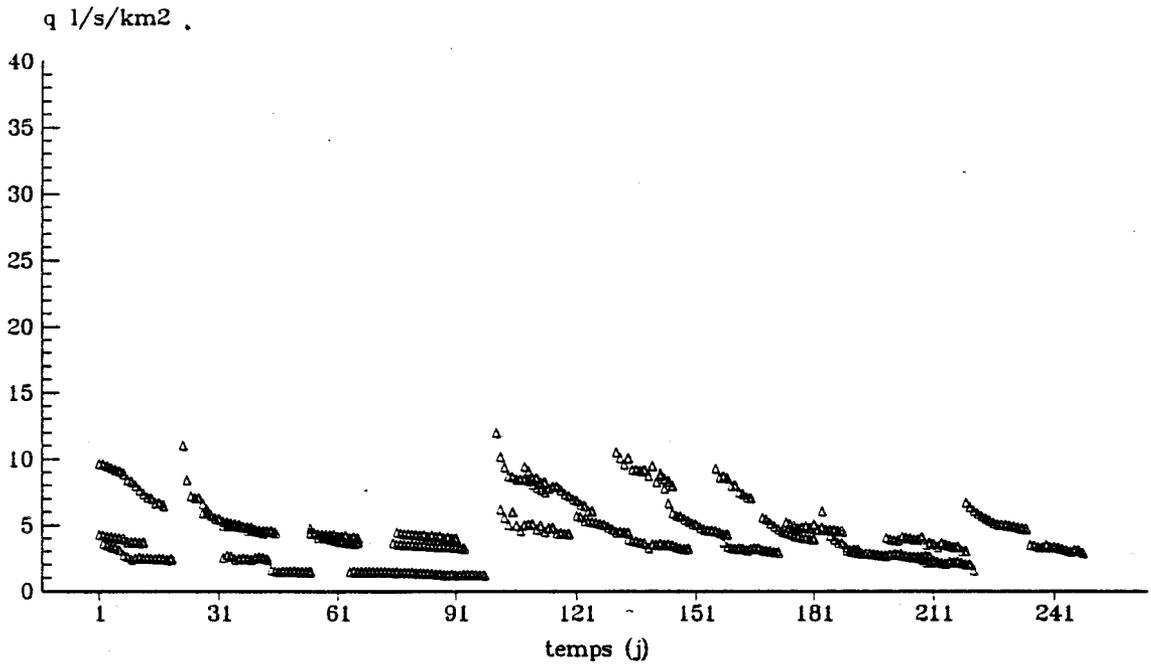
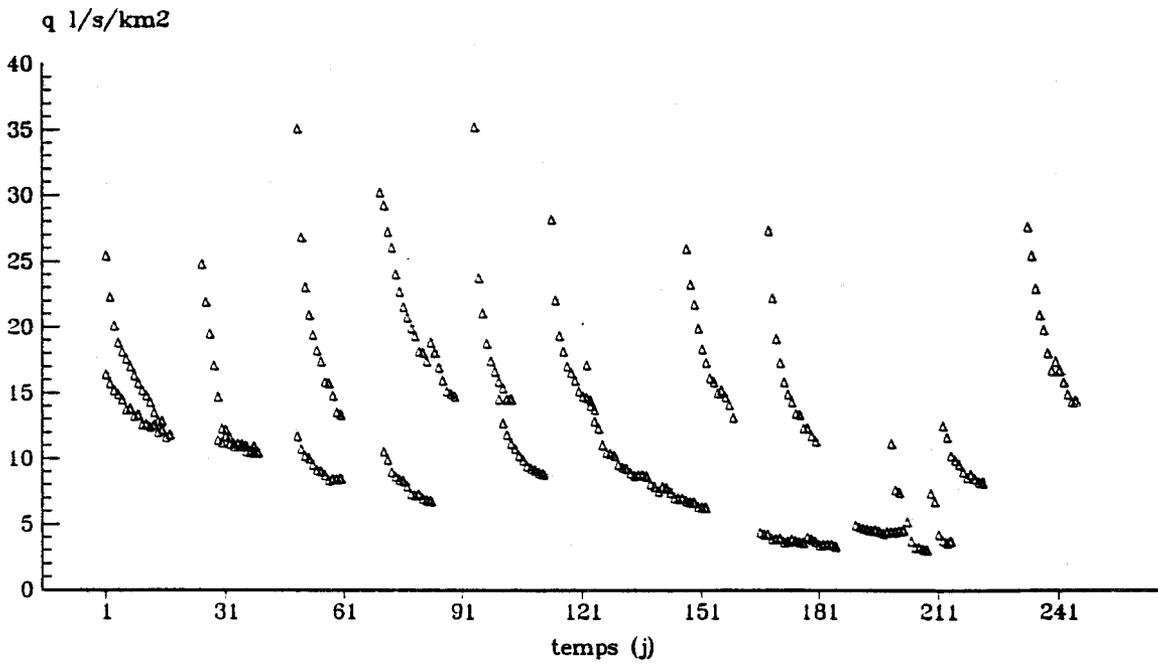


Fig:66 - Tarissement non influencé en  
saison froide correspondant à une  
séquence de 10 jours au moins sans pluie  
bassin de la Liane



passage se situent dans une fourchette de débits allant de 10 à 15 l/s/km<sup>2</sup> (fig.65 et 66).

#### 4. Dans le bassin de l'Authie

Dans le bassin de l'Authie, les tarissements de saison chaude se font selon une loi unique (fig.67), cette différence de comportement par rapport aux autres bassins (Aa, Hem et Liane) s'explique par une différence de la nature lithologique homogène et de l'épaisseur de l'aquifère du turonien supérieur qui fournit des débits très réguliers contrairement à l'aquifère muticouche de la Liane par exemple à débits très irréguliers. Les débits de base de l'Authie en saison chaude se situent entre 15 et 5 l/s/km<sup>2</sup>.

En saison froide, on note par contre la rareté des périodes de décroissance de débit ; pendant toute la période d'étude (1965-1989), seuls quelques rares tronçons de tarissement non influencés ont pu être repérés (fig.68). Des anomalies dans l'évolution des débits en l'absence de tout apport pluviométrique ont pu être détectées dans le bassin de l'Authie ; parmi celles-ci une augmentation du débit de la rivière pendant une séquence sèche au lieu d'une diminution ; plusieurs cas de ce genre ont été enregistrés pendant les années 1976 et 1979. Autre type d'anomalie, l'existence de séquences sèches pendant lesquelles les débits initiaux ( $Q_0$ ) et finaux ( $Q_f$ ) sont égaux avec un passage au milieu de la séquence sèche par un débit intermédiaire ( $Q_i$ ) supérieur à  $Q_0$  et  $Q_f$ . Il existe dans ces cas un décalage entre les conséquences que peut avoir une séquence sèche sur le débit de la rivière et l'alimentation souterraine de la rivière qui, à cause du temps de tarissement important de l'aquifère (son inertie), évolue indépendamment de l'état hydrique du bassin en surface.

#### 5. Conclusion

Fig:67 - Tarissement non influencé en  
saison chaude correspondant à une  
séquence de 10 jours au moins sans pluie  
bassin de l'Authie

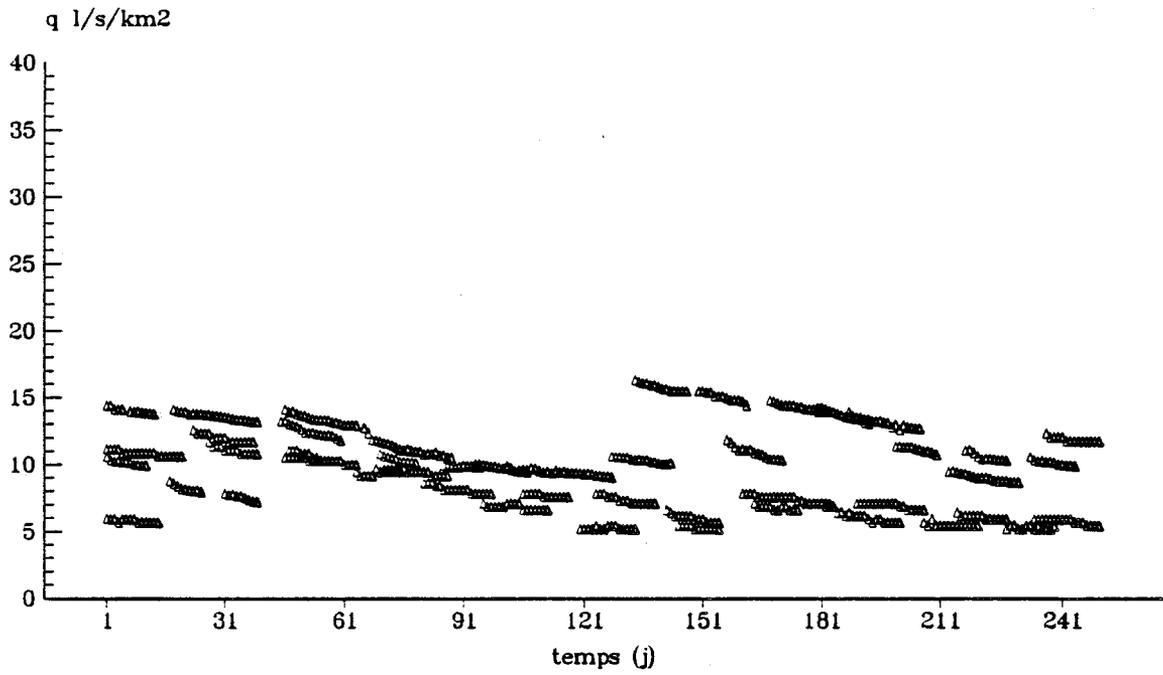
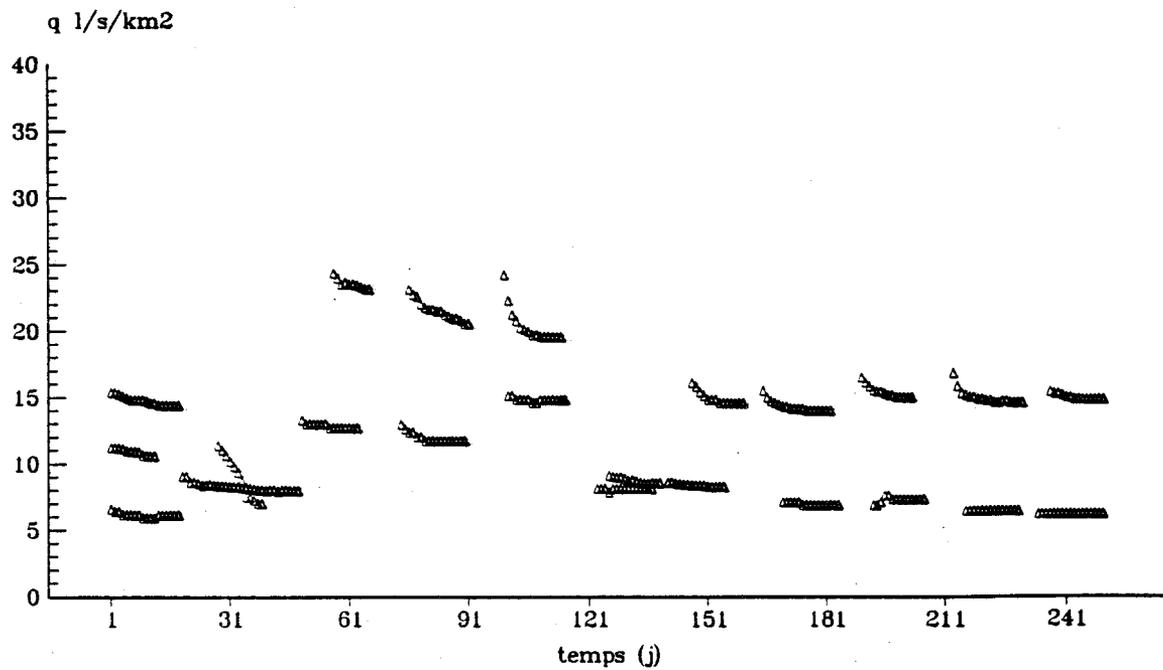


Fig:68 - Tarissement non influencé en  
saison froide correspondant à une  
séquence de 10 jours au moins sans pluie  
bassin de l'Authie



L'étude des périodes de tarissement isolées nous a permis de connaître les caractéristiques du phénomène dans chaque bassin et pendant deux saisons différentes (chaude et froide). Dans l'ensemble, on observe une variation de la pente des tronçons de tarissement entre les deux saisons. Cette variabilité est plus ou moins visible selon les bassins. A l'intérieur d'une même saison et pour un même bassin, on peut, soit avoir un tarissement non influencé homogène (cas de l'Authie), soit des familles de tarissements non influencés (cas de l'Aa).

Les débits enregistrés à la base des tronçons de tarissement non influencés sont identiques pour les bassins de l'Authie et de l'Aa (environ  $4,5 \text{ l/s/km}^2$ ) indépendamment de la saison ; ces débits marquent une limite inférieure de la capacité d'ingestion des aquifères dans ces bassins (fig.61, 62, 67 et 68). Cette stabilité à travers les saisons marque également la prédominance d'un écoulement de base au sein de l'écoulement total des cours d'eau. Quantitativement, ces débits de base déduits à partir de la base des tronçons de tarissements sur les graphiques sont les mêmes que les  $DC_F$  calculés précédemment (Aa=  $4,34 \text{ l/s/km}^2$  et Authie= $4,75 \text{ l/s/km}^2$ ) ; ces deux paramètres sont utilisés pour estimer l'écoulement de la nappe. On a là un exemple d'estimation de l'écoulement des nappes à partir d'une exploitation des débits de surface.

Cette limite à la base des tronçons de tarissement est par contre plus faible en saison chaude par rapport à celle observée en saison froide dans les bassins de la Hem et de la Liane ; l'importance de l'écoulement rapide en saison froide dans ces bassins masque cette limite qui apparaît d'une façon plus profonde avec la disparition des pluies abondantes de la saison froide, plus "efficace" qu'en saison chaude.

Cette même limite (toujours déterminée sur les graphiques d'évolution des tronçons de tarissement non influencés pendant deux saisons différentes) est variable

selon les années dans le bassin de la Hem et de la Liane et marque donc l'importance du ruissellement ; en saison chaude, où elle exprime l'écoulement de la nappe, elle est de l'ordre de  $2 \text{ l/s/km}^2$  pour la Hem et de  $1 \text{ l/s/km}^2$  pour la Liane, des chiffres identiques aux  $DC_E$  (Hem= $2,1 \text{ l/s/km}^2$  et Liane= $1,3 \text{ l/s/km}^2$ ) et confirme l'efficacité de l'utilisation des débits de surface pour définir l'écoulement souterrain des nappes en mettant l'accent sur l'apport du ruissellement à l'écoulement des rivières. L'écart observé entre les  $DC_E$  et la valeur de cette limite est attribué à un ruissellement qui persiste dans l'écoulement suite à l'arrivée en retard de pluie ruisselée sur les surfaces libres du bassin.

Si l'étude précédente a rendu possible le repérage des périodes de tarissement non influencé dans chaque bassin et les types de décroissance correspondants, il a permis de se rendre compte de la difficulté de se baser sur ces seuls tronçons de tarissement non influencé pour reconstituer graphiquement les tarissements annuels des différents cours d'eau étudiés comme ce fut le cas de certains travaux antérieurs (Jauffret, 1985). Les informations recueillies à l'issue de cette étude constitueront une ébauche analytique pour une méthode de construction plus rigoureuse, mieux adaptée aux particularités hydrologiques des cours d'eau évoluant sous des régimes pluviométriques océaniques.

### **III-QUELQUES REFLEXIONS SUR LA DECROISSANCE DES DEBITS**

Avant de passer à l'étape suivante qui sera consacrée à la construction et à l'étude des courbes de tarissement, il paraît utile de rappeler certains détails vus précédemment en vue d'une mise en forme à l'aide de certains principes de tarissement.

#### **1. Les limites de tarissement dans le temps**

Il existe des périodes propices où le tarissement des cours d'eau a plus de chances de se manifester en l'absence

d'une pluviométrie abondante qui s'observe parallèlement à une nette décroissance des débits. La fin de la saison des hautes-eaux marque le début de ces périodes, le passage à la saison des basses-eaux correspond au point d'inflexion marquant la transition d'un écoulement essentiellement rapide avec un débit de base permanent et stable vers un écoulement à dominance souterraine avec une tendance régressive des débits de base vers leurs limites inférieures ( $DC_E$ ). Le temps d'apparition (date) et l'importance de ces cassures (la variation de la pente sur les hydrogrammes) sont variables entre bassins. En général, cette période se situe dans une période allant de mars à avril ; mais il faut attendre le mois de mai pour mieux observer le point d'inflexion cité ci-dessus.

En dehors de la période limitée par le point d'inflexion et le  $DC_E$ , la séparation des différents types d'écoulement (rapide et souterrain) à partir des hydrogrammes est délicate à cause de l'importance de l'écoulement rapide pendant la saison des hautes-eaux dans les rivières (apport pluviométrique abondant) et de la recharge des nappes qui voient leurs débits augmenter assurant ainsi une part supplémentaire à leur transit vers les rivières ; le risque d'une telle démarche réside dans une surestimation des débits de base dont l'évaluation graphique de la limite supérieure (à partir des hydrogrammes) peut intégrer une part (aire) de la limite inférieure de l'écoulement rapide. Les relations nappes-rivières peuvent s'inverser en dehors de cette période propice et on peut assister à un écoulement souterrain qui se fait de la rivière vers la nappe.

## **2. Fréquence des étiages et tarissement**

La relation séquentielle sécheresse pluviométrique, sécheresse pédologique puis hydrologique fait que les étiages sont précédés par un déficit pluviométrique plus ou moins accusé et dont souffrent les horizons superficiels du sol (la

réserve utile baisse). La sévérité des étiages varie selon les caractéristiques hydrogéologiques de chaque bassin.

En effet, l'ensemble des bassins étudiés évolue sous un même régime pluviométrique avec de faibles variations. Face à ces conditions pluviométriques identiques surtout en saison chaude, le comportement hydrologique des différents bassins est régi par les conditions d'emmagasinement dans chaque bassin.

Les décroissances les plus sèvères des débits observées persistent même en présence de cette pluie perturbatrice, souvent responsable d'un écoulement rapide : ces pluies ne profitent ni à la réserve utile dans les niveaux supérieurs du sol, ni à l'infiltration efficace. Les étiages à la fréquence la plus faible (donc à durée de retour la plus longue) expriment en principe un état de tarissement des rivières en parallèle avec celui des nappes, continu et profond. Le tarissement persiste et les débits de surface décroissent, le niveau le plus bas de l'écoulement atteint correspondrait à un état de vidange maximal des nappes.

Les exemples d'étiages examinés (une population de 91 échantillons dans les quatre bassins étudiés) au cours de cette étude ont montré que les étiages profonds sont des indicateurs fiables pour repérer des fins de tarissements ; leur efficacité est d'autant plus grande que les sécheresses pluviométriques et hydrologiques sont persistantes.

#### **IV-SEPARATION DES COURBES DE TARISSEMENT**

Les tronçons de tarissement non influencé montrent la tendance générale des courbes réelles de tarissements. La recherche des limites de ces courbes doit tenir compte du régime annuel des cours d'eau et, une mise en évidence dans ce contexte global est nécessaire. Les tarissements non influencés, constitueront des éléments repères de la méthode de séparation des courbes annuelles mais pas la totalité de

son fondement. En général, les hydrogrammes annuels des cours d'eau, présentent trois phases d'écoulement, représentées par les figures 69 à 72, où on a représenté les hydrogrammes annuels avec les différentes phases du régime annuel de chaque rivière. Une représentation en échelle logarithmique permet une meilleure visualisation des différentes phases décrites dans la représentation semi-logarithmique.

1. Une phase croissante (P.C) correspondant à une augmentation régulière des débits ; des crues plus ou moins importantes et répétitives s'observent sur les hydrogrammes. La relation entre le débit à l'instant  $t$  au début de cette phase et le débit à l'instant  $t$  quelconque au milieu ou à la fin peut s'exprimer par une fonction de type exponentiel.

2. Une deuxième phase intermédiaire (P.I), après un passage des débits par un maximum, une décroissance rapide s'amorce (décrue) donnant lieu après quelques jours (16 au maximum dans les bassins de l'Aa et de l'Authie et 8 dans les bassins de la Hem et de la Liane) à la phase de tarissement.

3. Une troisième phase décroissante (P.D), à l'intérieur de laquelle s'observe le tarissement (P.T) des rivières ; elle est limitée à sa base par le débit d'étiage. Durant cette phase, la relation entre le débit  $Q_0$  en début de tarissement et le débit  $Q_t$  à un point quelconque à l'instant  $t$ , peut s'exprimer par une fonction exponentielle négative. La phase de tarissement est précédée par une phase de stabilisation (P.S), de durée variable selon les bassins, on a :  $P.D = P.S + P.T$ . L'introduction d'une phase de stabilisation élimine l'effet des écoulements rapides dus soit à des circulations en chenaux soit à des décrues lentes.

Notre but est d'isoler des périodes de tarissement situées pendant la phase de décroissance des débits. Ce qui pose problème est la détermination des limites de ces courbes qui peuvent basculer dans le temps.

Fig:69 - L'Aa à Wizernes  
hydrogramme annuel -1988-

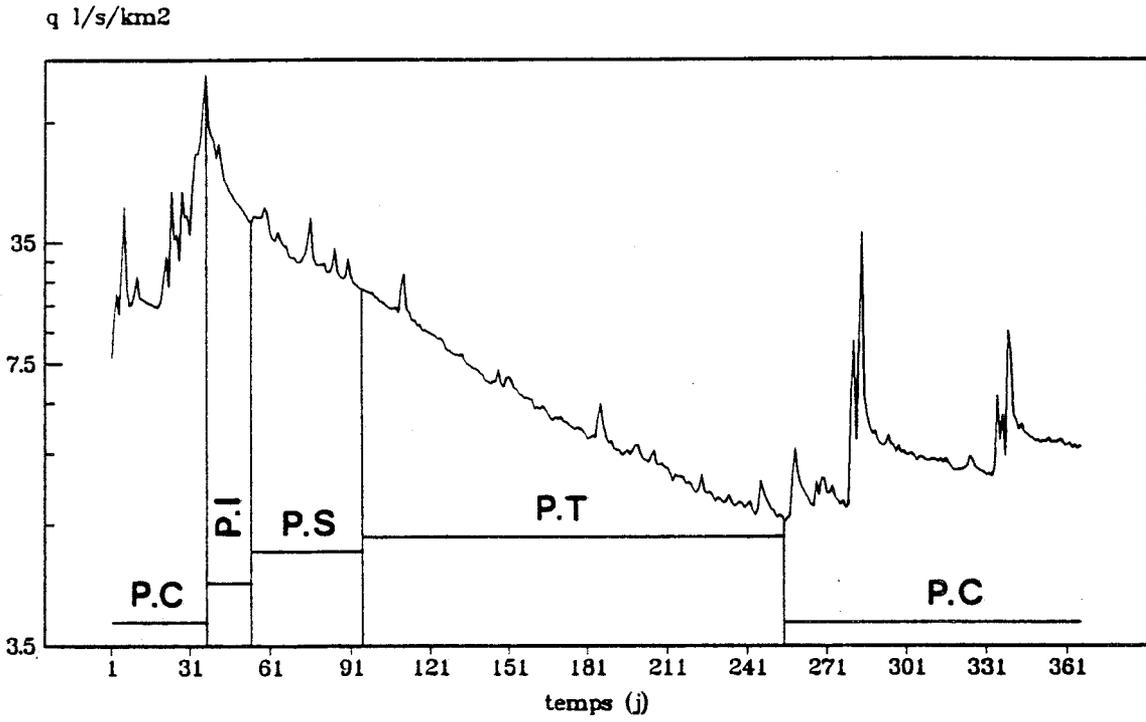


Fig:69 - L'Aa à Wizernes  
hydrogramme annuel -1988-

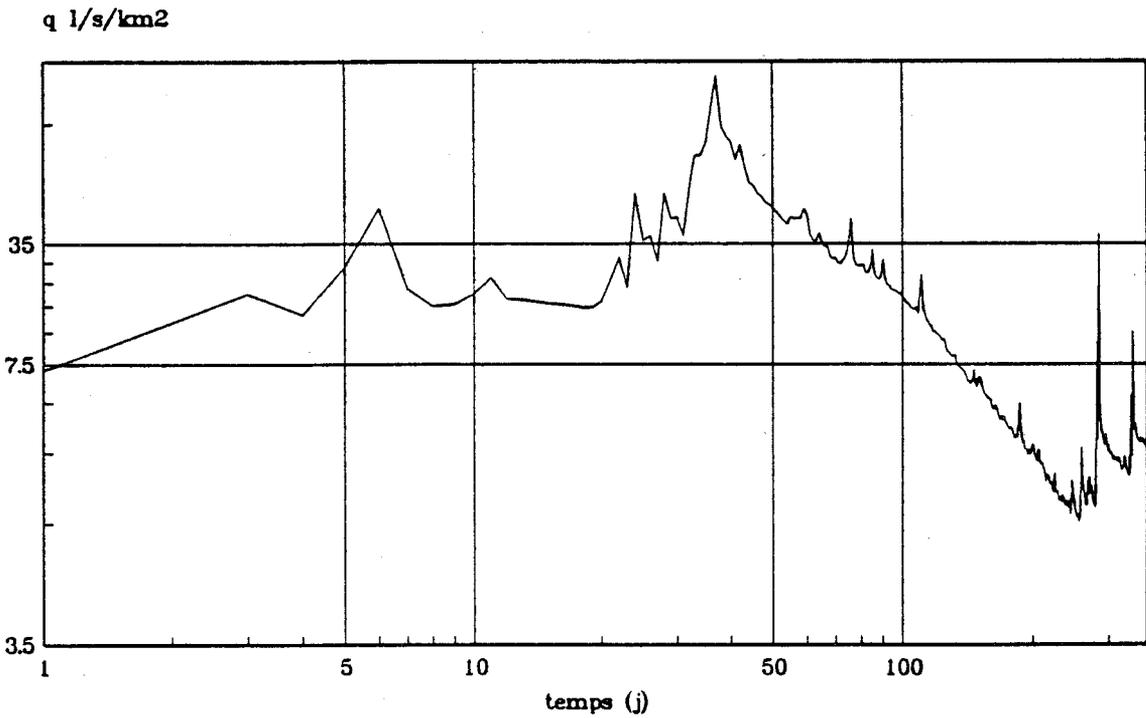


Fig:70 - La Hem à Guèmy  
hydrogramme annuel -1988-

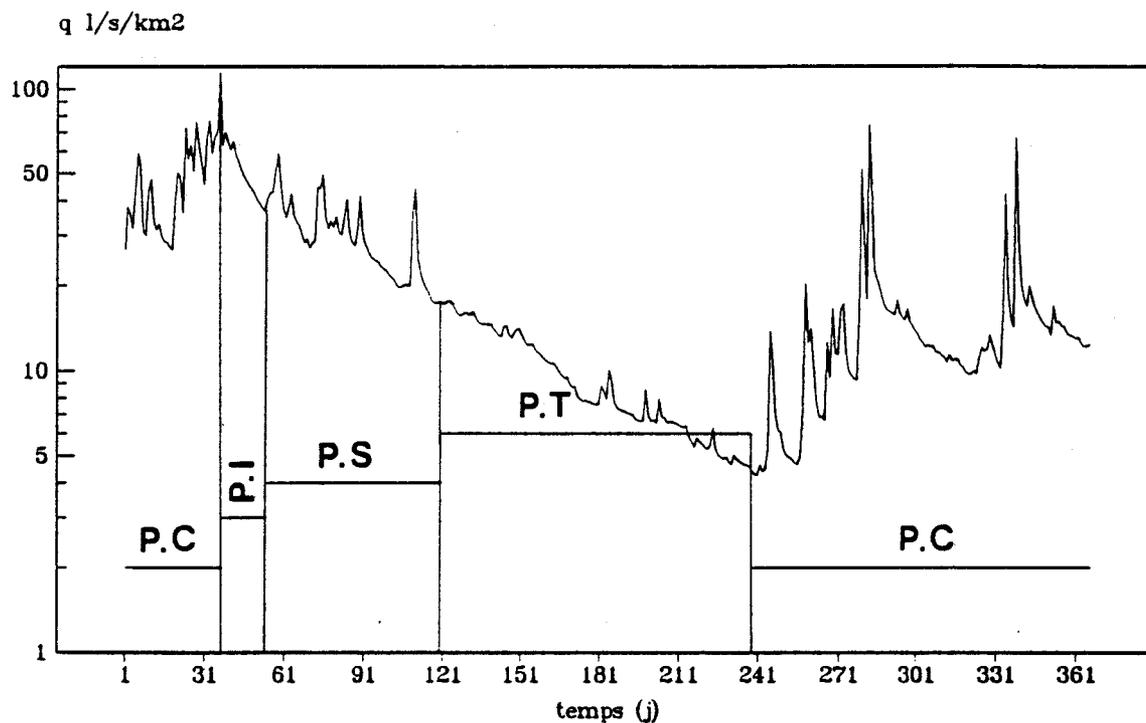


Fig:70 - La Hem à Guèmy  
hydrogramme annuel -1988-

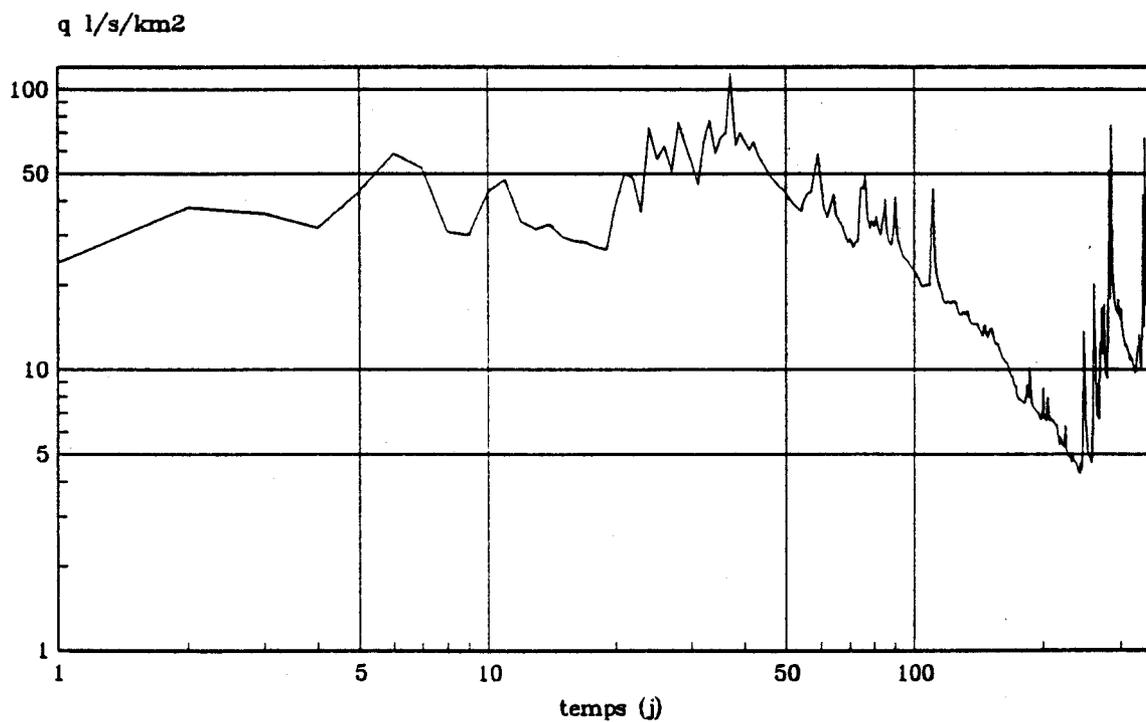


Fig:71 - La Liane à Wirwignes  
hydrogramme annuel -1988-

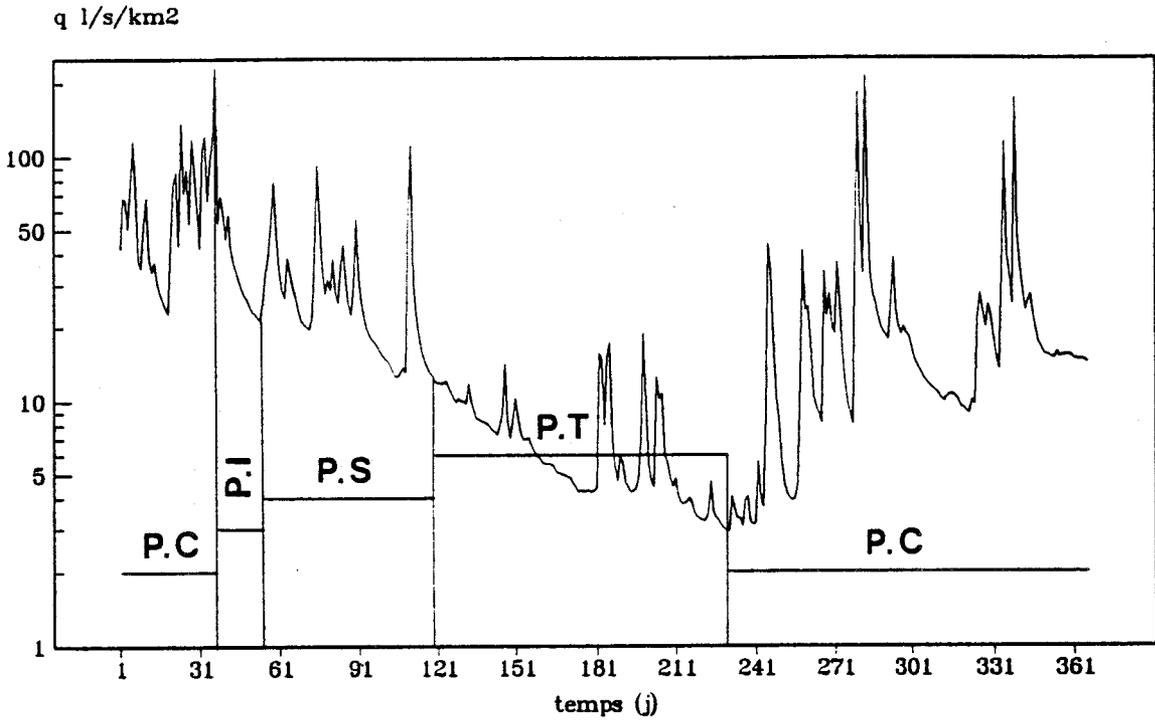


Fig:71 - La Liane à Wirwignes  
hydrogramme annuel -1988-

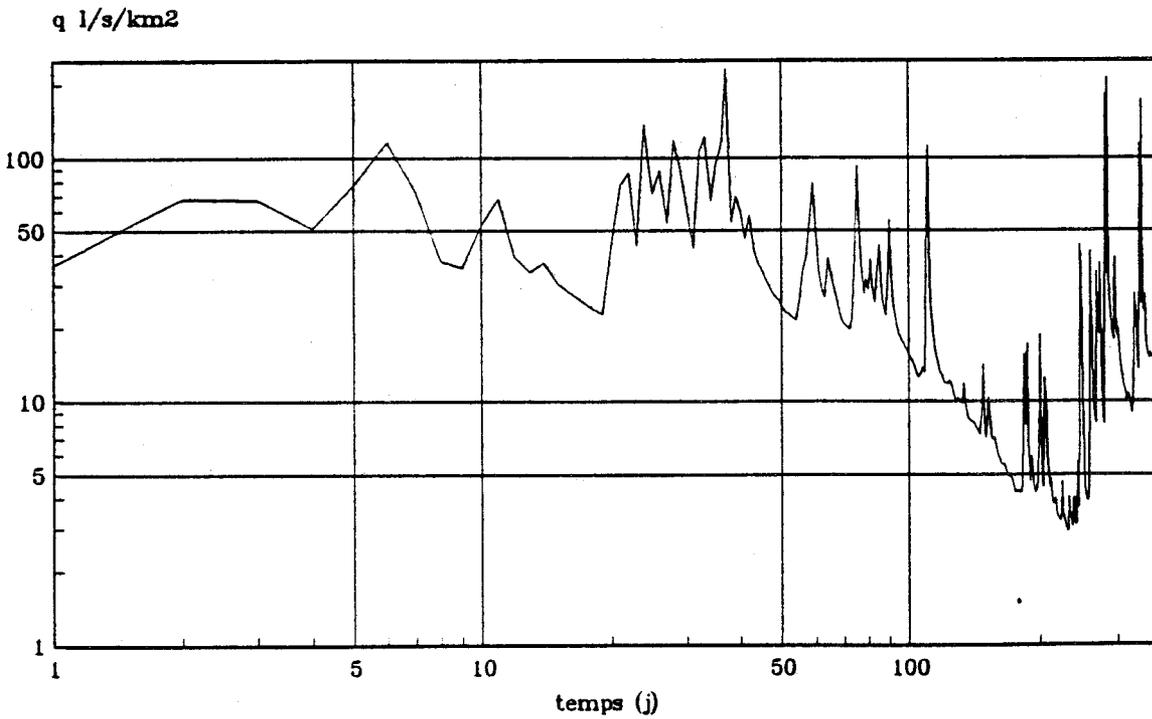


Fig:72 - L'Authie à Dompierre  
hydrogramme annuel -1988-

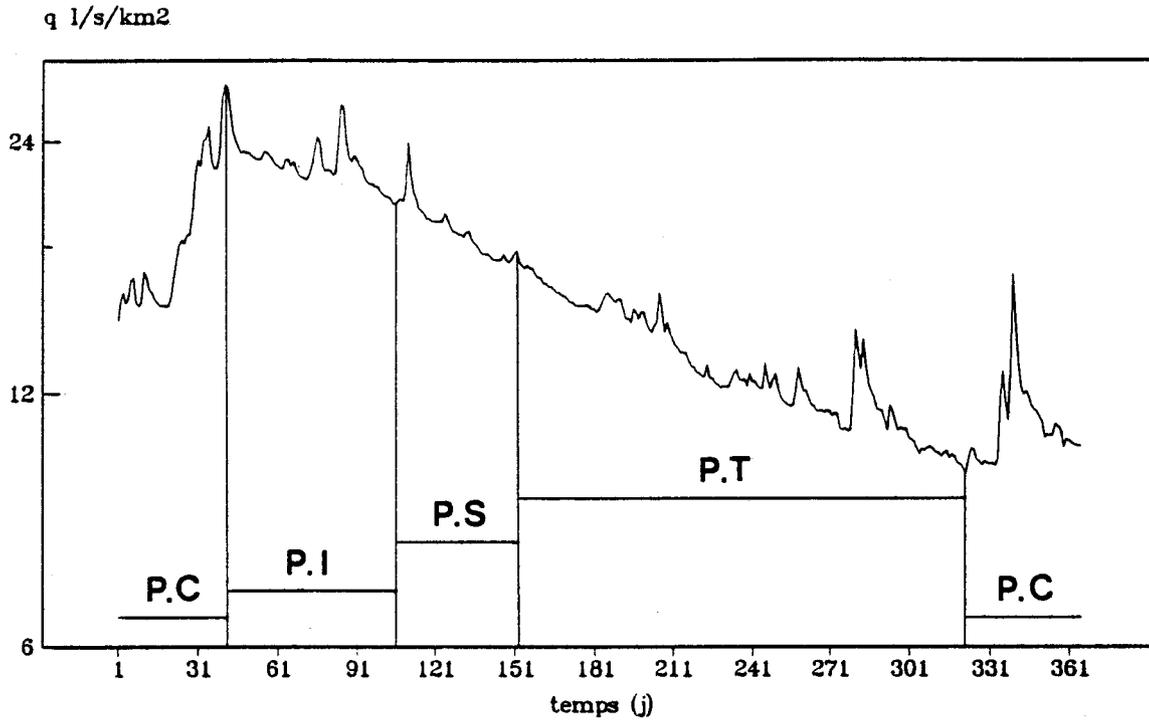
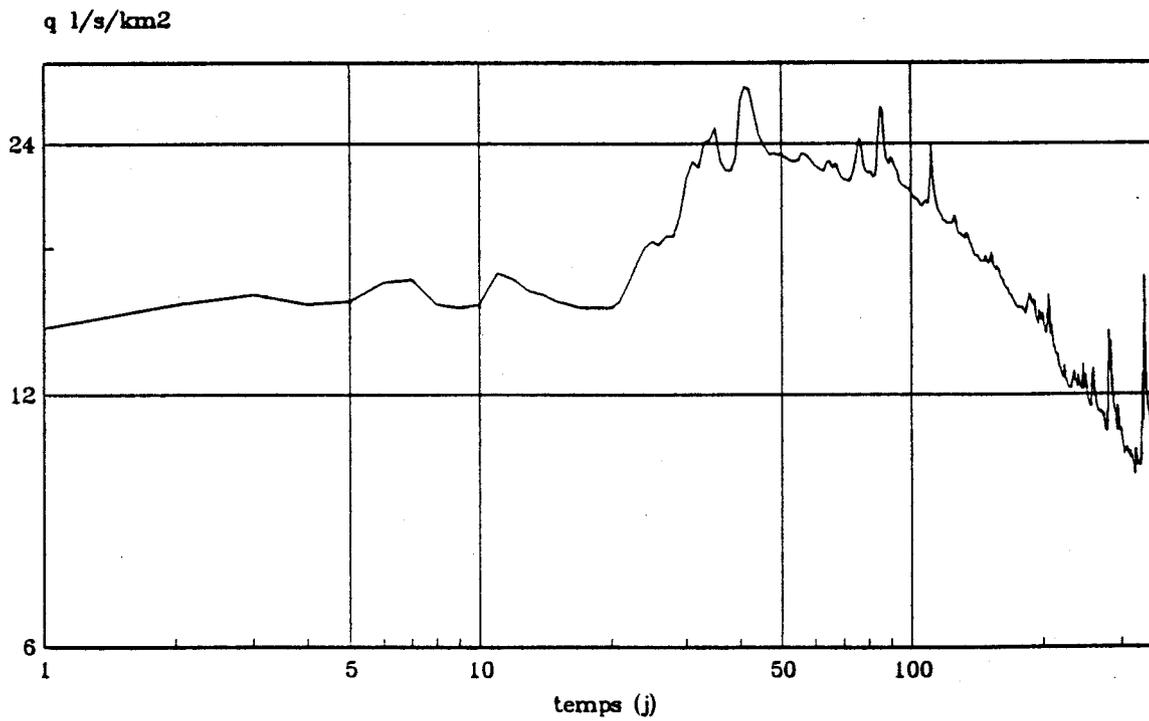


Fig:72 - L'Authie à Dompierre  
hydrogramme annuel -1988-



La fixation de la limite inférieure de tarissement (débit de la fin du tarissement) ne pose pas de problème ; cette limite, étant considérée comme le  $DC_E$  observé chaque année, cette valeur paraît plus significative que le minimum annuel qui présente une manifestation hydrologique isolée au sein de l'année et peut être sujette à des erreurs de mesure comme en pose souvent la mesure des débits minimaux extrêmes, il définit mieux les étiages que les moyennes mobiles (cf. Annexe II).

La limite supérieure de tarissement se situe à la fin de la phase intermédiaire décrite antérieurement, elle dépend de la durée et de l'importance de cette phase, donc de la durée de la décrue à laquelle il faudra ajouter la période de stabilisation (P.S) pour arriver à des débits identiques à ceux observés avant le début de la phase intermédiaire. Ce procédé nécessite la comparaison des débits non pas seulement à l'échelle d'une année calendaire ou hydrologique, mais des deux ou trois années qui la précèdent pour avoir une idée globale du niveau de l'écoulement de base. Cette période de stabilisation est de durée variable selon les bassins, plus importante pour l'Authie et l'Aa, entre 40 et 60 jours, plus faible, pour la Hem et la Liane, généralement inférieure à 50 jours. Ces chiffres sont d'ordre général et peuvent varier selon les années et les bassins.

L'étude des bas débits a pris une importance considérable ces dernières années ; la connaissance des débits d'étiages des cours d'eau en vue d'une application de plus en plus grande a beaucoup progressé. L'apparition des débits d'étiages est précédée par une période de tarissement dans la rivière ; l'étude de ces courbes de tarissement est un moyen efficace de prévision des bas débits. Des travaux antérieurs dans le domaine ont abordé le phénomène des bas débits sous plusieurs facettes : Roche et Bernier (1964), Tiercelin (1970), Mangin (1970), Larras (1972), Dacharry (1974), Dubreuil (1974), Rémédiéras (1976) et plus récemment Jauffret (1985), Mucha (1990), Korkmaz (1990), Collado et al. (1990) et

Harlin (1991). La synthèse des résultats de ces auteurs a permis d'avoir une idée plus approfondie sur le phénomène du point de vue théorique, mais l'étude technique a révélé une spécificité interne de chaque cas étudié. En définitive, la méthode de séparation des courbes de tarissement est fondée à sa base sur les principes fondamentaux qui régissent le phénomène ; elle est de nature à respecter les caractéristiques propres au tarissement dans une région comme le Nord de la France.

La démarche suivie au cours de ce travail pour repérer et délimiter les courbes de tarissement consiste en quatre étapes pour chaque cas de tarissement :

1. Le traçage des hydrogrammes annuels de chaque rivière (91 hydrogrammes) sur des diagrammes à double échelle logarithmique. Du point de vue physique, le logarithme du temps n'a pas de signification, cette représentation arbitraire, utilisée également par Larras (1972), permet de repérer facilement le passage de la décrue à la phase de tarissement ; ce repérage étant parfois difficilement visualisable sur des diagrammes à échelle semi-logarithmique, l'utilisation d'une représentation à double échelle logarithmique permet de mieux déceler les cassures au niveau des hydrogrammes signalant le passage d'une part, de la décrue à la phase de stabilisation décrite précédemment, puis à la phase de tarissement. Pour les bassins de la Hem et de la Liane, l'utilisation d'un diagramme semi-logarithmique suffit pour repérer les périodes de tarissement en raison de la forte variation du régime de ces rivières et l'importance des écarts du niveau de l'écoulement entre les deux saisons.

2. Fixer la fin de tarissement en se positionnant sur le  $DC_E$  annuel qui devient le débit final du tarissement noté  $Q_t$ .

3. Le débit initial  $Q_0$ , est situé au passage de la fin de la période de stabilisation à celle de tarissement, ce

paramètre est facilement repérable dans les bassins de la Hem et de la Liane où la phase de décroissance est bien individualisée (fig.70 et 71), plus difficilement repérable dans les bassins de l'Aa (fig.69) et de l'Authie (fig.72) où une variation plus faible du niveau général de l'écoulement s'observe par rapport à celle de la Hem et de la Liane.

4. Les périodes de tarissement non influencé observées dans chaque bassin (chap.6,II), serviront de repère à la base de chaque tarissement en dehors des multiples irrégularités de la courbe de décroissance des débits (volumes complémentaires). A la suite de chaque crue, une décrue rapide intervient ; si une manifestation pluviométrique n'intervient pas rapidement, le tarissement des rivières se continue pour atteindre le  $DC_E$ . La courbe de tarissement qui exprime un transfert nappe-rivière en régime non influencé se situe au-dessus de la courbe dont on a fixé les limites inférieures ( $Q_t$ ) et supérieures ( $Q_0$ ) et, par conséquent, une part de l'écoulement rapide (ruissellement) est toujours présente dans l'écoulement total des rivières même en période de tarissement. Les tronçons de tarissement non influencé observés chaque année associés aux débits minima (minima relatifs) constitueront des éléments repères de la vraie courbe de tarissement ; en éliminant les crues, cette courbe doit passer par ces repères qui représentent une tendance de décroissance permanente vers un retour à un état général de tarissement non influencé sur toute la période.

#### **V-DUREE DES TARISSEMENTS**

L'application de cette démarche a permis d'isoler des courbes de tarissement non ajustées ; correspondant à des phases de décroissance des débits plus ou moins profondes dont la durée dépasse 90 jours dans 87 % des cas.

Le tarissement des cours d'eau est fortement conditionné par la variation du régime d'écoulement de chaque rivière. La situation pluviométrique annuelle peut, soit faire

avancer cet état de tarissement en cas de déficit pluviométrique pendant la saison froide qui le précède, soit le retarder en cas d'excédent. Les figures 73 à 76 représentent la durée des tarissements, un découpage mensuel est choisi pour simplifier le repérage, la durée réelle peut chevaucher un des deux mois du début ou de la fin de quelques jours.

Les périodes de tarissement observées dans le bassin de l'Aa se situent dans leur majorité entre début juin et fin septembre (fig.73) ; pendant cette même période se concentrent également les tarissements de l'Authie (fig.76). Par contre, les tarissements de la Hem (fig.74) et de la Liane (fig.75) apparaissent plus tôt (fin avril) et se terminent vers fin juillet. La stabilité et la rythmicité de tarissement des bassins de l'Aa et de l'Authie sont dues au rôle régulateur de l'aquifère vis-à-vis de l'écoulement de surface ; l'absence de cette rythmicité dans le bassin de la Liane s'explique elle par un faible contrôle souterrain et un épuisement rapide du stock hydrogéologique ainsi que par l'importance du ruissellement qui chute à la fin de la saison froide.

La durée des tarissements est variable ; en général elle est importante dans le bassin de l'Authie où on a pu observer des périodes de 240 jours (du 10/04/1982 au 05/12/1982), les plus longs tarissements sont ceux de 1964, 1965, 1966, 1970, 1975, 1982, 1988 et 1989 (tab:49). En moyenne, les tarissements de l'Authie durent 160 jours. L'Aa, présente une durée moyenne de 140 jours avec un record de 224 jours entre le 16/02/1982 et le 27/09/1982. Les durées moyennes des tarissements de la Hem et de la Liane sont respectivement de 153 et 118 jours avec des records observés en 1976, 1982 et 1988. Les tarissements les plus longs sont observés pendant les mêmes années indépendamment des bassins, ce caractère régional du phénomène met l'accent sur le facteur moteur de la pluviométrie et les limites de capacité des aquifères dans la régularisation de l'écoulement.



Le tarissement exprime la vidange des nappes d'eau qui restituent leurs stocks ; l'allure générale des courbes de tarissement est fonction du rythme de cette vidange. Les courbes observées dans chaque bassin sont peu variables d'une année à l'autre (fig.77, 78, 79 et 80) ; la capacité régulatrice de chaque aquifère impose un rythme de décroissance des débits de surface et l'apport pluviométrique est faiblement ressenti au sein de l'écoulement total, son importance est indiquée par la taille des pics, plus grande dans les bassins de la Hem (fig.78) et de la Liane (fig.79) ; elle est par contre faible dans les bassins de l'Aa (fig.77) et de l'Authie (fig.80).



**SEPTIEME CHAPITRE**  
**AJUSTEMENT DE LA FONCTION**  
**DE TARISSEMENT**



## I-TARISSEMENT ET FLUX SOUTERRAIN

Le tarissement observé dans la rivière reflète la vidange des nappes souterraines. La restitution des nappes se fait en faveur d'une alimentation en surface des cours d'eau qui voient leur débit diminuer progressivement en raison, tout d'abord, d'un déficit pluviométrique qui s'accuse avec la durée de la saison chaude, et d'un prélèvement de plus en plus important grâce à l'augmentation de la demande en évapotranspiration. Une situation de forte demande en eau, face à des ressources de plus en plus faibles, génère un écoulement des rivières soutenu par la nappe souterraine.

Quantitativement, les lames d'eau mesurées aux stations de jaugeages sont l'expression de la diminution de l'état des réserves souterraines et le tarissement de la rivière s'apparente à un état similaire au niveau de la nappe. L'allure de la courbe de tarissement se prête à une modélisation selon les lois classiques (voir chap.5).

L'utilisation de l'un de ces deux types de lois permet de calculer la quantité d'eau transitée par la nappe ( $Q_w$  = écoulement de base) ; comparée à la lame d'eau totale mesurée aux stations de jaugeage ( $Q$ ), elle permettra une estimation de la part de l'écoulement rapide ( $Q_r$ ) selon l'équation (15) :

$$Q = Q_r + Q_w \quad (15)$$

On estime donc qu'en période de tarissement, l'écoulement des cours d'eau est la résultante de deux composantes (15) : un écoulement souterrain (de base) assuré en totalité par la nappe et un écoulement rapide d'origine pluviométrique (ruissellement).

Le ruissellement rapide perturbe le rythme de tarissement et les courbes des figures 77 à 80 retraçent ce phénomène tel qu'il est observé à travers les débits moyens journaliers. Le

tarissement de la rivière correspondrait à la limite inférieure de ces courbes qui seraient matérialisées par une suite de débits décroissants si l'effet des pluies perturbatrices était réduit à zéro (régime non influencé). L'aire par rapport aux deux axes (des  $x$  et des  $y$ ) délimités par cette courbe correspond à la quantité d'eau qu'un aquifère peut mobiliser (volume dynamique) pendant un intervalle de temps (durée de tarissement). Le calcul de ce volume (voir chap. 5, III, 3) nécessite la connaissance au préalable de la fonction de tarissement qui doit être choisie parmi les lois théoriques exposées au chapitre précédent.

Les figures 77 à 80 montrent la décroissance des débits des cours d'eau entre l'instant  $t_0$  au début et  $t_f$  en fin de tarissement. Les pulsations des débits observés à des points  $t_i$  quelconques entre  $t_0$  et  $t_f$  sont dues à des orages qui éclatent en saison chaude provoquant des crues parfois spectaculaires (exemple de la Liane en 1988 et de la Hem en 1970) suivies par des décrues plus ou moins rapides selon l'intensité de la pluie qui les a provoquées.

L'écriture de la fonction de décroissance des débits entre  $t_0$  et  $t_f$  fait abstraction des impuretés de la courbe (crues), leur application suppose que le phénomène étudié se fait selon une loi unique sur toute la période considérée, elle donne une approche théorique de la décroissance en régime non influencé, en éliminant les anomalies de cette courbe.

Si la connaissance de la fonction exacte de tarissement permet de calculer le volume d'eau mobilisé par l'aquifère du bassin dans sa totalité, elle ne permet pas de faire le partage de ce volume entre les différentes unités de cet aquifère. Un tel rapprochement (séparation des volumes mobilisés par chaque unité) peut être tenté à partir de changement de pente des courbes de tarissement. En effet, ce changement de pente de la courbe de tarissement d'un cours d'eau en régime non influencé (ce qui n'est pas totalement notre cas et c'est le problème auquel nous essayons de répondre dans ce travail) correspondrait à la vidange

Fig:77 - L'Aa à Wizernes  
quelques tarissements observés

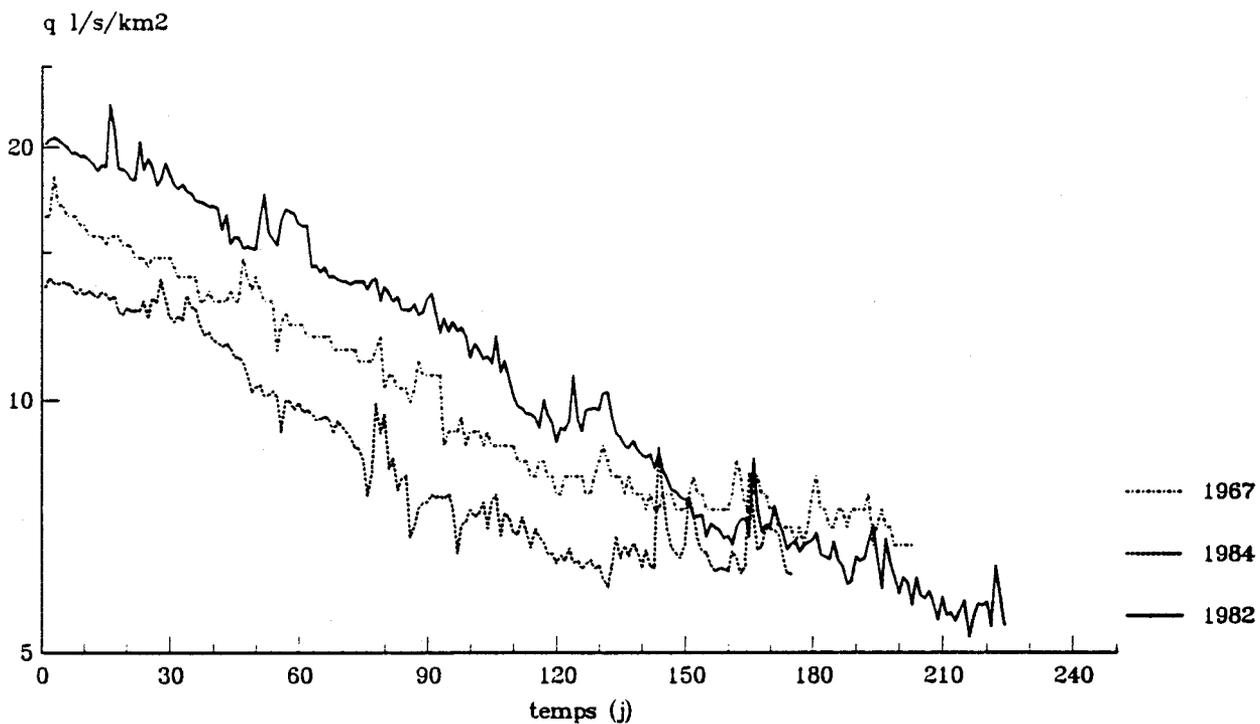


Fig:78 - La Hem à Guèmy  
quelques tarissements observés

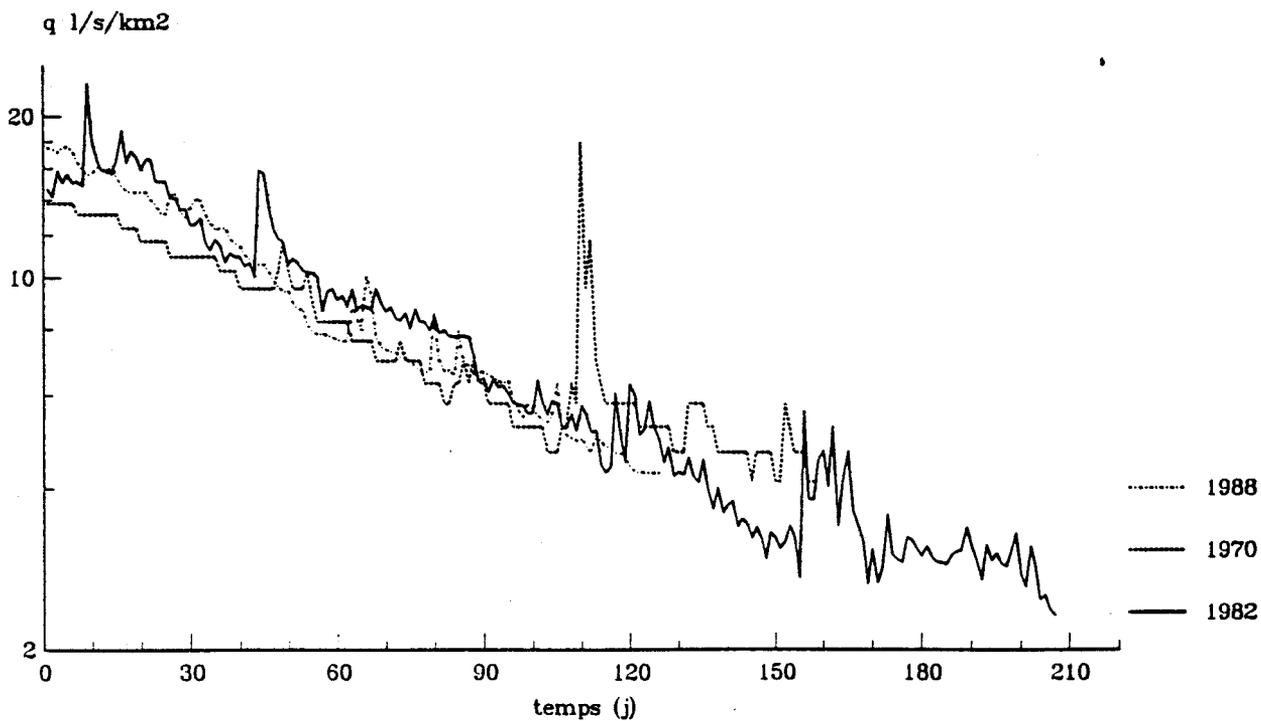


Fig:79 - La Liane à Wirwignes  
quelques tarissements observés

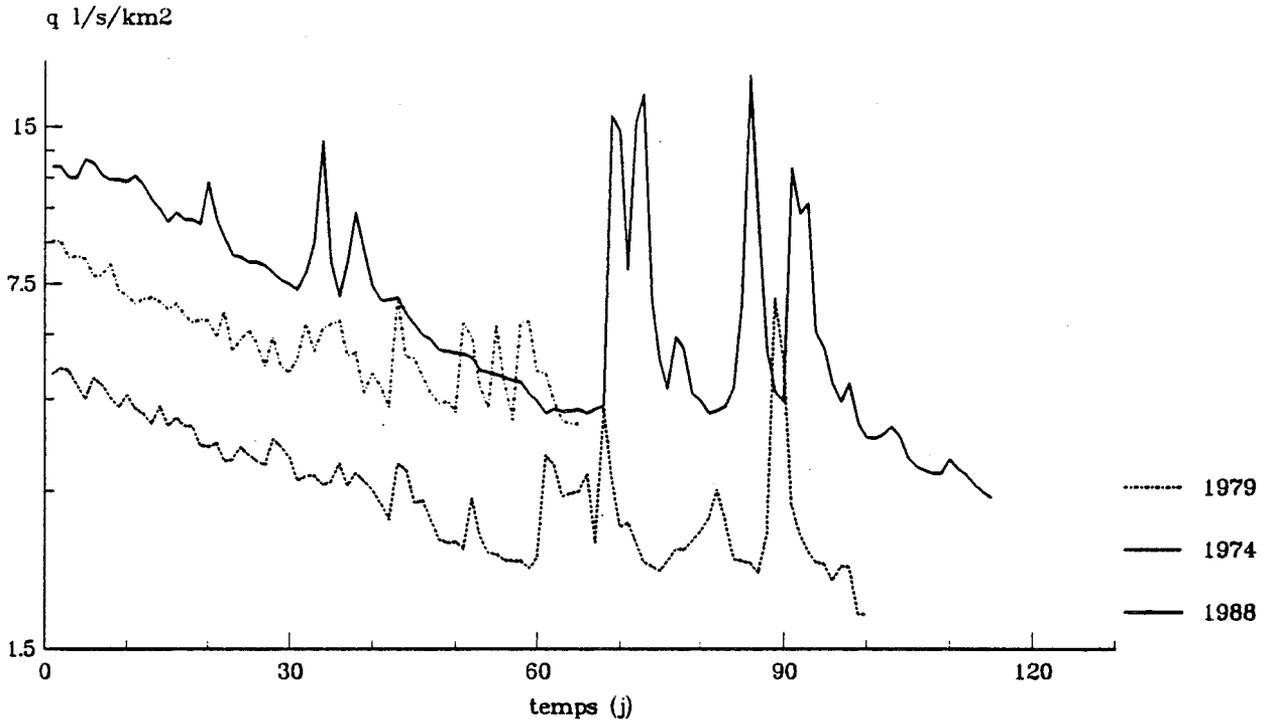
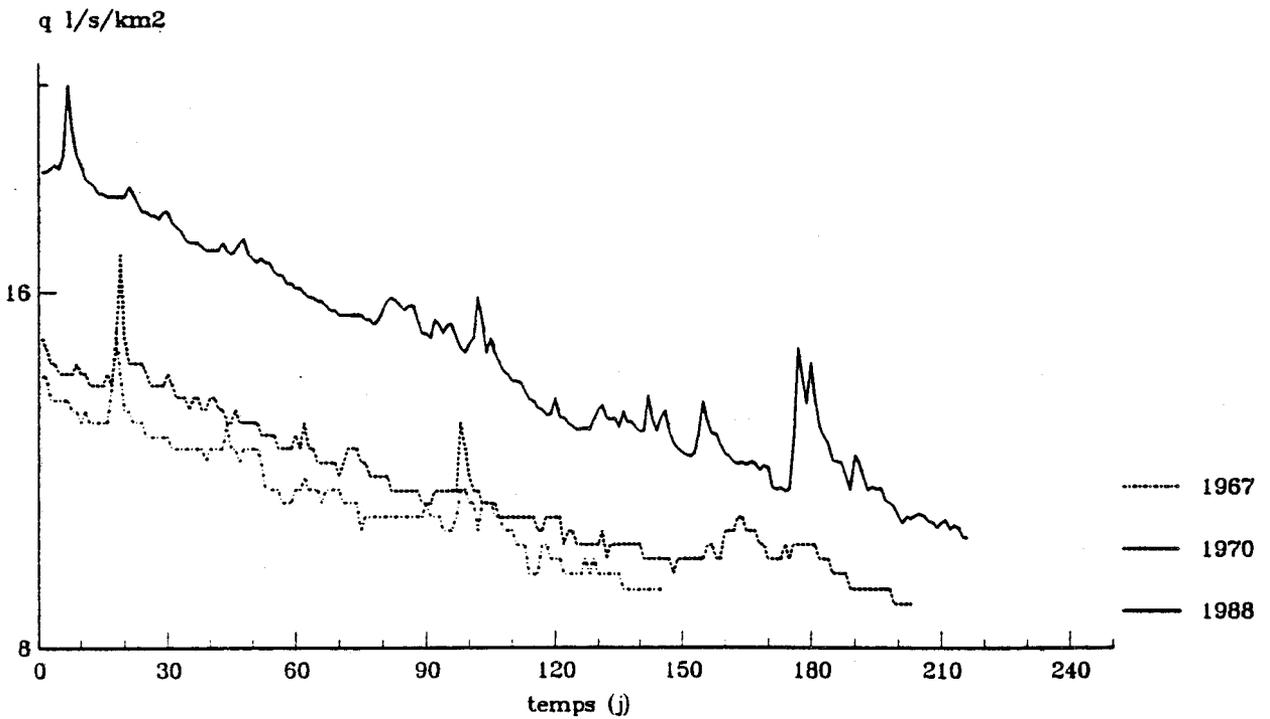


Fig:80 - L'Authie à Dompierre  
quelques Tarissements observés



successive de plusieurs réservoirs (Larras, 1972) ; chaque changement de pente donne lieu à une fonction de vidange d'une unité hydrogéologique donnée ; on peut également supposer une superposition des écoulements en chenaux et en fissures qui correspondraient eux aussi à ce changement de pente. La Liane offre un cas idéal pour un tel rapprochement, mais un seul cas (en 1976) montre bien ce changement multiple et régulier de pente dont l'explication peut être faite par l'une des hypothèses précédentes. En définitive, on considère que le réservoir crayeux dans sa globalité est à l'origine de l'écoulement total  $Q_w$  de base (qui est la résultante de plusieurs écoulements élémentaires =  $Q_{wi}$ ) comme le montrent l'étude géologique et la situation des sources dans les bassins dans leur très grande majorité à partir des réservoirs de la craie (Annexe I).

Dans le cas de plusieurs réservoirs, les volumes d'eau écoulable stockée dans un système aquifère peuvent s'écrire (Mania et al., 1982) :

$$\sum_{j=1}^n V_j = \sum_{j=1}^n \int_0^{\infty} Q_j(t) \cdot dt = \sum_{j=1}^n \int_0^{\infty} Q_{0,j} \cdot \exp(-t/t_{0,j}) \cdot dt \quad (16)$$

avec  $j$  = numéro d'ordre de l'unité de stockage (aquifères superficiels ou profonds, surfaces de ruissellement)  
 $Q_{0,j}$  = le débit initial au début du cycle hydrologique de jème unité,  
 $t_{0,j}$  = le coefficient du temps de tarissement de jème unité =  $1/\alpha_j$

Le débit à l'instant  $t$  devient :  $Q_j = Q_{0,j} \cdot \exp \alpha_j t$

Si l'exutoire est assimilé à une prise d'eau alimentée par plusieurs réservoirs ; si la loi de vidange de chaque réservoir est une fonction exponentielle, l'équation de vidange de l'ensemble ne saurait être obtenue en effectuant la somme de ces différentes exponentielles.

En effet, si  $Q = Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n$ ,  $Q_0 = Q_{01} + Q_{02} + \dots + Q_{0n}$ , on démontre en hydraulique qu'en aucun cas il n'est possible d'avoir  $\alpha = \alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n$ . Mais si après avoir déterminé le  $\alpha$  correspondant à l'ensemble des réservoirs, les autres paramètres sont traités comme étant la somme de ceux relatifs aux différents réservoirs, l'équation de vidange de l'ensemble reste toujours une loi exponentielle (Mangin, 1970). D'où l'intérêt de présenter un modèle simple en accord avec les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères crayeux, en particulier, sa forte extension pour que la surface piézométrique soit peu déformée au cours de la vidange (condition établie lors de la formulation de la loi de Maillet).

Une première estimation de l'écoulement de base ( $Q_w$ ) est faite par simple application des trois lois (8), (9) et (10). Selon l'équation (15), la lame d'eau mesurée à la station de jaugeage pendant la période de tarissement constitue une limite supérieure à l'écoulement de base, cette dernière doit être égale à l'écoulement total de la rivière ( $Q$ ) dans le cas où l'apport du ruissellement est nul ; par conséquent les courbes représentatives de  $Q_w$  doivent être situées au-dessous de celles représentant l'écoulement total  $Q$ . Dans le cas extrême, il doit y avoir une superposition entre les deux courbes ; hypothétiquement cette superposition ne doit s'observer que dans de rares cas, vu le contexte hydrologique des bassins étudiés, très souvent influencés par les pluies. Les graphiques 81 à 84 montrent une inadaptation de ces lois pour le calcul de l'écoulement de base.

Seuls, dans quelques rares exemples, l'application du modèle de Maillet est conforme à la réalité observée, c'était le cas de la Hem pendant les tarissements de 1976 et 1984 (fig.82) et de la Liane en 1976, 1977, 1982 et 1984 (fig.83). Dans les autres cas l'écoulement de base ( $Q_w$ ) reste supérieur à l'écoulement total ( $Q$ ) avec un  $Q_w$ , selon Maillet, plus proche de  $Q$  que celui calculé selon les lois hyperboliques. Les deux types de lois hyperboliques donnent les mêmes résultats ; seuls les résultats obtenus en appliquant la loi de Roche sont portés sur les graphiques 81 à 84. L'écart entre  $Q$ ,  $Q_w$  selon la loi exponentielle de Maillet et  $Q_w$

Fig:81 - L'Aa à Wizernes  
écoulement de la rivière (Q) mesuré  
et écoulement de base (Qw) calculé

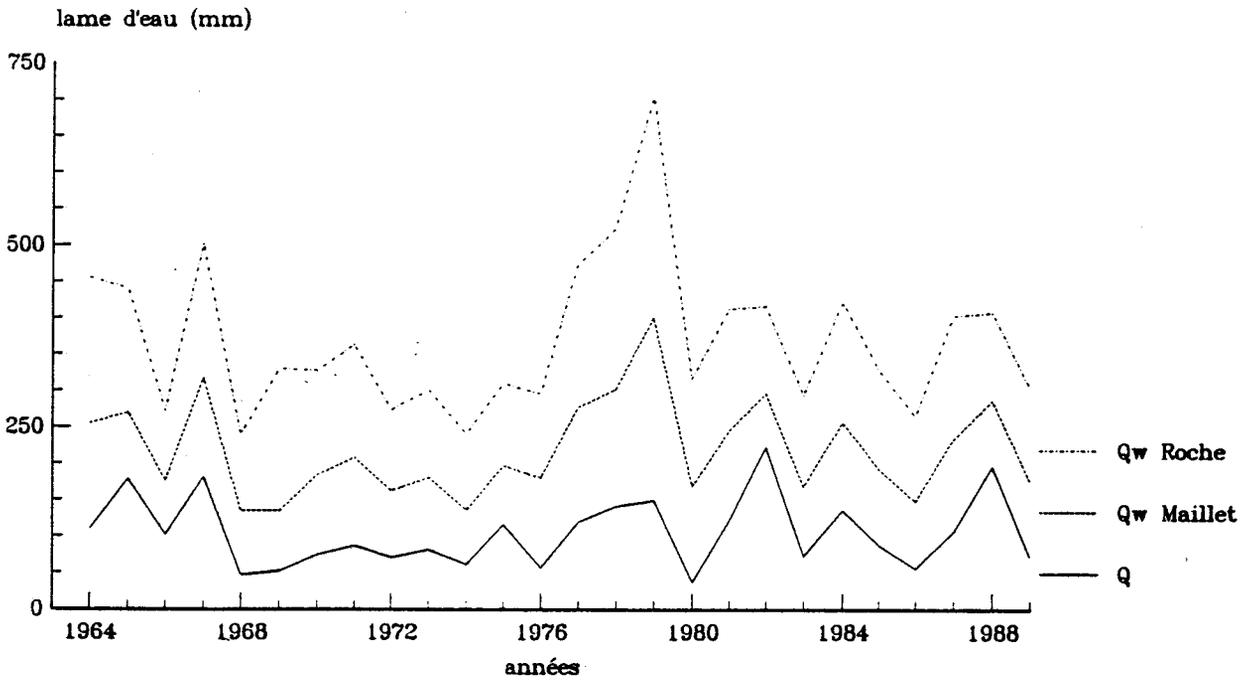


Fig:82 - La Hem à Guémy  
écoulement de la rivière (Q) mesuré  
et écoulement de base (Qw) calculé

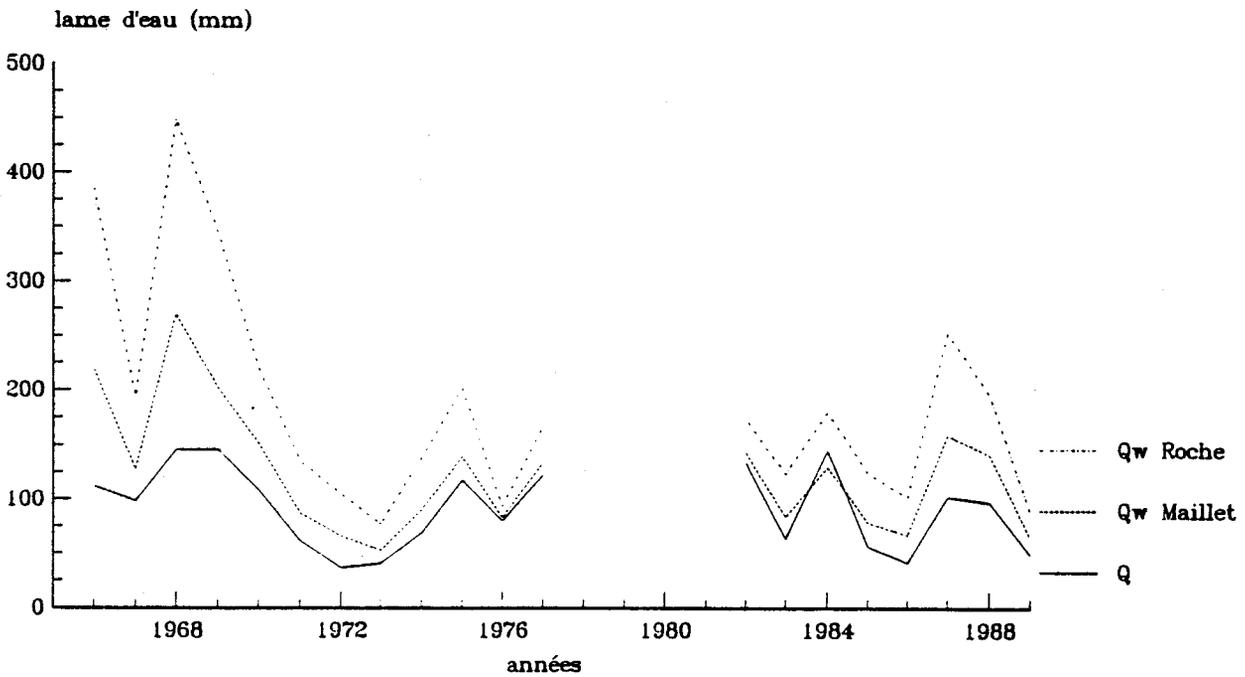
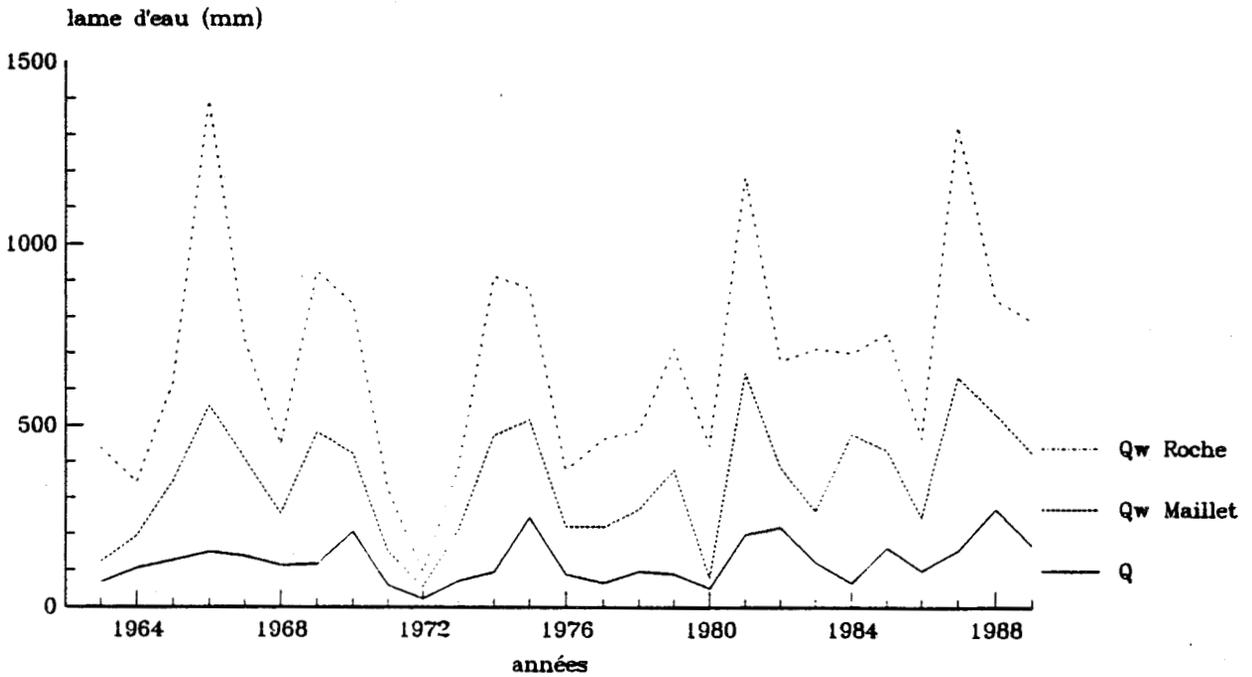


Fig:83 - La Liane à Wirwignes  
écoulement de la rivière (Q) mesuré  
et écoulement de base (Qw) calculé



Fig:84 - L'Authie à Dompierre  
écoulement de la rivière (Q) mesuré  
et écoulement de base (Qw) calculé



selon les lois hyperboliques est constant dans le bassin de l'Aa (fig.81) et de l'Authie (fig.84), il est par contre moins stable dans le cas de la Hem et de la Liane. L'instabilité marque le fort degré d'intervention des paramètres climatiques qui influencent l'écoulement de la Hem et de la Liane, dans l'Aa et l'Authie cet écart est plus stable et synonyme du contrôle souterrain à l'écoulement de ces rivières.

L'écart entre l'écoulement total mesuré et l'écoulement de base calculé se creuse pour des tarissements intervenant après des saisons froides arrosées (1966, 1969, 1980 et 1988) ; il est par contre faible dans le cas de tarissements faisant suite à des saisons froides sèches (1972, 1973, 1976 et 1989). Les paramètres de la fonction de tarissement sont moins influencés en l'absence de pluies et l'ajustement de cette fonction dans ces cas est meilleur.

## II-AJUSTEMENT DES FONCTIONS DE TARISSEMENT

La loi exponentielle donne une meilleure approche de l'écoulement de base. Certes, dans 92% des cas son application donne des valeurs de  $Q_w$  supérieures à  $Q$  total, mais l'écart observé entre les résultats de cette loi et ceux de la loi hyperbolique par rapport à l'écoulement total est plus creusé dans le deuxième cas. Le modèle exponentiel a été utilisé par Mania (1978 et 1982) pour étudier le comportement des différentes unités hydrogéologiques du Nord de la France. Les résultats de son application à des débits de surface méritent d'être confrontés à ceux de l'écoulement souterrain.

Cependant, la recherche des causes d'inadaptation de la loi exponentielle apportera plus de clarté à notre démarche. Selon Maillet le tarissement d'une rivière s'exprime par une fonction exponentielle dont les paramètres sont  $Q_0$ ,  $Q_t$ ,  $\alpha$  et  $t$  ; le coefficient  $\alpha$  est constant pour un tarissement donné, il est indépendant de  $Q_0$ .

Ces principes retenus, on a calculé les valeurs théoriques de la courbe de tarissement : à partir du débit réel  $Q_0$  observé et du coefficient  $\alpha$ , on a calculé les débits successifs  $Q_{0+i}$ ,  $i$  prenant des valeurs allant de 1 à  $n$  ( $n$ =durée du tarissement en jour). Ainsi, on a obtenu les valeurs de la courbe théorique dont la comparaison avec la courbe réelle permet une mise en évidence du degré de correspondance graphique entre le phénomène réel et sa forme théorique. Les courbes théoriques se situent pour la grande majorité au dessus des courbes réelles comme le montrent les figures 85 à 92, la supériorité de  $Q_w$  par rapport à  $Q$  s'explique graphiquement par une position des courbes théoriques au-dessus des courbes réelles.

Le coefficient de tarissement  $\alpha$  calculé à partir de  $Q_t$  et  $Q_0$  observés est faible, il n'exprime pas la réalité des décroissances des débits. Par conséquent, l'expression de  $Q_w$  ( $=Q_0/\alpha$ ) augmente car  $\alpha$  est faible. D'où l'intérêt de la recherche d'un coefficient  $\alpha$  qui s'adapte le mieux possible avec la réalité, autrement dit, d'un ajustement des courbes réelles de tarissement.

### 1. Méthode d'ajustement

Les anomalies relevées au cours du paragraphe précédent proviennent de la valeur de  $\alpha$ , fonction du seul rapport entre le débit initial et le débit final. En effet, si  $Q_0$  observé pendant des périodes où l'influence des pluies sur l'écoulement est plus faible (saison des basses eaux) ; la reprise des pluies en début de saison froide s'accompagne toujours d'une baisse continue des débits des rivières, mais les courbes de tarissement marquent un changement de pente suite à ces pluies (donc  $\alpha$  devient plus faible). Sur les courbes de tarissement on observe deux phases correspondant à deux types d'écoulement : une première phase turbulente (P1) avec une pente forte où le tarissement peut être considéré non influencé, puis une deuxième phase laminaire (P2) avec une pente plus faible (la notion d'écoulement turbulent et laminaire est définie habituellement en fonction de la vitesse d'écoulement, dans notre cas, elle est définie en fonction du

niveau d'eau dans la rivière) où les débits de base qui continuent toujours à baisser sont soutenus par les pluies du début de la saison froide (fig.85 à 92). On déduit donc que les débits caractéristiques d'étiage observés en fin de tarissement sont influencés par les pluies, à la différence de certains cas, où en l'absence de ces pluies, les  $DC_E$  sont les plus faibles observés sur toute la période d'étude, ils expriment d'une manière plus concrète un transit nappe-rivière en régime non influencé, c'est le cas des années 1972, 1973, 1976 et 1989. Le calcul de  $\alpha$  pour toute la période de tarissement ne prend pas en considération ces influences pluviométriques et par conséquent, l'écoulement de base qui est donné par le rapport  $Q_0/\alpha$  sera exagéré.

Plusieurs voies de recherche s'ouvrent à partir des remarques précédentes :

1. Soit attribuer à chaque phase un type de loi : hyperbolique pour P1 et exponentielle pour P2, donc une résolution mixte du problème.

2. Tenter une intégration par partie selon la loi exponentielle pour éviter le décalage graphique que peut donner une loi unique.

3. Dans un deuxième ordre d'idée, une double écriture de la loi exponentielle :

$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} - \beta$ , régime turbulent (écoulement superficiel) : P1,  
 $Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$ , régime laminaire (écoulement profond) : P2, afin de minimiser le décalage graphique entre la courbe réelle et théorique.

La résolution mixte s'applique en réalité à deux phases, la première est la décrue et la seconde est le tarissement proprement dit. Cette méthode n'est pas envisageable dans notre cas, car la méthode de séparation des courbes de tarissement élimine les décrues. Seules, les périodes de tarissements sont

Fig:85 - L'Aa à Wizernes  
Tarisement du 16/05/76 au 31/10/76

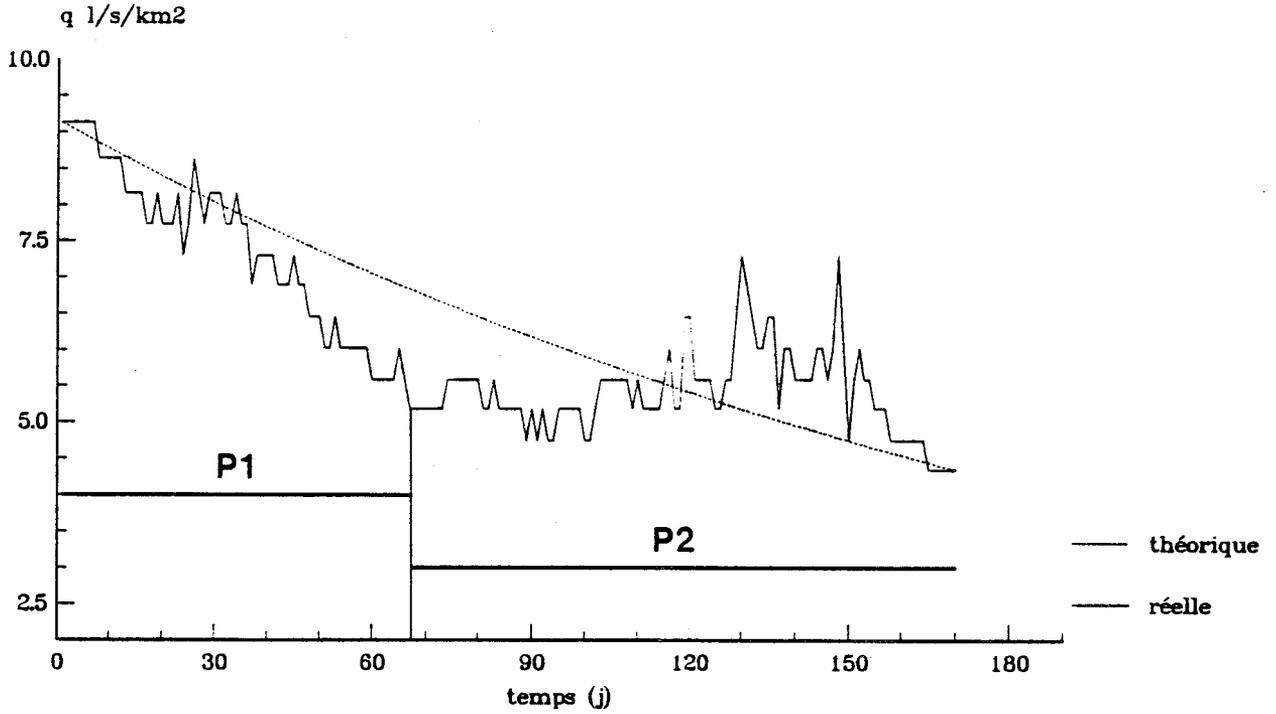


Fig:86 - L'Aa à Wizernes  
Tarisement du 31/07/89 au 10/12/89

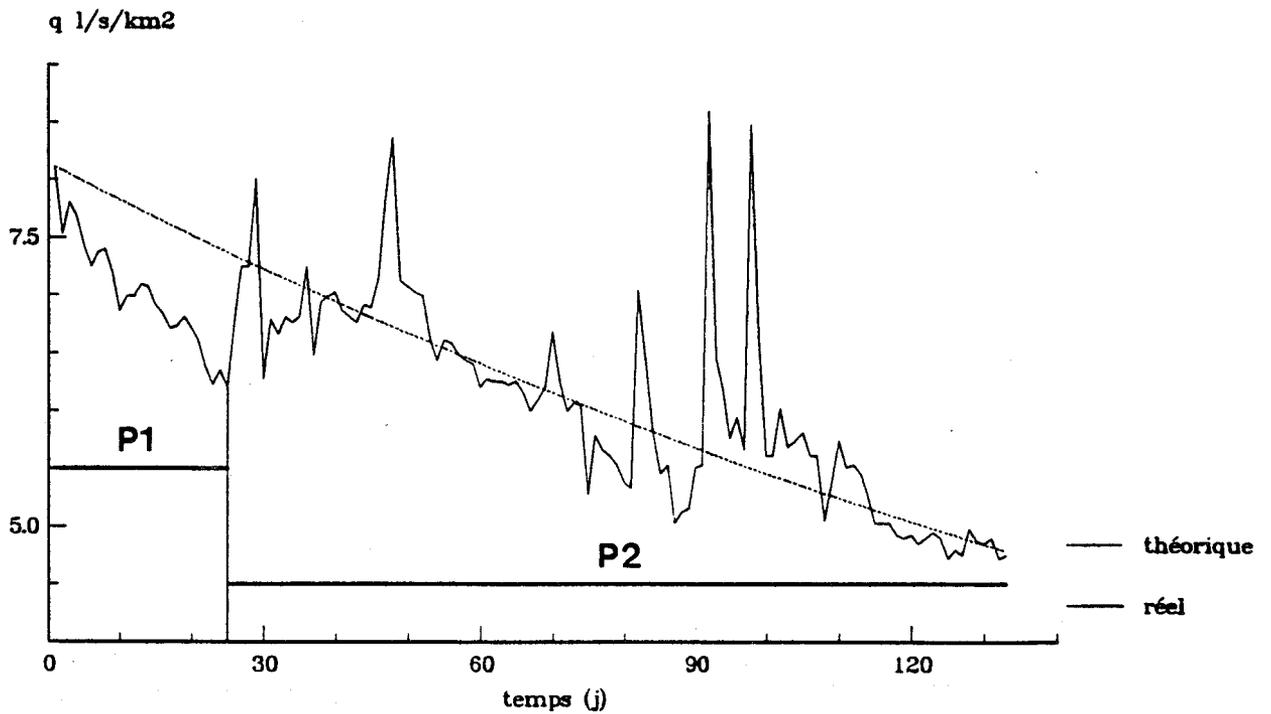


Fig:87 - La Hem à Guèmy  
Tarissement du 18/03/76 au 29/08/76

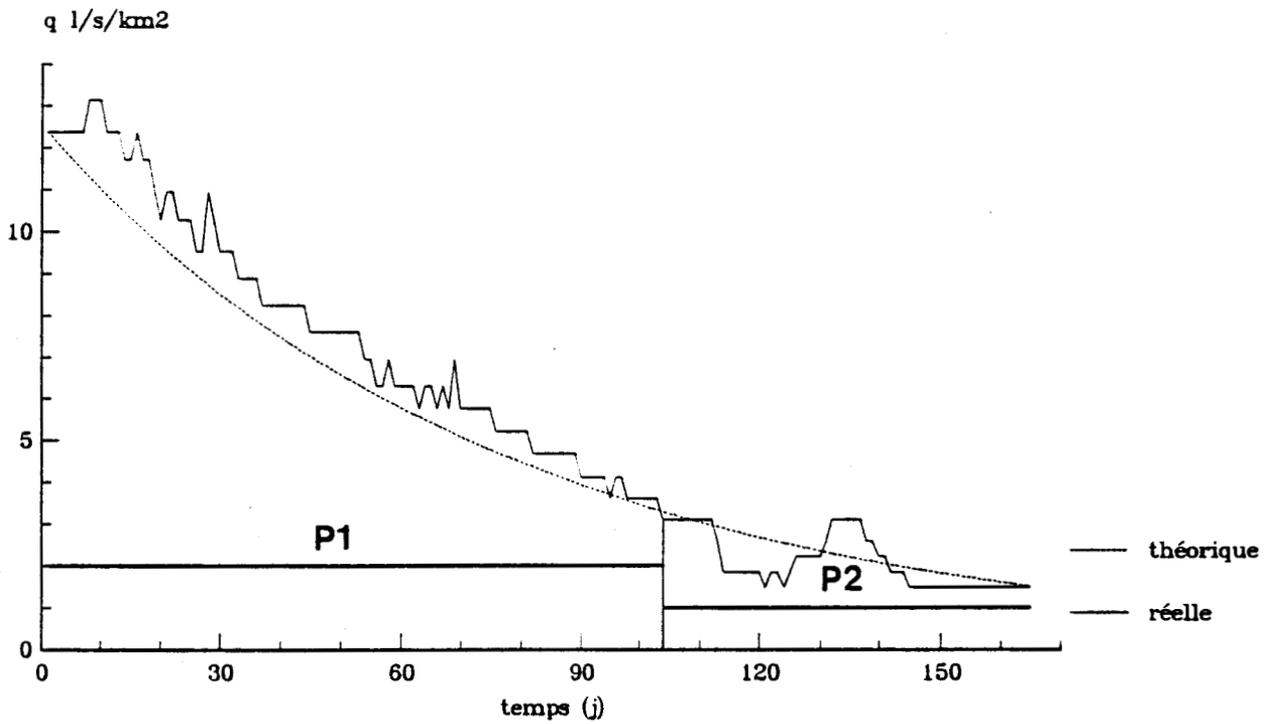


Fig:88 - La Hem à Guèmy  
Tarissement du 08/06/89 au 19/10/89

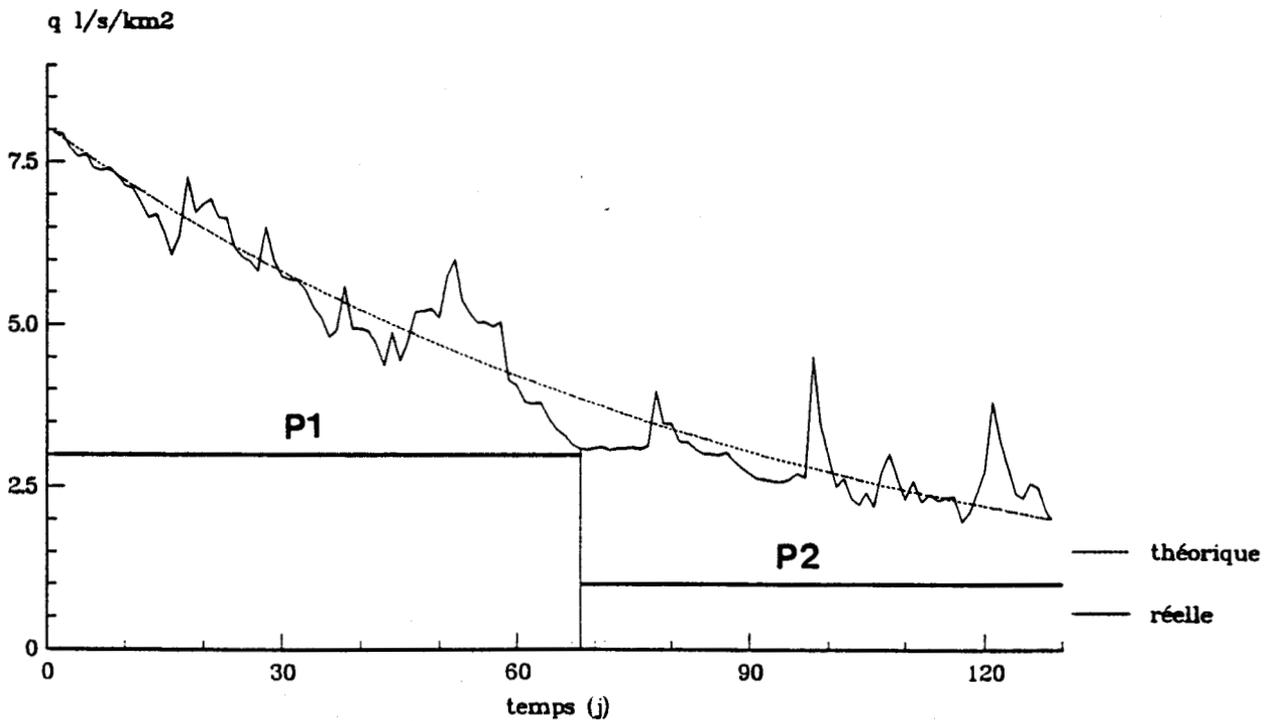


Fig:89 - La Liane à Wirwignes  
Tarissement du 09/03/76 au 27/08/76

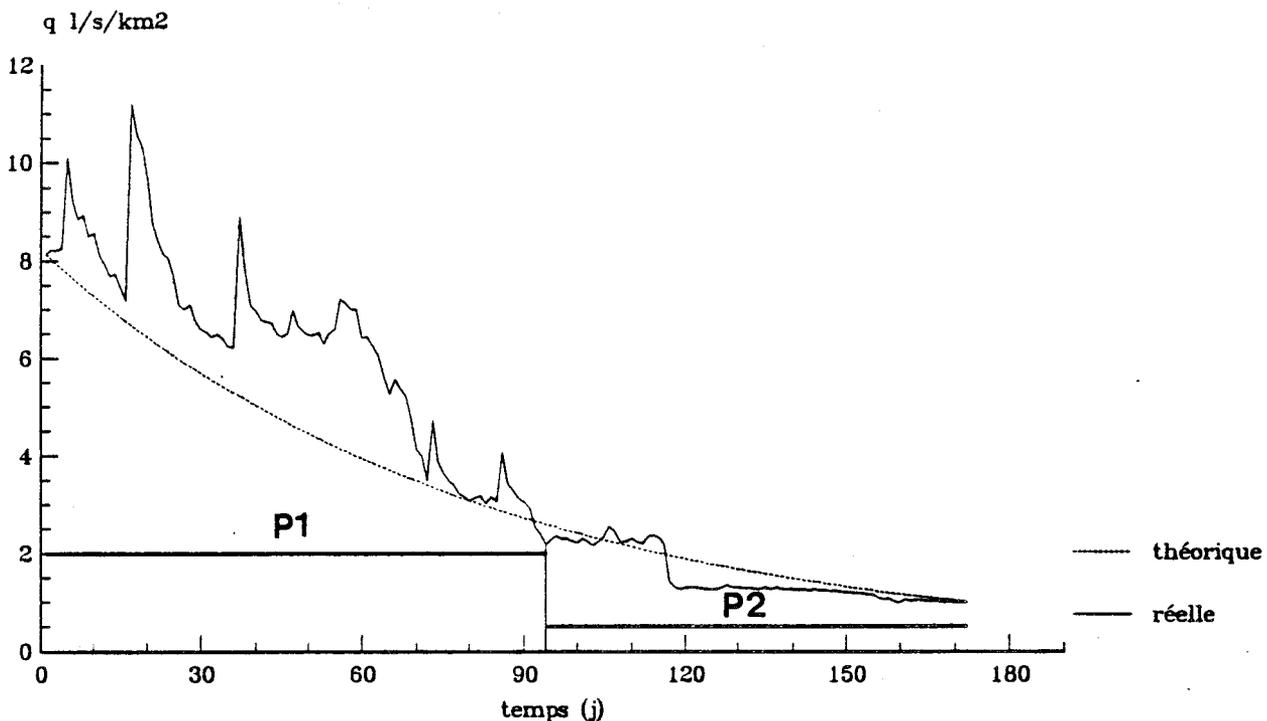


Fig:90 - La Liane à Wirwignes  
Tarissement du 12/05/89 au 05/10/89

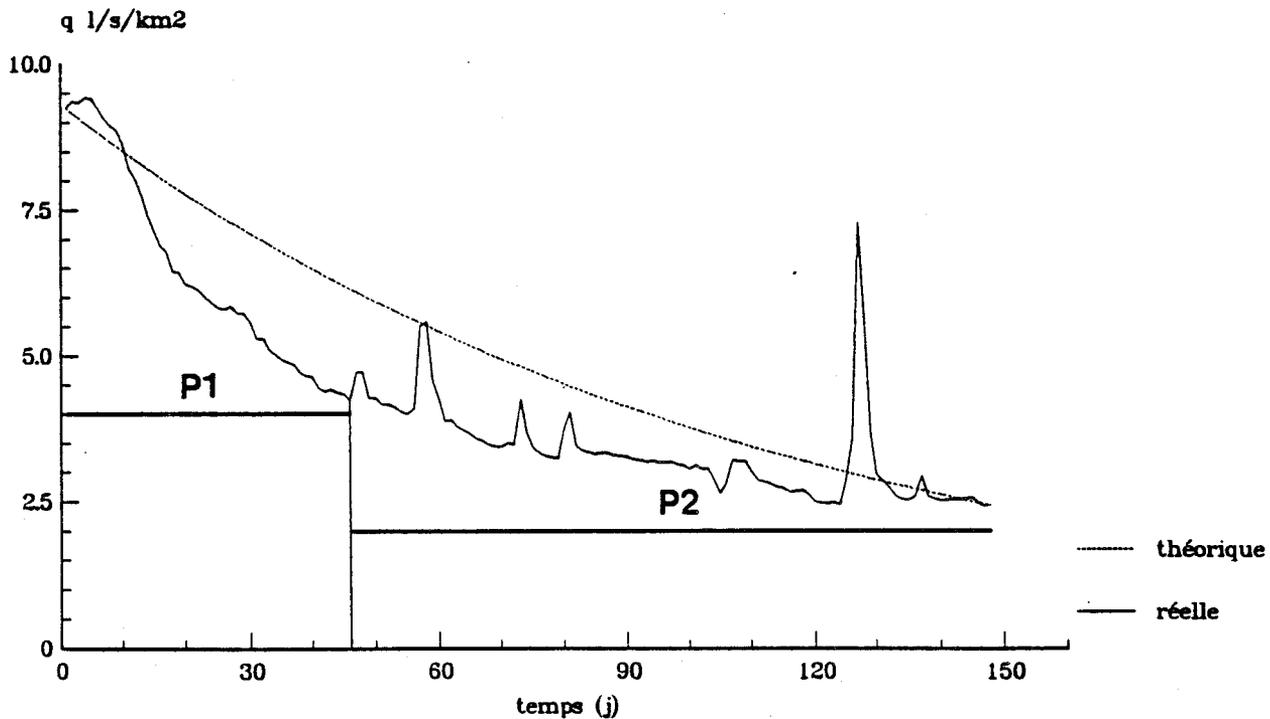


Fig:91 - L'Authie à Dompierre  
Tarissement du 06/05/76 au 12/10/76

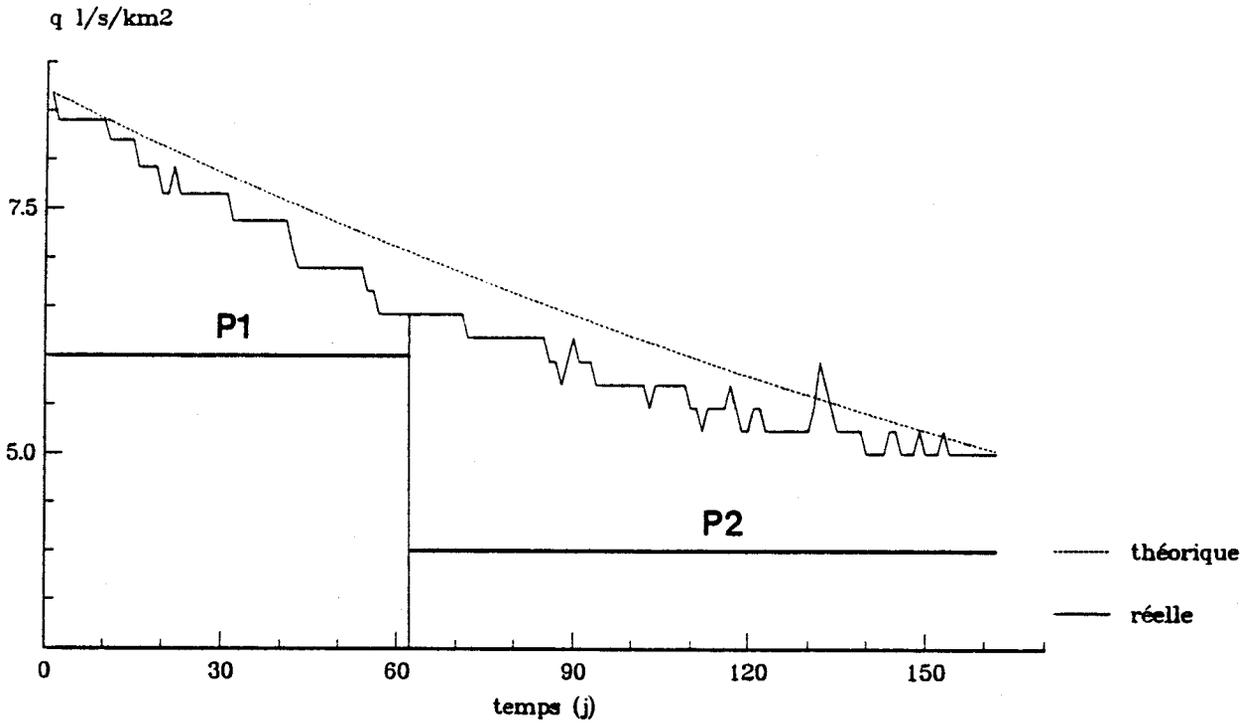
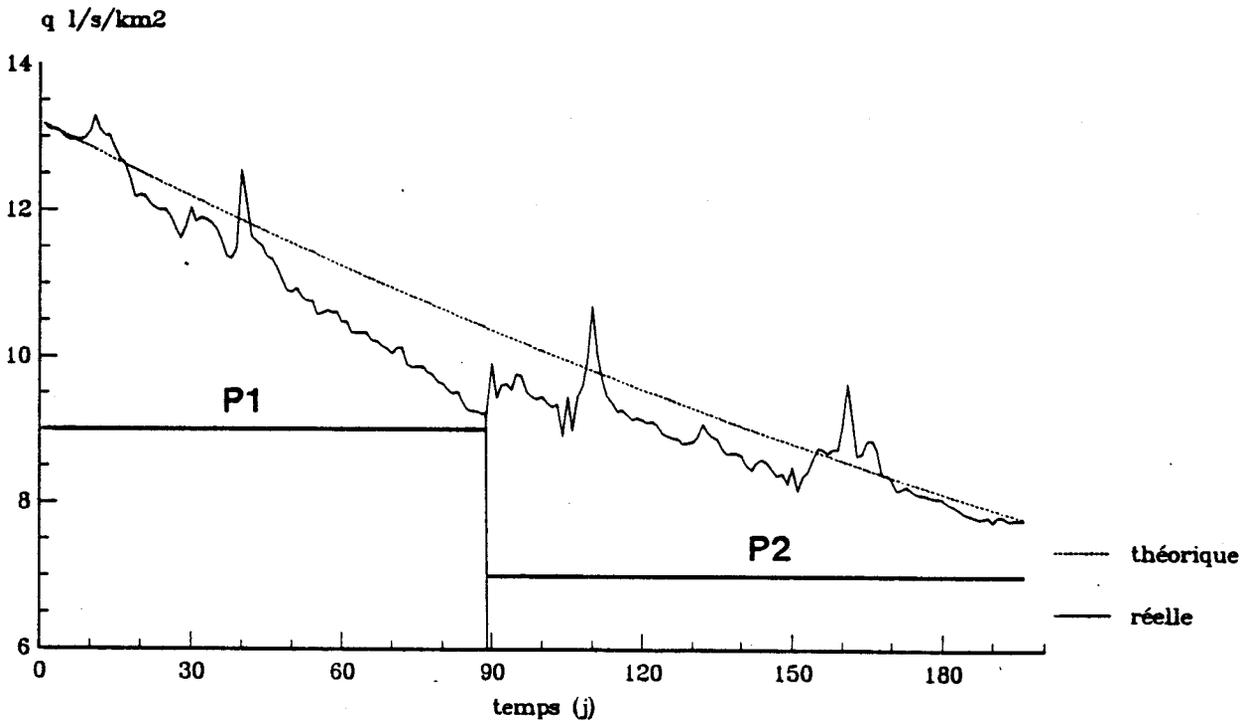


Fig:92 - L'Authie à Dompierre  
Tarissement du 29/05/89 au 10/12/89



gardées et le changement de pente (P1 et P2) correspond à une chute du niveau de l'écoulement dans la rivière accompagnée d'une baisse du niveau d'eau dans la nappe comme on va le voir par la suite (chap. 8).

Une intégration par partie, des fonctions de deux courbes théoriques dont le tracé suit graphiquement l'évolution des débits permet de calculer des volumes dynamiques élémentaires correspondant aux deux fonctions ( $Q_{WP1}$  et  $Q_{WP2}$ ), mais la somme des écoulements  $Q_w = Q_{WP1} + Q_{WP2} > Q$ . Cette démarche donne une concordance graphique parfaite, mais présente l'inconvénient de maximiser l'écoulement de base.

Pour palier les insuffisances d'une application arbitraire de la loi de Maillet, une écriture corrigée de cette loi est proposée au cours de ce travail (17) en introduisant un coefficient de correction  $\theta$ , fonction du degré d'amortissement de l'effet des pluies sur le tarissement des cours d'eau. Sa valeur est, en quelque sorte, une fonction inverse de l'intensité des pluies pendant le tarissement.

Deux cas sont possibles : l'ensemble des aquifères est traité comme un seul réservoir, dans ce cas son extension doit être suffisante pour que la surface piézométrique soit peu déformée au cours de la vidange (condition imposée lors de la formulation de la loi de Maillet) ; l'ensemble est considéré comme la somme de plusieurs réservoirs, dont on déterminera les différentes lois de tarissement. Le second cas suivrait mieux la réalité géologique de nos bassins, mais nous retiendrons le premier cas en raison de la nature des données (débits de surface) et de la nature de leur application qui vise à faire ressortir le parallélisme entre ces débits de surface et l'évolution du stock souterrain.

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha\theta t} \quad (17)$$

Les voies de recherche de l'expression de ce coefficient qui ont été testées soit à partir du rapport de la pluie enregistrée pendant le tarissement sur la lame d'eau annuelle ou celui de la date d'apparition de tarissement ( $1/n^{\text{ème}}$  jours) durant l'année, ont donné des résultats très peu satisfaisants auxquels s'ajoute la difficulté de mise en oeuvre de ces méthodes.

L'ajustement graphique paraît prometteur et l'utilisation des abaques a donné de bons résultats dans des travaux antérieurs (Smidt, 1972 in Jauffret 1985), la méthode des abaques est retenue en raison de la simplicité d'application et des larges possibilités qu'offrent les abaques en tant qu'outil de détermination de l'expression mathématique d'un phénomène donné (Pelat, 1986). Ce procédé graphique permettra une meilleure approche de la loi de tarissement et par conséquent, une bonne estimation de l'écoulement de base et une prédétermination plus fine des risques hydrologiques en cas, en début de saison froide, d'absence des pluies qui jouent un rôle de soutien très important à l'écoulement des rivières en fin de période de tarissement alors que le débit de base continue toujours à baisser et la reprise de la recharge des nappes ne reprend qu'après la fin du tarissement. Le décalage entre la reprise de la recharge des nappes et la fin de tarissement des rivières est variable selon le bassin, l'importance du réservoir souterrain et la période de tarissement (plus elle est avancée, plus cet écart est faible).

## **2. Construction des abaques**

Les abaques sont des graphiques donnant par simple lecture la solution approchée d'un problème numérique. Leur utilisation consiste à en tracer un certain nombre (dont l'écriture mathématique est connue) et de les comparer un à un aux courbes de tarissement observées dont on veut connaître l'expression numérique.

Le coefficient de tarissement  $\alpha$  varie très peu à travers les années. Ce paramètre selon Maillet, fonction des propriétés

hydrodynamiques et géométriques (chap.V, III,I) est considéré comme une constante pour un aquifère donné. Les débits en fin de tarissement ( $Q_t$ ) se situent dans une frange de valeurs très serrée, les débits initiaux sont plus variables à cause de leur dépendance de l'état hydrologique des bassins en début de tarissement (fig.93 à 96). Les valeurs moyennes des paramètres des fonctions de tarissement (tab.45) comparées aux graphiques 93 à 96 montrent cette spécificité du phénomène dans chaque bassin.

bassin	N	$\alpha$	$Q_0$	$Q_t$	durée (j)
Aa	26	$5 \cdot 10^{-3}$	12,30	06,18	140
Hem	21	$8,7 \cdot 10^{-3}$	11,43	03,67	153
Liane	17	$1 \cdot 10^{-2}$	08,38	02,79	118
Authie	27	$3,7 \cdot 10^{-3}$	11,61	07,60	165

Tab.46. Paramètres de la loi d'ajustement des courbes de tarissement

N.B: N = taille de d'échantillon (nombre de tarissements étudiés)  
Les débits ( $Q_0$  et  $Q_t$ ) sont exprimés en l/s/km<sup>2</sup>

En définitive, la construction des abaques sera faite, tout d'abord, après fixation des paramètres de ce que l'on va appeler l'abaque de base. Ces paramètres sont déduits arbitrairement après consultation des résultats du tableau 46 et des figures 93, 94, 95 et 96 (résultats de l'étude des fonctions de tarissement non ajustées). Une fois l'abaque de base tracé selon l'équation (17), avec une valeur de  $\theta$  égale à 1, les autres abaques seront construits selon la même équation, mais en faisant varier  $\theta$  entre 0,6 et 4,1 par pas de 0,1.

Les paramètres de la fonction de base sont :

$$Q_0 = 15,00 \text{ l/s/km}^2$$

$$t = 250 \text{ jours, fixé entre } t_0 \text{ et } t_{250}.$$

$$\alpha = 5,10^{-3}$$

$$\theta = 1$$

Fig:93 - Variation des paramètres de la fonction de tarissement dans le bassin de l'Aa à Wizernes

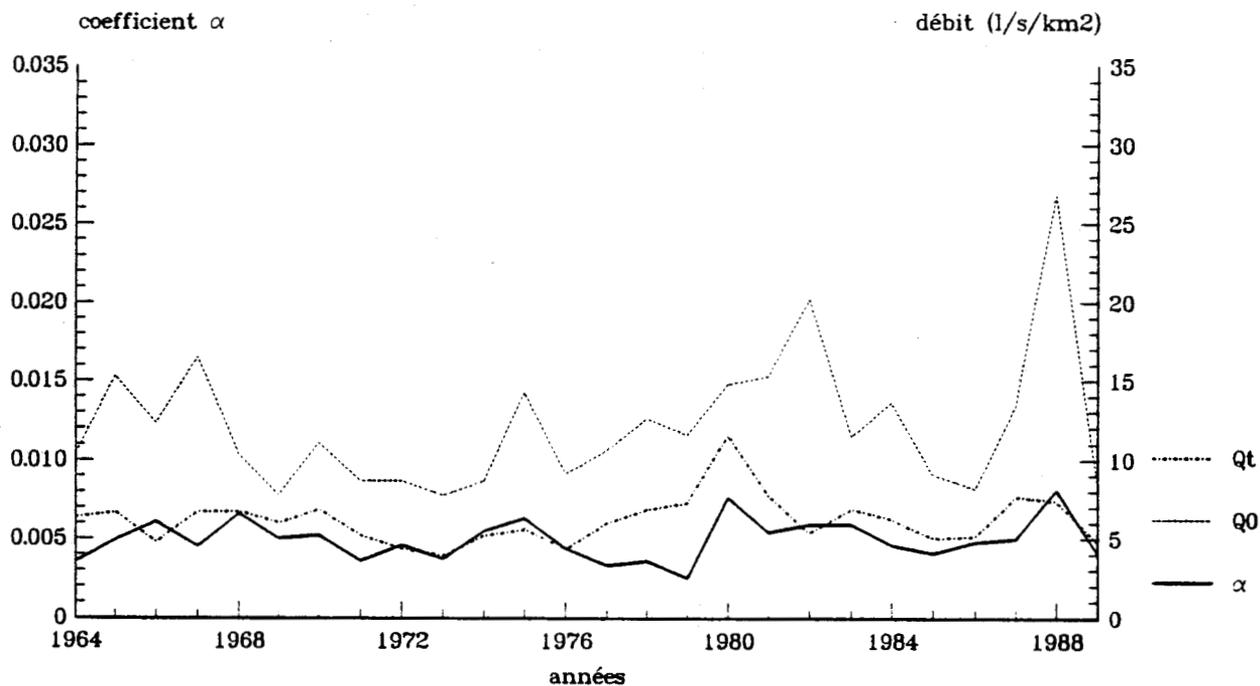


Fig:94 - Variation des paramètres de la fonction de tarissement dans le bassin de la Hem à Guémy

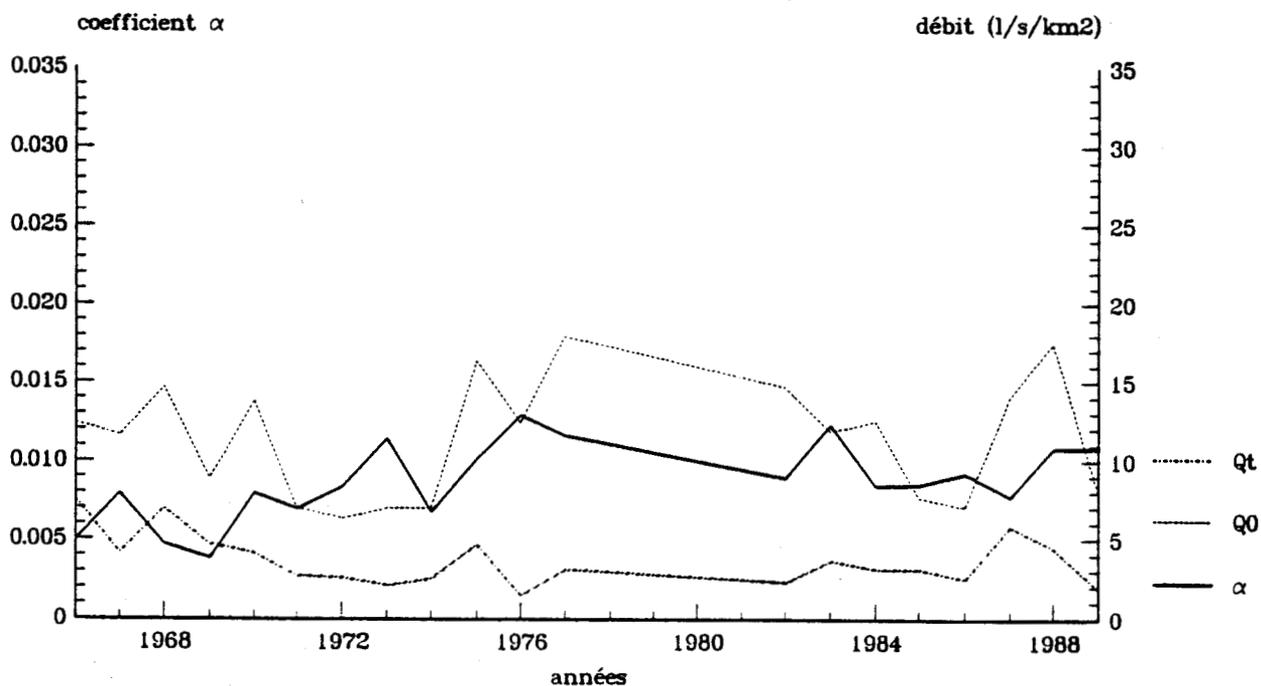


Fig:95 - Variation des paramètres de la fonction de tarissement dans le bassin de la Liane à Wirwignes

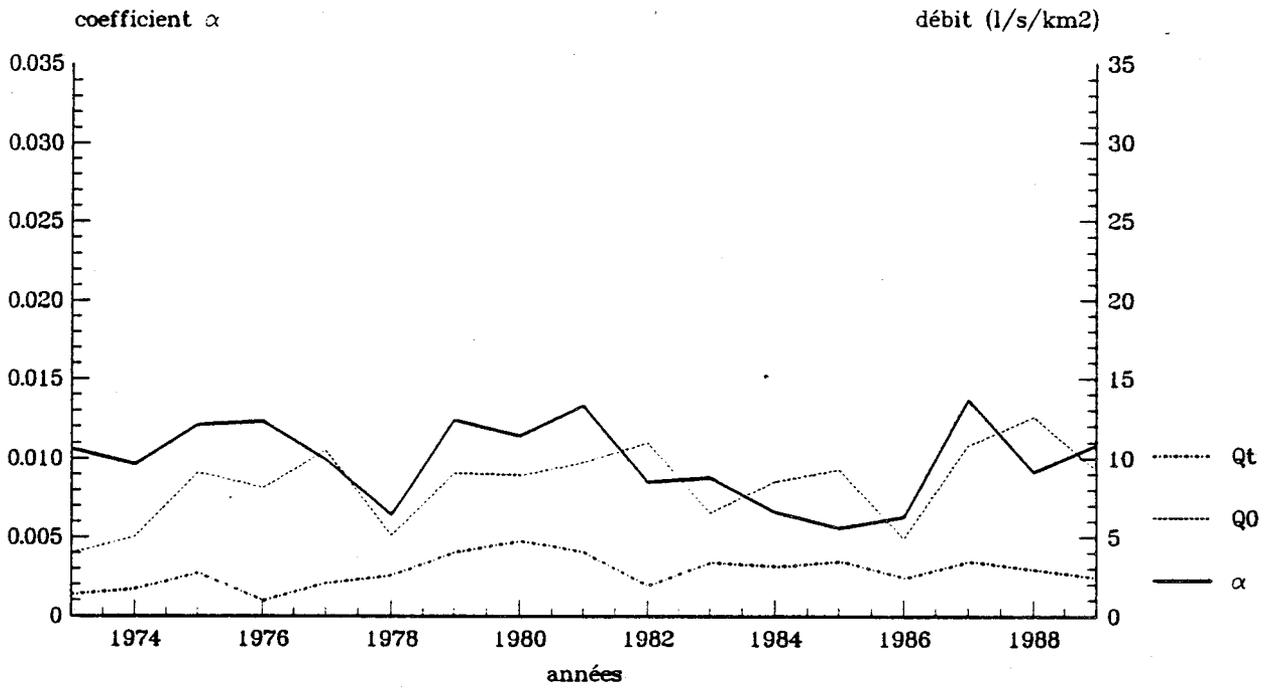
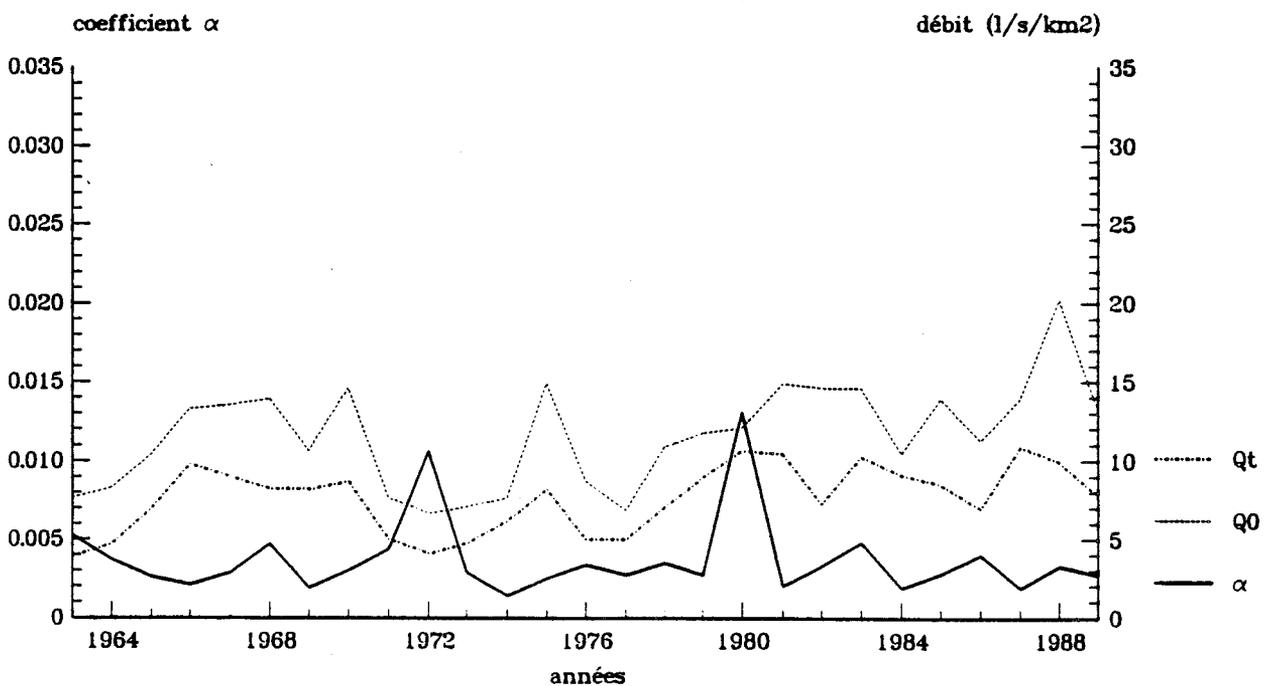


Fig:96 - Variation des paramètres de la fonction de tarissement dans le bassin de l'Authie à Dompierre



On calcule les valeurs de l'abaque de base à pas de temps journaliers (programme TAR3) à partir de  $Q_0$ ,  $\alpha$  et  $\theta$  ci-dessus. Le même procédé a été utilisé pour le calcul des valeurs des autres abaques, seul  $\theta$  a varié à chaque opération. Les résultats de cette démarche ont donné les abaques des figures 97 à 100.

### 3. Ajustement graphique des courbes de tarissement

L'écriture de la fonction corrigée de tarissement (17) se fait par la recherche de la meilleure superposition graphique entre la courbe dont on veut définir le coefficient de correction et l'un des abaques dont la fonction (18) :

$$Q_{ti} = Q_{0i} e^{-\alpha\theta it} \quad (18)$$

fonction de la courbe réelle (non ajustée)

$$f(\text{réelle}) \quad : \quad Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} = f(x)$$

fonction de l'abaque

$$g(\text{théorique}) \quad : \quad Q_{ti} = Q_{0i} e^{-\alpha\theta it} = g(x)$$

Le but de l'ajustement est de ramener la courbe théorique, le plus près possible de la courbe réelle pendant l'intervalle  $t=0$  et l'infini.

$$\text{Si } t = 0 \quad Q_t = Q_0$$

$$\text{Si } t = +\infty \quad Q_t = Q_0$$

Entre ces deux bornes, on doit avoir :

$$f(x) \geq g(x) \implies Q_0 e^{-\alpha t} \geq Q_{0i} e^{-\alpha\theta it}, \quad (Q_0 = Q_{0i})$$

$$\implies e^{-\alpha t} \geq e^{-\alpha\theta it}$$

Fig:97 - Abaques des fonctions exponentielles de tarissement

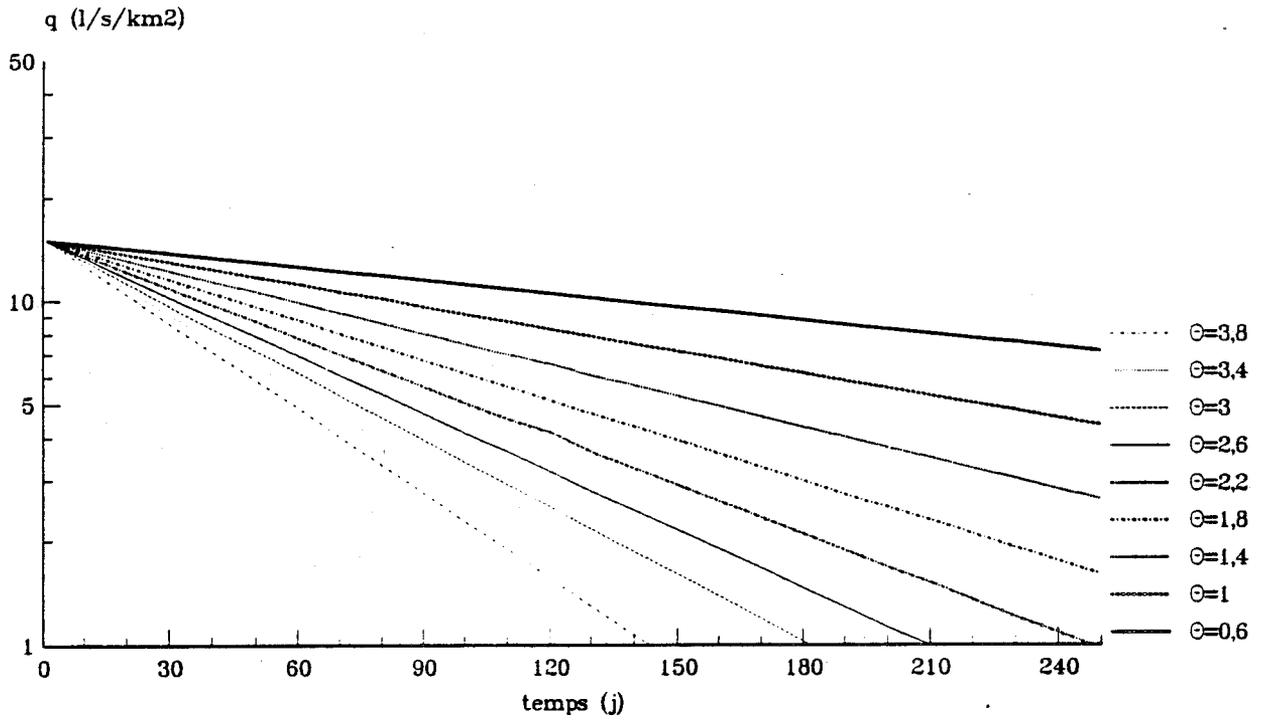


Fig:98 - Abaques des fonctions exponentielles de tarissement

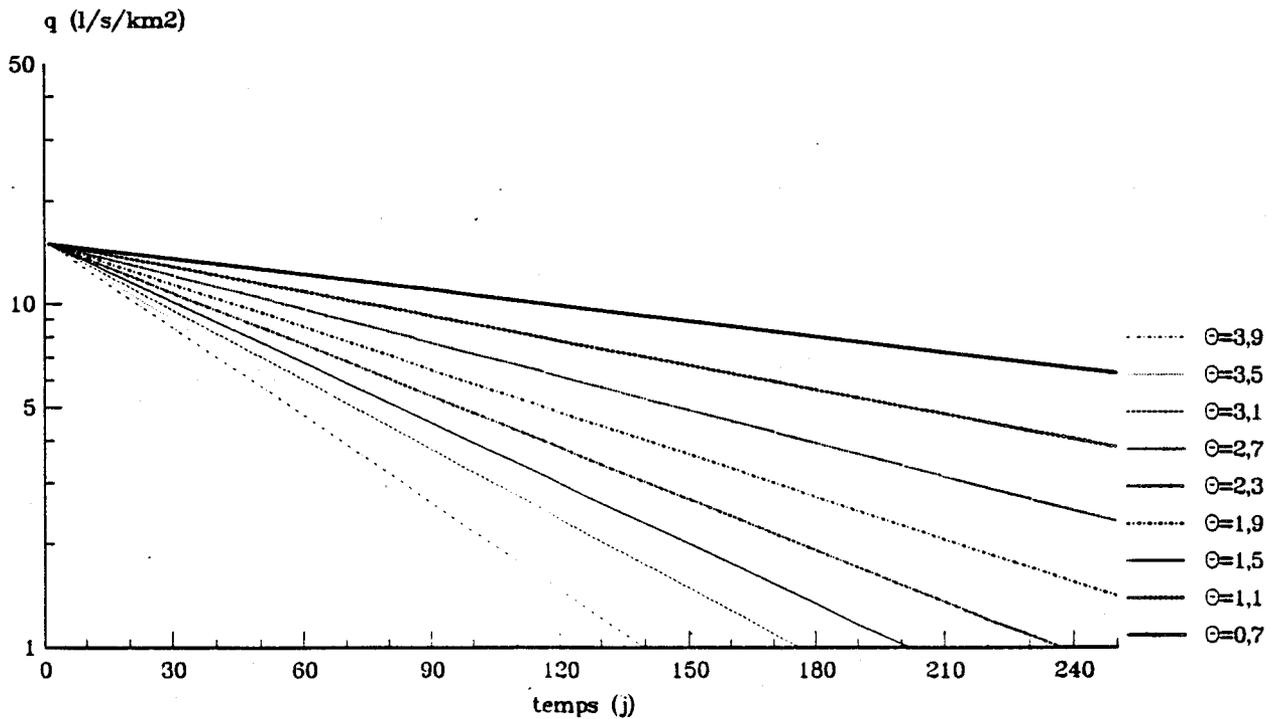


Fig:99 - Abaques des fonctions exponentielles de tarissement .

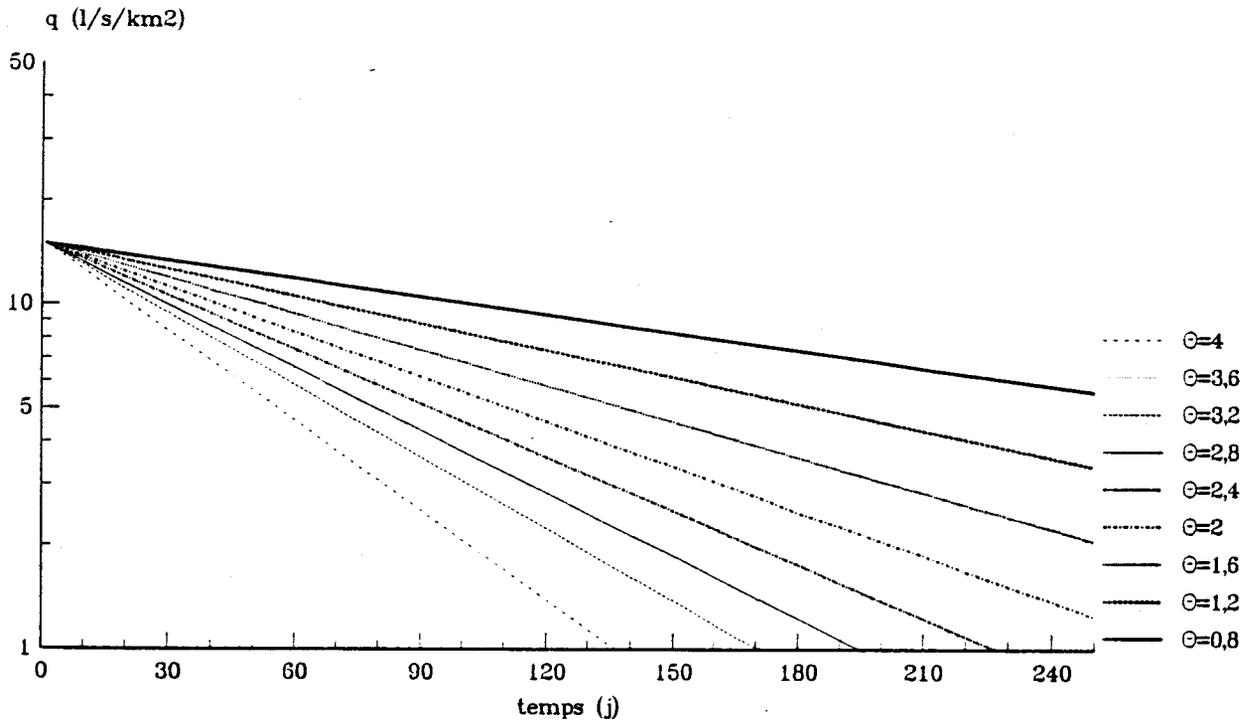
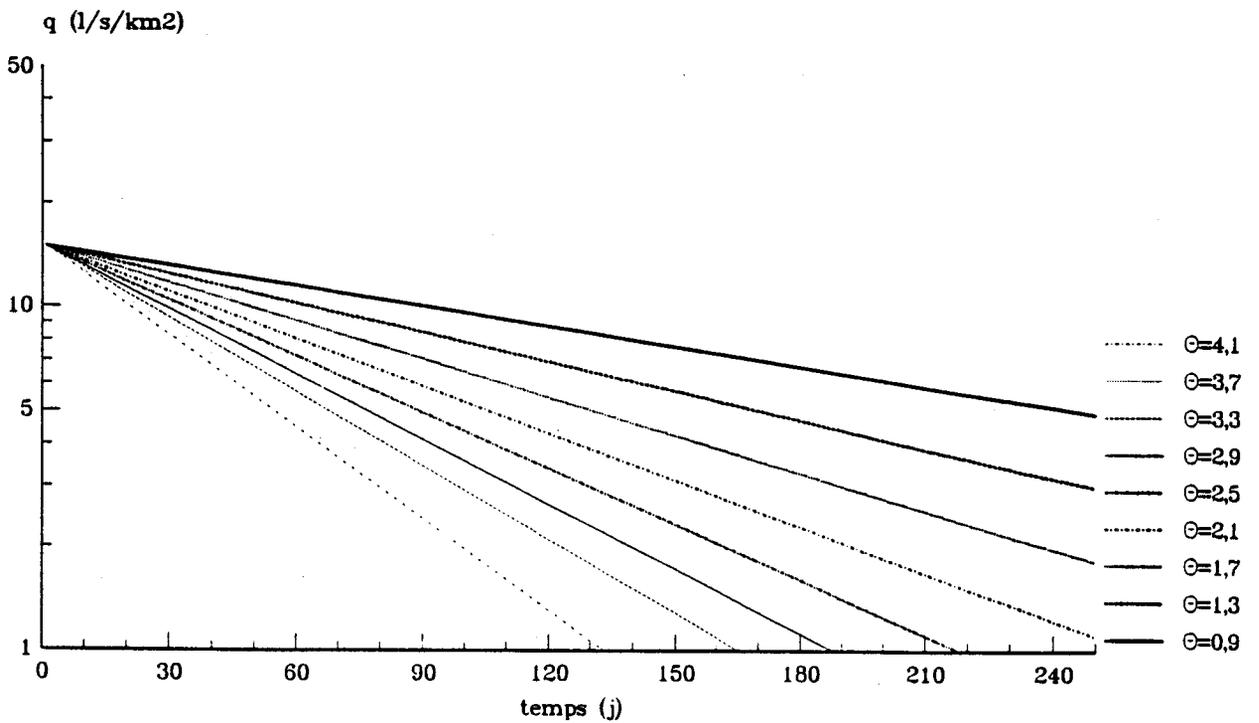


Fig:100 - Abaques des fonctions exponentielles de tarissement



$$\implies \alpha \leq \alpha \theta_i$$

$$\implies \theta \geq 1$$

La superposition entre ces deux courbes signifie que  $f(x)=g(x)$ . Entre l'instant  $t=0$  et l'instant  $t$  quelconque, ces deux fonctions ont la même pente ( $\alpha$  identique) et par conséquent le rapport  $Q_t/Q_0$  théorique est égal à celui entre  $Q_t/Q_0$  de l'abaque quelles que soient les valeurs de ces deux paramètres ( $\alpha$  est indépendant de  $Q_0$ ). Le temps est le même pour les deux périodes ; on a donc :

$$f(x) = g(x) \implies Q_0 e^{-\alpha t} = Q_{0i} e^{-\alpha \theta_i t}$$

$$\boxed{\alpha(\text{réel}) = \alpha \cdot \theta_i \text{ (abaque)}} \quad (19)$$

Pour connaître la fonction de tarissement réel, il suffit de superposer la courbe dont on veut connaître la loi de tarissement à l'un des abaques, la meilleure superposition abaque-courbe réelle est obtenue dans le cas où l'abaque constitue une enveloppe interne de cette courbe en passant par les périodes de tarissement réel non influencé et les points de faibles débits (singularités de la courbe). Les deux graphiques sont tracés selon les mêmes échelles pour permettre une bonne comparaison.

### III-CARACTERISTIQUES DU PHENOMENE DE TARISSEMENT

Les courbes de tarissement observées ne donnent qu'une approximation graphique de la fonction de transfert nappe-rivière. L'aspect irrégulier de ces courbes s'explique par la persistance d'un écoulement rapide (= frein à la décroissance des débits) au sein de l'écoulement total. L'ajustement permettra d'améliorer les résultats de calcul de l'écoulement de base et servira également comme outil de prédétermination des débits d'étiage.

### 1. Paramètres des fonctions de tarissement

L'étude détaillée de 91 cas de tarissement a permis de fixer les paramètres de la fonction de tarissement non ajustée. Les résultats de cette étude sont présentés par les tableaux 46 à 49, associés aux valeurs de  $\theta$ , déterminées pour chaque tarissement.

tarissement du	t (j)	Q <sub>0</sub>	Q <sub>t</sub>	$\alpha$	$\theta$
05/05/64 au 20/09/64	139	10,33	6,38	,0035	2,34
08/03/65 au 24/08/65	170	15,31	6,71	,0049	1,53
14/05/66 au 14/10/66	154	12,32	4,80	,0061	1,72
10/04/67 au 26/10/67	200	16,52	6,71	,0045	1,78
13/06/68 au 16/08/68	065	10,33	6,71	,0066	3,03
05/07/69 au 07/11/69	123	11,07	6,02	,0050	2,30
03/08/70 au 02/11/70	092	11,07	6,88	,0052	2,48
16/06/71 au 01/11/71	139	08,65	5,23	,0036	2,42
02/07/72 au 29/11/72	151	08,65	4,34	,0046	2,30
01/06/73 au 28/11/73	181	07,73	3,93	,0037	2,24
19/06/74 au 20/09/74	094	08,65	5,18	,0055	2,27
07/06/75 au 03/11/75	150	14,28	5,59	,0063	1,75
16/05/76 au 31/10/76	169	09,13	4,34	,0044	3,18
04/06/77 au 19/11/77	169	10,59	6,02	,0033	2,36
19/06/78 au 05/12/78	170	12,60	6,88	,0036	2,17
05/06/79 au 03/12/79	182	11,56	7,30	,0025	2,72
04/06/80 au 05/07/80	032	14,79	11,5	,0076	4,61
29/05/81 au 02/10/81	127	15,31	7,73	,0054	2,04
16/02/82 au 27/09/82	224	20,20	5,38	,0059	1,34
12/07/83 au 06/10/83	087	11,48	6,86	,0059	2,34
26/04/84 au 15/10/84	173	13,64	6,20	,0046	1,89
29/07/85 au 19/12/85	144	09,08	5,03	,0041	2,20
03/07/86 au 06/10/86	096	08,16	5,17	,0048	2,67
21/05/87 au 10/09/87	113	13,49	7,67	,0050	2,22
04/04/88 au 10/09/88	160	26,78	7,35	,0081	1,47
31/07/89 au 10/12/89	133	08,11	4,75	,0040	2,45

Tab.47. Paramètres de la fonction de tarissement de l'Aa à la station de jaugeage de Wizernes

Ces informations chiffrées permettent de se rendre compte de la durée du phénomène qui reste généralement homogène d'un bassin à l'autre. Il existe une certaine dépendance entre débits initiaux observés pour deux tarissements successifs (se produisant sur deux années). Cette dépendance est plus marquée dans les bassins à forte capacité régulatrice (bassins à mémoire), ainsi, on a plus de chance de retrouver des débits initiaux plus

importants qui se succèdent à travers les années, l'inverse est aussi vrai pour des faibles débits ; ceci est dû au rythme de vidange très lent des aquifères crayeux (entre 600 et 1000 jours selon Mania et al., 1982) qui soutient l'écoulement de surface.

tarissement du	t (j)	Q <sub>0</sub>	Q <sub>t</sub>	α	θ
08/04/66 au 18/07/66	102	12,38	7,52	,0049	2,04
19/04/67 au 27/08/67	131	11,62	4,12	,0079	1,33
20/03/68 au 26/08/68	160	14,67	6,95	,0047	1,91
20/05/69 au 06/11/69	171	08,88	4,67	,0038	1,45
01/06/70 au 01/11/70	154	13,80	4,11	,0079	1,46
09/06/71 au 24/10/71	138	06,95	2,67	,0069	1,45
10/07/72 au 25/10/72	108	06,31	2,57	,0083	1,75
19/05/73 au 31/08/73	105	06,95	2,10	,0114	1,32
06/04/74 au 31/08/74	148	06,95	2,57	,0067	1,42
11/05/75 au 11/09/75	124	16,29	4,67	,0101	1,24
18/03/76 au 29/08/76	165	12,38	1,48	,0129	1,05
18/04/77 au 15/09/77	151	17,90	3,09	,0116	1,12
25/02/82 au 19/09/82	207	14,67	2,31	,0089	1,08
29/05/83 au 01/09/83	096	11,90	3,67	,0123	1,34
22/03/84 au 03/09/84	166	12,57	3,13	,0084	0,90
11/07/85 au 23/10/85	105	07,67	3,14	,0085	1,41
21/06/86 au 11/10/86	113	07,04	2,50	,0092	1,63
01/05/87 au 23/08/87	115	14,09	5,82	,0077	1,64
28/04/88 au 31/08/88	126	17,52	4,26	,0108	1,46
08/06/89 au 19/10/89	134	07,96	1,87	,0108	1,33

Tab.48. Paramètres de la fonction de tarissement de la Hem à la station de jaugeage de Guëmy

tarissement du	t (j)	Q <sub>0</sub>	Q <sub>t</sub>	α	θ
07/06/73 au 15/09/73	101	04,04	1,38	,0106	1,50
15/04/74 au 03/08/74	111	05,03	1,74	,0096	1,54
01/06/75 au 07/09/75	099	09,07	2,73	,0121	1,57
09/03/76 au 27/08/76	172	08,13	0,98	,0123	0,98
20/04/77 au 29/09/77	163	10,50	2,10	,0099	0,96
29/07/78 au 12/11/78	107	05,11	2,59	,0064	1,98
29/06/79 au 01/09/79	065	09,05	4,03	,0124	1,84
15/05/80 au 08/07/80	055	08,91	4,75	,0114	2,72
06/07/81 au 09/09/81	066	09,73	4,05	,0133	1,73
27/02/82 au 20/09/82	206	11,00	1,92	,0085	1,82
19/06/83 au 31/08/83	074	06,54	3,40	,0088	1,88
23/03/84 au 21/08/84	152	08,53	3,13	,0066	0,86
07/05/85 au 27/10/85	174	09,26	3,47	,0056	1,13
16/06/86 au 05/10/86	112	04,93	2,44	,0063	2,11
22/04/87 au 13/07/87	083	10,80	3,45	,0137	1,02
26/04/88 au 17/08/88	114	12,60	2,92	,0128	0,90
12/05/89 au 05/10/89	147	09,24	2,41	,0091	1,64

Tab.49. Paramètres de la fonction de tarissement de la Liane à la station de jaugeage de Wirwignes

Contrairement à ce schéma, dans les bassins de la Hem et de la Liane, cette dépendance est moins marquée à cause d'une vidange rapide (environ 350 jours selon Mania et al., 1982), donc d'un soutien souterrain plus faible en faveur de l'écoulement de surface.

tarissement du	t (j)	Q <sub>0</sub>	Q <sub>t</sub>	α	θ
21/05/63 au 21/09/63	124	07,64	3,98	,0053	2,08
10/06/64 au 12/11/64	156	08,33	4,71	,0037	2,03
07/06/65 au 06/11/65	153	10,39	6,96	,0026	2,88
09/06/66 au 03/11/66	148	13,29	9,78	,0021	3,81
05/06/67 au 27/10/67	145	13,57	8,95	,0029	3,10
06/05/68 au 25/08/68	112	13,91	8,20	,0047	2,34
19/07/69 au 01/12/69	136	10,59	8,17	,0019	4,47
05/07/70 au 26/12/70	175	14,60	8,71	,0030	2,17
16/06/71 au 20/09/71	097	07,63	5,00	,0044	2,73
25/09/72 au 09/11/72	046	06,65	4,08	,0106	2,45
01/05/73 au 15/09/73	138	07,09	4,75	,0029	3,28
04/04/74 au 05/09/74	155	07,65	6,18	,0014	5,36
07/05/75 au 29/12/75	237	14,88	8,20	,0025	2,20
06/05/76 au 12/10/76	160	08,68	5,00	,0034	2,65
22/05/77 au 15/09/77	117	06,89	5,00	,0027	3,52
16/05/78 au 15/09/78	123	10,88	7,09	,0035	2,86
20/06/79 au 30/09/79	103	11,78	8,95	,0027	4,26
06/05/80 au 24/06/80	050	13,63	10,6	,0050	1,60
13/04/81 au 19/10/81	190	14,87	10,4	,0019	3,25
10/04/82 au 05/12/82	240	14,60	7,23	,0029	1,82
20/07/83 au 02/10/83	075	14,60	10,2	,0048	2,29
21/06/84 au 04/09/84	076	10,43	9,06	,0019	7,63
23/06/85 au 16/12/85	177	13,91	8,47	,0028	2,68
08/06/86 au 07/10/86	122	11,29	6,97	,0040	2,50
25/05/87 au 02/10/87	131	13,91	10,8	,0019	4,21
14/04/88 au 15/11/88	216	20,25	9,90	,0033	2,03
29/05/89 au 10/12/89	196	13,18	7,77	,0027	2,59

Tab.50. Paramètres de la fonction de tarissement de l'Authie à la station de jaugeage de Dompierre

Les débits de fin de tarissement sont plus proches les uns des autres et caractérisent un état d'épuisement du stock d'eau souterrain. A travers les débits de surface, se dégage l'identité hydrogéologique de chaque bassin-versant. La superposition entre bassins topographiques et bassins souterrains est inexistante, la très grande extension latérale des assises crayeuses du Crétacé s'organisant en une structure monoclinale fait que les limites entre bassins hydrogéologiques voisins sont de nature dynamique. A partir de cette base, il est difficile de

chiffrer l'écoulement de la nappe en terme de correspondance avec celle de surface ; les indications obtenues à partir de certains modèles mathématiques (MERO) ou de mesures in situ, restent dans un cadre de traitement régionalisé des données hydroclimatiques ou de mesures ponctuelles.

Le coefficient de tarissement  $\alpha$ , fonction directe du rapport  $Q_t/Q_0$  est peu variable dans chaque bassin d'une année à l'autre, sa valeur qui détermine le rythme de décroissance (pente de la courbe de tarissement) reste assez régulière.

## **2. Résultats de l'ajustement**

### **2.1. Estimation de la fonction de tarissement**

Les courbes ajustées permettent une meilleure optimisation graphique de l'écoulement de base en régime non influencé. Elles ont une pente plus forte car le coefficient  $\alpha$  se trouve augmenté de  $\theta_i$ . Si le débit initial est le même pour les deux courbes (réelle et ajustée), le débit final estimé à partir des calculs des valeurs de la courbe ajustée, est plus faible que ceux observés. Ils représentent la limite inférieure des débits d'étiage si l'influence des pluies perturbatrices était nulle ; ils constituent des indicateurs de risques hydrologiques dans la rivière, ils sont rarement atteints à cause du soutien pluviométrique aux débits en fin de tarissement, mais présentent un risque de manifestation permanent.

Les figures 101.1 à 104.3 représentent les courbes ajustées pour chaque tarissement observé. On remarque que quelque soit  $Q_0$  observé en début du tarissement, on arrive à des DC<sub>E</sub> voisins situés dans une zone de débits faibles, le phénomène de tarissement dépend certes de la situation hydrologique qui a précédé son apparition mais l'aquifère prend en charge l'écoulement des cours d'eau (à partir d'une certaine date du début de tarissement) et le régularise, ceci est d'autant plus vrai que le débit initial est important.

Fig:101.1 - Taxissements ajustés de l'Aa  
à Wizernes (1964-1971)

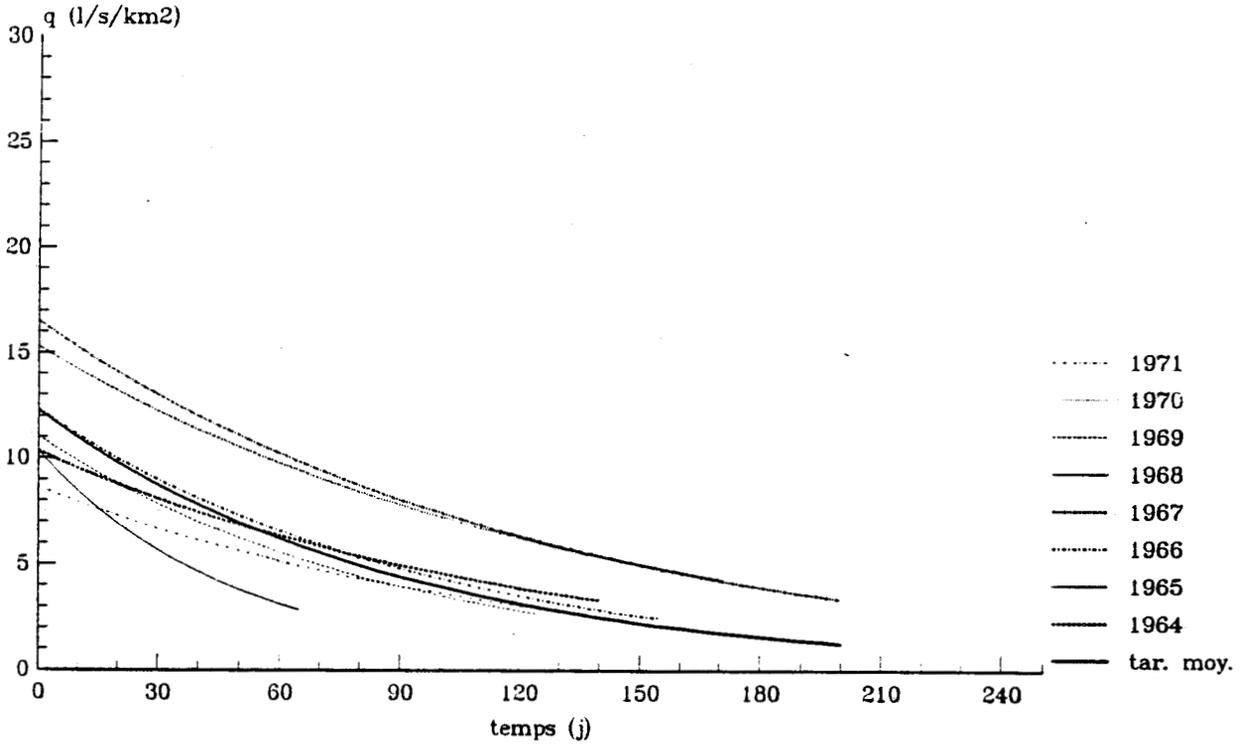


Fig:101.2 - Taxissements ajustés de l'Aa  
à Wizernes (1972-1979)

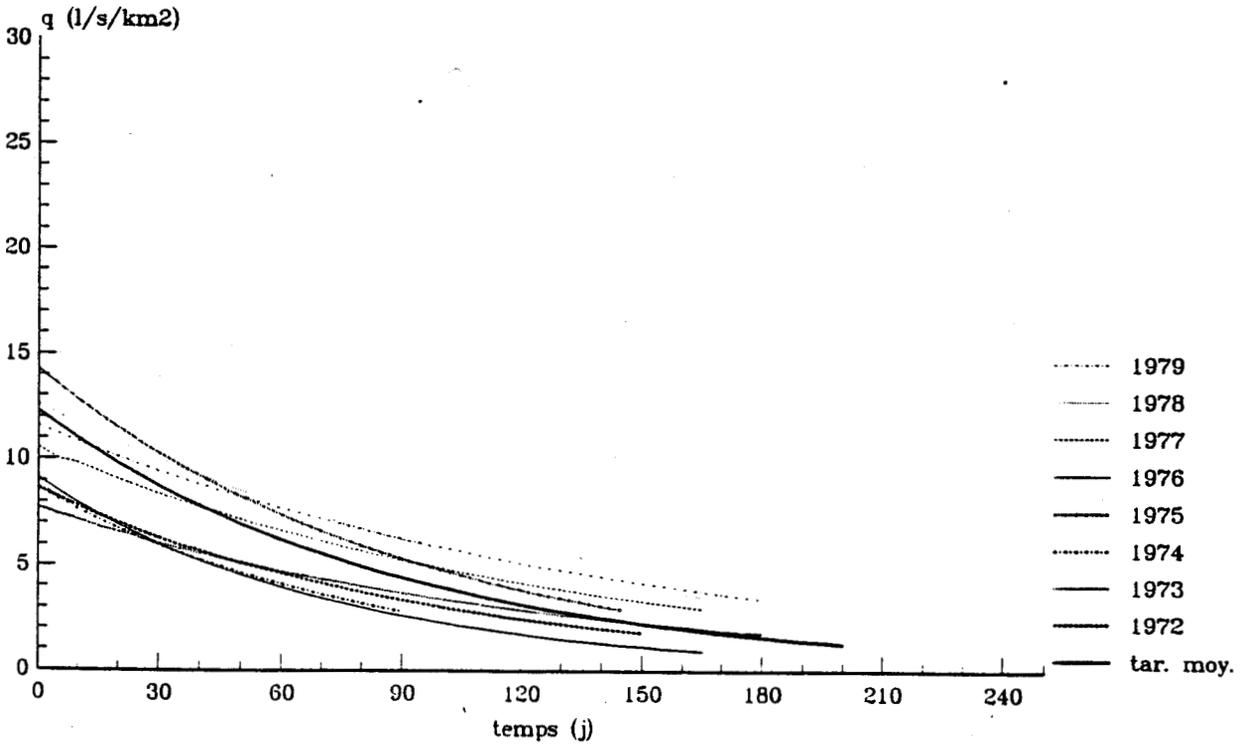


Fig:101.3 - Taxissements ajustés de l'Aa  
à Wizernes (1980-1989)

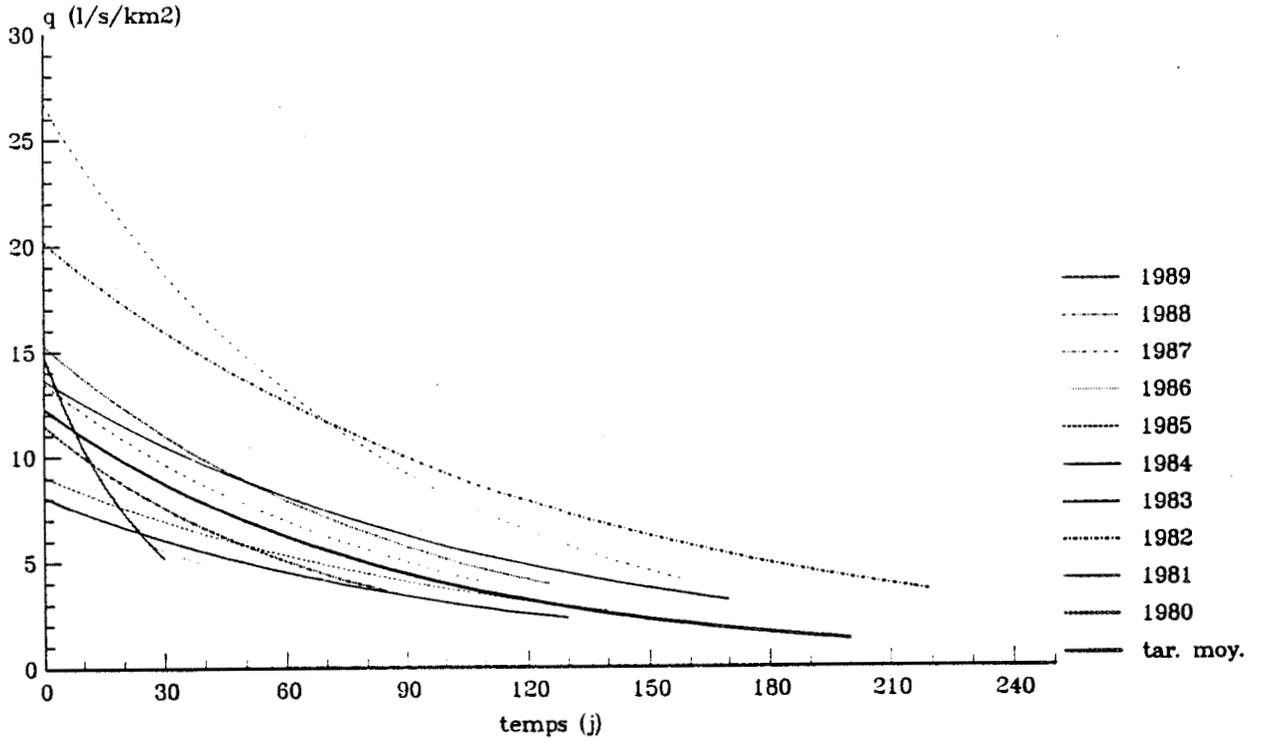


Fig:102.1 - Taxissements ajustés de la  
Hem à Guémy (1966-1971)

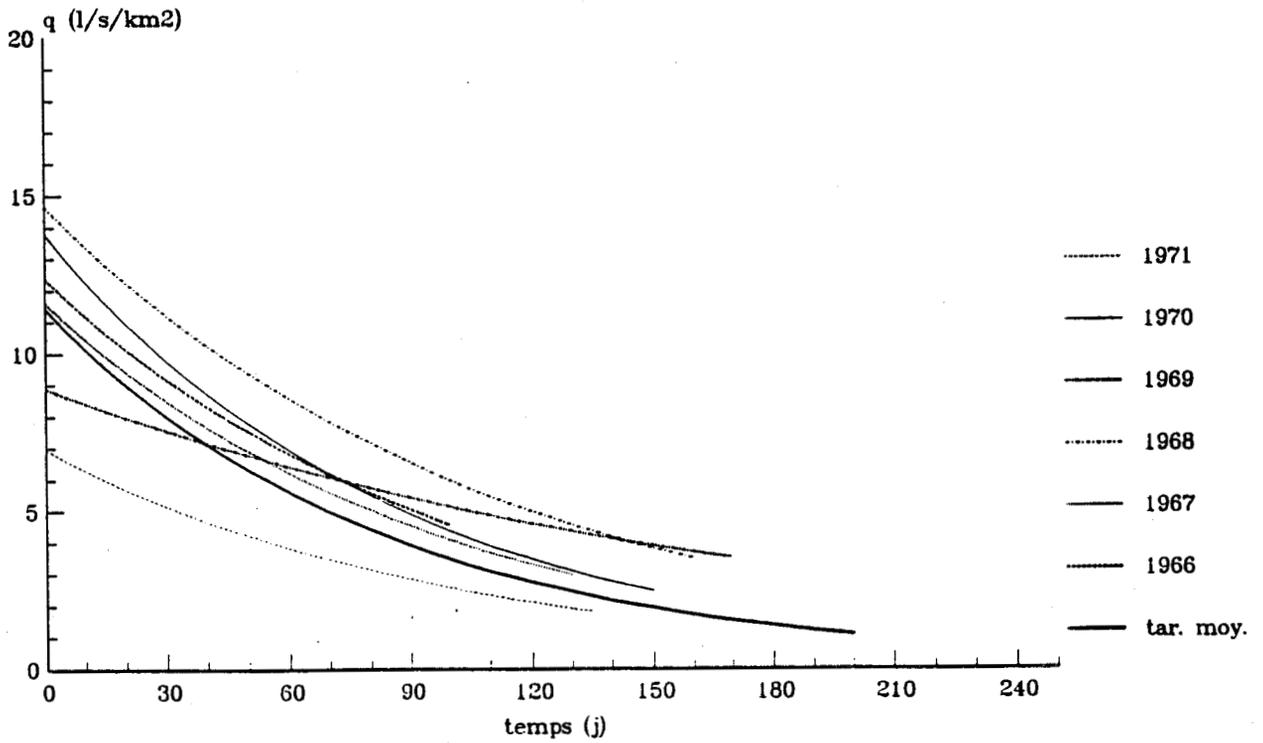


Fig:102.2 - Taxissements ajustés de la Hem à Guèmy (1972-1982)

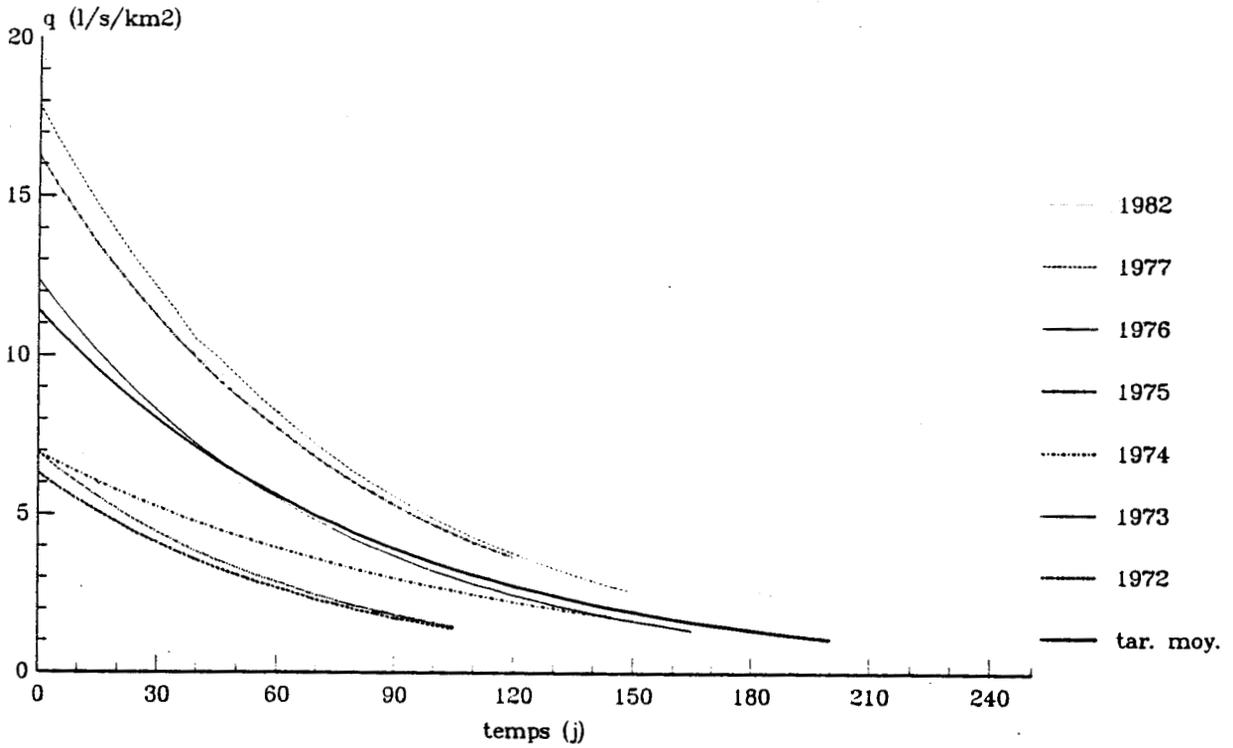


Fig:102.3 - Taxissements ajustés de la Hem à Guèmy (1983-1989)

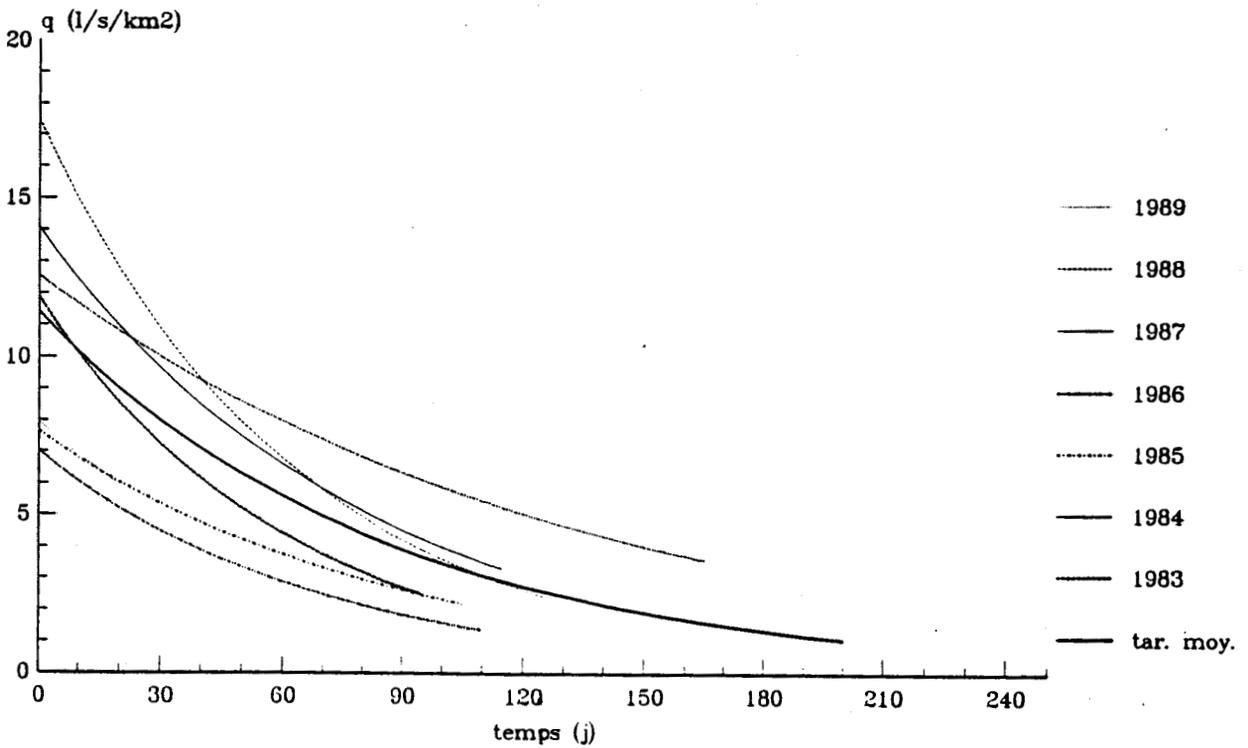


Fig:103.1 - Tarissements ajustés de la Liane à Wirwignes (1973-1981)

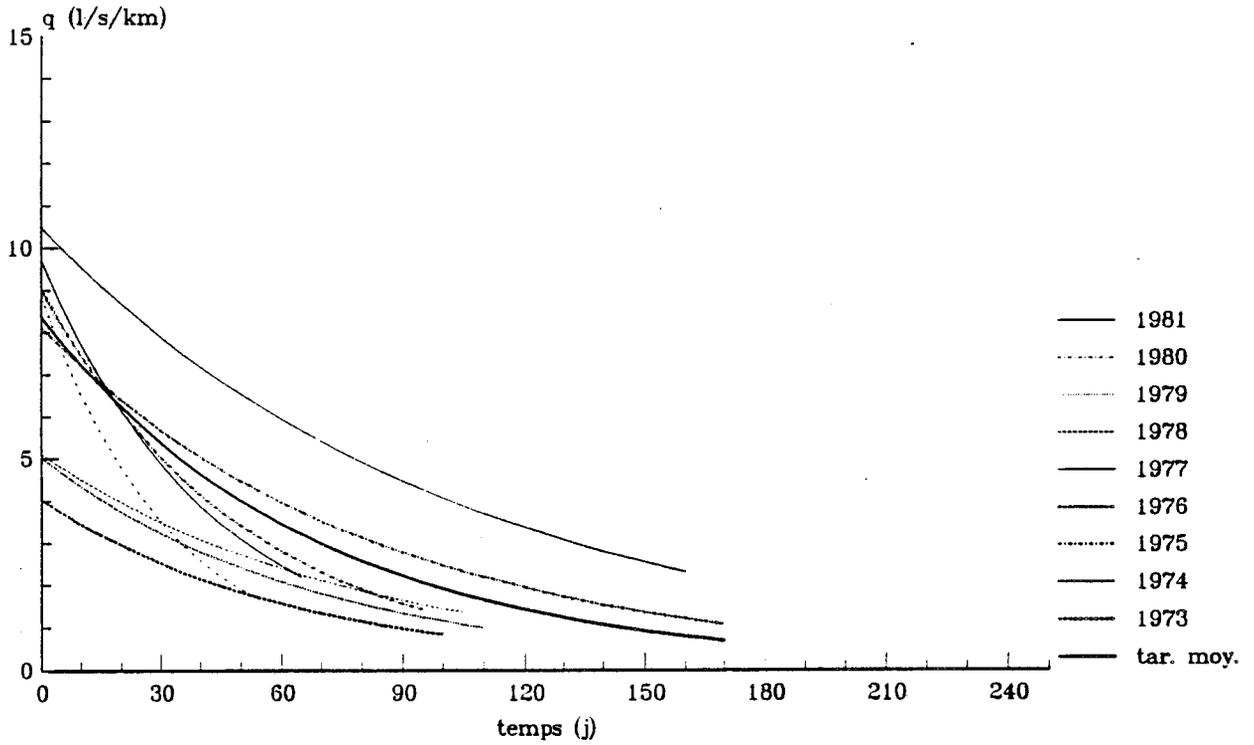


Fig:103.2 - Tarissements ajustés de la Liane à Wirwignes (1982-1989)

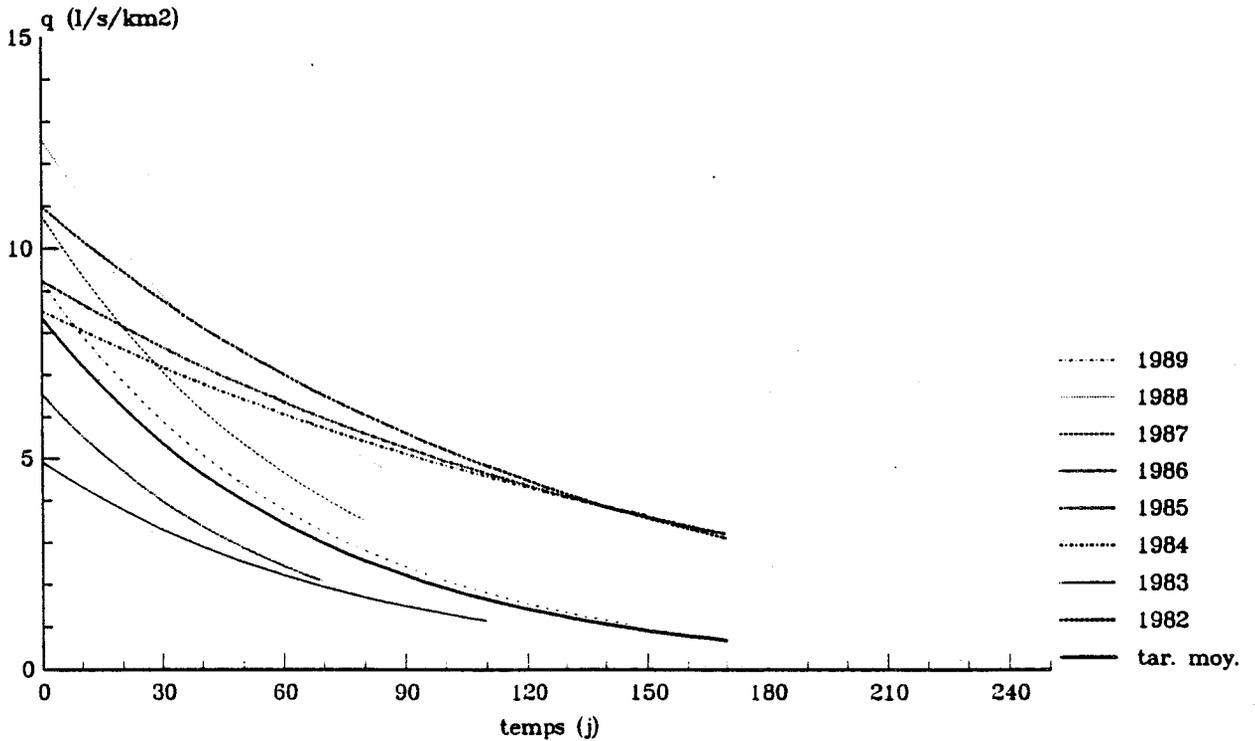


Fig:104.1 - Tarissements ajustés de l'Authie à Dompierre (1963-1971)

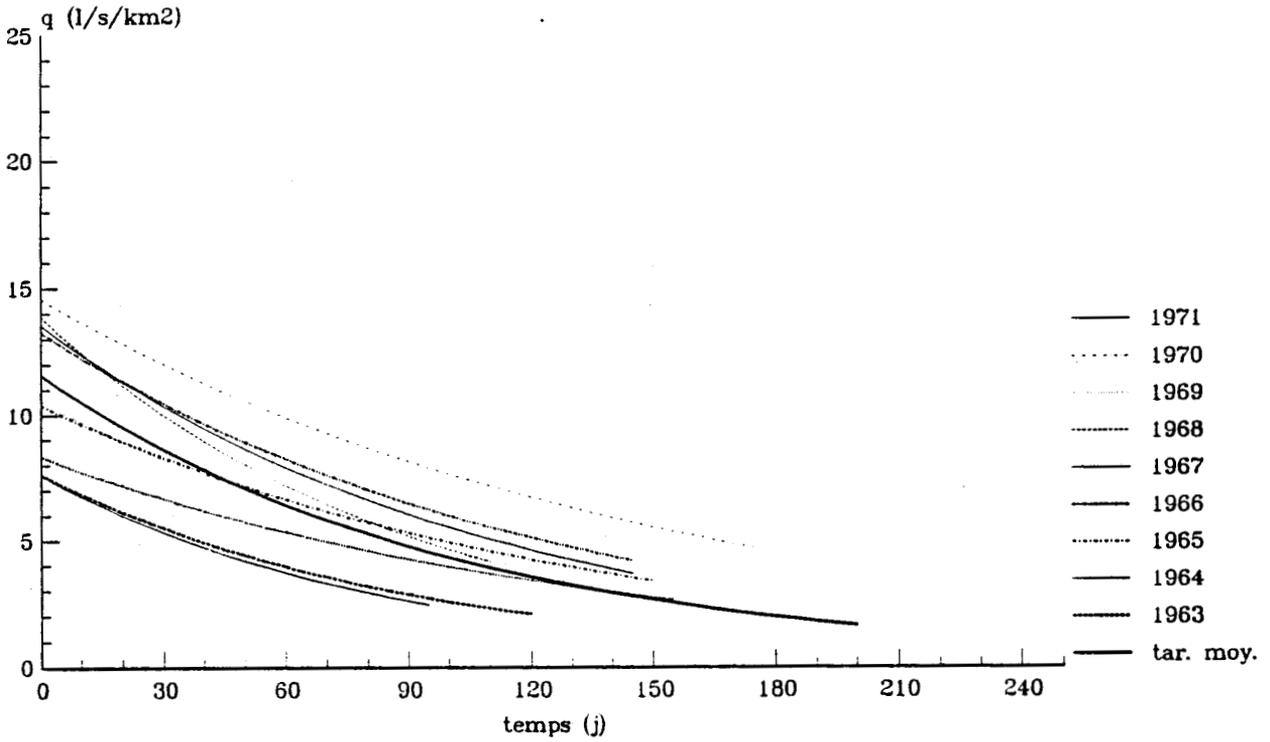
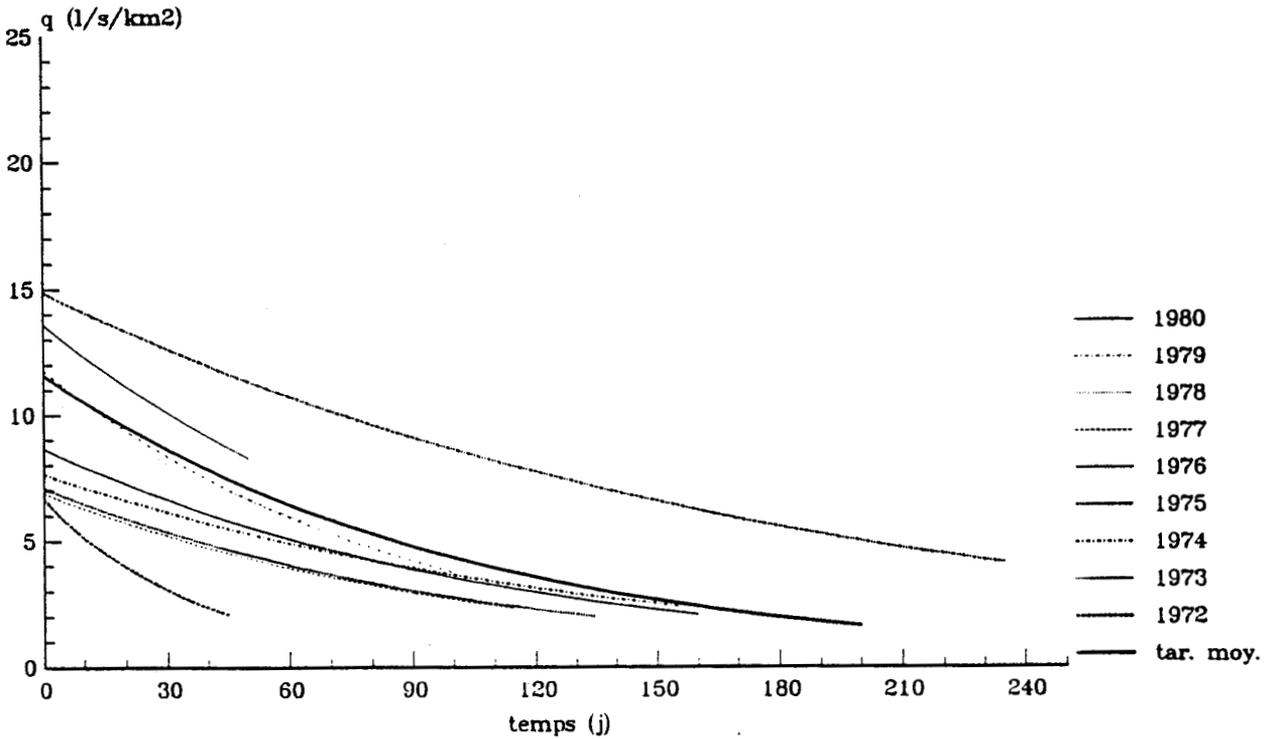


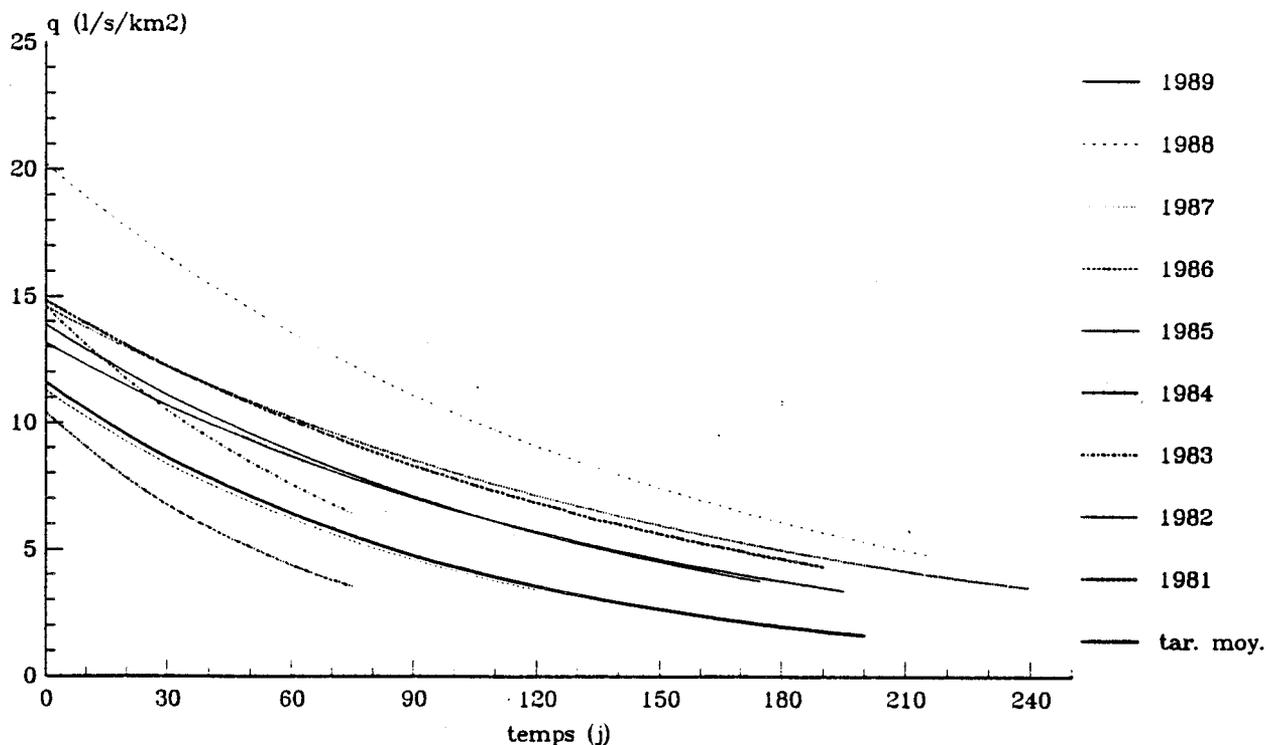
Fig:104.2 - Tarissements ajustés de l'Authie à Dompierre (1972-1980)



Les courbes ajustées sont présentées en trait plein sur les graphiques, en trait gras discontinu sont présentées les courbes dont les valeurs représentent la fonction moyenne de tarissement, elles expriment la tendance générale du tarissement dans chaque bassin, donnée par la pente de la courbe  $\alpha$ , qui représente une constante pour chaque réservoir (voir, (20), (21), (22) et (23)).

L'homogénéité du phénomène dans chaque bassin, comme le montrent les graphiques 101.1 à 104.3, nous permet de fixer un coefficient de tarissement ( $=\alpha*\theta_i$ ) qui paraît comme une constante du phénomène dans chaque bassin (il est caractéristique de chaque aquifère) ; la fixation de cette constante permet de prévoir le débit à n'importe quel instant  $t$  en utilisant l'équation (16) dont  $\alpha*\theta_i$  seront fixés à partir de la convergence des coefficients de tarissement corrigés ( $=\alpha*\theta$ ) calculés pour chaque tarissement.

Fig:104.3 - Tarissements ajustés de l'Authie à Dompierre (1981-1989).



On estime donc que la fonction de transfert nappe-rivière en régime non influencé, pendant les périodes de tarissement est de la forme :

Aa : 
$$Q_t = Q_0 e^{-0.0114t} \quad (20)$$



Hem : 
$$Q_t = Q_0 e^{-0.0119t} \quad (21)$$

Liane : 
$$Q_t = Q_0 e^{-0.0153t} \quad (22)$$

Authie : 
$$Q_t = Q_0 e^{-0.0099t} \quad (23)$$

## 2.2. Prévision des débits d'étiage

La décharge  $Q$  d'une unité de stockage est proportionnelle au changement de volume  $V$  et à la variation de la surface piézométrique ( $h$ ) des nappes (Mania et al., 1982). En période de tarissement, l'infiltration efficace (pluie efficace) vers la nappe est nulle, le niveau piézométrique baisse selon une loi exponentielle que l'on retrouve au niveau de la baisse des débits de la rivière, du moins pendant la première phase P1 :

$$\sum_{i=1}^n dV/dt = \sum_{i=1}^n Q_j(t) = Q_0 e^{-\alpha\theta t} \quad (24)$$

Les débits d'étiage estimés à partir de cette fonction expriment l'écoulement de la nappe en régime non influencé. La corrélation entre ces débits et ceux observés montre bien le contrôle pluviométrique sur les débits, c'est ainsi par exemple que dans les bassins de la Hem (fig.106) et la Liane (fig.107), le nuage de points obtenu est dispersé autour de la droite de régression, contrairement à cela la concentration autour de cette

Fig:105 - Corrélation DCE observés-DCE calculés, Aa : 1964-1989

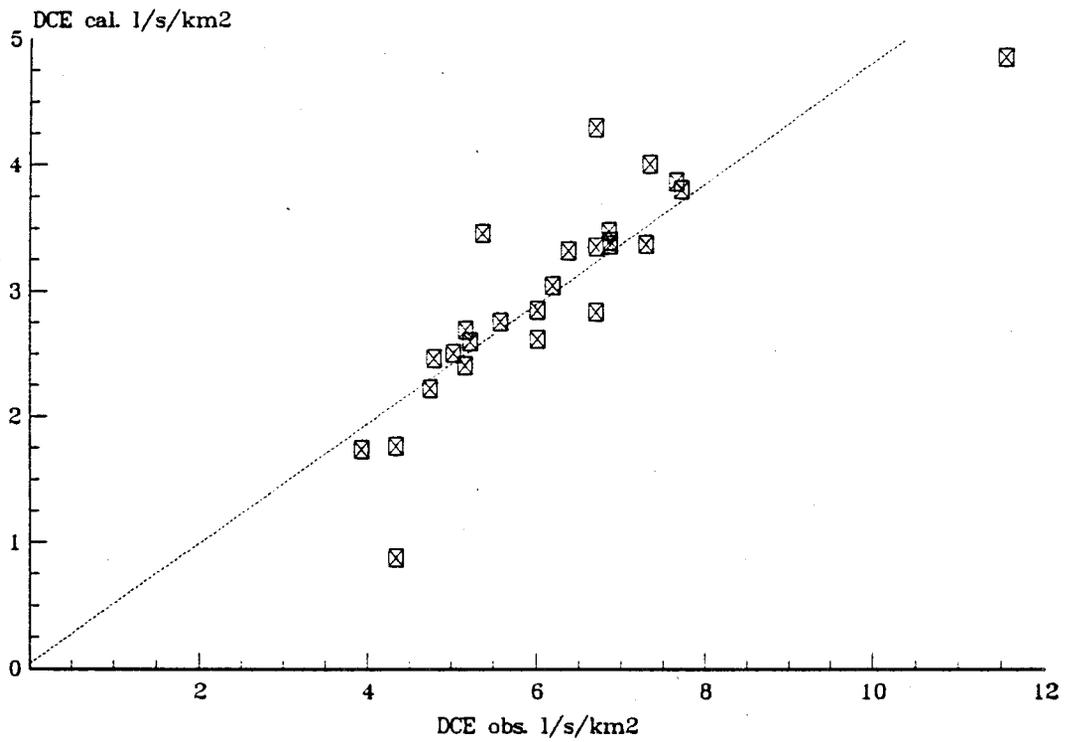


Fig:106 - Corrélation DCE observés-DCE calculés, Hem (1966-1989)

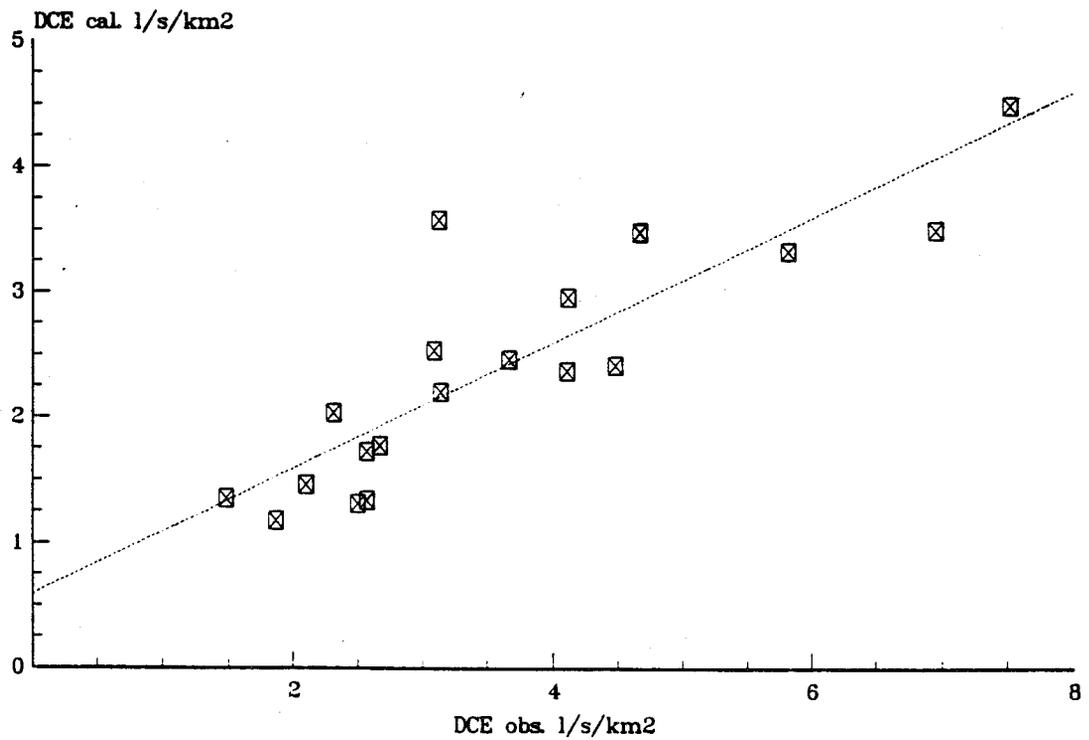


Fig:107 - Corrélation DCE observés-DCE calculés, Liane (1973-1989)

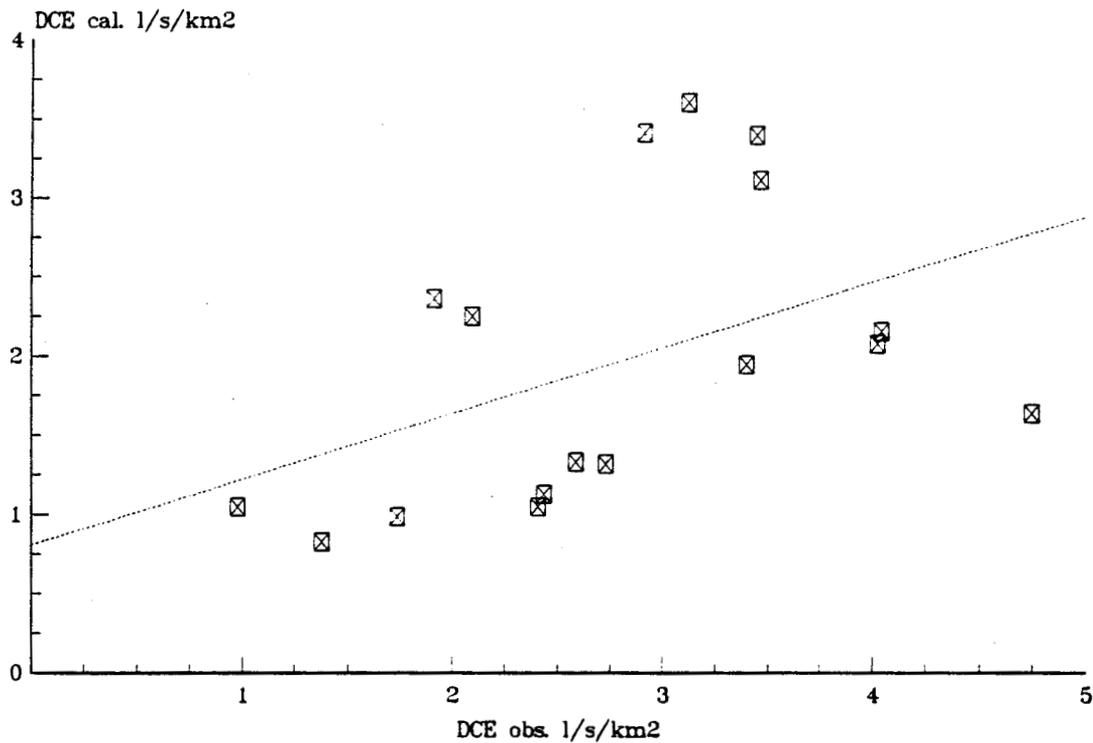
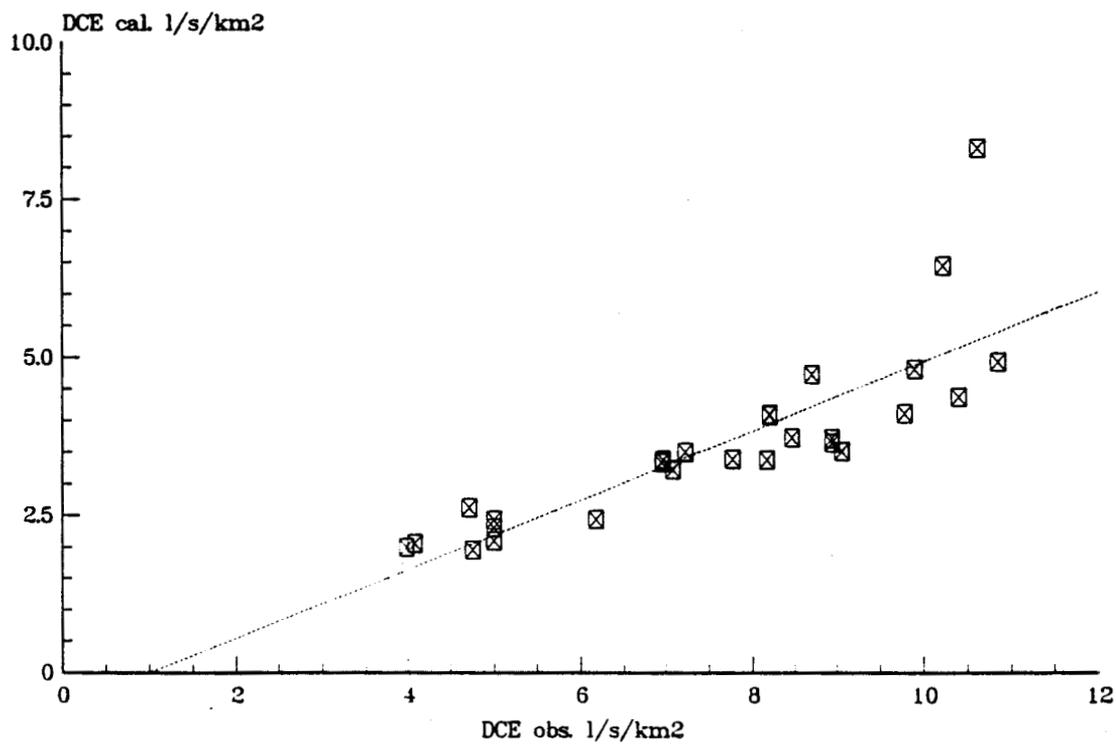


Fig:108 - Corrélation DCE observés-DCE calculés, Authie (1963-1989)



droite dans le cas de l'Aa (fig.105) et l'Authie (fig.108) est l'expression d'une dépendance souterraine. Le but de l'ajustement est de minimiser cette influence pluviométrique et de donner des  $DC_E$ , fonctions de la seule capacité d'emmagasinement des aquifères. Ces  $DC_E$  doivent être pris en considération lors des travaux d'aménagements hydrauliques.

#### IV-COMPOSANTES DE L'ÉCOULEMENT

L'équation ajustée des débits est l'équation différentielle du volume d'eau mobilisé par la nappe entre  $t_0$  et  $t$  quelconque, l'intégration de cette équation différentielle nous donne ce volume appelé, réserve de tarissement, capacité d'emmagasinement (Castany, 1963), volume dynamique (Mangin, 1970), l'appellation de volume dynamique paraît plus significative, elle met l'accent sur la différence entre le volume d'eau que peut mobiliser un aquifère pendant un temps donné et sa capacité d'emmagasinement qui peut être supérieure au volume dynamique.

Les résultats de calcul de l'écoulement de base (volume dynamique), après comparaison avec les lames d'eau mesurées aux stations de jaugeages, ont permis d'estimer le ruissellement en période de tarissement selon (15).

L'examen des figures 109 à 112, montre que l'écoulement des rivières est assuré à plus de 90 % par les nappes. Les valeurs moyennes de l'écoulement de base n'ont qu'un intérêt spéculatif, à cause de la nature de l'étude et de la spécificité de chaque cas étudiés. Cependant, on peut estimer que l'écoulement de l'Aa et de l'Authie est à 96 % d'origine souterraine, de la Hem à 97 % et celui de la Liane est assuré à 94 % par l'aquifère multicouche et en particulier, la nappe cénomaniennne. L'aquifère crayeux du Cénomaniennne et Turonien fournit 96 % de l'écoulement des rivières, chiffres qui paraissent stables dans les bassins à aquifère de cette nature indépendamment du facteur temps.

Ces chiffres moyens peuvent varier selon les cas, et on peut atteindre des valeurs de l'écoulement de base de 99 % (Hem et

Fig:109 - Composantes de l'écoulement  
de l'Aa à Wizernes en période de  
tarissement

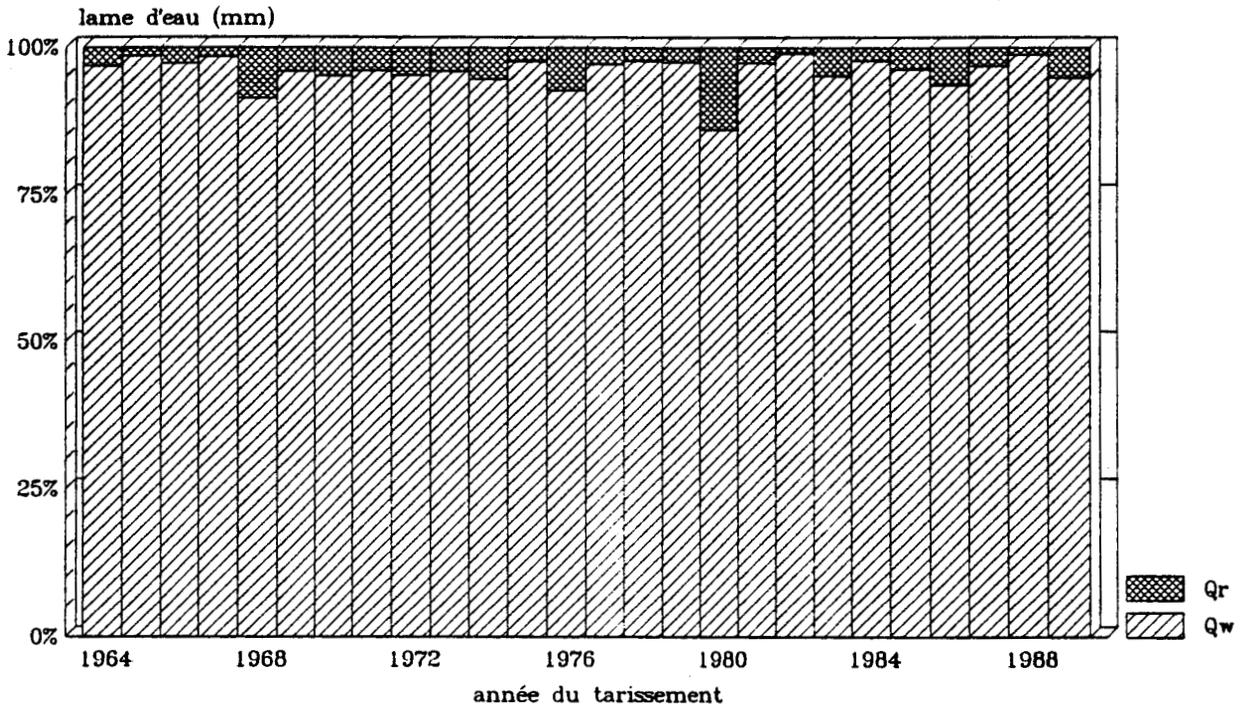


Fig:110 - Composantes de l'écoulement  
de la Hem à Guémy en période de  
tarissement

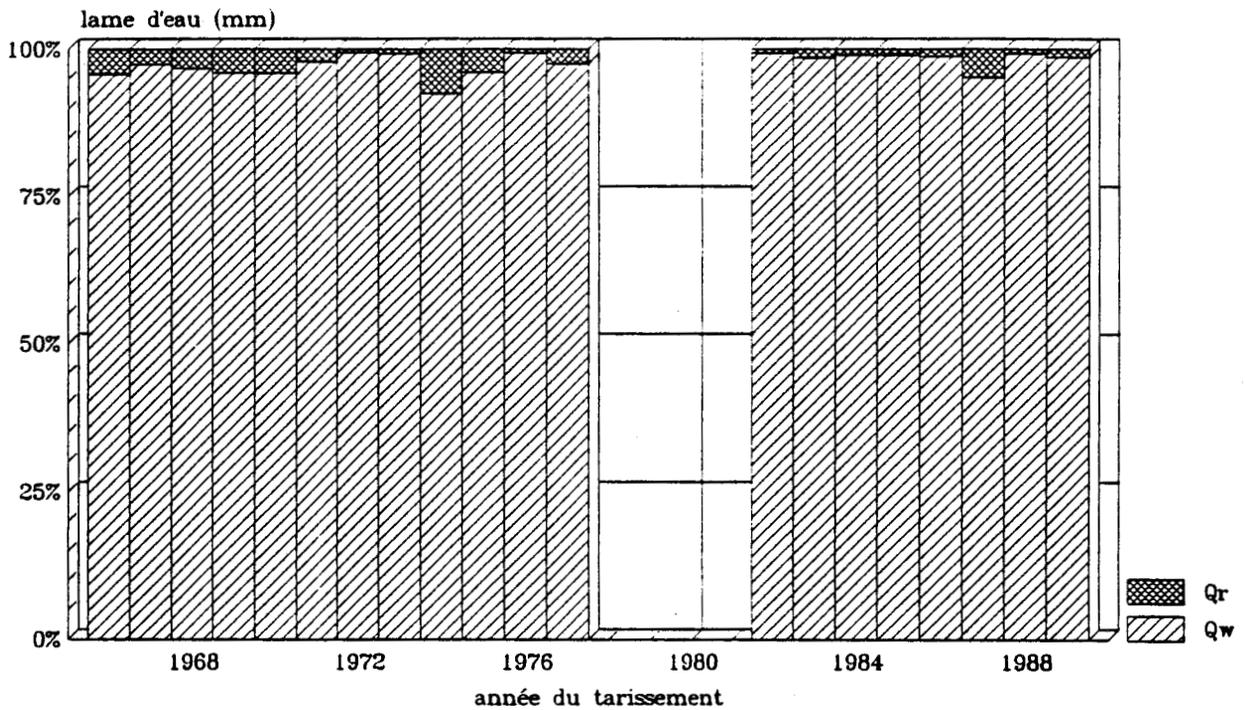


Fig:111 - Composantes de l'écoulement de la Liane à Wirwignes en période de tarissement

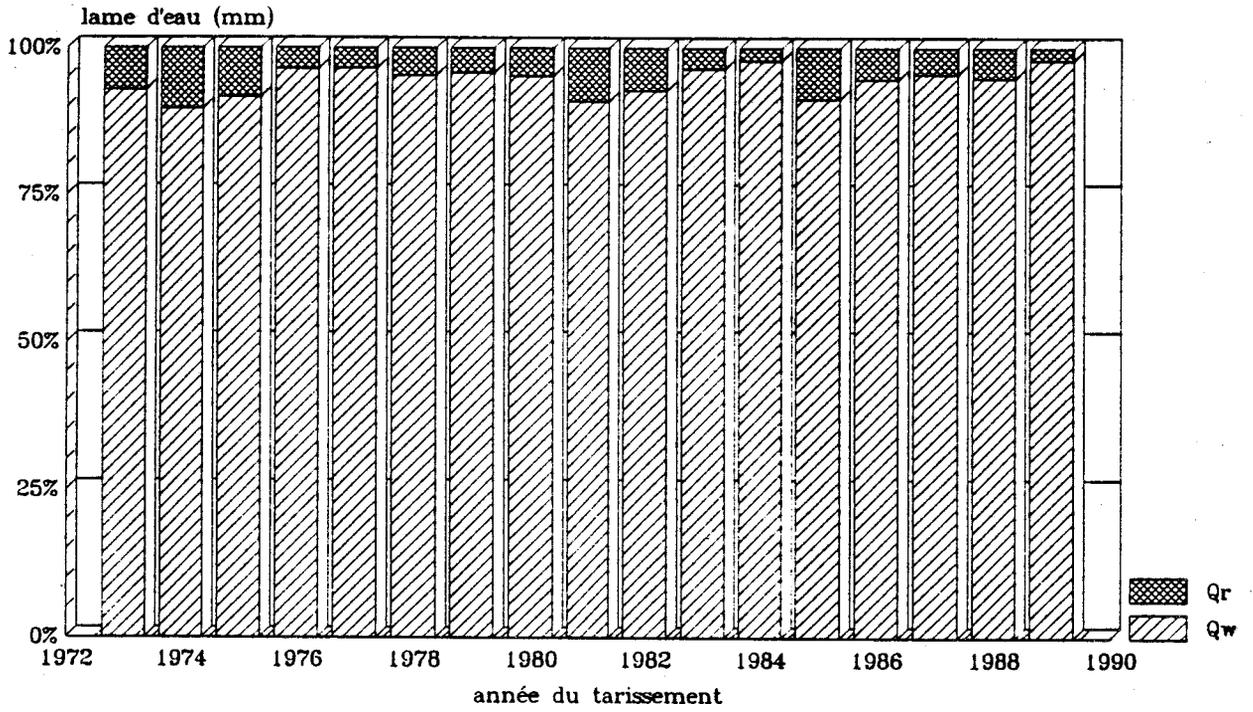
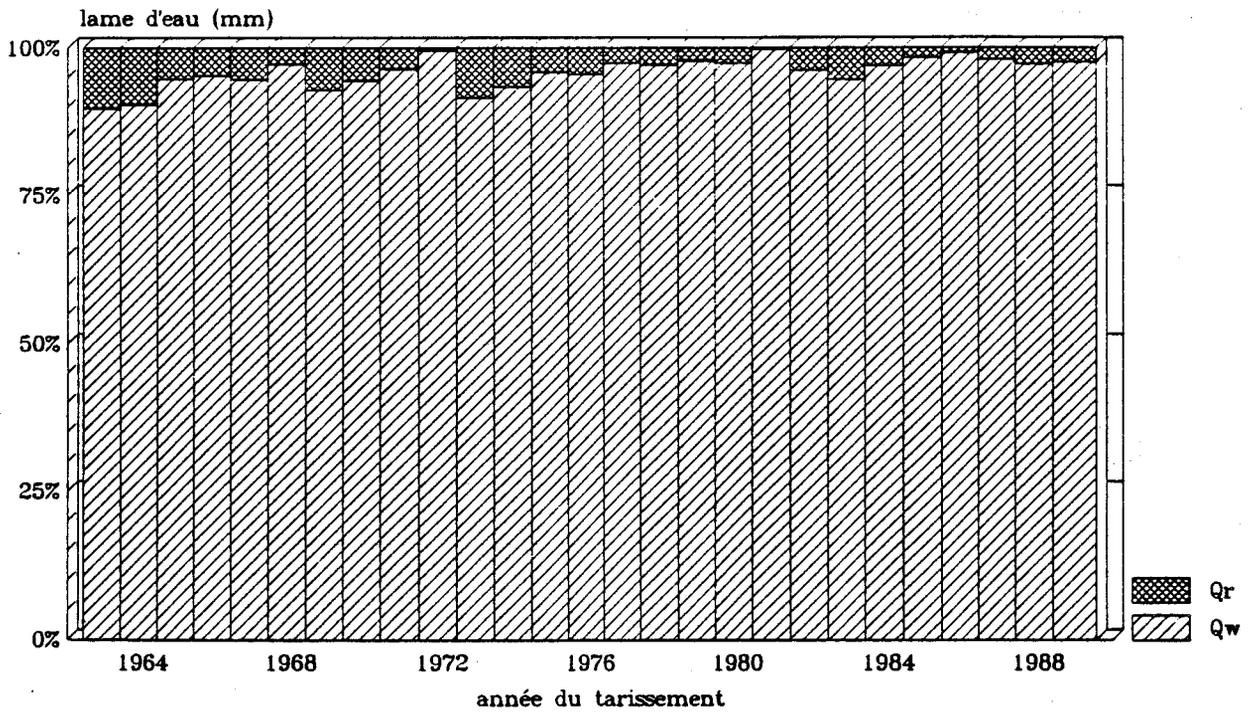


Fig:112 - Composantes de l'écoulement de l'Authie à Dompierre en période de tarissement



Authie, 1972). Les résultats de cet ajustement graphique sont très bons dans les bassins de la Hem et la Liane, où on observe une parfaite coïncidence graphique (annexe III) ; dans les bassins de l'Aa et l'Authie la forte inertie limite les possibilités d'ajustement graphique (annexe III).

## V-CONCLUSION

La connaissance de la fonction de tarissement ajustée a permis de mieux apprécier le rôle de l'alimentation souterraine en période de tarissement des cours d'eau. La connaissance de la lame d'eau totale écoulée aux stations de jaugeage a constitué un élément de référence pour l'ajustement de ce phénomène et les courbes de tarissement ajustées obtenues expriment l'état réel de décroissance des débits des rivières en régime non influencé. Le volume dynamique est estimé à partir de la fonction ajustée et la différence de ce volume avec la lame d'eau écoulée aux stations de jaugeage donne la quantité d'eau ruissellée suite aux pluies en période de tarissement.

Les fonctions théoriques ajustées ((20), (21), (22) et (23)), déduites à partir de l'analyse de plusieurs cas, expriment la loi de vidange de chaque aquifère, bien qu'elles ne donnent pas en détail la loi des différentes unités hydrogéologiques qui composent chaque aquifère, elles permettent une estimation à la fois des volumes dynamiques dans l'aquifère (exprimée en lame d'eau) et des débits caractéristiques d'étiage de la rivière lorsqu'on l'applique à des débits  $Q_0$  situés en début d'une période de décroissance généralisée du niveau de l'écoulement (période déjà définie pour chaque bassin, voir chap. 6, V).

L'estimation des débits caractéristiques d'étiage à partir des fonctions de tarissement ajustées a montré la forte dépendance souterraine de l'écoulement de l'Aa et de l'Authie, une bonne corrélation s'observe entre les  $DC_E$  observés et ceux calculés. Dans les bassins de la Hem et de la Liane, la faible capacité hydrogéologique et l'importance du ruissellement est à l'origine de la mauvaise corrélation entre les  $DC_E$  observés et

estimés. L'écart entre les  $DC_E$  observés et calculés est plus creusé dans les bassins de l'Aa et de l'Authie, il est plus serré dans les bassins de la Hem et de la Liane (annex III). Ceci signifie que dans les deux premiers bassins, les risques de sécheresse sont moins fréquents mais leurs manifestations sont plus graves, alors que pour la Hem et la Liane, les risques sont plus grands et leurs conséquences sont modérées.

Les résultats de calculs de l'écoulement de base en période de tarissement ont montré également le faible apport du ruissellement à l'écoulement des rivières (fig.109 à 112) même dans les bassins où la composante rapide de l'écoulement est forte (Liane et Hem). L'écoulement pendant cette période n'est assuré que par les apports souterrains.

**HUITIEME CHAPITRE**  
**RELATION NAPPE-RIVIERE**



## **I-ALIMENTATION SOUTERRAINE DES COURS D'EAUX**

L'analyse de la variation de la piézométrie et de l'écoulement des rivières permet de mettre en évidence les cycles d'alimentation souterraine des cours d'eau et la variation spatiale de cette alimentation qui ne doit pas se faire d'une manière identique indépendamment de la géométrie de la nappe liée à des facteurs hydrodynamiques souvent conditionnés par la lithologie, la géomorphologie et la tectonique. En général, les causes des variations des niveaux des nappes dépendent de (Mania, 1978) :

- L'affleurement ou le recouvrement de l'aquifère.
- Des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères.
- Du régime d'alimentation d'une nappe.

Une analyse plus fine de cette relation sera abordée par la suite à travers l'évolution des débits des rivières en période de tarissement et de la baisse du niveau de la nappe pendant la même période ; l'intérêt de cette analyse est de contrôler l'efficacité de l'ajustement des fonctions de tarissement surtout dans la zone terminale des courbes correspondant aux débits d'étiages.

### **1. Piézométrie et écoulement de l'Aa à Wizernes**

Trois points de contrôle piézométrique sont retenus dans ce bassin (tab.5) dont un seul est situé à l'intérieur des limites du bassin (Coulomby). Blendecques se situe à l'aval de la station de jaugeage dans une zone de plaine ; Audincthum, se localise au fond d'une vallée sèche à la limite entre le bassin de l'Aa et la Lys. Ces trois points contrôlent la nappe de la craie du Crétacé supérieur.

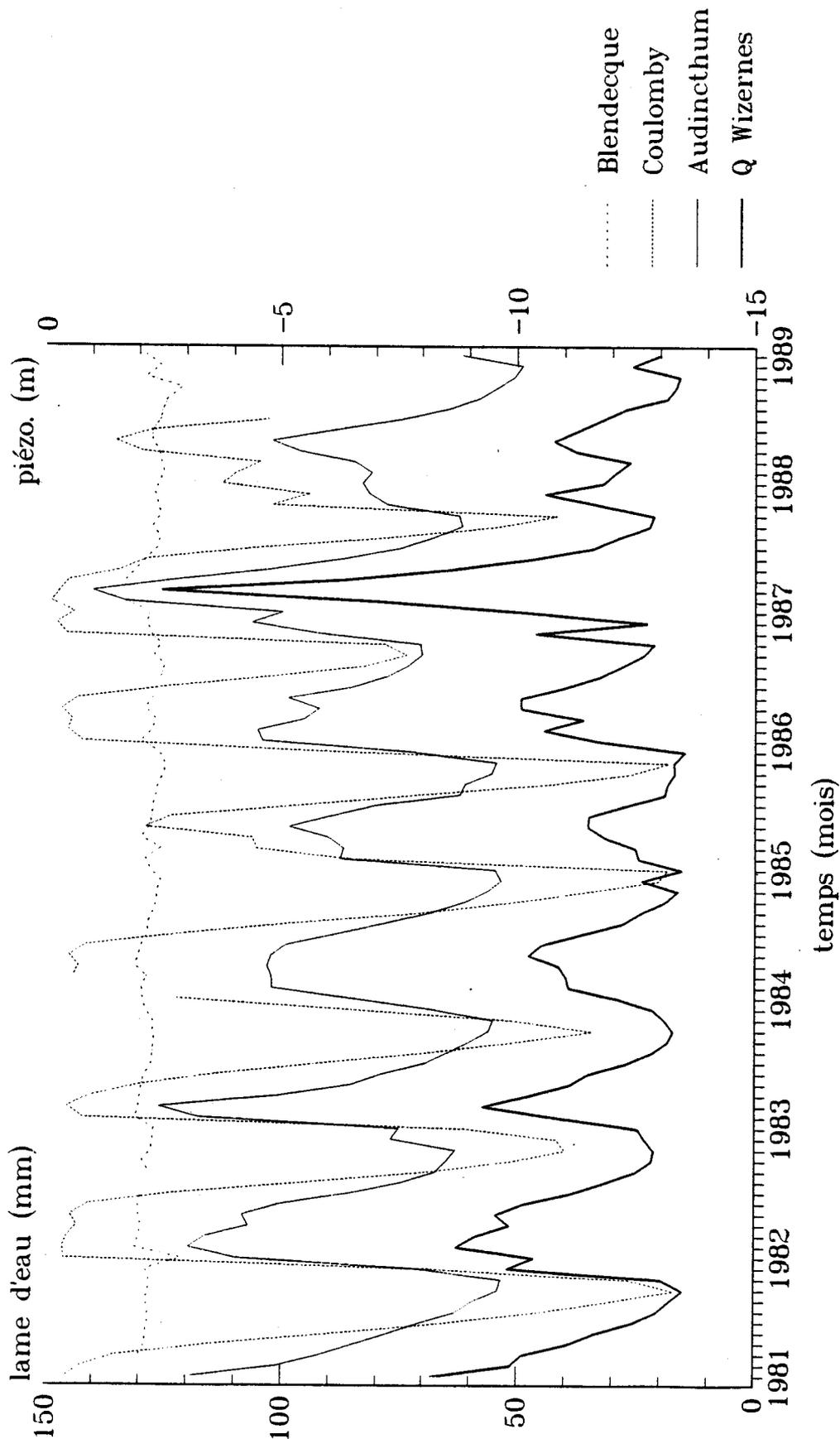
A Blendecques, la nappe n'a plus de relation directe avec le niveau de la rivière comme c'est le cas à Coulomby par exemple. Si l'évolution de la nappe suit celle de la rivière dans l'ensemble, la faible variabilité du niveau de la nappe (entre 2

et 2,5 m en moyenne) et la perturbation affectant les cycles piézométriques à l'intérieur de l'année (fig.113) témoignent du contrôle pluviométrique intense sur la nappe de la craie dans cette zone du bassin et des prélèvements plus importants. On observe également dans ce point une concordance temporelle entre la pluie efficace et la piézométrie à Blendecques (fig.31.1).

Les fluctuations de la nappe sont plus importantes à Coulomby, les cycles annuels de la nappe sont bien distincts et leur évolution est moins perturbée que celle de Blendecques. Une concordance parfaite s'observe avec les niveaux d'eau dans la rivière (fig.113). La période des hautes-eaux de la nappe se maintient plus longtemps que celle de la rivière où on observe une chute brutale des débits après un bref passage par un point d'inflexion. La recharge de la nappe s'amorce rapidement après passage par un minimum piézométrique (observé généralement entre septembre et octobre) alors que la période des basses-eaux dans la rivière se maintient plus longtemps (environ 30 jours). Ce forage situé à 113,1 m de profondeur capte la craie turonienne très productive à écoulement souterrain très important (80 à 90 % selon Mania, 1978). Le niveau de la nappe descend jusqu'à 14 m en période estivale et peut atteindre la surface topographique en automne. Le cycle de la nappe à cet endroit du bassin est moins perturbé par les pluies et l'influence de l'excédent est ressentie d'une manière homogène (fig.32.1).

A Audincthum, on note une similitude dans l'évolution de la piézométrie et le débit de l'Aa (fig.113). Dans ce forage situé dans une vallée sèche à 94 m du sol, en dehors des limites du bassin versant hydrologique de l'Aa, l'amplitude de variation du niveau de la nappe est moins forte que celle observée à Coulomby situé sur le plateau ; il y a donc là l'influence d'une localisation en fond de vallée généralement riche en eau qui amortit cette amplitude de variation du niveau de la nappe. L'influence d'une pluie efficace est ressentie dans ce forage avec un décalage temporel variant entre 4 et 30 jours selon la saison (fig.31.3).

Fig:113 - Ecoulement de l'Aa à Wizernes  
et piézométrie de la nappe de la craie  
(1982-1989)



La relation nappe-rivière est influencée par la pluie qui provoque une augmentation momentanée des débits du cours d'eau et masque ainsi des similitudes d'évolution entre le niveau de l'eau dans la rivière et la piézométrie à différents points ; la localisation géographique des différents puits d'observation sur le plateau (Coulomby), en fond de vallée (Audincthum) ou en plaine (Blendecques) fait que ces puits subissent soit, le contrôle direct des pluies, soit celui des réserves hydrogéologiques des nappes superficielles (alluviales). En l'absence de limites du bassin hydrogéologique, les limites dynamiques de la nappe sont fonction du cycle annuel et du sens de l'écoulement souterrain lui aussi fonction des prélèvements par différentes voies dans chaque point du bassin.

Seul le forage de Coulomby paraît exprimer d'une manière significative un réel parallélisme entre le niveau de l'eau dans la rivière et l'évolution de la piézométrie. Sa situation sur le plateau et l'homogénéité des cycles annuels de la nappe en coordination avec les résultats des calculs de l'excédent, homogénéité de la réponse de la nappe aux pluies, cette correspondance s'explique par une inertie de la nappe due au temps de passage de l'excédent de la surface vers la nappe dont le niveau se situe à 14 m en période d'étiage avant qu'il affleure en surface en période de hautes-eaux. Les perturbations observées au niveau de la piézométrie lorsque la nappe affleure disparaissent totalement en période d'étiage (fig.31.2).

## **2. Piézométrie et écoulement de la Hem à Guèmy**

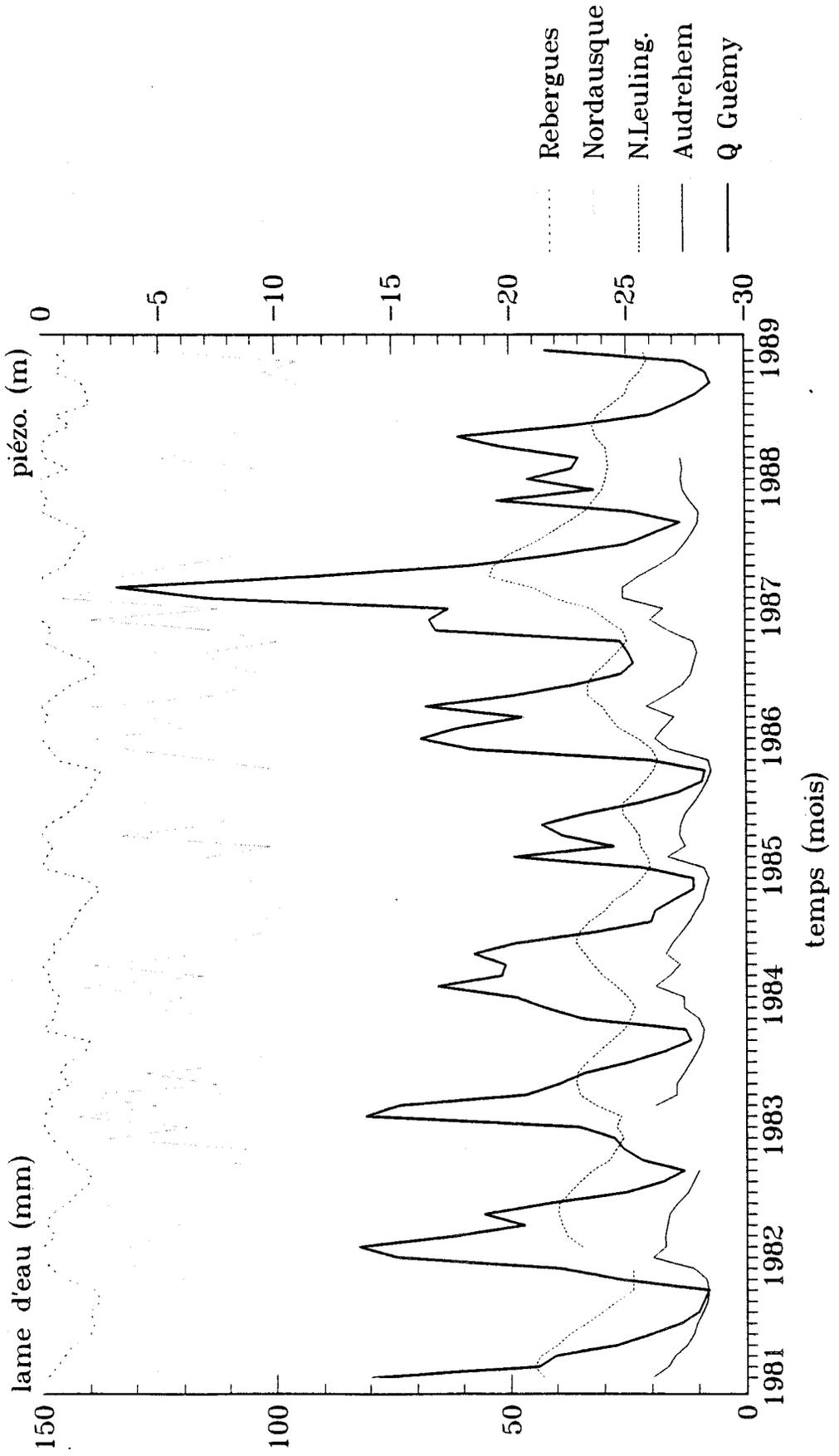
On dispose de quatre points d'observation piézométrique dont deux sont situés à l'intérieur des limites du bassin, les deux autres en aval de la station de jaugeage de Guèmy (fig.1), dans une zone de transition entre le plateau de l'Artois et la plaine de Flandre. La situation des puits sur une ligne à direction générale SW-NE d'amont vers l'aval permet de suivre l'évolution de la piézométrie et la mise en évidence des similitudes de comportement entre la piézométrie et le débit de la Hem à la station de Guèmy.

Le forage de Rebergues situé sur le plateau de l'Artois, captant le Cénomaniens à 89 m de profondeur montre une faible variation du niveau de la nappe (fig.114) ; la nappe de craie fonctionne sous régime libre ; elle est alimentée directement par les pluies efficaces dont l'effet est immédiatement ressenti au niveau de la nappe (fig.32.1). La faible variation de la piézométrie sur le plateau est synonyme d'une forte richesse hydrogéologique. Plusieurs émergences du Cénomaniens constituent les sources de la Hem à cet endroit où le toit de la nappe coïncide avec la surface topographique en période de hautes eaux.

A Audrehem, le niveau de la nappe est fluctuant entre 25 et 29 m de profondeur. L'évolution du niveau d'eau dans la rivière est concordante avec celle du niveau de la nappe (fig.114), un parfait parallélisme s'observe entre les deux cycles. Le plus haut niveau de la nappe est celui enregistré pendant l'automne 1987 (25 m de profondeur) ; le maximum du niveau de la rivière est observé pendant la même période avec un retard d'un mois par rapport à la piézométrie alors qu'une pluie efficace est ressentie avec deux mois de décalage au niveau de la nappe (fig.32.2). Si l'évolution des cycles de la nappe est la même à Rebergues, situé sur le plateau, et à Audrehem, près de la station de jaugeage, l'amplitude de variation est plus forte à Audrehem (=3,5 m) qu'à Rebergues (=2,5 m). Ces différences d'évolution du toit de la nappe peuvent s'expliquer par une augmentation du gradient hydraulique suite à une variation générale de la pente d'amont vers l'aval ; le toit de la nappe chute de 2 m à Rebergues à 30 m à Audrehem en période d'étiage. Parmi les conséquences de cette chute du gradient hydraulique, une vidange plus rapide du réservoir souterrain en aval, et une alimentation souterraine de la rivière de plus en plus difficile au fur et à mesure que la vidange se poursuit ; le tarissement de la rivière est rapide et l'écart entre les débits initiaux et les débits finaux est plus important, il est d'autant plus grand que le battement de la nappe est important.

La même évolution piézométrique d'Audrehem s'observe également à Nort Leulinghem (fig.114) avec un décalage cette fois

Fig:114 - Ecoulement de la Hem à Guèmy  
et piézométrie de la nappe de la craie  
(1982-1989)



de deux mois entre les maxima piézométriques et les hauts niveaux de la rivière.

A Nordausque, on se trouve dans une région de plaine où il est difficile de repérer à travers une représentation graphique l'inter-relation nappe-rivière (fig.114). La piézométrie et le niveau de l'eau dans la rivière sont sous le contrôle de la pluviométrie.

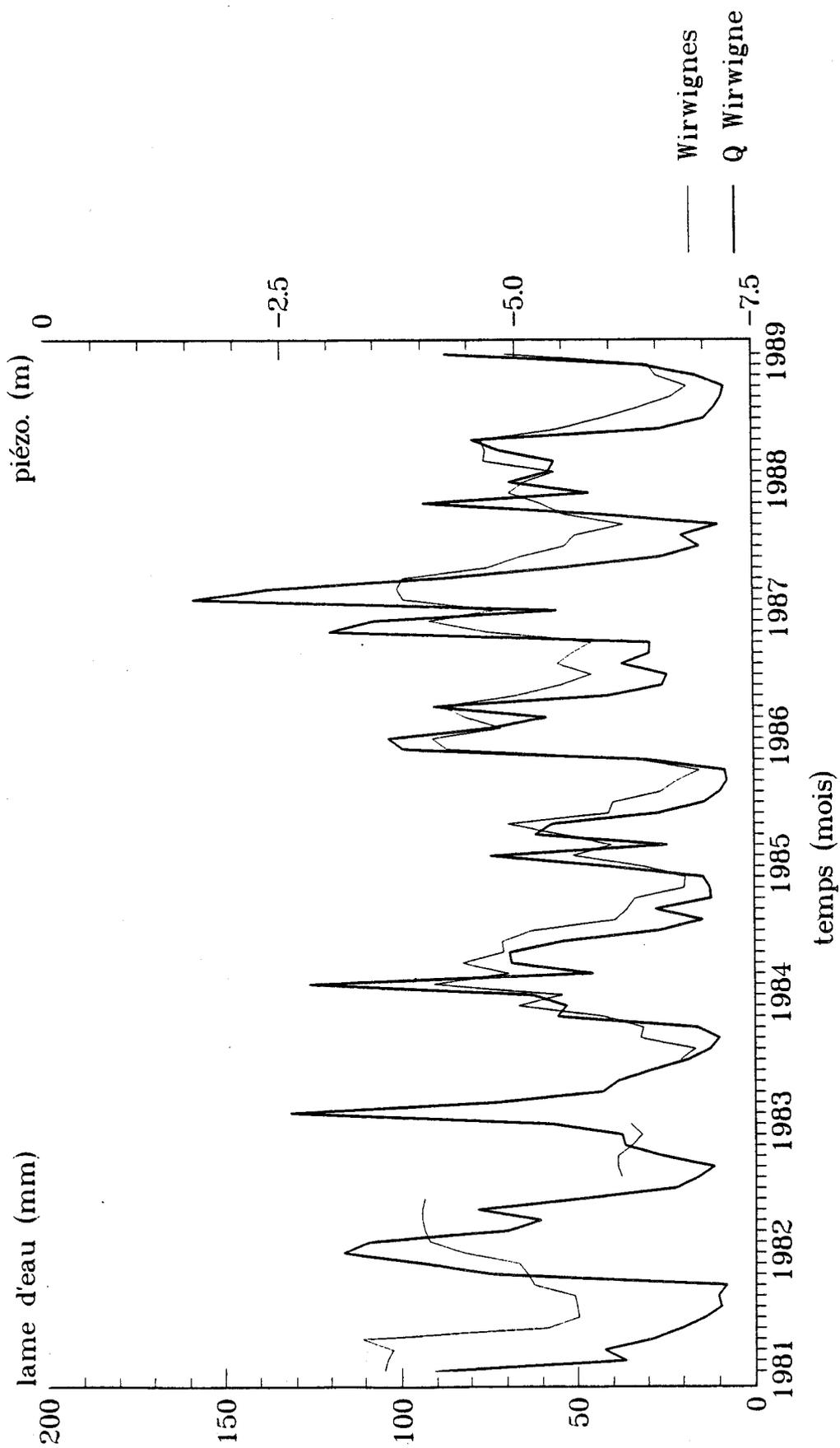
### **3. Piézométrie et écoulement de la Liane à Wirwignes**

Le forage du Séquanien de Wirwignes (lieu dit, à ne pas confondre avec la station de jaugeage, qui se situe elle à la ville de Wirwignes) permet de suivre l'évolution de la nappe dans la vallée de la Liane. La profondeur maximale ne dépasse pas 7 m en période de basses-eaux de la nappe. A la fin de la saison de recharge, le toit de la nappe se situe à 2,5 m de la surface du sol. Une similitude s'observe entre l'évolution de la piézométrie et celle des débits de la rivière (fig.115). Cette synchronisation des cycles hydrologique et hydrogéologique est due à une forte fissuration qui favorise des transferts rapides des eaux de pluie en profondeur, une augmentation immédiate du toit de la nappe est observée à la suite de chaque excédent (fig.33). La réponse de la rivière est également rapide, une importante quantité de ces eaux ruisselle. Le faible potentiel hydrogéologique de l'aquifère Jurassique à faible puissance (5 à 25 m) ainsi que la vidange rapide du réservoir cénomaniens reponsable de plusieurs émergences au pied de l'escarpement crayeux, associé à une tectonique de bloc et une géomorphologie en boutonnière avec de forts escarpements, favorise une vidange rapide du réservoir souterrain (fort gradient hydraulique), la faible perméabilité de la couverture Jurassique est responsable de la prédominance de l'écoulement rapide vis à vis de celui de base.

### **4. Piézométrie et écoulement de l'Authie à Dompierre**

Parmi les trois forages disponibles dans ce bassin (fig.1) un seul possède des observations complètes depuis 1982

Fig:115 - Ecoulement de la Liane à Wirwignes et piézométrie de la nappe du séquanien (1982-1989)



(Beauval), le puits d'Autheux a des observations qui vont jusqu'en 1984, alors que dans celui de Neuville seules quelques mesures clairsemées ont été effectuées pendant la période 1982-1989. Seules les observations des deux premiers forages seront exposées dans ce travail.

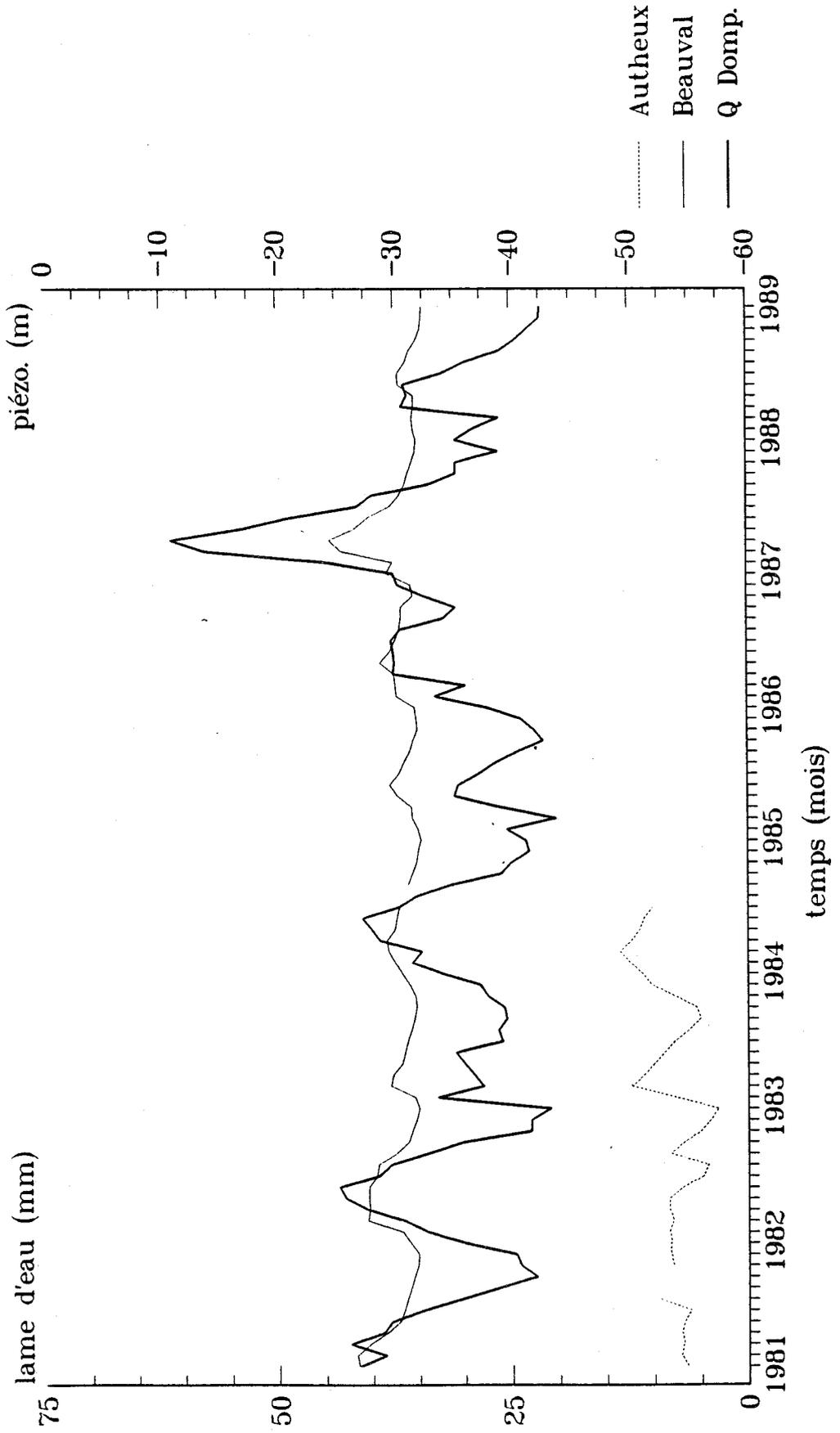
Le toit de la nappe se situe entre 33 (à Beauval) et 57 (à Autheux) mètres de profondeur. La comparaison de la piézométrie dans ces forages et de l'écoulement de l'Authie à la station de jaugeage de Dompierre sur Authie montre l'existence d'un décalage de deux mois entre les hautes-eaux de la nappe et celles de la rivière (la saison de vidange de la nappe commence plus tôt). Il est suivi deux mois après par un amorçement de la décrue de la rivière (fig.116). Ce décalage temporel correspond à une importante inertie de la nappe de la craie, il est indicateur d'une richesse hydrogéologique souvent maintenue indépendamment des déficiences pluviométriques.

La régularité des cycles piézométrique et hydrologique est due en premier lieu à l'importance du réservoir souterrain (forte extension géométrique) qui gère les transferts hydriques vers la surface et arrive à maintenir ces transferts à niveau constant même en période de pénurie hydrologique, comme le montre l'allure des courbes de tarissement repérées dans ce bassin, moins perturbées par les pulsations pluviométriques qui interviennent en plein été. La taille de ces courbes atteste aussi d'une décrue très lente de la nappe.

## II-TYPOLOGIE DU PHENOMENE DE TARISSEMENT

Pendant les périodes de tarissement, les pluies servent à compenser le déficit hydrologique de surface créé par la forte demande en ETP, l'infiltration efficace est nulle ( $EXC.=0$ ). La vidange de la nappe se fait en faveur d'une alimentation de l'écoulement de surface, d'autant plus sollicitée que la saison chaude est longue. Le fléchissement des débits des rivières, aboutit au bout d'un certain temps à des débits d'étiage dont la composante principale est de type souterrain comme c'était le cas

Fig:116 - Ecoulement de l'Authie à  
Dompierre et piézométrie de la nappe de  
la craie (1982-1989)



des tarissements de 1972, 1973 et 1976 où plus de 95 % de l'écoulement des rivières est de base. En dehors de ces cas, la part de l'écoulement de base est dominante, mais la composante rapide (ruissellement) reste non négligeable, les calculs effectués sur des courbes de tarissement ajustées selon la loi de Maillet ont donné des pourcentages moyens de l'écoulement rapide d'environ 6 % dans le bassin de la Liane et presque 4 % dans l'Authie.

L'ajustement effectué au cours de ce travail sur les tarissements observés a permis de faire abstraction de ce type d'anomalie souvent masquée par les méthodes de lissage effectuées sur les hydrogrammes annuels des cours d'eaux pour séparer l'écoulement rapide et celui de base. La méthode de lissage amortit les pulsations de débits qui sont très importantes dans les cours d'eaux du Nord de la France même en période de basses-eaux des rivières. Il est d'autant plus contesté que ces pulsations sont nombreuses et leur amplitude est grande (Annexe II). Les lois de modélisation de l'écoulement de surface et de l'écoulement souterrain doivent prendre en considération ce changement d'écriture mathématique du phénomène d'écoulement selon la saison.

Il est important à signaler qu'au cours de ce travail, un essai d'ajustement de la fonction de tarissement selon une loi hyperbolique (11) a été tenté. La démarche poursuivie a consisté à tracer des abaques en fixant à chaque fois  $\alpha$  et en faisant varier  $n$ , cette méthode utilisée par Droque (1967) et Jauffret (1985) dans des régions karstiques avec une très grande satisfaction s'est avérée inadaptée aux aquifères crayeux de nos bassins, les calculs de la réserve de tarissement ont donné des valeurs de ce paramètre largement supérieures aux lames d'eau écoulées aux différents postes de jaugeages. La loi hyperbolique est donc abandonnée pour modéliser le tarissement des rivières dans le Nord de la France (du moins pour notre cas). Un travail sur le débit des sources de la Lys (Maqsoud, 1991), donc dans un contexte géologique identique à celui de nos bassins a montré que la courbe de décrue des débits des sources se fait en trois phases selon une

loi exponentielle : une première phase correspond à la vidange de circulation rapide, une seconde à celle des circulations retardées et une dernière à un épuisement des réserves de la nappe. L'augmentation des débits de ces sources se fait depuis le mois de décembre jusqu'au mois d'avril puis on assiste à une diminution progressive avec parfois des augmentations au sein de ce tarissement durant quelques jours, une évolution des débits de sources similaires à celle des débits des rivières (fig.44 à 51, voir également les figures 69 à 72). Les affinités décelées dans l'évolution des débits des sources et des rivières confirment l'adoption de la loi exponentielle pour ajuster les tarissements des cours d'eau.

L'ajustement d'une loi exponentielle reste donc le meilleur moyen de modélisation de l'écoulement de base en période de tarissement et les résultats, obtenus par cette loi, surtout ceux des débits d'étiage calculés souvent inférieurs au débits d'étiage observés, nécessitent un contrôle au niveau de la piézométrie. Les courbes de tarissement ajustées constituent donc un outil de prévision des bas débits dans la rivière ; la limite inférieure de ces courbes (fig.101.1 à 104.3) correspond à la capacité d'ingestion des aquifères dans chaque bassin. Cette correspondance est confirmée par la tendance homogène vers cette limite de toutes les courbes indépendamment des débits initiaux.

Une typologie s'observe au niveau des modalités de manifestation du phénomène (fig.101.1 à 104.3) ; typologie en relation directe avec la pluviométrie et le rythme de vidange plus ou moins lent des réservoirs souterrains. Trois types de tarissement sont distincts, d'abord en fonction de la capacité de soutien de l'aquifère, de la sensibilité de la rivière à des pluies brutales en saison de basses eaux et du pouvoir filtrant des couches superficielles. Ces trois types ont été distingués en se basant sur la quantité des pluies en saison froide avant le tarissement. La comparaison entre des cas de tarissement dans chaque bassin intervenant après des saisons pluviométriques arrosées, sèches ou moyennes permettra de mettre l'accent sur cette influence pluviométrique ; en parallèle l'examen de la

piézométrie pendant ces périodes dans des puits où la relation entre le niveau de l'eau dans les rivières et la nappe est évidente permettra de voir si le facteur pluviométrique est à prendre en considération dans la fonction de transfert nappe-rivière où son influence se limite au niveau superficiel. Les années prises comme exemples pour cette comparaison seront 1985, 1988 et 1989.

### III-ROLE DE L'ÉCOULEMENT DE BASE EN PÉRIODE DE TARISSEMENT

L'examen d'un certain nombre de données piézométriques, en parallèle avec l'évolution du niveau d'eau dans la rivière, abordée au début de ce chapitre a montré les points où le niveau de la nappe a de bonnes corrélations avec celui de la rivière. Une évolution similaire entre ces deux paramètres s'observe, on peut ainsi qualifier cette évolution comme significative d'un transfert nappe-rivière permanent et univoque.

En fin de tarissement, l'influence des pluies perturbatrices provoque une remontée sensible des débits des cours d'eau et un changement de pente des courbes s'observe. L'ajustement a pour but de minimiser l'effet de ces pluies sur la décroissance des débits en fin de tarissement, donc de faire ressortir la relation nappe-rivière sous son état le moins influencé possible et par voie de conséquence, la prédétermination des débits caractéristiques d'étiages qui expriment un tarissement profond des cours d'eau et l'état d'épuisement maximal du stock souterrain.

Le tarissement des rivières n'est en fait que l'expression en surface de celle de la nappe. La comparaison à la fois des débits des cours d'eau, des pluies ponctuelles (considérées comme représentatives de la lame d'eau précipitée sur l'ensemble du bassin) et de la piézométrie permet la mise en évidence de l'interrelation entre ces trois paramètres, et de l'effet d'une pluie intervenant en période de tarissement à la fois sur les débits et sur le niveau de la nappe.

Les années 1985, 1988 et 1989 ont été choisies pour servir d'exemples de fonctionnement en parallèle de ces trois paramètres. Elles correspondent à des tarissements intervenant après des saisons froides à pluviosité variable conditionnant différemment un des trois types de tarissement indiqués ci-dessus.

### **1. Tarissement et piézométrie en 1985**

Les tarissements observés en 1985 subissent l'influence permanente de la pluviométrie. L'empreinte de chaque pluie est enregistrée, soit momentanément soit, quelques jours après (4 au maximum), au niveau de l'écoulement des rivières. Indépendamment de la taille des bassins et de l'inertie de l'écoulement, on trouve une réponse de la rivière après chaque pluie (fig.117.1, 118.1 à 119.1 et 120.1).

Au niveau de la piézométrie, la baisse enregistrée dans les différents puits est continue dans le temps ; aucun effet de la pluviométrie ne s'observe sur cette évolution (fig.117.2, 118.2, 119.2 et 120.2). Seule, dans les forages où on a déjà vu qu'il n'y a pas de relation nappe-rivière comme à Blendecques dans le bassin de l'Aa et Nordausques dans le bassin de la Hem, l'évolution du niveau de la nappe entre le début et la fin du tarissement se fait à niveau constant. A Coulomby, on observe une chute de 10 m du niveau de la nappe (fig.117.2) ; à Wirwignes cette chute est d'environ 3 m (fig.119.2).

Aux tarissements observés en 1985 correspondent des chutes des niveaux des nappes ; cette synchronisation des tarissements souterrains et de ceux des rivières est significative d'une dépendance fonctionnelle nappe-rivière, donc une baisse régulière des débits de base. La correction graphique de la limite inférieure de cet écoulement de base est donc justifiée lorsque l'on examine la tendance inférieure de ce type d'écoulement à travers les données piézométriques.

Fig:117.1 - Pluie et tarissement de l'Aa à Wizernes du 12/07/85 au 19/12/85

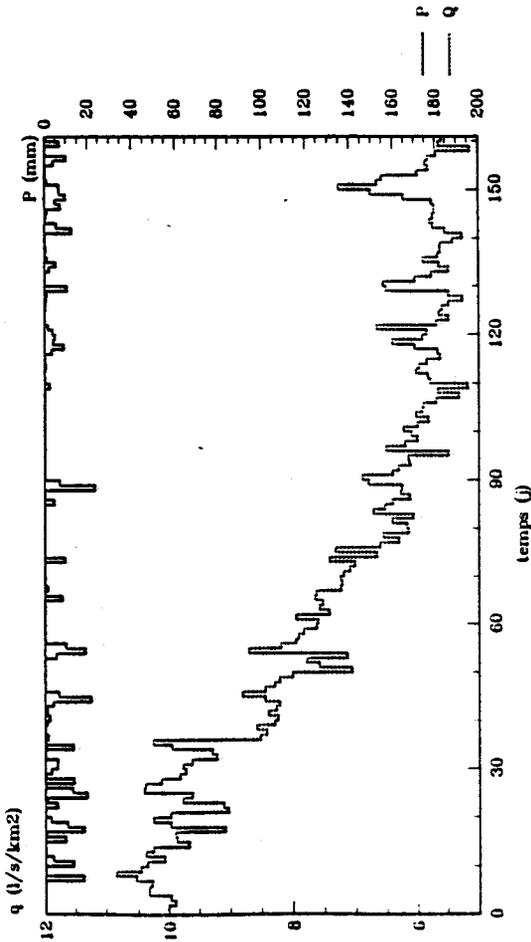


Fig:117.2 - Piézométric de la nappe pendant le tarissement de l'Aa à Wizernes du 12/07/85 au 19/12/85

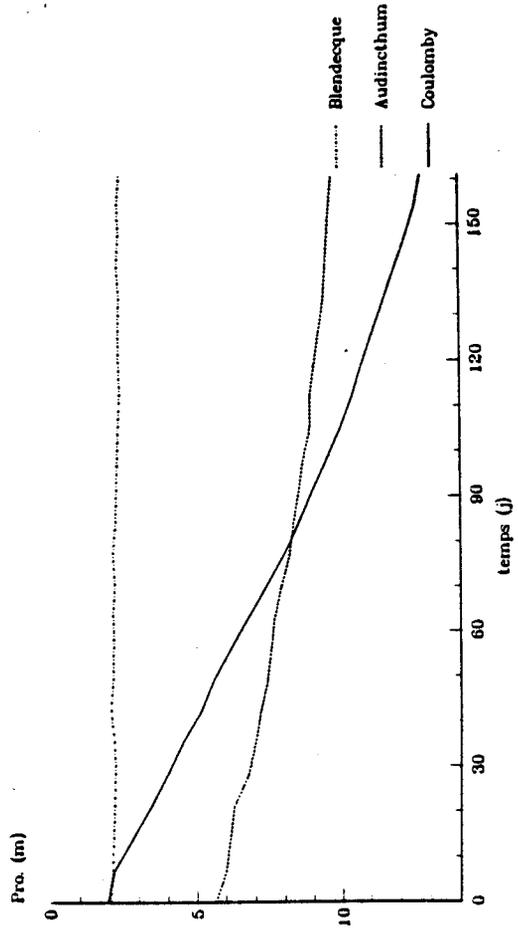


Fig:118.1 - Pluie et tarissement de la Hem à Guémy du 11/07/85 au 23/10/85

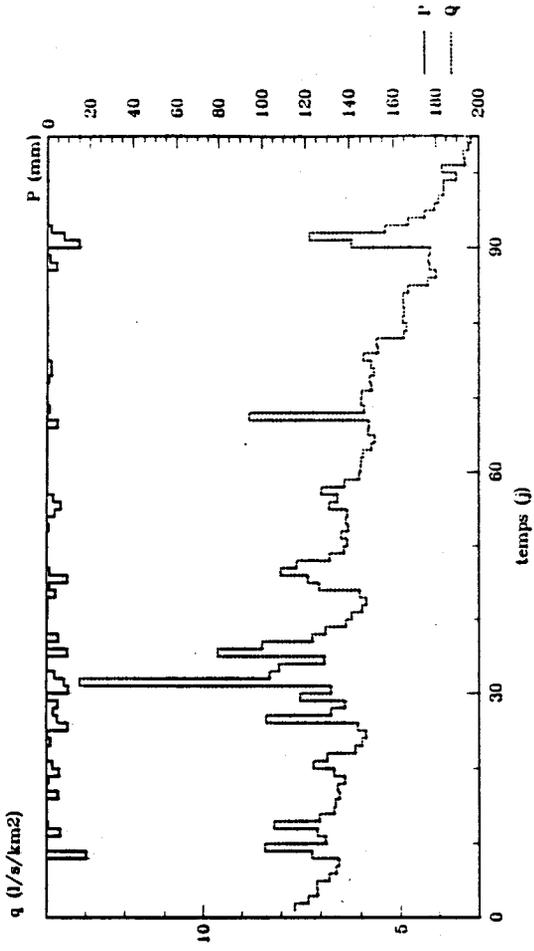


Fig:118.2 - Piézométric de la nappe pendant le tarissement de la Hem à Guémy du 11/07/85 au 23/10/85

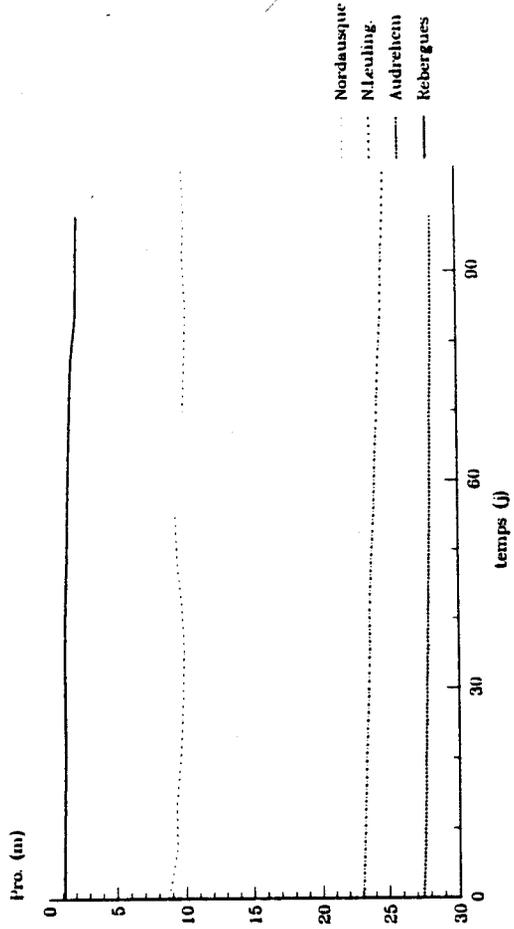


Fig:120.1 - pluie et tarissement de l'Authie à Dompierre du 23/06/85 au 16/12/85

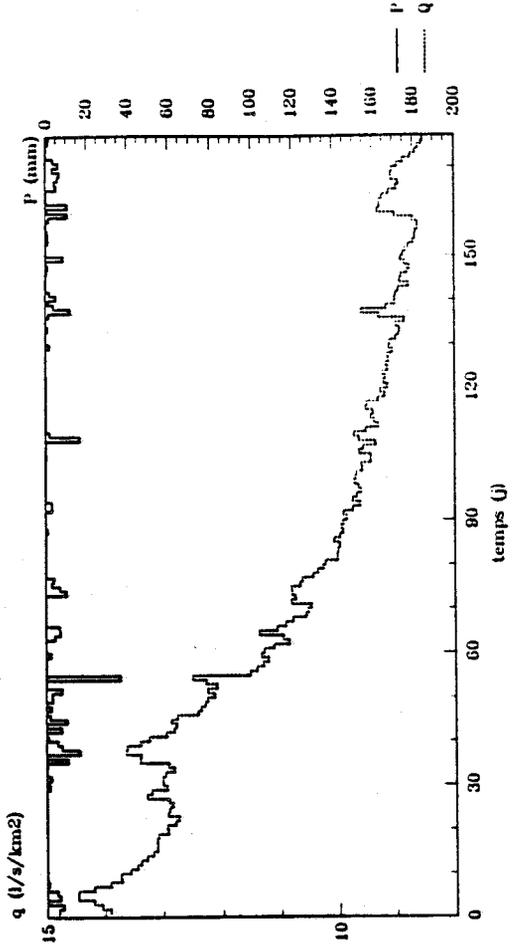


Fig:120.2 - Piézométric de la nappe pendant le tarissement de l'Authie à Dompierre du 23/06/85 au 16/12/85

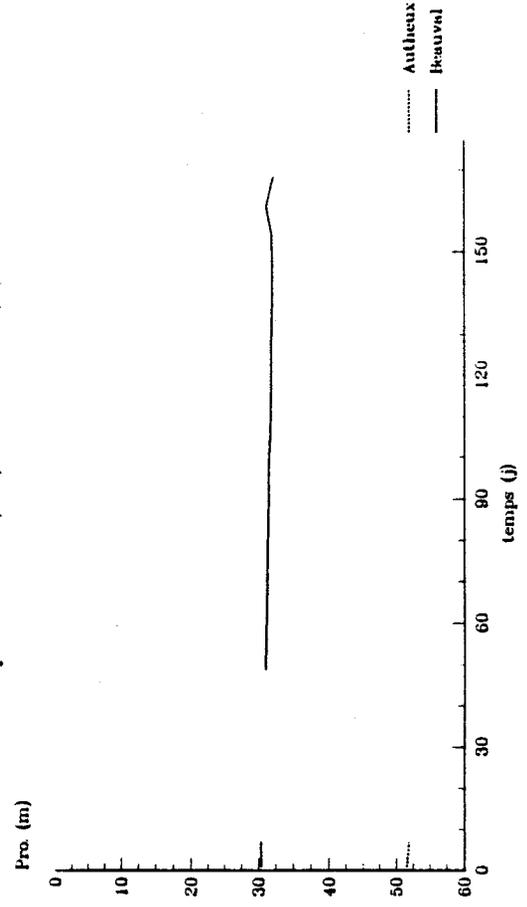


Fig:119.1 - Pluie et tarissement de la Liane à Wirwignes du 07/05/85 au 27/10/85

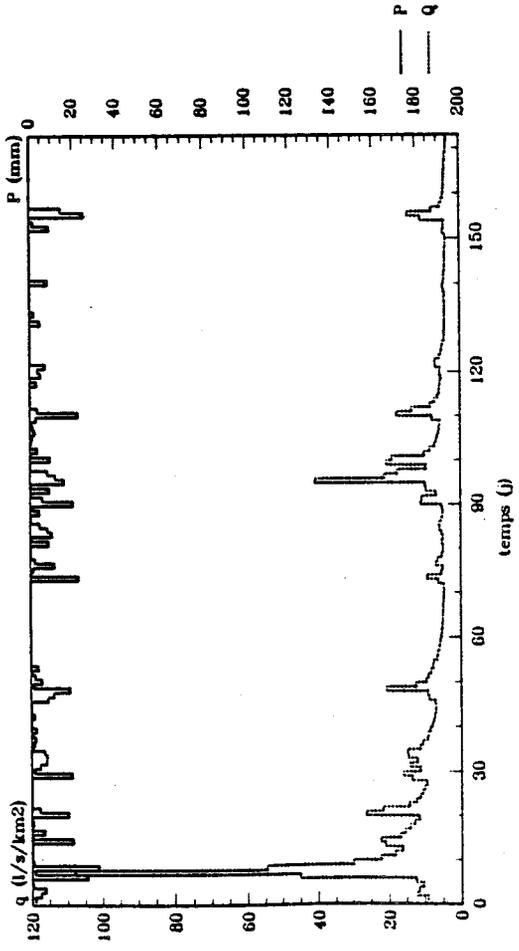
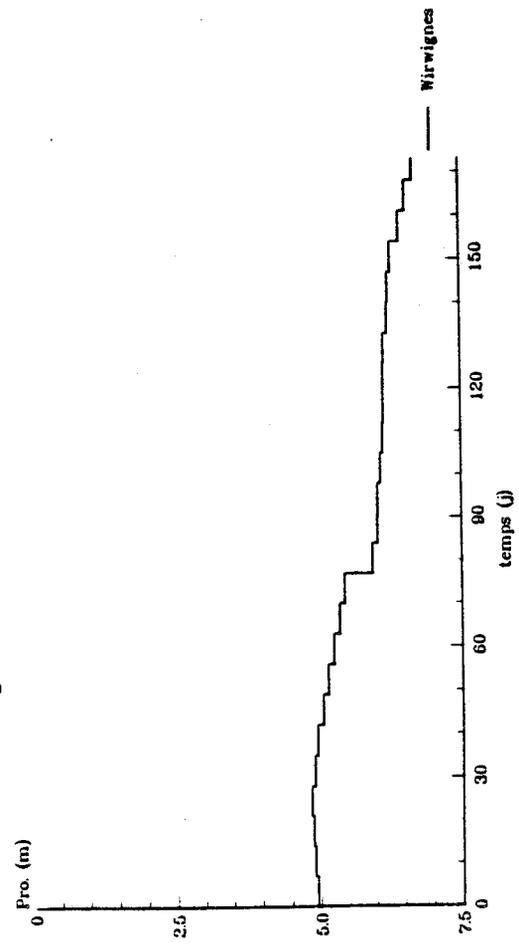


Fig:119.2 - Piézométric de la nappe pendant le tarissement de la Liane à Wirwignes du 07/05/85 au 27/10/85



## **2. Tarissement et piézométrie en 1988**

L'influence d'une saison froide arrosée se retrouve au niveau des débits initiaux de tarissement pendant cette année. Il y a abondance de l'écoulement des cours d'eau (fig.121.1, 122.1, 123.1 et 124.1), le toit des nappes qui par rapport à 1985 bénéficient d'une recharge importante se situe à des profondeurs plus faibles (fig.121.2, 122.2, 123.2 et 124.2).

Comme en 1985, les pluies provoquent des pulsations de débits visibles sur les courbes. Les tarissements qui parviennent après un hiver très arrosé commencent tôt et durent plus longtemps. Ils se sont produits après une saison froide où on a enregistré pour la période d'octobre 1987 et mars 1988 une hauteur cumulée de pluie égale à 933 mm dans le bassin de l'Aa contre une hauteur interannuelle moyenne (1966-1989) égale à 901 mm, la Hem totalise pour la même période une hauteur de pluie égale à 862 mm pour une lame interannuelle (1969-1989) de 929 mm, la Liane enregistre une hauteur de 935 mm contre une hauteur moyenne (1982-1989) de 935 mm et enfin, l'Authie avec 630 mm pour une moyenne de 821 mm (1971-1989).

La même décroissance s'observe également au niveau de la chute du toit des nappes qui est du même ordre de grandeur que celle observée en 1985. Une période de stabilisation précède la phase de tarissement proprement dite, la durée de cette période est de 30 jours dans le bassin de l'Authie (fig.124.2) et de la Liane (fig.123.2) et de 60 jours dans le bassin de l'Aa (fig.121.2). Pendant cette période, le toit de la nappe reste à niveau constant avant d'amorcer une baisse régulière se prolongeant au delà de celle des débits des rivières.

## **3. Tarissement et piézométrie en 1989**

L'année 1989 fait suite à une saison froide sèche. Les hauteurs des pluies précipitées pendant la période d'octobre 1988 à mars 1989 sont égales à 489 mm dans le bassin de l'Aa, 445 mm dans le bassin de la Hem, 522 mm et 337 mm respectivement dans les

Fig:121.1 - Pluie et tarissement de la Hem à Guéméy du 28/04/88 au 31/08/88

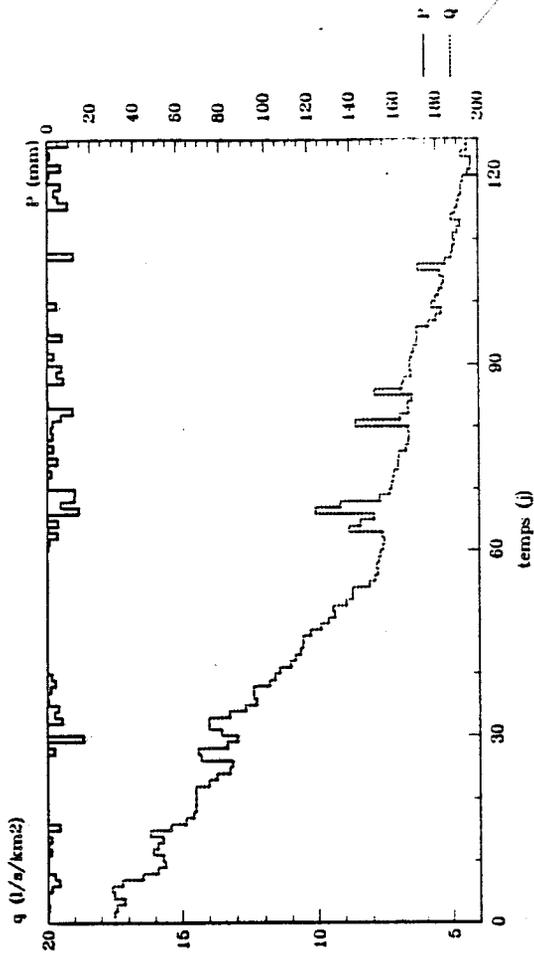


Fig:122.2 - Piézométrie de la nappe pendant le tarissement de la Hem à Guéméy du 28/04/88 au 31/08/88

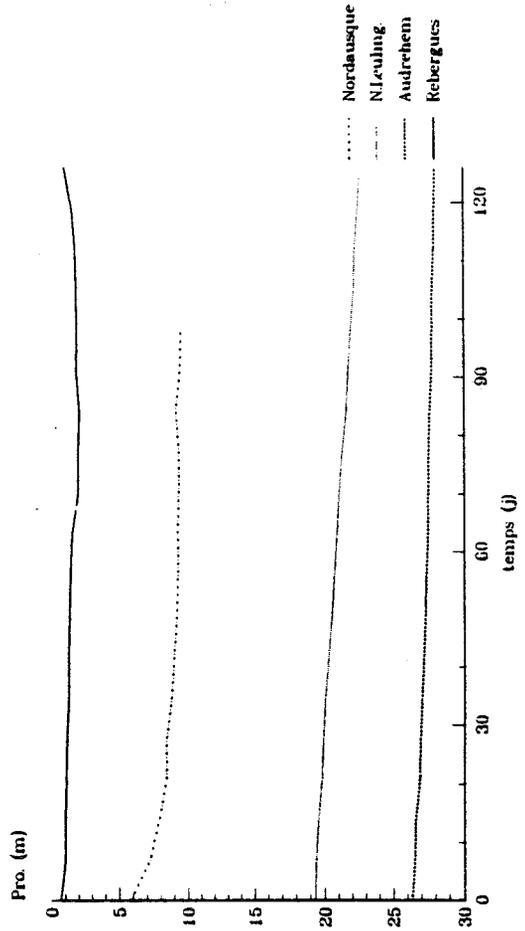


Fig:121.1 - Pluie et tarissement de l'Aa à Wizernes du 04/04/88 au 10/09/88

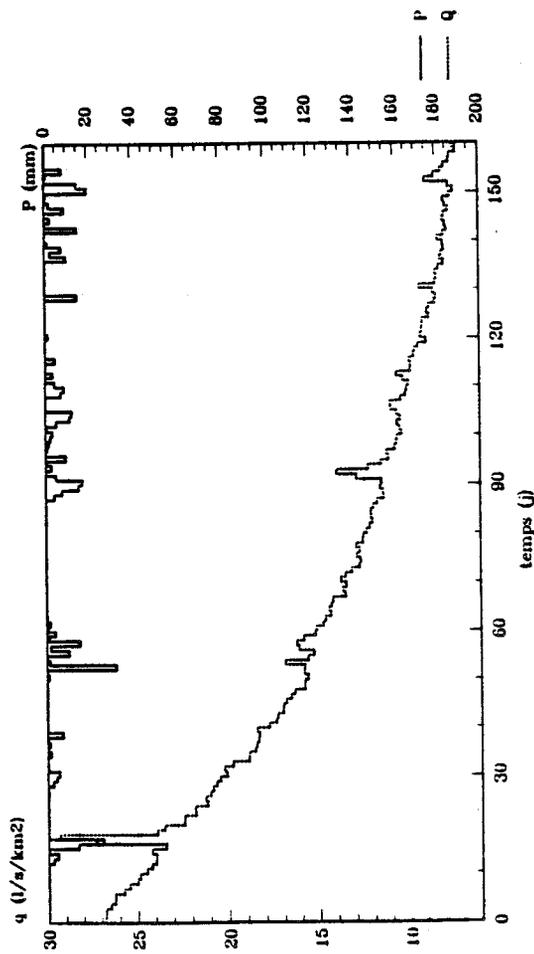


Fig:121.2 - Piézométrie de la nappe pendant le tarissement de l'Aa à Wizernes du 04/04/88 au 10/09/88

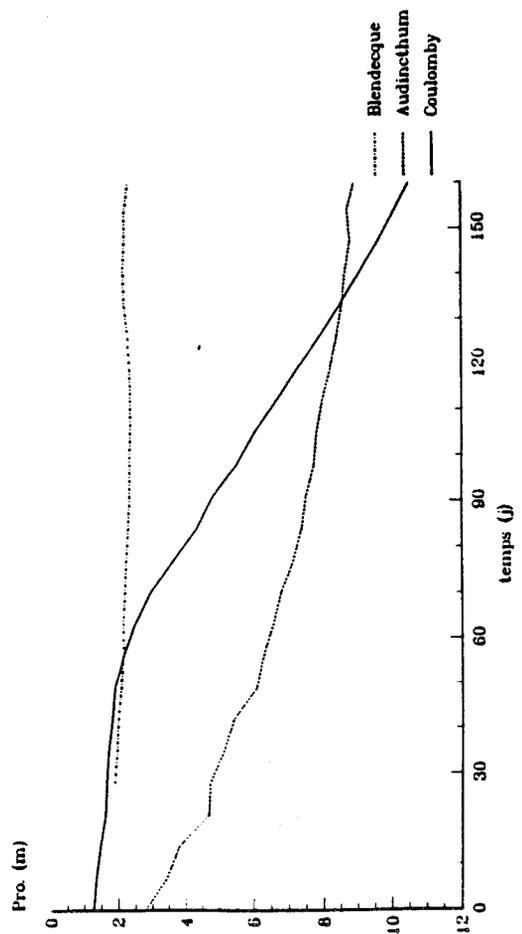


Fig.124.1 - Pluie et tarissement de l'Aauthie à Dompierre du 14/04/88 au 15/11/88

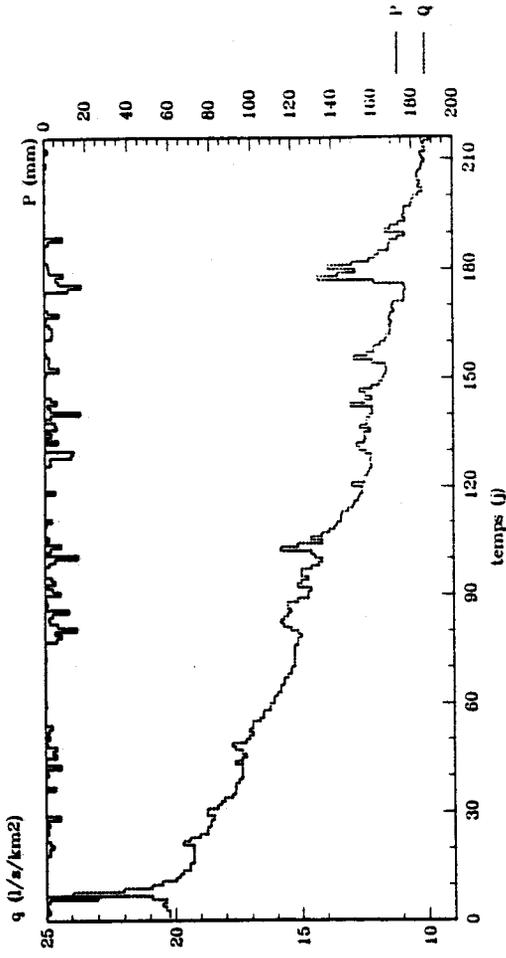


Fig.124.2 - Piézométrie de la nappe pendant le tarissement de l'Aauthie à Dompierre du 14/04/88 au 15/11/88

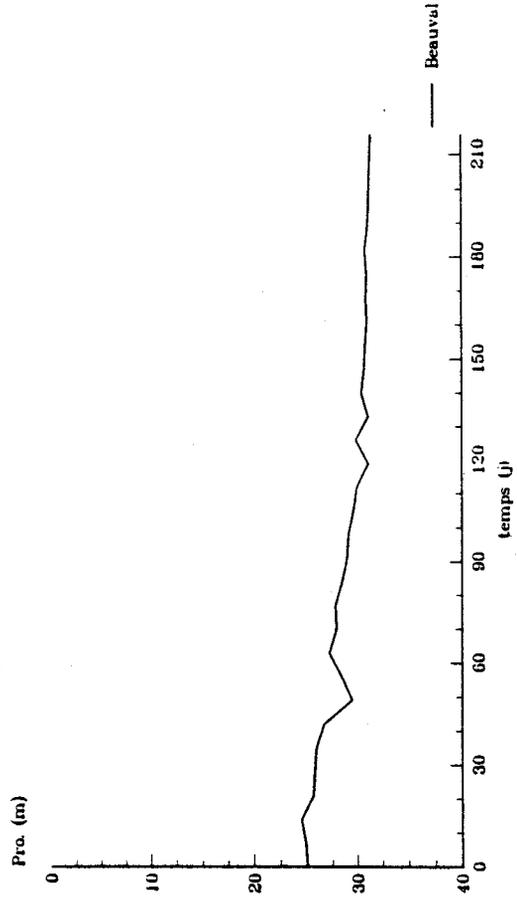


Fig.123.1 - Pluie et tarissement de la Liane à Wirwignes du 26/04/88 au 17/08/88

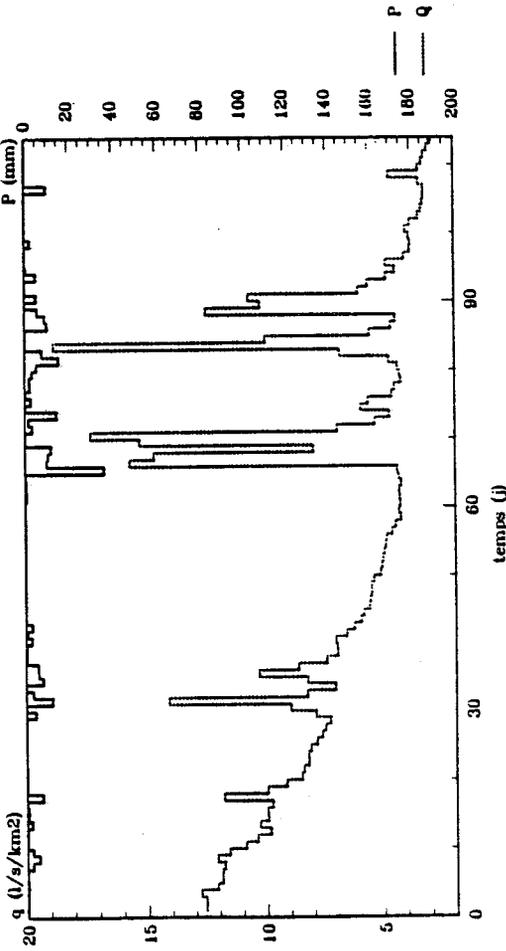
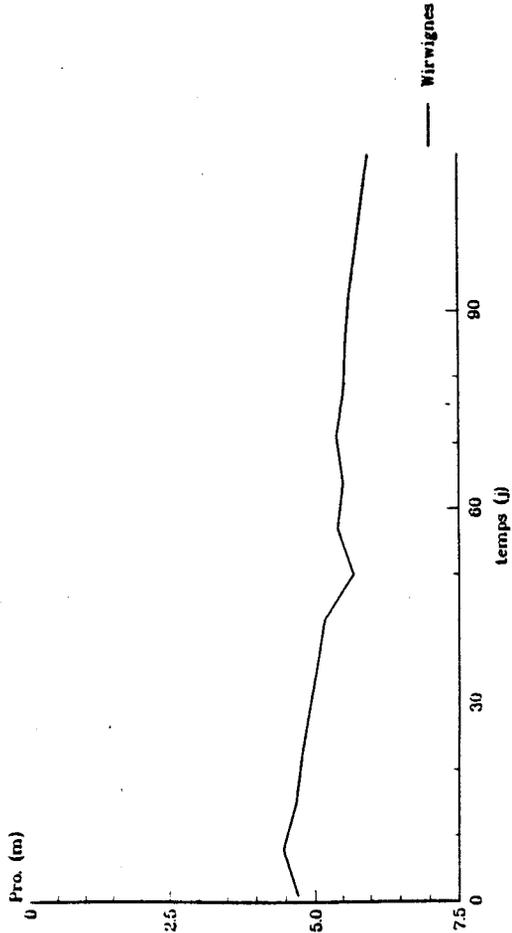


Fig.123.2 - Piézométrie de la nappe pendant le tarissement de la Liane à Wirwignes du 26/04/88 au 17/08/88



bassins de la Liane et de l'Authie. Par rapport à la même période entre 1987 et 1988, les apports pluviométriques sur les bassins ont chuté de moitié. Les conséquences de cette faible pluviosité sur l'écoulement se manifestent par de faibles débits et des tarissements qui sont repérés tardivement dans l'année à cause d'une faible baisse des débits. Les débits caractéristiques d'étiage observés en fin de ces tarissements sont les plus faibles parmi tous ceux de la période d'étude.

Les infiltrations vers la nappe sont plus faibles et l'état des réserves souterraines influence les transferts vers la rivière. Les faibles débits initiaux et les bas débits d'étiage sont significatifs d'une faible alimentation souterraine. La chute du toit de la nappe est faible en raison d'une faible alimentation de cette dernière en période de recharge (fig.125.2, 126.2, 127.2 et 128.2). Seule, dans le bassin de la Hem, on a une évolution piézométrique similaire à celle de l'année 1988 (fig.122.2).

L'écart entre les débits des cours d'eau au début et en fin de tarissement sont les plus importants de toute la période étudiée (fig.125.1, 126.1, 127.1 et 128.1). L'effet des pluies sur l'écoulement des rivières est visible et immédiat ; il reste pourtant inexistant au niveau de la piézométrie.

#### **IV-VOLUME DYNAMIQUE**

La fonction de tarissement ajustée permet le calcul de l'écoulement de base que l'on peut assimiler aux volumes d'eau dynamiques mobilisés par chaque aquifère en période de tarissement et qui sont inférieurs aux capacités d'emmagasinement de ces aquifères. Ces volumes dépendent de l'état de remplissage des réservoirs souterrains avant le tarissement, de la durée de la période considérée et de sa situation au sein de la période de vidange : à un tarissement repéré tardivement pendant la décharge des nappes, correspond un volume dynamique plus faible et inversement. Ces conditions sont valables seulement pour des cours d'eau qui puisent leurs ressources en eau souterraine à partir des aquifères de nature lithologique identique et qui leurs confèrent

Fig:126.1 - Pluie et tarissement de la Hem à Guémy du 08/06/89 au 19/10/89

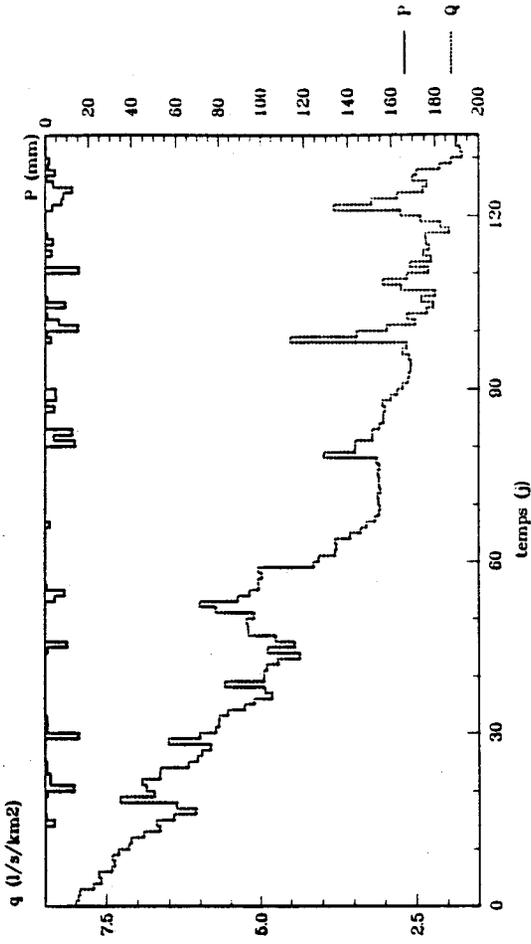


Fig:126.2 - Piézométrie de la nappe pendant le tarissement de la Hem à Guémy du 08/06/89 au 19/10/89

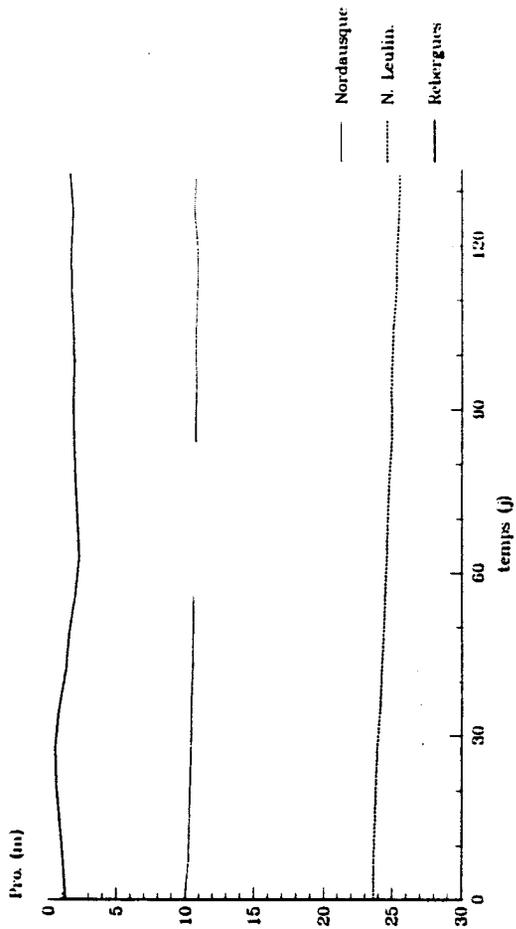


Fig:125.1 - Pluie et tarissement de l'Aa à Wizernes du 31/07/89 au 10/12/89

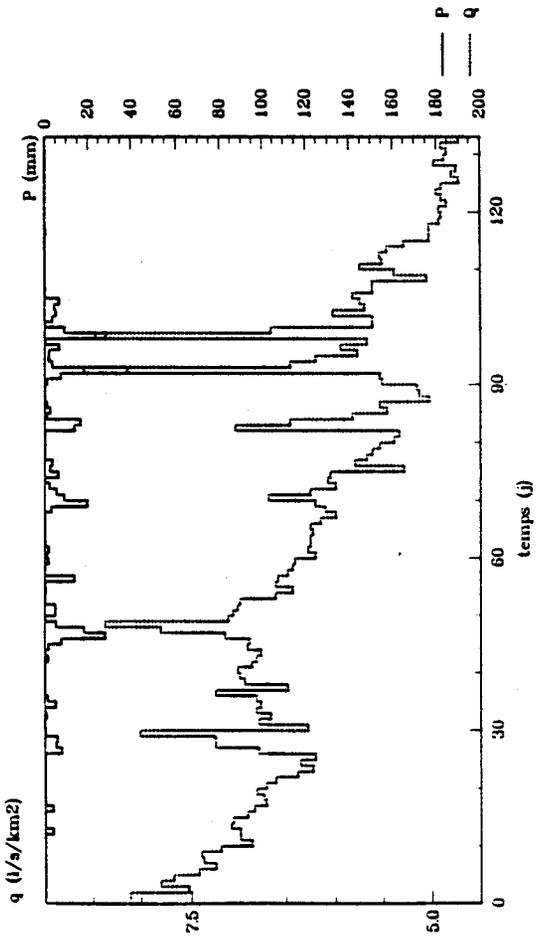


Fig:125.2 - Piézométrie de la nappe pendant le tarissement de l'Aa à Wizernes du 31/07/89 au 10/12/89

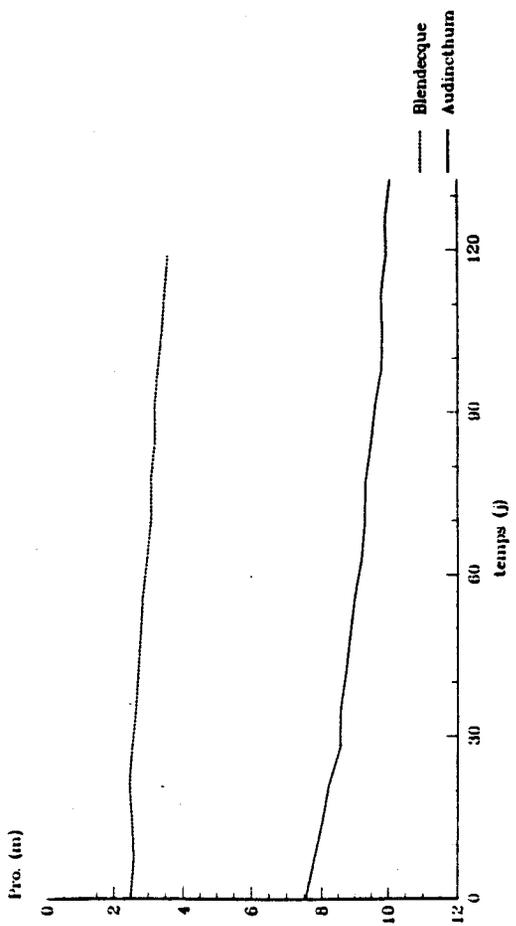


Fig:127.1 - Pluie et tarissement de la Liane à Wirwignes du 12/05/89 au 05/10/89

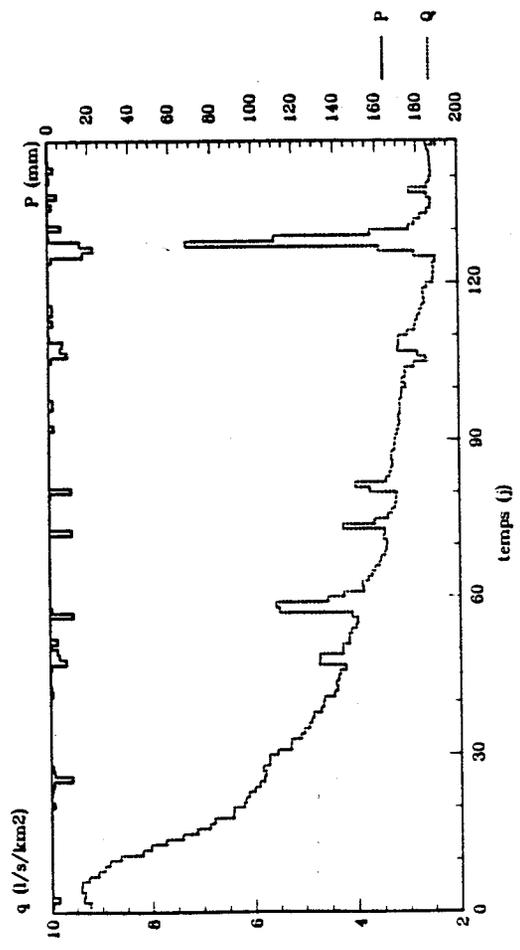


Fig:127.2 - Piézométrie de la nappe pendant le tarissement de la Liane à Wirwignes du 12/05/89 au 05/10/89

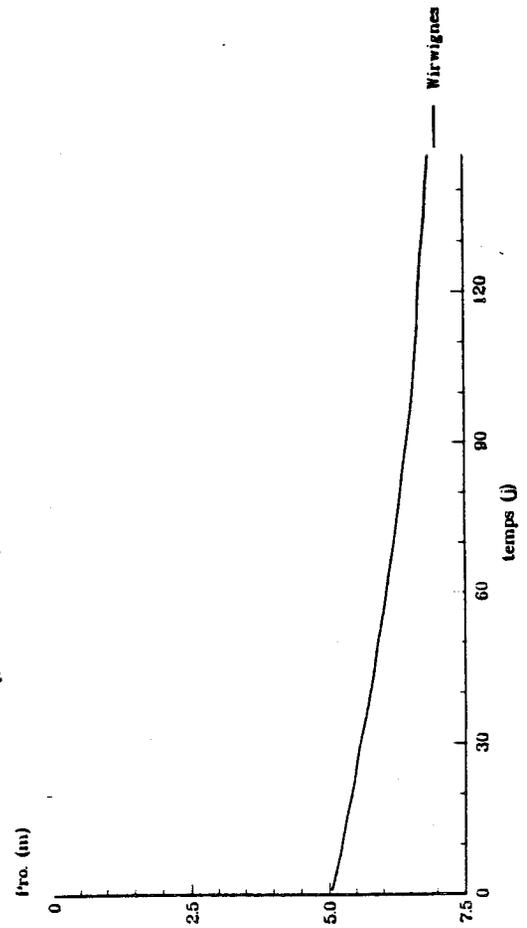


Fig:128.1 - Pluie et tarissement de l'Authie à Dornpierre du 29/05/89 au 10/12/89

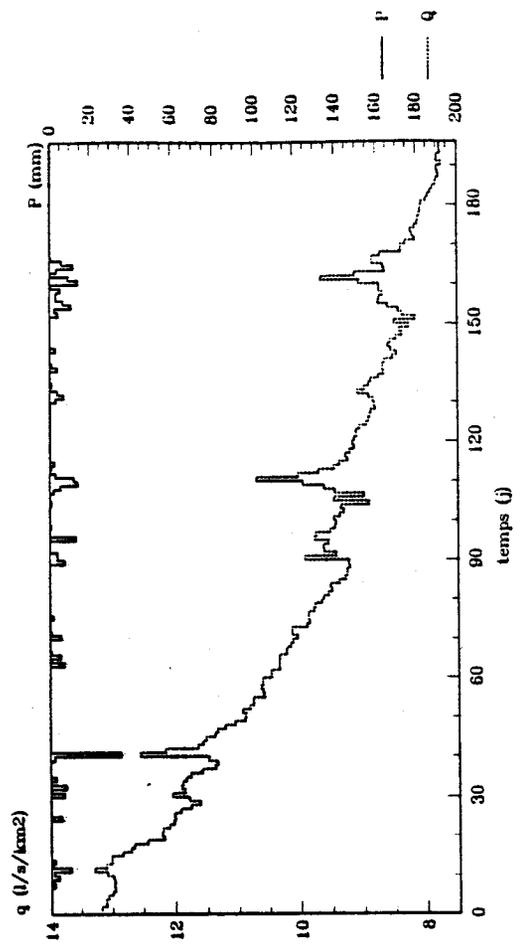
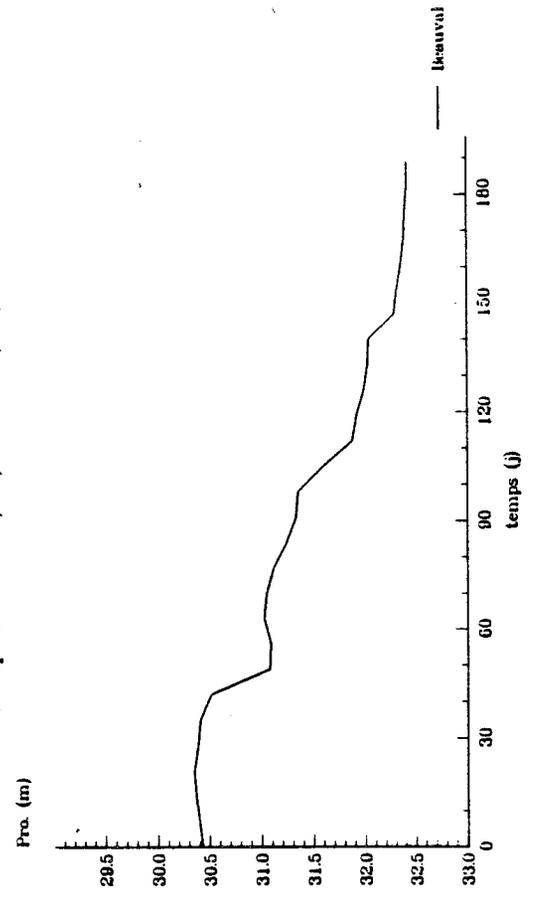


Fig:128.2 - Piézométrie de la nappe pendant le tarissement de l'Authie à Dornpierre du 29/05/89 au 10/12/89



des paramètres hydrodynamiques similaires. Dans ce cas, les paramètres géométriques, les conditions d'alimentation et les variations du cycle piézométrique peuvent compromettre l'homogénéité du fonctionnement des réservoirs de lithologie identique.

ANNEES	AA		HEM		LIANE		AUTHIE	
	t(j)	V M.m <sup>3</sup>	t(j)	V M.m <sup>3</sup>	t(j)	V M.m <sup>3</sup>	t(j)	V M.m <sup>3</sup>
1963							124	43,47
1964	139	43,15					156	69,57
1965	170	69,87					153	87,04
1966	154	40,18	102	11,24			148	104,19
1967	200	70,56	131	10,03			145	94,68
1968	65	17,67	160	14,83			112	79,33
1969	123	32,94	171	14,62			136	78,21
1970	92	29,37	154	10,85			203	140,68
1971	139	33,97	138	6,30			97	39,84
1972	151	27,97	108	3,94			46	16,06
1973	181	31,91	105	4,19	101	2,20	138	46,75
1974	94	23,70	148	6,63	111	2,94	155	63,95
1975	150	44,32	124	11,80	99	4,13	237	169,70
1976	169	22,33	165	8,29	172	5,83	160	60,43
1977	169	46,52	151	12,50	163	9,55	117	45,47
1978	170	55,18			107	3,48	123	68,18
1979	182	58,16			65	3,43	103	64,24
1980	32	14,44			55	2,48	40	36,21
1981	127	47,55			66	3,65	190	143,50
1982	224	87,42	207	13,85	206	6,14	240	152,48
1983	87	28,45	96	6,55	74	3,42	75	83,32
1984	173	53,68	166	15,08	152	12,98	76	45,13
1985	144	34,44	105	5,81	174	12,64	177	116,27
1986	96	21,78	113	4,26	112	3,20	122	70,82
1987	113	41,58	115	10,12	83	6,68	131	109,08
1988	160	76,95	126	10,08	114	9,45	216	189,61
1989	133	28,31	134	5,03	147	5,35	196	118,22

Tab.51. Volume dynamique mobilisé par les aquifères

N.B : Pour avoir les périodes exactes de tarissement dans chaque bassin voir pages : 189, 190 et 191

Les volumes dynamiques calculés pour chaque tarissement représentent les quantités d'eau en millions de m<sup>3</sup> (Tab.51) que l'aquifère peut véhiculer vers la rivière. La fonction de tarissement étant celle de la vidange des réservoirs en régime non influencé, ces volumes ne subissent pas les perturbations des pluies. A cause des raisons citées auparavant, la comparaison du

fonctionnement des réservoirs de ces bassins n'est pas chose aisée malgré l'existence de conditions similaires (lithologie, conditions d'alimentation). Pour un même bassin (Aa par exemple), le volume dynamique est multiplié par trois entre 1976 ( $Q_w=22,33 \text{ M.m}^3$ ) et 1988 ( $Q_w=76,95 \text{ M.m}^3$ ) ; pour des tarissements de même durée, l'état de remplissage du réservoir explique cette différence. La même remarque peut se faire dans le cas de la Hem entre 1974 ( $Q_w=6,63 \text{ M.m}^3$ ) et 1977 ( $Q_w=12,50 \text{ M.m}^3$ ), les rapports passent du simple au double en raison d'une forte recharge en 1977. Pour la Liane entre 1976 ( $Q_w=5,83 \text{ M.m}^3$ ) et 1984 ( $Q_w=12,64 \text{ M.m}^3$ ) et l'Authie également entre 1973 ( $Q_w=46,75 \text{ M.m}^3$ ) et 1987 ( $Q_w=109,08 \text{ M.m}^3$ ). Tous ces exemples montrent que le volume dynamique reste très lié à l'état de l'eau dans les réservoirs avant le tarissement, le rapport de sa variation entre bassins de même nature lithologique est du à un phénomène d'échelle (extension géométrique du réservoir).

Quant à la comparaison de ces volumes, cette fois entre bassins, elle est faite à partir de deux années pendant lesquelles la durée de tarissement est la même pour les quatre bassins (1976,  $t=170$  jours et 1982,  $t=210$  jours). La sécheresse de 1976 a provoquée une chute du niveau des nappes dont les conséquences sont ressenties sur l'alimentation souterraine des rivières en période de basses-eaux profondes ; alors qu'en 1982 et suite à une pluviométrie abondante pendant l'hiver 1981-1982, donc à des infiltrations efficaces importantes (fig.35 à 38) ; les volumes dynamiques n'ont pas subi le même ordre de variation que celle de 1976. On observe des variations de ce volume qui paraissent liées aux conditions citées auparavant, à savoir, la nature lithologique de l'aquifère, son extension géométrique et les conditions d'alimentation atmosphérique. Des différences du volume dynamique sont dues également à la multiplicité des niveaux aquifères (cas de l'Aa et de l'Authie) et à la richesse hydrogéologique de chacun de ces niveaux.

Par ailleurs, il n'existe pas de bonne corrélation entre les volumes dynamiques et la durée de tarissement (fig.129 à 132). La quantité d'eau mobilisée par chaque aquifère est très liée à

Fig:129 - Diagramme de corrélation entre le volume dynamique et le temps de tarissement dans le bassin de l'Aa

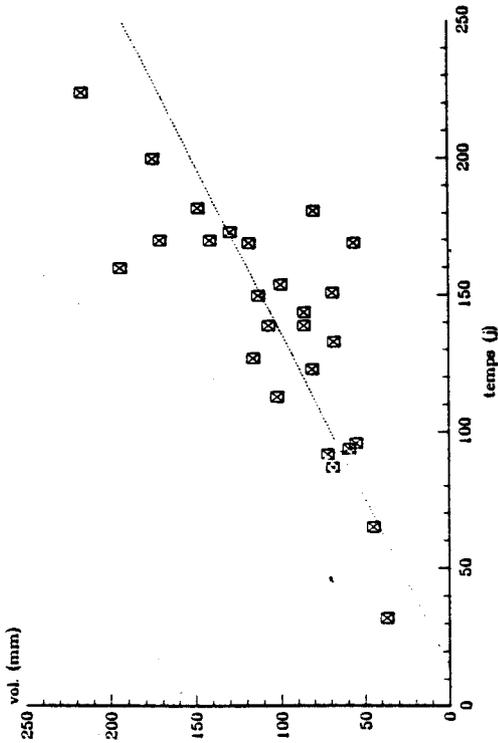


Fig:130 - Diagramme de corrélation entre le volume dynamique et le temps de tarissement dans le bassin de la Hem

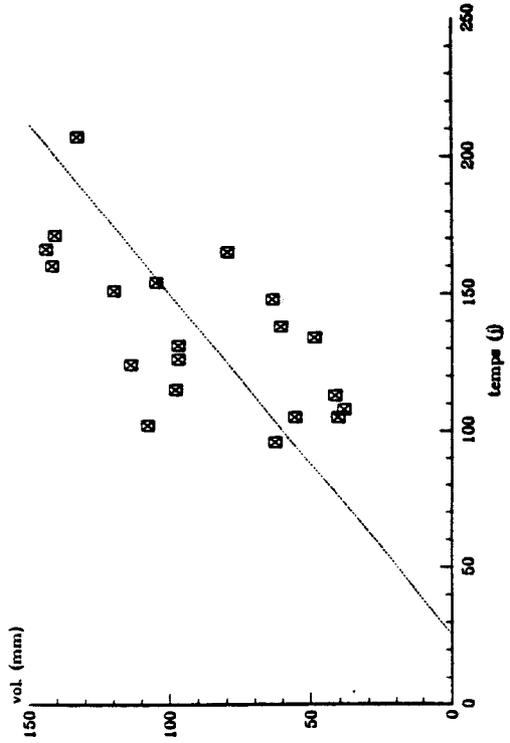


Fig:131 - Diagramme de corrélation entre le volume dynamique et le temps de tarissement dans le bassin de la Liane

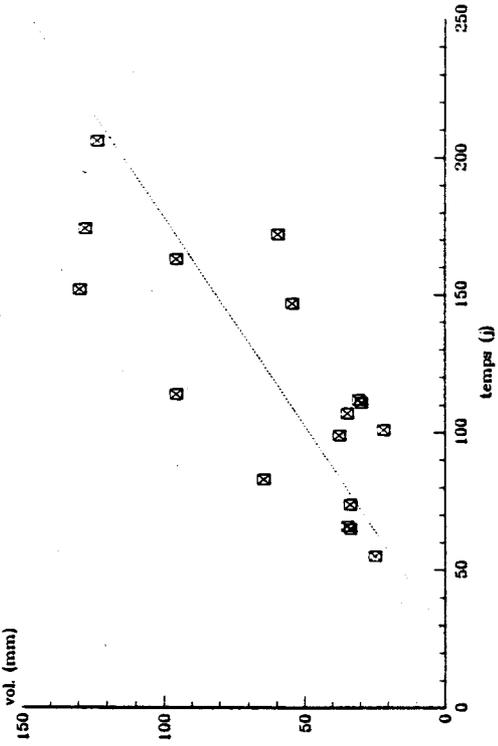
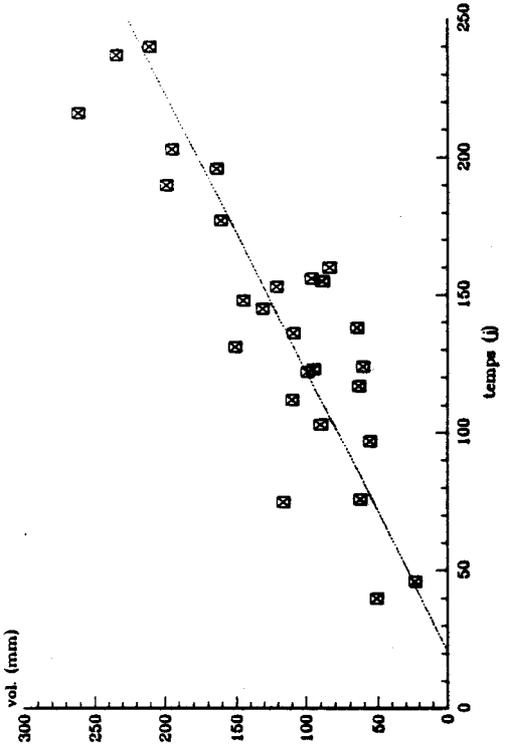


Fig:132 - Diagramme de corrélation entre le volume dynamique et le temps de tarissement dans le bassin de l'Authie



l'état des réserves (des apports pluviométriques) comme le montrent les deux contre exemples des années 1976 et 1982. La régularité de l'écoulement de surface de l'Aa et de l'Authie doit son origine à la grande capacité d'emmagasinement, le facteur géométrique explique aussi cette variation de gestion du stock souterrain.

#### **V-POROSITE DE DRAINAGE DE LA CRAIE**

La lame d'eau mobilisée par un aquifère en période de tarissement ( $Q_w$ ) est extraite de son stock souterrain (= capacité d'emmagasinement), elle correspond à une diminution du volume de ce stock ( $V$ ). A cette diminution de volume correspond une baisse du niveau de la nappe ( $h$ ) ; le rapport  $V/h$  donne la porosité de drainage ou porosité efficace de cette nappe (Marsily, 1981).

Si la variation du volume est connue (elle est exprimée en mm sous la forme de  $Q_w$ ), celle du niveau de la nappe n'est estimée qu'à travers les puits et ne peut être rapportée à la totalité de la surface du bassin d'autant plus qu'on note des différences de niveau d'un puits à l'autre. L'absence de carte piézométrique de début et de fin de tarissement rend difficile une évaluation précise du rabattement de la nappe ( $h$ ). Une méthode d'estimation de la porosité de drainage est faite à partir de la variation du niveau de la nappe dans chaque puits, c'est donc une porosité ponctuelle. Le tableau 52 donne les valeurs de la porosité de drainage qui varie peu dans un même point, sa stabilité exprime un fonctionnement dynamique du secteur de la nappe où elle est calculée. Cette porosité est calculée pour des périodes de tarissements observées entre 1982 et 1989 dans chaque bassin, la durée de ces périodes, les débits au début et en fin de tarissement et les coefficients de tarissement exponentiels sont donnés par les tableaux 47, 48, 49 et 50 du chapitre sept.

L'exploitation des résultats de l'étude des tarissements s'avère utile pour la détermination de la porosité efficace des nappes. Les valeurs de cette porosité restent assez significatives dans tous les puits à l'exception de Blendecques et Rebergues.

Dans tous les autres forages sa valeur reste stable indépendamment des années et caractéristique de chaque aquifère. Ce paramètre calculé par Mania (1978) en exploitant des résultats de forages d'essai est défini généralement entre 6 et 9 % pour la nappe de la craie, chiffres qui collent parfaitement avec les résultats de nos calculs.

BASSIN	AA			HEM		LIANE	AUTHIE
	Cou.	Aud.	Ble.	Reb.	Adr.	Wir.	Bea.
1982	2%	4%	98%	7%	8%	8%	6%
1983	1%	4%	31%	5%	5%	O.M	8%
1984	2%	4%	91%	8%	12%	O.M	8%
1985	1%	3%	28%	4%	7%	9%	9%
1986	1%	3%	23%	4%	5%	3%	8%
1987	3%	5%	98%	8%	7%	6%	5%
1988	2%	3%	32%	27%	6%	7%	5%
1989	O.M	4%	6%	14%	O.M	3%	8%

Tab.52. Porosité de drainage de la craie

N.B : Les années correspondent en fait aux périodes de tarissement annuel dans chaque année.  
 Cou. = Coulomby, Aud. = Audrehem, Ble.= Blendecques  
 Reb.= Rebergues, Adr.= Audrehem, Wir.= Wirwignes  
 Bea.= Beauval ; se sont les puits de surveillance des battement de la nappe.

## VI-CONCLUSION

Il existe une évolution parallèle entre l'écoulement de surface, l'évolution de la piézométrie et l'apport pluviométrique. Ce dernier est le moteur principal du cycle hydrologique, l'aquifère joue lui un rôle de contrôle de ce cycle en temps normal et de soutien en cas de carence hydrique en surface.

Le tarissement de la nappe est continu et les influences d'une pluie ne sont pas ressenties au niveau de la piézométrie ;

les débits de base baissent continuellement en période de tarissement des rivières et les  $DC_E$  enregistrés sont en grande partie soutenus par les pluies. L'étude de la corrélation des pluies, des débits et de la piézométrie a montré que le tarissement des nappes se fait indépendamment de la pluviométrie. Les ruptures observées au niveau des courbes de tarissement des nappes (fig.119.2, 121.2, 123.2 et 124.2) sont dues à des pompages intenses des eaux d'irrigation en saison chaude, un retour à un rythme antérieur de tarissement ou une stabilisation du niveau s'observe toujours après la fin des pompages. Le volume dynamique mobilisé par chaque aquifère subit une baisse au cours du temps qui peut être rapportée à la chute des niveaux des nappes ; c'est donc là un argument qui valide l'ajustement et confirme la loi exponentielle de décroissance des débits des cours d'eau.

Les volumes dynamiques montrent que les considérations attribuées à la nature de chaque aquifère ne peuvent faire abstraction des conditions d'alimentation (climatiques) après quoi un réservoir ne peut être nullement considéré comme une entité à écoulement homogène et à débit régulier. Le volume dynamique varie pour un même aquifère et pour une même période (durée de tarissement identique), ces valeurs peuvent osciller facilement du simple au double (cas de l'Aa en 1976 et 1977) selon les apports pluviométriques (donc l'infiltration efficace) ; un comportement similaire d'un même aquifère sous des conditions climatiques identiques confirme ces remarques comme ce fut le cas pour l'année 1976.

## CONCLUSION GENERALE

Après une présentation du contexte physique et géologique des bassins étudiés, l'inventaire des données hydrométriques, climatiques et piézométriques qui ont composé la matière première de ce travail ; on a remarqué la carence de certains types de données climatiques (sur de longues périodes), telles que, la température, l'insolation, l'humidité et la vitesse du vent. La critique des données pluviométriques, à l'échelle annuelle et journalière a révélé par contre l'existence d'une très grande homogénéité et par voie de conséquence, leur grande fiabilité.

Une abondance dans l'écoulement annuel de la Liane à Wirwignes et de la Hem à Guèmy où les modules annuels moyens sont respectivement de l'ordre de 554 et 428 mm, contrairement aux bassins de l'Aa et de l'Authie où ces modules sont évalués à 391 et 332 mm. Ces chiffres différents sur l'écoulement dans un contexte climatique identique (donc apport pluviométrique identique) révèlent une capacité d'emmagasinement plus ou moins grande des différents aquifères, donc un temps de passage différent des infiltrations efficaces par la nappe avant de réapparaître dans l'écoulement. Ce temps est fonction de la nature lithologique des aquifères, de leur extension et du régime d'écoulement. Ainsi la régularité de l'écoulement de l'Aa et de l'Authie est maintenue grâce à l'extension et la diversité des niveaux crayeux du Crétacé supérieur. A l'échelle annuelle, une grande partie de l'écoulement de l'Aa et de l'Authie est d'origine souterraine. L'aquifère Jurassique de la Liane offre un très faible soutien à l'écoulement de cette rivière. L'identité souterraine de chaque bassin se reflète à travers les débits de surface.

Le bilan mensuel a permis de comptabiliser les entrées et les sorties dans chaque bassin. On observe une concordance dans le balancement de ces paramètres : ainsi les périodes de forte infiltration vers la nappe (généralement de septembre à mars) coïncident avec une alimentation

pluviométrique abondante (saison pluvieuse), en cas de déficit de cette dernière, la nappe apporte son soutien à l'écoulement. Le temps de réponse des nappes aux excédents augmente de 1 mois pour Sénonien et Turonien supérieur à 4 mois pour le Cénomaniens (donc avec la profondeur des aquifères). Par contre, cette réponse est rapide lorsque le cénomaniens affleure en surface. La méthode de calcul du bilan (de l'ETP en réalité) s'avère satisfaisante, les résultats des calculs du bilan d'alimentation de la nappe sont confirmés à travers l'évolution du stock dans la nappe. La période d'étude (environ 240 mois), constitue également une source de satisfaction et apporte plus de validité quand à la signification des résultats. Des anomalies dans le fonctionnement ont été détectées pendant la période 1987-1989, elles sont dues à une surexploitation du stock souterrain en période de déficit pluviométrique. L'hypothèse avancée n'explique peut être pas à elle seule ces anomalies, une évaluation des prélèvements (industrie, agriculture, eau potable et autre) est pratiquement inexistante avec une précision satisfaisante dans l'état actuel comme nous l'ont confié les services responsables (S.H.C, S.R.A.E et Agence de l'Eau à Douai). Un effort dans ce sens serait d'une grande utilité pour l'hydrologie de la région en général.

Le  $DC_E$  est retenu pour la définition des étiages dans le Nord de la France. Ce paramètre, calculé sur une longue période ( $DC_E$  moyen) est considéré comme indicateur fiable des étiages. Il est fixé à  $4,34 \text{ l/s/km}^2$  pour l'Aa à Wizernes, à  $4,75 \text{ l/s/km}^2$  pour l'Authie à Dompierre, à  $2,10 \text{ l/s/km}^2$  pour la Hem à Guémy et à  $1,20 \text{ l/s/km}^2$  pour la Liane à Wirwignes. La genèse des étiages est longuement abordée dans le cadre climatique. Il n'existe pas de relation fonctionnelle entre les séquences pluviométriques sèches et le tarissement des cours d'eau. Ce phénomène doit être considéré dans le cadre de l'année entière, voire même de plusieurs années consécutives (2 ou 3). Le tarissement des cours d'eaux se trouve sous l'effet combiné des pluies perturbatrices, et celui des masses d'eau transitées par les nappes en période de décharge qui

assurent un rythme de décroissance plus ou moins fort selon l'importance des réserves souterraines. Une démarche de séparation des courbes de tarissement qui prend compte du contexte climatique et hydrogéologique des bassins étudiés est proposée, de même qu'une méthode graphique d'ajustement des courbes de tarissements afin d'obtenir la fonction de transfert nappe-rivière en régime non influencé. La loi hyperbolique est rejetée, son utilisation a révélée son inadaptation aux tarissements des cours d'eaux dans la région. Cette démarche a permis de séparer les courbes de tarissement annuelles et de les ajuster selon une loi exponentielle qui s'est avérée plus adaptée au phénomène. La loi hyperbolique est rejetée, elle offre une correspondance graphique correcte, mais les calculs du volume dynamique des nappes donnent des valeurs supérieures à l'écoulement total des rivières en période de tarissement. La fonction de transfert nappe-rivière en période de tarissement est de type exponentiel, son ajustement permet une meilleure estimation des débits de base en régime non influencé. L'écriture générale de cette fonction servira également comme outil de prévision des débits d'étiage.

Tout au long de ce travail, on a constaté avec regret le manque d'autres paramètres ; tels que les débits de sources qui peuvent donner une idée sur l'apport élémentaire de chaque aquifère, la comparaison de tarissement de ces sources avec celles ajustées des débits de surface peut donner des informations complémentaires sur des transferts souterrains ; les cartes piézométriques du début et de fin d'étiage, pour pouvoir comparer les volumes dynamiques et les volumes de rabattement des nappes pour affiner les résultats de calcul de la porosité de drainage (ou porosité efficace) ; des résultats d'analyses chimiques et de traçage peuvent également apporter des éléments d'explication appréciables au phénomène étudié.



**BIBLIOGRAPHIE CITEE EN REFERENCE**

- ARLERY R., GRISOLLET H. et GUILMET B (1973) :** Climatologie méthodes et pratiques. Gauthier Villars éd., Paris, 433 p.
- BECKELYNCK J. (1981) :** Traitement régionalisé des paramètres contribuant à la gestion des nappes. Application à la modélisation de la nappe de la craie dans le bassin de l'Aa et de la moyenne Lys. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Lille I, 138 p.
- BENICHOU P. LEBRETON O. (1986) :** Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. Directions de la Météorologie Nationale, Boulogne-Baillancourt. 13 p.
- BERNARD D. et CAULIER P. (1990) :** Exploitation d'eau souterraine potable dans la nappe de la craie en position captive dans le Nord-Pas-de-Calais. Ann. Soc.Géol. Nord, CIX, pp. 121-124.
- BERNIER J. (1964) :** La prévision statistiques des bas débits. Ass. Int. Hyd. Sci (AIHS), N° 63, pp. 340-351.
- BIAYS P. (1968) :** Esquisse climatologique du Nord de la France. Lille I, 201 p.
- BRAQUE R. (1984) :** Biosphère et économie de l'eau réflexion sur la notion de bilan hydrique. Physio-géo, N° 11, pp. 17-52.
- CASTANY G. (1963) :** Traité pratique des eaux souterraines. Dunod éd., Paris, 658 p
- CASTANY G. (1967) :** Introduction à l'étude des courbes de tarissement. Chroniques d'hydrogéologie, N° 10, pp. 23-30.
- CASTANY G. (1968) :** Prospection et exploitation des eaux souterraines. Dunod éd., Paris, 717 p.

- CASTANY G.** (1982) : Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod éd., Paris, 236 p.
- CAULIER P.** (1974) : Etude des faciès de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la région du Nord. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Lille I, 156 p.
- COLLADO J., ALDAMA A. A. and ACOSTA-RODRIGUEZ J. L.** (1990) : Optimal spectral base-flow estimation. Journal of hydraulic engineering : (New York, N.Y.), vol.116, N° 12, pp. 1540-1546.
- COLBEAUX J. P., BEUGNIES A., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F. et SOMME J.** (1977) : Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. Ann. soc. Géol. Nord, t. XCVII, 3, pp. 191-222.
- COSANDEY C. M.** (1980) : Calcul à postériori de la réserve en eau du sol utilisée par la végétation durant l'été : une approche de l'ETR. Rech. Géog. Str., N° 13-14, pp. 115-119.
- COSANDEY C. M.** (1984) : Recherches sur les bilans de l'eau dans l'ouest du massif Armoricaïn. Thèse d'état, Paris IV, 6 microfiches.
- COSANDEY C. M.** (1985) : Conséquences hydrologiques de la variabilité pluviométrique : exemples pris dans le Sud-Finistère. Physio-géo, N° 12, pp. 35-39.
- CRAMPON N., CARLIER E., COLBEAUX J. P., DROZ B. et LEMPEREUR R.** (1987) : Guides structuraux de l'écoulement souterrain dans les formations paléozoïques carbonatées de l'Avesnois (Nord de la France). Bull. Soc. Géol. France, (8), t. III, N° 4, pp. 783-796.
- CRAMPON N.** (1988) : Les eaux souterraines : Un problème d'échelle. L'hydrogéologie : Une science d'interface. Ann. Soc. Géol. Nord, t. CVI, pp. 309-321.

DACHARRY M. (1974) : Hydrologie de la Loire en amont de Gien. (2 tomes). Thèse d'état, Paris I, 295 et 285 p.

DACHARRY M. (1975) : Sur le fléchissement des débits estivaux de deux rivières du Massif Central Français, la Senouire et l'Allanche, affluent et sous-affluent de l'Allier. Rev.Géog. Est, N° 1-2, pp. 101-112.

DARCY D. (1969) : Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin de l'Authie. Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris, 167 p.

DEVRED D. (1989) : Etude pluviométrique du bassin de la Sambre. Etude hydrologique du sous-bassin de la Solre. Thèse de Doctorat de l'Université, Lille I, 382 p.

DROGUE G. (1967) : Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention des chenaux et fissures. Chroniques d'hydrogéologie, N° 10, pp. 43-47.

DUBREUIL P. (1974) : Initiation à l'analyse hydrologique. Masson éd., Paris, 216 p.

FOCQUENOY-NIEMCZYK E. (1980) : Analyse des composantes hydrologiques des débits superficiels et souterrains dans le bassin de la Liane. Mémoire de D.E.A., Lille I, 25 p.

FRECAUT R. (1967) : Eléments d'hydrologie continentale. C.D.U éd., Paris, 231 p.

FRECAUT R. et PAGNY P. (1983) : Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial. Masson éd., Paris, 239 p.

GRILLOT J. C. et FERRY L. (1990) : Approche des échanges surface-souterrain en milieu cristallin altéré aquifère. Hyd.Cont., vol. 5, N° 1, pp. 3-12.

- GUMBEL E. J.** (1959) : Théorie statistique des débits d'étiage. La Houille Blanche, N° 1, pp. 57-65.
- HARLIN J.** (1991) : Development of a Process Oriented Calibration Scheme for the HBV Hydrological Model. Nordic Hydrology, N° 22, pp. 15-36.
- HUMBERT J.** (1982) : Cinq années de bilans hydrologiques mensuels sur un petit bassin versant des Hautes Vosges (1976-1980) : le bassin du Ringelbach. Rech. Géog. Str., N° 19-21, pp. 105-122.
- JAUFFRET D.** (1985) : Géologie des bassins versants et régime de tarissement et d'étiage des cours d'eau de Basse Normandie. Application à une évaluation des ressources en eau souterraine (massif Armoricaïn et bassin Parisien). Thèse 3ème cycle, Université d'Orléans, 270 p.
- KLEINHANS M.** (1986) : Bassin versant de la Liane. Rapport de synthèse, S.H.C Artois-Picardie (Lambersart), 21 p.
- KORKMAZ N.** (1990) : The estimation of groundwater recharge from spring hydrographs. Hydrological Sciences-Journal, 35, 2, 4, pp. 209-217.
- LARRAS J.** (1972) : Prévision et prédétermination des étiages et des crues. Eyrolles éd., Paris, 159 p.
- LAMBERT R.** (1975) : Eté, étiage et tarissement des cours d'eau dans le bassin Garonnais. Rev. Géog. Est, 1-2, pp. 139-151.
- LOUP J.** (1974) : Les eaux terrestres. Masson éd., Paris, 171 p
- MAQSOU D.** (1991) : Etude géomorphologique et hydrogéologique du bassin supérieur de la Lys. Mémoire de D.E.A, Lille I, 78 p

- MANGIN A.** (1970) : Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. Ann. de Spéléologie, t. 25, N° 3, pp. 581-610.
- MANIA J.** (1973) : Contribution à l'étude hydrogéologique des bassins versants de l'Artois. Application du calcul automatique. Ann. Soc. Géol. Nord, XCIII, 2, pp. 85-93.
- MANIA J.** (1975) : Calcul mensuel du bilan hydrique. Mise au point et présentation d'un programme de restitution automatique de la piézométrie d'une nappe d'eau souterraine. Ann. Soc. Géol. Nord, t. XCV, 2, pp. 93-100.
- MANIA J.** (1978) : Gestion des systèmes aquifères. Application au Nord de la France. Ann. Soc. Géol. Nord, mémoire 15, 230 p.
- MANIA J., FOCQUENOY-NIEMCZYK E., RAMON S. et VERBEKE B.** (1982) : Caractérisation de la réponse des diverses unités hydrogéologiques calcaires du Nord de la France. Ann. Sc. Université de Franche-Comté, Géologie, fasc. 4, 4<sup>ème</sup> série, pp. 27-36, Besançon.
- MARSILY G. de** (1981) : Hydrogéologie quantitative. Masson éd., Paris, 215 p.
- MICHEL C.** (1987) : Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux. CEMAGREF Hydrologie-Hydraulique fluviale et souterraine, 429 p.
- MUCHA I.** (1990) : Interpretation of wadi hydrograph for wadi water resources management. IAHS-AISH publication, vol. 190, pp. 253-262.
- NAJJAR G.** (1982) : Méthode de cartographie de l'évapotranspiration journalière en moyenne montagne : Application au bassin versant du Ringelbach (Hautes Vosges). Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Strasbourg, 168 p.

- NATHAN R. J. and McMAHON T. A.** (1990) : Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water resources research, vol. 26, N° 7, pp. 1465-1473.
- PARC NATUREL REGIONAL DU NORD-PAS-DE-CALAIS** (1985) : Géologie du Boulonnais. Science et nature, N° 3, 176 p.
- PELAT A.** (1986) : Abaques : Théories/Construction/Application. Masson éd., Paris, 192 p.
- PENMAN** (1948) : Natural evaporation from openwater bare soil and grass. Royal Society, Londres, A 193, pp. 120-145.
- PETIT-RENAUD G.** (1980) : Les principaux aspects de la variabilité des précipitations dans le Nord de la France. Rech. Géog.Str., N° 13-14, pp. 31-38.
- PINCHEMEL Ph.** (1954) : Les plaines de craie du bassin parisien et du Sud-Est du bassin de Londres et leurs bordures, Paris, 502 p.
- REMIERAS G.** (1976) : L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles éd., Paris, 456 p.
- ROCHE M.** (1963) : Hydrologie de surface. O.R.S.T.O.M, Gauthier-Villars éd., Paris, 430 p.
- ROCHE M.** (1964) : Sur quelques problèmes d'hydrologie relatifs aux aménagements de basses eaux. Journal des Sciences Hydrologiques, N° 63, pp. 364-377.
- ROCHE M.** (1986) : Dictionnaire français d'hydrologie de surface. Masson éd., Paris, 288 p.
- SOMME J.** (1977) : Les plaines du Nord de la France et leur bordure, étude géomorphologique. (2 volumes). Thèse Doct. d'état, Paris I, 810 p.

- SOMME J.** (1991) : Le système morphotectonique de boutonnière dans le relief du Nord de la France, Hommes et Terres du Nord, N° 2-3, pp. 171-176.
- TIERCELIN J. R.** (1970) : Modèles probabilistes d'étiages. Thèse Docteur-ingénieur, Fac. Sci. Uni. Montpellier, 112 p.
- TIERCELIN J. R.** (1971) : Modèles d'étiages. La Houille blanche, N° 3, pp. 225-230.
- TURC L.** (1955) : Le bilan d'eau des sols : relation entre les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement. Institut National de la Recherche Agronomique, 253 p. Paris (Thèse Sci. Phy. soutenue à Paris en 1953).
- TURC L. et TRZPIT J. P.** (1985) : Les bilans d'eau : Un thème de recherche fondamental pour la climatologie écologique. Physio-Géo, N° 12, pp. 41-57.



**BIBLIOGRAPHIE GENERALE**

**AMBROISE B.** (1980) : Principaux types de modèles mathématiques de bassin versant. Bull. Ass. Géog. Français, N° 468, pp. 119-123.

**AMBROISE B., GOUNOT M. et MERCIER J.L.** (1982) : Réflexion sur la modélisation mathématique du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant. Rech. Géog. Str., N° 19-21, pp. 5-24.

**AMBROISE B.** (1982) : Première caractérisation hydrodynamique des formations superficielles et des sols des bassins de la Petite Fecht et du Ringelbach. Ajustement des courbes de rétention hydrique et estimation des courbes de conductivité hydraulique relative. Rech. Géog. Str., N° 19-21, pp. 139-146.

**BERKALOFF E.** (1967) : Limites de validité des formules courantes de tarissement du débit. Chroniques d'hydrogéologie, N° 10, pp. 31-55.

**BOBEE B.** (1978) : Eléments de statistiques, centre d'informatique géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. 156 p.

**BONNET M., DELAROZIERE-BOULIN O., JUSSERAND CI. et ROUX P.** (1970) : Calcul automatique des "bilans d'eau" mensuels par les méthodes de Thornthwaite et de Turc. Rapport B.R.G.M., 70 SGN, 320 NPA, 18 p., 4 fig. (RB 348).

**CAUCHETIER B. et RAMON S.** (1972) : Relation entre les fluctuations de la nappe et le bilan de Thornthwaite dans la région de Dunkerque (Nord). Rapport B.R.G.M., 72 SGN, 320 NPA, 6 p, 2 ann., (RA 450).

- CHAPEAU Y.** (1992) : Contribution à la connaissance et à la gestion des basses eaux. Application au bassin versant de l'Helpe mineure. Mémoire de D.E.A., Lille I, 78 p.
- CHAUVE P., JACQUEMIN P. et MANIA J.** (1986) : Représentation des écoulements en milieu karstique de zone plissée : exemple des hauts bassins du Doubs et de la Loue. Bull.Soc. Géol. France, (8), t. III, N° 4, pp. 645-652.
- CHAUVE P., JACQUEMIN P. et MANIA J.** (1987) : Un exemple d'alimentation induite d'un réservoir karstique par pertes de rivière en pays calcaire. Bull. Soc. Géol. France, (8), t. III, N° 1, pp. 123-129.
- DJAHANGUIR B.** (1981) : Etude hydrologique de la rivière Sofichat et de son bassin-versant (Azerbaïdjan Iranien). Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Toulouse III.
- COSANDEY C. M.** (1975) : Le bilan d'eau des sols. Une méthode d'étude de la réserve agricole par humidimètre à neutrons. Rev. Géog. Est., N° 1-2, pp. 47-62.
- DACHARRY M.** (1982) : Aspects de la gestion des eaux dans la région du Nord. Hommes et Terres du Nord, N° 2, pp. 51-55.
- DAVY L.** (1975) : Une nouvelle approche de la sécheresse dans le bassin de l'Ebre. Etude des périodes secs. Rev. Géog. Est., 1-2, pp. 153-167.
- DEGALLIER R.** (1969) : Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes souterraines. Rapport B.R.G.M., 69 SGN, 131 HYD., (RB 27).
- GUIGO M.** (1975) : Essai de bilan hydrologique sur un petit bassin versant de l'Apenin Padan : le Parma. Rev. Géog. Est., N° 1-2, 1975.

- LEDOUX E.** (1986) : Modèles mathématiques en hydrogéologie. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris ; Centre d'informatique géologique, 120 p.
- MAIRE G.** (1975) : Etude du seuil de ruissellement pour quatre petits bassins-versants Vosgiens. Rev. Géog. Est, N° 1-2, pp. 7-21.
- NICOD J.** (1969) : Sur le régime de quelques sources karstiques de basse Provence : Le problème des réservoirs karstiques. Hyd. Cont., t. LXXX, pp. 257-320.
- LOUDIN M. F.** (1979) : Séparation des composantes hydrologiques d'un cours d'eau. Application à l'Elle (Bretagne du Sud). Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Paris 7.
- PETIT-RENAUD G.** (1983) : Remarques sur l'homogénéité des précipitations et l'analyse de leur évolution, en Scandinavie. Hommes et Terres du Nord, N° 3, pp. 45-54.
- POINTET T.** (1975) : Essai de caractérisation du coefficient de tarissement des nappes. Thèse Docteur ingénieur, Nancy I.
- REZAI-VALYCE G. H.** (1970) : Recherches des facteurs de l'écoulement dans les bassins de Picardie et Haute Normandie. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle en hydrogéologie, Paris VI, 144 p.
- ROUX J. C. et COMON D.** (1978) : Notice de l'atlas hydrogéologique de la Somme, B.R.G.M, Picardie-Normandie, 98 p
- SAIDI M. E.** (1991) : Relation précipitations-écoulement dans le Nord de la France. Exemple : Bassin de la Hem à Guémy. Mémoire de D.E.A, Lille I, 78 p.
- SAPORTA G.** (1990) : Probabilités, analyse des données et statistique. Technip éd., Paris, 493 p.

- SCHEER J. C.** (1973) : Les facteurs de l'écoulement dans le bassin de l'Allier. Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Strasbourg.
- THORE P.** (1976) : Elaboration et critique de modèles mathématiques et numériques de tarissement par évaporation. Application aux sols des zones arides. Thèse Docteur ingénieur, Toulouse III.
- TURC L.** (1961) : Evaluation des besoins en eau d'irrigation en eau, évapotranspiration potentielle. Ann. Agron., 12 (I), pp. 13-49.
- VERDOVOYE P. et PELLETIER J. L.** (1984) : La Liane - Etude qualitative des eaux, S.R.A.E., Nord-Pas-de-Calais, Lille.
- VEYRE P.** (1975) : Etiage dans le bassin de l'Indrois (Touraine) Rev. Géog. Est, 1-2, pp. 131-138.
- VEYJEVICH V.** (1972) : Stochastic processus in hydrology. Water Resources Publication, Fort Collin, Colorado, 276 p.

**LISTE DES FIGURES**

**PREMIER CHAPITRE (10 figures)**

N°	Page
1. Présentation des bassins étudiés et de leurs réseau de mesures.....	9
2. Carte hypsométrique du Nord de la France.....	12 (source : Colbeaux et al., 1977)
3.a. Relief de boutonnières dans le haut-Boulonnais.....	13 (source : Sommé, 1991)
3.b. Carte morphostructurale du Boulonnais.....	14 (source : Science et nature n°3, géologie du Boulonnais)
4. Géologie des bassins étudiés.....	16
5. Coupe géologique schématique dans le bassin de l'Aa.....	19
6. Coupe géologique schématique dans le bassin de la Liane....	19
7. Coupe géologique schématique dans le bassin de la Hem.....	21
8. Coupe géologique schématique dans le bassin de l'Authie....	21
9. Carte tectonique du Nord de la France et de la Belgique....	23

**DEUXIEME CHAPITRE (17 figures)**

N°	Page
10. L'Aa à Wizernes - courbe de tarage (source S.H.C).....	26
11. La Hem à Guémy - courbe de tarage (source S.H.C).....	26
12. La Liane à Wirwignes - courbe de tarage (source S.H.C)....	27
13. L'Authie à Dompierre - courbe de tarage (source S.H.C)....	27
14.1. Test des double-cumuls. Boulogne/mer - Desvres période : 1965 - 1989.....	35
14.2. Test des double-cumuls. Boulogne/mer - St.Omer période : 1965 - 1989.....	35
14.3. Test des double-cumuls. Boulogne/mer - Bourthes période : 1966 - 1989.....	35
14.4. Test des double-cumuls. Boulogne/mer - Fauquembergues période : 1966 - 1989.....	35
14.5. Test des double-cumuls. Boulogne/mer - Tournehem période : 1966 - 1989.....	36
14.6. Test des double-cumuls. Boulogne/mer - Licques période : 1969 - 1989.....	36
14.7. Test des double-cumuls. Boulogne/mer - Lottinghem période : 1969 - 1989.....	36
14.8. Test des double-cumuls. Boulogne/mer - Henneveux période : 1982 - 1989.....	36
15.1. Test des double-cumuls. Abbeville - Bernaville période : 1965 - 1989.....	37
15.2. Test des double-cumuls. Abbeville - Doullens période : 1965 - 1989.....	37
15.3. Test des double-cumuls. Abbeville - Dompierre période : 1971 - 1989.....	37
16.1. Résultats de l'application de la loi de G.POLYA à une séquence pluvieuse à Bernaville (période 1969-1984).....	39
16.2. Résultats de l'application de la loi de G.POLYA à une sèche pluvieuse à Bernaville (période 1969-1984).....	39

**TROISIEME CHAPITRE (10 figures)**

N°	Page
17. Carte des courbes isohyètes - année amylene 1975-1989.....	45
18. Normales annuelles (1951-1985). Méthode Aurelhy.....	50
(document météorologie nationale)	
19. Diagramme de corrélation pluviosité-hydraulicité dans le bassin de l'Aa (1965-1989).....	53
20. Diagramme de corrélation pluviosité-hydraulicité dans le bassin de la Hem (1966-1989).....	53
21. Diagramme de corrélation pluviosité-hydraulicité dans le bassin de la Liane (1973-1989).....	54
22. Diagramme de corrélation pluviosité-hydraulicité dans le bassin de l'Authie (1965-1989).....	54
23. Evolution simultanée de la pluie (P), de l'écoulement (Q) et de l'ETR dans le bassin de l'Aa (1966-1989).....	63
24. Evolution simultanée de la pluie (P), de l'écoulement (Q) et de l'ETR dans le bassin de la Hem (1969-1989).....	64
25. Evolution simultanée de la pluie (P), de l'écoulement (Q) et de l'ETR dans le bassin de la Liane (1973-1989).....	65
26. Evolution simultanée de la pluie (P), de l'écoulement (Q) et de l'ETR dans le bassin de l'Authie (1965-1989).....	65

**QUATRIEME CHAPITRE (18 figures)**

N°	Page
27. Evolution des paramètres du bilan Bassin de l'Aa (1966-1989).....	82
28. Evolution des paramètres du bilan Bassin de la Hem (1969-1989).....	83
29. Evolution des paramètres du bilan Bassin de la Liane (1973-1989).....	84
30. Evolution des paramètres du bilan Bassin de l'Authie (1965-1989).....	84
31.1. Variation de l'excédent à Bourthes et de la piézométrie à Blendecques - Aa (1982-1989).....	89
31.2. Variation de l'excédent à Bourthes et de la piézométrie à Coulomby - Aa (1982-1989).....	89
31.3. Variation de l'excédent à Bourthes et de la piézométrie à Audincthum - Aa (1982-1989).....	90
32.1. Variation de l'excédent à Licques et de la piézométrie à Rebergues - Hem (1982-1989).....	90
32.2. Variation de l'excédent à Licques et de la piézométrie à Audrethem - Hem (1982-1989).....	91
32.3. Variation de l'excédent à Licques et de la piézométrie à Nort Leulinghem - Hem (1982-1989).....	91
32.4. Variation de l'excédent à Licques et de la piézométrie à Nordausque - Hem (1982-1989).....	92
33. Variation de l'excédent à Desvres et de la piézométrie à Wirwignes - Liane (1982-1989).....	92
34.1. Variation de l'excédent à Doullens et de la piézométrie à Beauval - Authie (1982-1989).....	93
34.2. Variation de l'excédent à Doullens et de la piézométrie à Authieux - Authie (1982-1989).....	93
35. Evolution mensuelle des paramètres du bilan dans le bassin de l'Aa de 1966 à 1989.....	96
36. Evolution mensuelle des paramètres du bilan dans le bassin de la Hem de 1969 à 1989.....	97

37.	Evolution mensuelle des paramètres du bilan dans le bassin de la Liane de 1973 à 1989.....	98
38.	Evolution mensuelle des paramètres du bilan dans le bassin de l'Authie de 1965 à 1989.....	99

**CINQUIEME CHAPITRE (34 figures)**

N°		Page
39.	Hydrogramme type d'un cours d'eau et hyétogramme correspondant.....	106
40.1.	Fréquence des séquences sèches à Bourthes (Aa) période : 1972-1989.....	108
40.2.	Fréquence des séquences pluvieuses à Bourthes (Aa) période : 1972-1989.....	108
41.1.	Fréquence des séquences sèches à Licques (Hem) période : 1969-1979.....	109
41.2.	Fréquence des séquences pluvieuses à Licques (Hem) période : 1969-1979.....	109
42.1.	Fréquence des séquences sèches à Desvres (Liane) période : 1972-1989.....	110
42.2.	Fréquence des séquences pluvieuses à Desvres (Liane) période : 1972-1989.....	110
43.1.	Fréquence des séquences sèches à Doullens (Authie) période : 1969-1978.....	111
43.2.	Fréquence des séquences pluvieuses à Doullens (Authie) période : 1969-1978.....	111
44.	L'Aa à Wizernes. Hydrogramme annuel et hyétogramme correspondant (1976).....	113
45.	L'Aa à Wizernes. Hydrogramme annuel et hyétogramme correspondant (1989).....	113
46.	La Hem à Guèmy. Hydrogramme annuel et hyétogramme correspondant (1976).....	114
47.	La Hem à Guèmy. Hydrogramme annuel et hyétogramme correspondant (1989).....	114
48.	La Liane à Wirwignes. Hydrogramme annuel et hyétogramme correspondant (1976).....	115
49.	La Liane à Wirwignes. Hydrogramme annuel et hyétogramme correspondant (1989).....	115
50.	L'Authie à Dompierre. Hydrogramme annuel et hyétogramme correspondant (1976).....	116
51.	L'Authie à Dompierre. Hydrogramme annuel et hyétogramme correspondant (1989).....	116
52.	Courbe de distribution des débits classés de l'Aa à Wizernes.....	118
53.	Courbes de distribution des débits classés de la Hem à Guèmy.....	118
54.	Courbe de distribution des débits classés de la Liane à Wirwignes.....	119
55.	Courbes de distribution des débits classés de l'Authie à Dompierre.....	119
56.1.	Ajustement de Gumbel aux débits d'étiage de l'Aa.....	124
56.2.	Ajustement de Galton aux débits d'étiage de l'Aa.....	124
56.3.	Ajustement de Gauss aux débits d'étiage de l'Aa.....	125
57.1.	Ajustement de Gumbel aux débits d'étiage de la Hem.....	125
57.2.	Ajustement de Galton aux débits d'étiage de la Hem.....	126
57.3.	Ajustement de Gauss aux débits d'étiage de la Hem.....	126
58.1.	Ajustement de Gumbel aux débits d'étiage de la Liane.....	127
58.2.	Ajustement de Galton aux débits d'étiage de la Liane.....	127

58.3.	Ajustement de Gauss aux débits d'étiage de la Liane.....	128
59.1.	Ajustement de Gumbel aux débits d'étiage de l'Authie.....	128
59.2.	Ajustement de Galton aux débits d'étiage de l'Authie.....	129
59.3.	Ajustement de Gauss aux débits d'étiage de l'Authie.....	129
60.	Evolution de l'indice de régularité des débits (IRQ).....	138

**SIXIEME CHAPITRE (16 figures)**

N°		Page
61.	Tarissement non influencé en saison chaude correspondant à une séquence de 10 jours au moins sans pluie. Bassin de l'Aa...	143
62.	Tarissement non influencé en saison froide correspondant à une séquence de 10 jours au moins sans pluie. Bassin de l'Aa...	143
63.	Tarissement non influencé en saison chaude correspondant à une séquence de 10 jours au moins sans pluie. Bassin de la Hem.	145
64.	Tarissement non influencé en saison froide correspondant à une séquence de 10 jours au moins sans pluie. Bassin de la Hem.	145
65.	Tarissement non influencé en saison chaude correspondant à une séquence de 10 jours au moins sans pluie. Bassin de la Liane.....	147
66.	Tarissement non influencé en saison froide correspondant à une séquence de 10 jours au moins sans pluie. Bassin de la Liane.....	147
67.	Tarissement non influencé en saison chaude correspondant à une séquence de 10 jours au moins sans pluie. Bassin de l'Authie.....	149
68.	Tarissement non influencé en saison froide correspondant à une séquence de 10 jours au moins sans pluie. Bassin de l'Authie.....	149
69.	L'Aa à Wizernes. Hydrogramme annuel 1988.....	155
70.	La Hem à Guèmy. Hydrogramme annuel 1988.....	156
71.	La Liane à Wirwignes. Hydrogramme annuel 1988.....	157
72.	L'Authie à Dompierre. Hydrogramme annuel 1988.....	158
73.	L'Aa à Wizernes. Tarissements observés (1964-1989).....	163
74.	La Hem à Guèmy. Tarissements observés (1966-1989).....	163
75.	La Liane à Wirwignes. Tarissements observés (1973-1989)....	163
76.	L'Authie à Dompierre. Tarissements observés (1963-1989)....	163

**SEPTIEME CHAPITRE (43 figures)**

N°		Page
77.	L'Aa à Wizernes. Quelques tarissements obserés.....	167
78.	La Hem à Guèmy. Quelques tarissements obserés.....	167
79.	La Liane à Wirwignes. Quelques tarissements obserés.....	168
80.	L'Authie à Dompierre. Quelques tarissements obserés.....	168
81.	L'Aa à Wizernes, écoulement de la rivière (Q) et écoulement de base (Q <sub>w</sub> ) calculé.....	171
82.	La Hem à Guèmy, écoulement de la rivière (Q) et écoulement de base (Q <sub>w</sub> ) calculé.....	171
83.	La Liane à Wirwignes, écoulement de la rivière (Q) et écoulement de base (Q <sub>w</sub> ) calculé.....	172
84.	L'Authie à Dompierre, écoulement de la rivière (Q) et écoulement de base (Q <sub>w</sub> ) calculé.....	172
85.	L'Aa à Wizernes. Tarissement du 16/05/76 au 31/10/76....	176
86.	L'Aa à Wizerenes. Tarissement du 31/07/89 au 10/12/89...	176
87.	La Hem à Guèmy. Tarissement du 18/03/76 au 29/08/76....	177
88.	La Hem à Guèmy. Tarissement du 08/06/89 au 19/10/89.....	177

89.	La Liane à Wirwignes. Tariessement du 09/03/76 au 27/08/76.....	178
90.	La Liane à Wirwignes. Tariessement du 12/05/89 au 05/10/89.....	178
91.	L'Authie à Dompierre. Tariessement du 06/05/76 au 12/10/72.....	179
92.	L'Authie à Dompierre. Tariessement du 29/05/89 au 10/12/89.....	179
93.	Variation des paramètres de la fonction de tariessement dans le bassin de l'Aa à Wizernes.....	183
94.	Variation des paramètres de la fonction de tariessement dans le bassin de la Hem à Guèmy.....	183
95.	Variation des paramètres de la fonction de tariessement dans le bassin de la Liane à Wirwignes.....	184
96.	Variation des paramètres de la fonction de tariessement dans le bassin de l'Authie à Dompierre.....	184
97.	Abaques des fonctions exponentielles de tariessement.....	186
98.	Abaques des fonctions exponentielles de tariessement.....	186
99.	Abaques des fonctions exponentielles de tariessement.....	187
100.	Abaques des fonctions exponentielles de tariessement.....	187
101.1.	Tariessements ajustés de l'Aa à Wizernes (1964-1971).....	193
101.2.	Tariessements ajustés de l'Aa à Wizernes (1972-1979).....	193
101.3.	Tariessements ajustés de l'Aa à Wizernes (1980-1989).....	194
102.1.	Tariessements ajustés de la Hem à Guèmy (1966-1971).....	194
102.2.	Tariessements ajustés de la Hem à Guèmy (1972-1982).....	195
102.3.	Tariessements ajustés de la Hem à Guèmy (1983-1989).....	195
103.1.	Tariessements ajustés de la Liane à Wirwignes (1973-1981).....	196
103.2.	Tariessements ajustés de la Liane à Wirwignes (1982-1989).....	196
104.1.	Tariessements ajustés de l'Authie à Dompierre (1963-1971).....	197
104.2.	Tariessements ajustés de l'Authie à Dompierre (1972-1980).....	197
104.3.	Tariessements ajustés de l'Authie à Dompierre (1981-1989).....	198
105.	Corrélation $DC_E$ observés- $DC_E$ calculés, Aa (1964-1989).....	200
106.	Corrélation $DC_E$ observés- $DC_E$ calculés, Hem (1966-1989).....	200
107.	Corrélation $DC_E$ observés- $DC_E$ calculés, Liane (1971-1989).....	201
108.	Corrélation $DC_E$ observés- $DC_E$ calculés, Authie (1963-1989).....	201
109.	Composantes de l'écoulement de l'Aa en période de tariessement.....	203
110.	Composantes de l'écoulement de la Hem en période de tariessement.....	203
111.	Composantes de l'écoulement de la Liane en période de tariessement.....	204
112.	Composantes de l'écoulement de l'Authie en période de tariessement.....	204

**HUITIEME CHAPITRE (32 figures)**

N°		Page
113.	Écoulement de l'Aa à Wizernes et piézométrie de la nappe de la craie (1982-1989).....	209
114.	Écoulement de la Hem à Guèmy et piézométrie de la nappe de la craie (1982-1989).....	212
115.	Écoulement de la Liane à Wirwignes et piézométrie de la nappe de la craie (1982-1989).....	214
116.	Écoulement de l'Authie à Dompierre et piézométrie de la nappe de la craie (1982-1989).....	216
117.1.	Pluie et tariessement de l'Aa à Wizernes du 12/07/85 au 19/12/85.....	221§

117.2.	Piézométrie de la nappe de la craie pendant le tarissement de l'Aa à Wizernes du 12/07/85 au 19/12/85.....	221
118.1.	Pluie et tarissement de la Hem à Guèmy du 11/07/85 au 23/10/85.....	221
118.2.	Piézométrie de la nappe de la craie pendant le tarissement de la Hem à Guèmy du 11/07/85 au 23/10/85.....	221
119.1.	Pluie et tarissement de la Liane à Wirwignes du 07/05/85 au 27/10/85.....	222
119.2.	Piézométrie de la nappe du Séquanien pendant le tarissement de la Liane à Wirwignes du 07/05/85 au 27/10/85.....	222
120.1.	Pluie et tarissement de l'Authie à Dompierre du 23/06/85 au 16/12/85.....	222
120.2.	Piézométrie de la nappe de la craie pendant le tarissement de l'Authie à Dompierre du 23/06/85 au 16/12/85.....	222
121.1.	Pluie et tarissement de l'Aa à Wizernes du 04/04/88 au 10/09/88.....	224
121.2.	Piézométrie de la nappe de la craie pendant le tarissement de l'Aa à Wizernes du 04/04/88 au 10/09/88.....	224
122.1.	Pluie et tarissement de la Hem à Guèmy du 28/04/88 au 31/08/88.....	224
122.2.	Piézométrie de la nappe de la craie pendant le tarissement de la Hem à Guèmy du 28/04/88 au 31/08/88.....	224
123.1.	Pluie et tarissement de la Liane à Wirwignes du 26/04/88 au 17/08/88.....	225
123.2.	Piézométrie de la nappe du Séquanien pendant le tarissement de la Liane à Wirwignes du 26/04/88 au 17/08/88.....	225
124.1.	Pluie et tarissement de l'Authie à Dompierre du 14/04/88 au 15/11/88.....	225
124.2.	Piézométrie de la nappe de la craie pendant le tarissement de l'Authie à Dompierre du 14/04/88 au 15/11/88.....	225
125.1.	Pluie et tarissement de l'Aa à Wizernes du 31/07/89 au 10/12/89.....	227
125.2.	Piézométrie de la nappe de la craie pendant le tarissement de l'Aa à Wizernes du 31/07/89 au 10/12/89.....	227
126.1.	Pluie et tarissement de la Hem à Guèmy du 08/06/89 au 19/10/89.....	227
126.2.	Piézométrie de la nappe de la craie pendant le tarissement de la Hem à Guèmy du 08/06/89 au 19/10/89.....	227
127.1.	Pluie et tarissement de la Liane à Wirwignes du 12/05/89 au 05/10/89.....	228
127.2.	Piézométrie de la nappe du Séquanien pendant le tarissement de la Liane à Wirwignes du 12/05/89 au 05/10/89.....	228
128.1.	Pluie et tarissement de l'Authie à Dompierre du 29/05/89 au 10/12/89.....	228
128.2.	Piézométrie de la nappe de la craie pendant le tarissement de l'Authie à Dompierre du 29/05/89 au 10/12/89.....	228
129.	Diagramme de corrélation entre le volume dynamique et le temps de tarissement dans le bassin de l'Aa.....	231
130.	Diagramme de corrélation entre le volume dynamique et le temps de tarissement dans le bassin de la Hem.....	231
131.	Diagramme de corrélation entre le volume dynamique et le temps de tarissement dans le bassin de la Liane.....	231
132.	Diagramme de corrélation entre le volume dynamique et le temps de tarissement dans le bassin de l'Authie.....	231

**LISTE DES TABLEAUX**

**PREMIER CHAPITRE (1 tableau)**

N°	Page
1. Présentation des bassins étudiés.....	11

**DEUXIEME CHAPITRE (5 tableaux)**

N°	Page
2. Localisation des stations de jaugeage.....	29
3. Stations climatiques utilisées.....	31
4. Ajustement des séquences pluvieuses (POLYA G.).....	40
5. Ajustemen des séquences sèches (POLYA G.).....	41
6. Puits de surveillance piézométrique.....	43

**TROISIEME CHAPITRE (7 tableaux)**

N°	Page
7. Modules pluviométriques annuels moyens.....	46
8. Coefficients de corrélation annuelle.....	47
9. Lamé d'eau annuelle précipitée en mm. Bassins de l'Aa et la Hem.....	49
10. Lamé d'eau annuelle précipitée en mm Bassins de la Liane et l'Authie.....	51
11. Fonctions des droites d'estimation pluie-débit.....	55
12. Coefficient et bilan d'écoulement.....	56
13. Bilans annuels moyens.....	62

**QUATRIEME CHAPITRE (30 tableaux)**

N°	Page
14. Stations d'étude du bilan hydrologique.....	67
15. Bilan mensuel à Bourthes, bassin de l'Aa 1974.....	70
16. Bilan mensuel à Bourthes, bassin de l'Aa 1975.....	71
17. Bilan mensuel à Bourthes, bassin de l'Aa 1976.....	71
18. Bilan mensuel à Bourthes, bassin de l'Aa 1987.....	71
19. Bilan mensuel à Bourthes, bassin de l'Aa 1988.....	72
20. Bilan mensuel à Bourthes, bassin de l'Aa 1989.....	72
21. Bilan mensuel à Licques, bassin de la Hem 1974.....	72
22. Bilan mensuel à Licques, bassin de la Hem 1975.....	73
23. Bilan mensuel à Licques, bassin de la Hem 1976.....	73
24. Bilan mensuel à Licques, bassin de la Hem 1987.....	73
25. Bilan mensuel à Licques, bassin de la Hem 1988.....	74
26. Bilan mensuel à Licques, bassin de la Hem 1989.....	74
27. Bilan mensuel à Desvres, bassin de la Liane 1974.....	74
28. Bilan mensuel à Desvres, bassin de la Liane 1975.....	75
29. Bilan mensuel à Desvres, bassin de la Liane 1976.....	75
30. Bilan mensuel à Desvres, bassin de la Liane 1987.....	75
31. Bilan mensuel à Desvres, bassin de la Liane 1988.....	76
32. Bilan mensuel à Desvres, bassin de la Liane 1989.....	76
33. Bilan mensuel à Doullens, bassin de l'Authie 1974.....	76
34. Bilan mensuel à Doullens, bassin de l'Authie 1975.....	77
35. Bilan mensuel à Doullens, bassin de l'Authie 1976.....	77
36. Bilan mensuel à Doullens, bassin de l'Authie 1987.....	77

37. Bilan mensuel à Doullens, bassin de l'Authie 1988.....	78
38. Bilan mensuel à Doullens, bassin de l'Authie 1989.....	78
39. Paramètres du bilan annuel dans le bassin de l'Aa.....	81
40. Paramètres du bilan annuel dans le bassin de la Hem.....	81
41. Paramètres du bilan annuel dans le bassin de la Liane.....	81
42. Paramètres du bilan annuel dans le bassin de l'Authie.....	82
43. Variation de la réserve souterraine.....	100

**CINQUIEME CHAPITRE (2 tableaux)**

N°	Page
44. Paramètres des lois d'ajustement des débits d'étiage.....	123
45. Indice de régularité des débits.....	137

**SEPTIEME CHAPITRE (5 tableaux)**

N°	Page
46. Paramètres de la loi d'ajustement.....	182
47. Paramètres de la fonction de tarissement de l'Aa à la station de jaugeage de Wizernes.....	189
48. Paramètres de la fonction de tarissement de la Hem à la station de jaugeage de Guémy.....	190
49. Paramètres de la fonction de tarissement de la Liane à la station de jaugeage de Wirwignes.....	190
50. Paramètres de la fonction de tarissement de l'Authie à la station de jaugeage de Dompierre.....	191

**HUITIEME CHAPITRE (2 tableaux)**

N°	Page
51. Lamé d'eau mobilisée (=volume dynamique).....	229
52. Porosité de drainage de la craie.....	233

## **CARTOGRAPHIE**

### **CARTES TOPOGRAPHIQUES**

ABBEVILLE au 1/50 000 N° 2207. I.G.N.  
BAPAUME au 1/50 000 N° 2407. I.G.N.  
BOULOGNE-SUR-MER au 1/50 000 N° 2104. I.G.N.  
DESVRES au 1/50 000 N° 2204. I.G.N.  
DOULLENS au 1/50 000 N° 2307. I.G.N.  
FRUGES au 1/50 000 N° 2205. I.G.N.  
GUINES au 1/50 000 N° 2203. I.G.N.  
HESDIN au 1/50 000 N° 2206. I.G.N.  
S<sup>t</sup>. OMER au 1/50 000 N° 2304. I.G.N.  
S<sup>t</sup>. POL au 1/50 000 N° 2306. I.G.N.  
ABBEVILLE-CALAIS au 1/100 000 N° 1. I.G.N.

### **CARTES GEOLOGIQUES**

ABBEVILLE au 1/50 000. N° XXII-7 .B.R.G.M.  
BAPAUME au 1/50 000. N° XXIV-7. B.R.G.M.  
BOULOGNE-SUR-MER au 1/50 000. N° XXI-4. B.R.G.M.  
DESVRES au 1/50 000. N°XXII-4 . B.R.G.M.  
DOULLENS au 1/50 000. N° XXIII-7. B.R.G.M.  
FRUGES au 1/50 000 N° XXXX-X. B.R.G.M.  
GUINES au 1/50 000. N° XXII-3. B.R.G.M.  
HESDIN au 1/50 000. N° XXII-6 .B.R.G.M.  
S<sup>t</sup>.OMER au 1/50 000. N° XXIII-4. B.R.G.M.  
S<sup>t</sup>.POL au 1/50 000. N° XXIII-6 .B.R.G.M.

### **AUTRES CARTES**

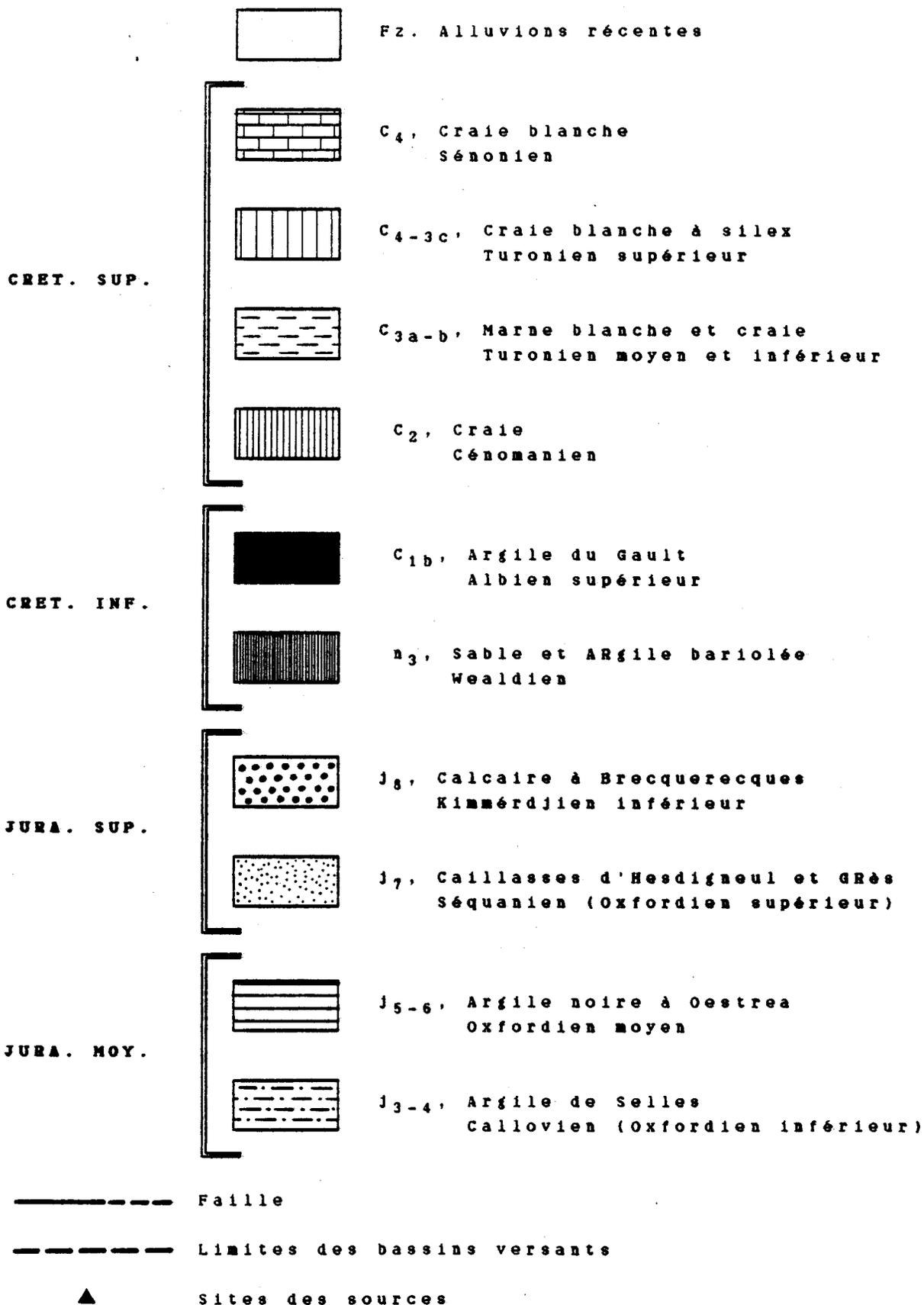
CARTE GENERALE DES BASSINS ARTOIS-PICARDIE (S.H.C.).  
CARTE DES NORMALES ANNUELLES - METHODE AURELHY (M.N.).  
CARTE DES ISOHYETES - ANNEE MOYENNE 1975-1989 (EL-OUAFI M.).

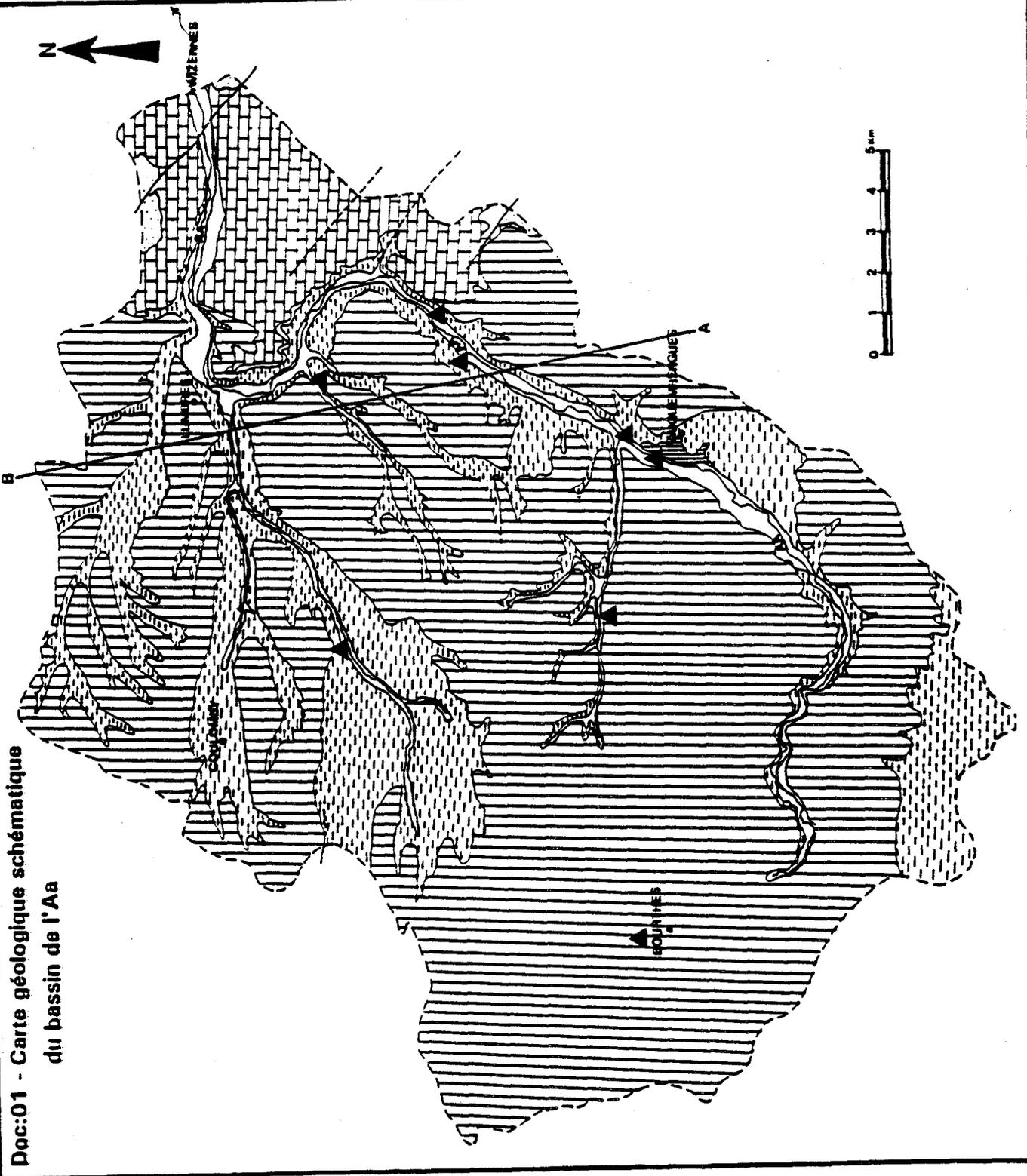


ANNEXE I  
GEOLOGIE DES BASSINS  
ETUDIES



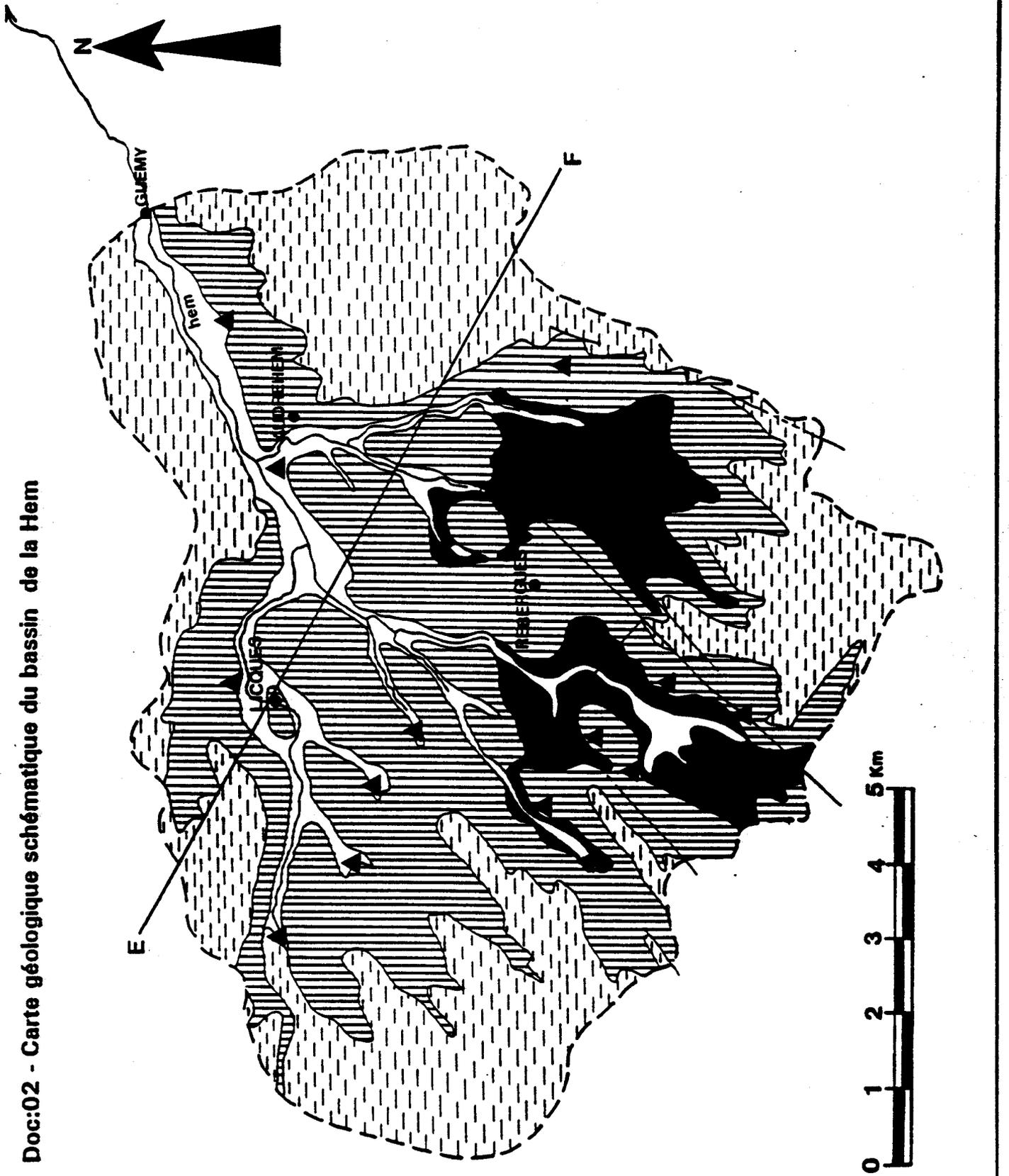
**LEGENDES DES CARTES GEOLOGIQUES :**



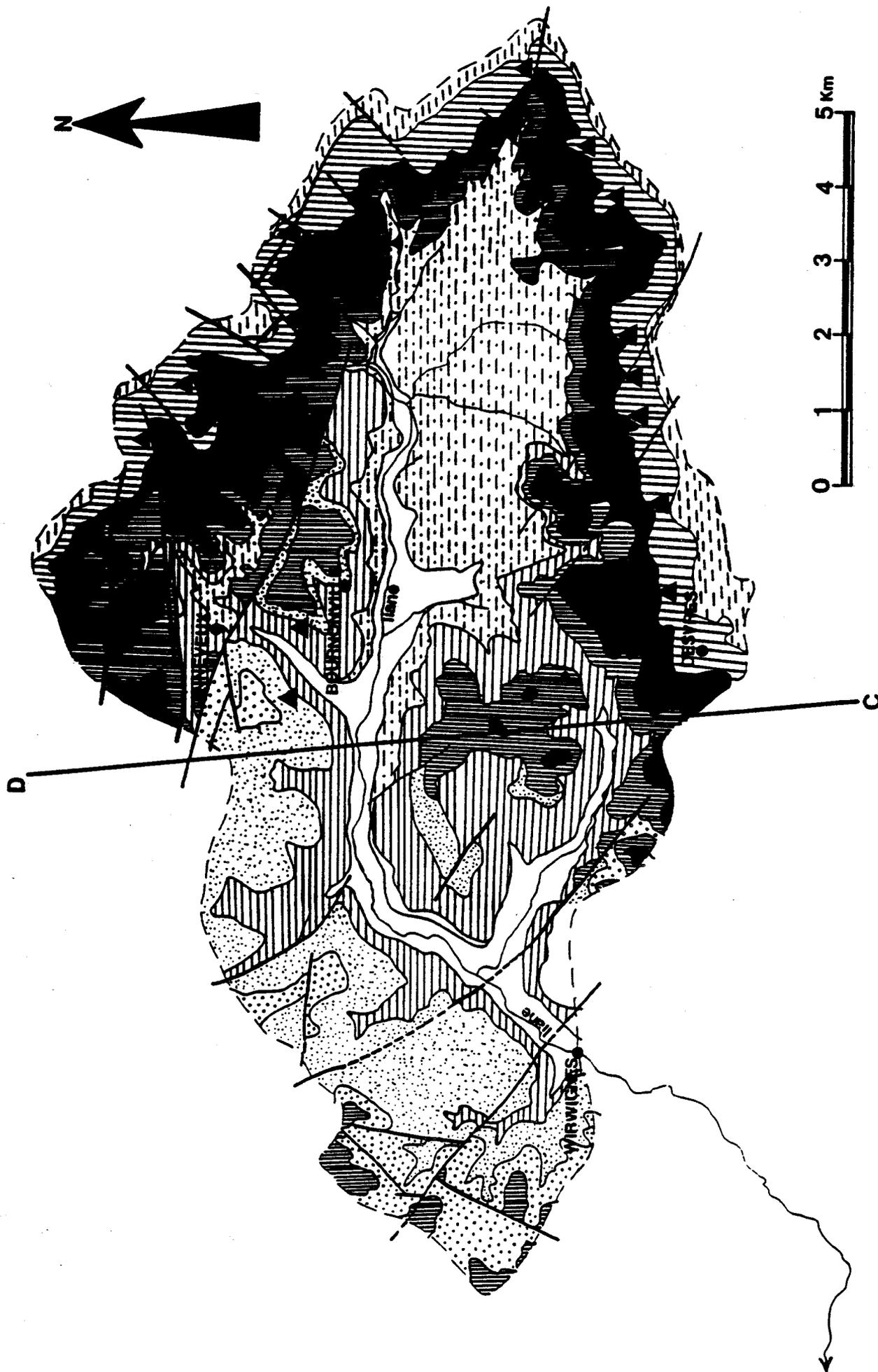


Doc:01 - Carte géologique schématique  
du bassin de l'Aa

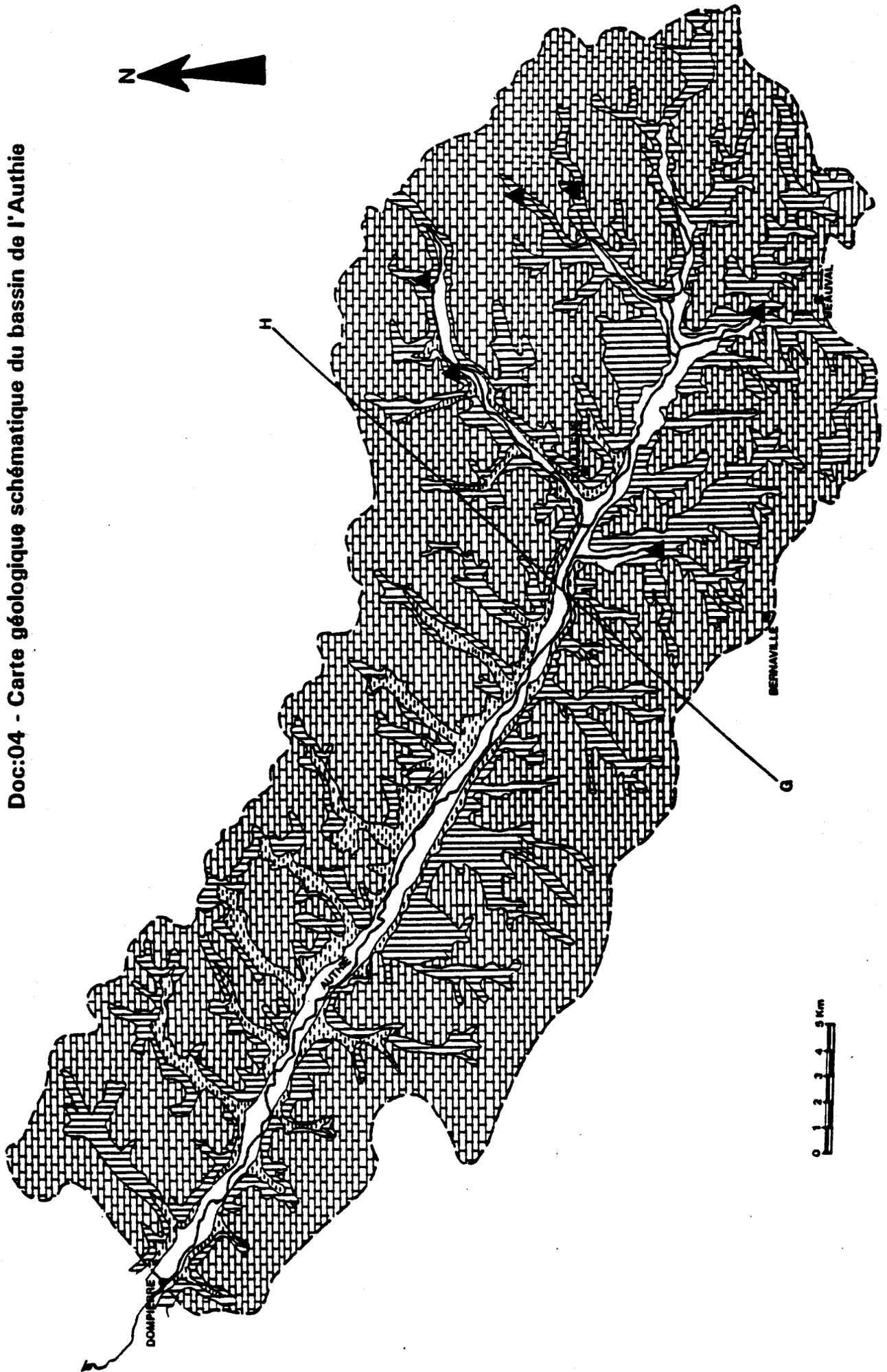
Doc:02 - Carte géologique schématique du bassin de la Hem



Doc:03 - Carte géologique schématique du bassin de la Liane



Doc:04 - Carte géologique schématique du bassin de l'Authie

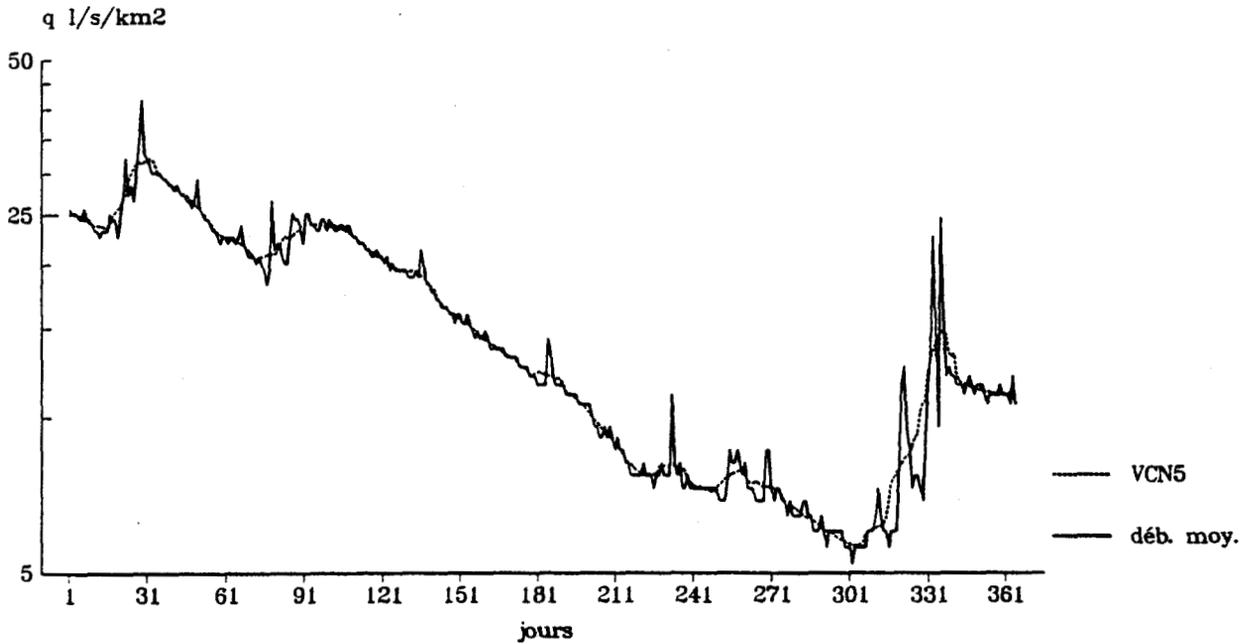




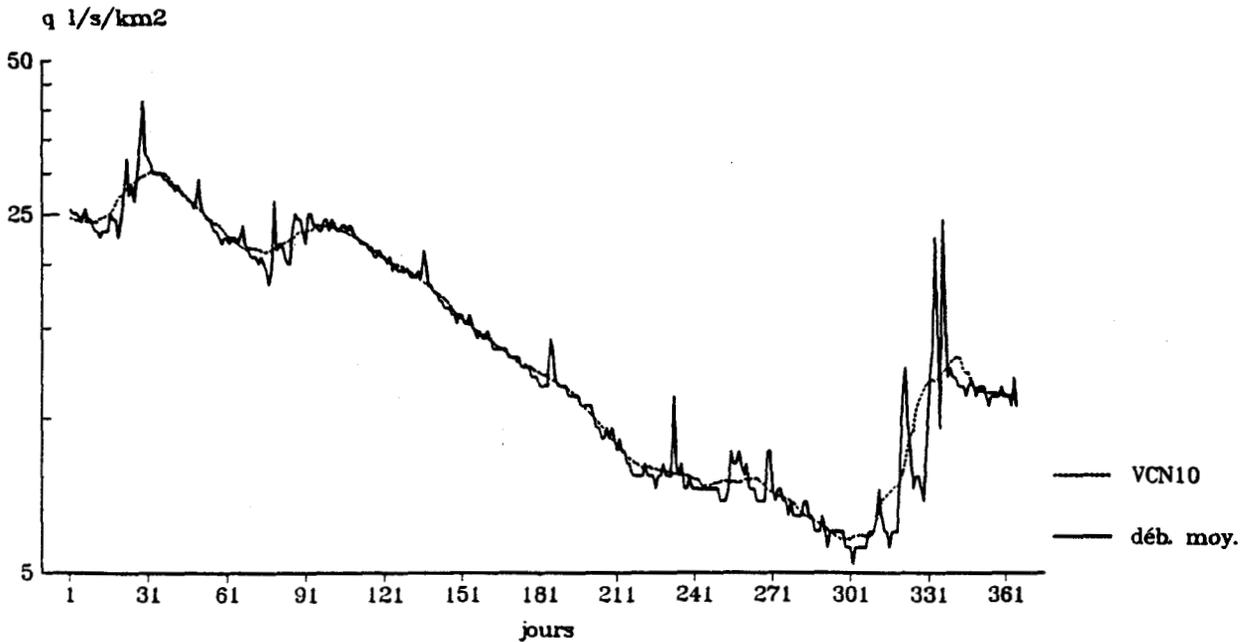
**ANNEXE II**  
**COMPARAISON DES DEBITS MOYENS**  
**JOURNALIERS ET DES MOYENNES MOBILES**  
**SUR 5, 10 ET 20 JOURS**



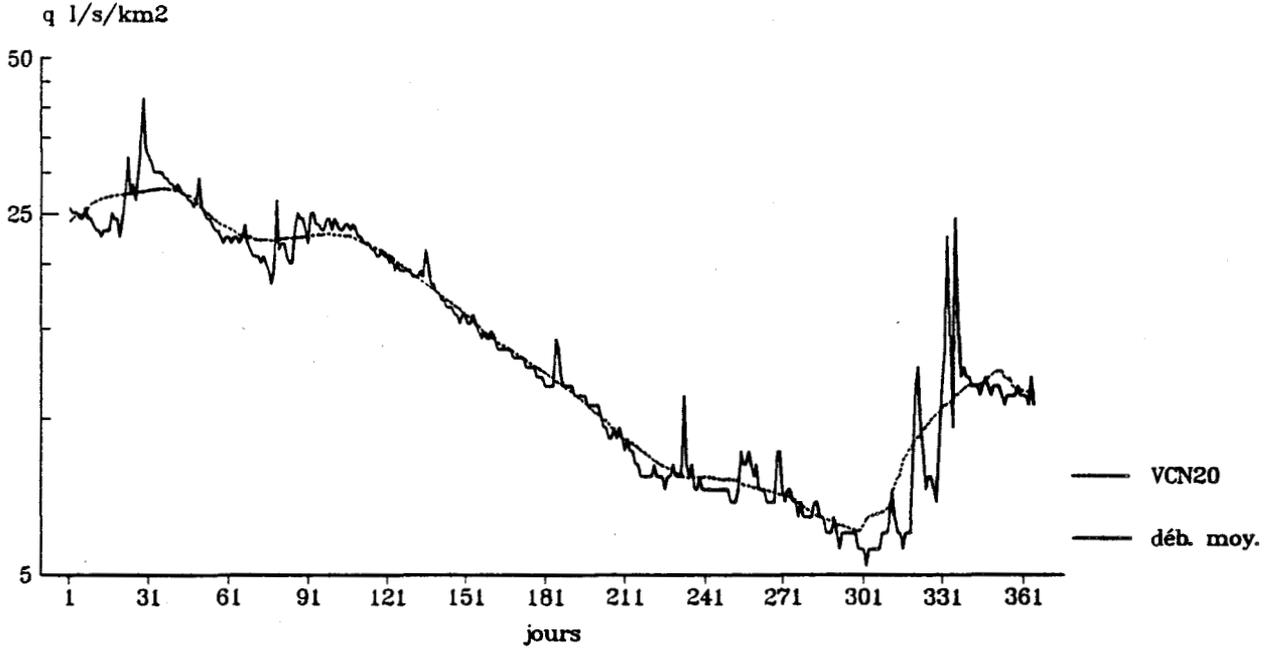
Doc:05 - L'Aa à Wizernes (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN5)



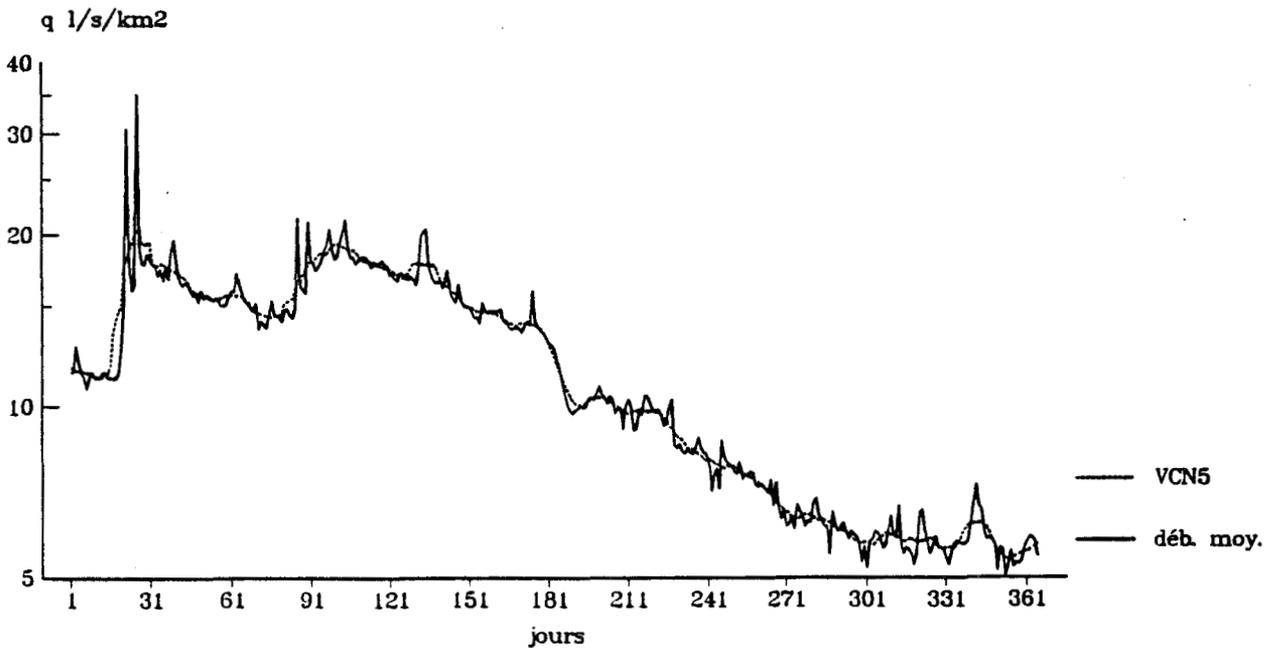
Doc:06 - L'Aa à Wizernes (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN10)



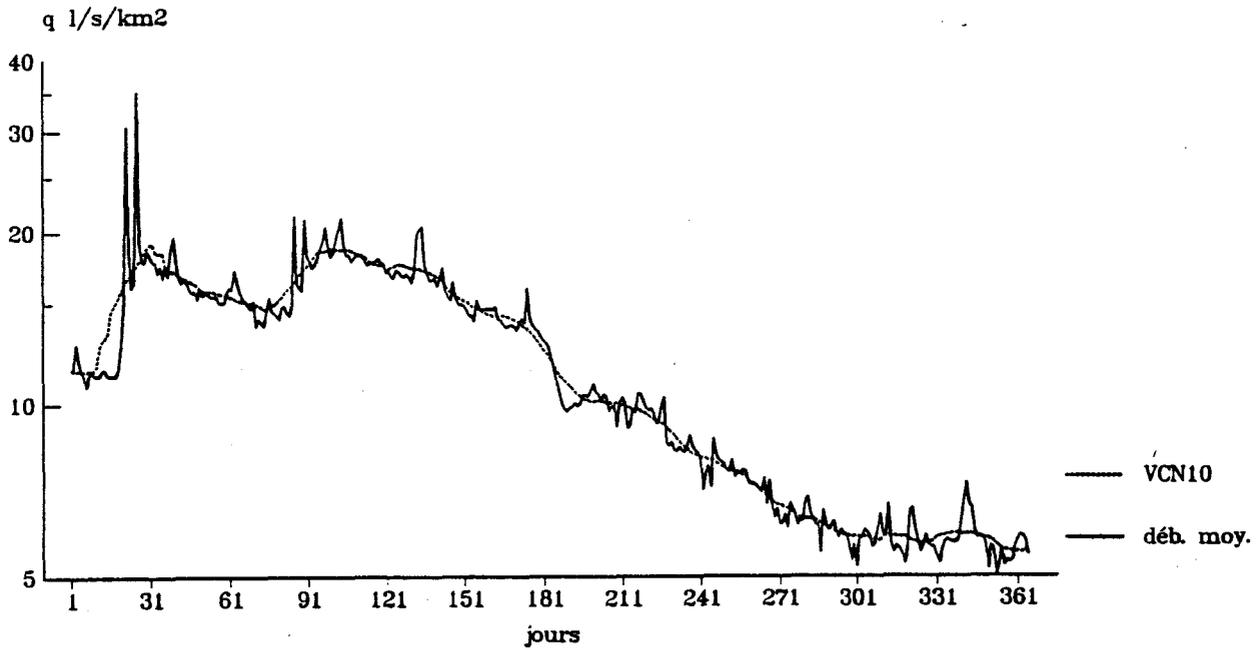
Doc:07 - L'Aa à Wizernes (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN20)



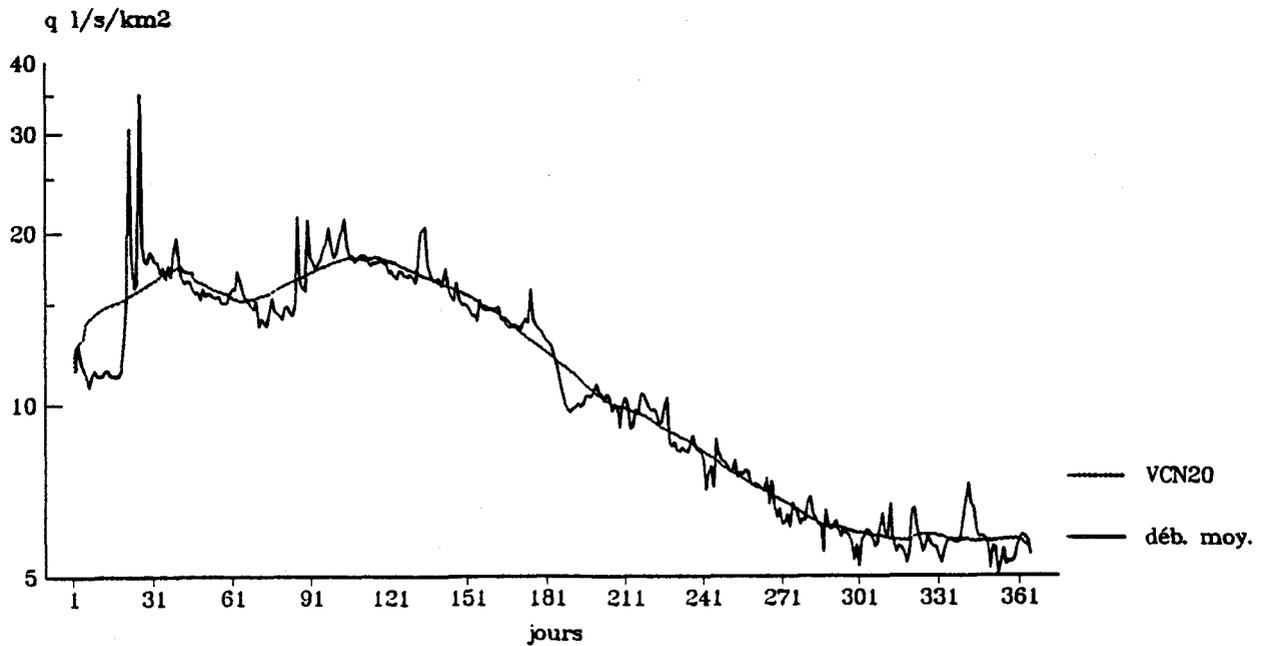
Doc:08 - L'Aa à Wizernes (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN5)



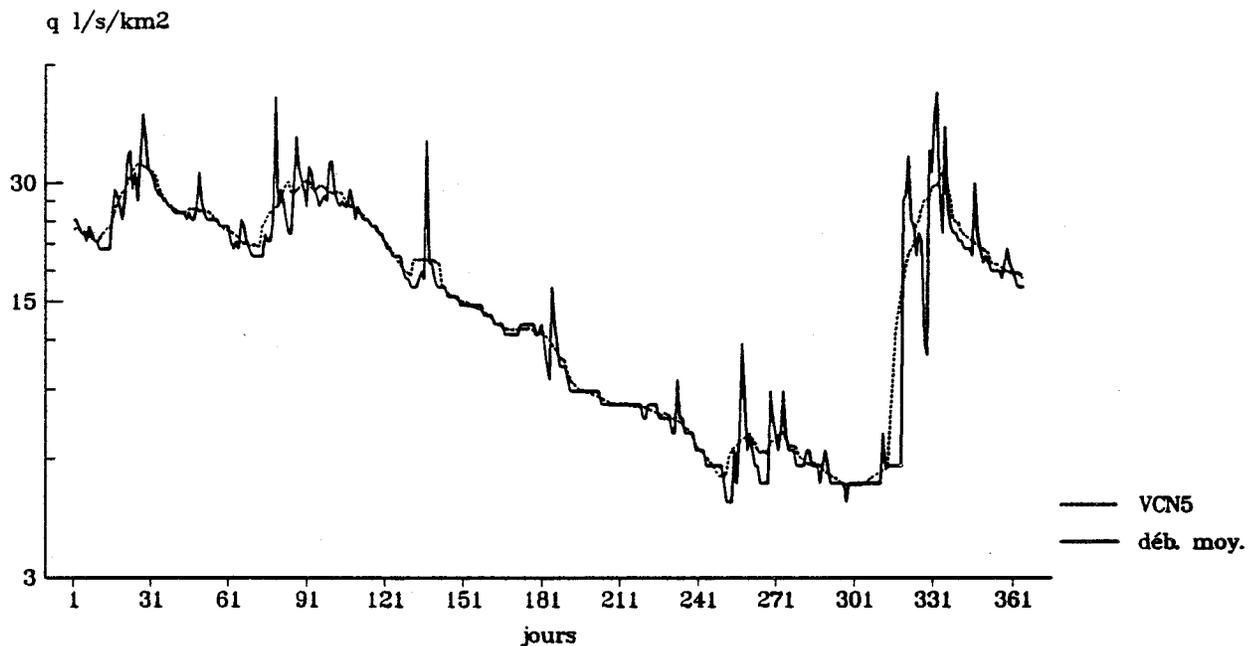
Doc:09 - L'Aa à Wizernes (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN10)



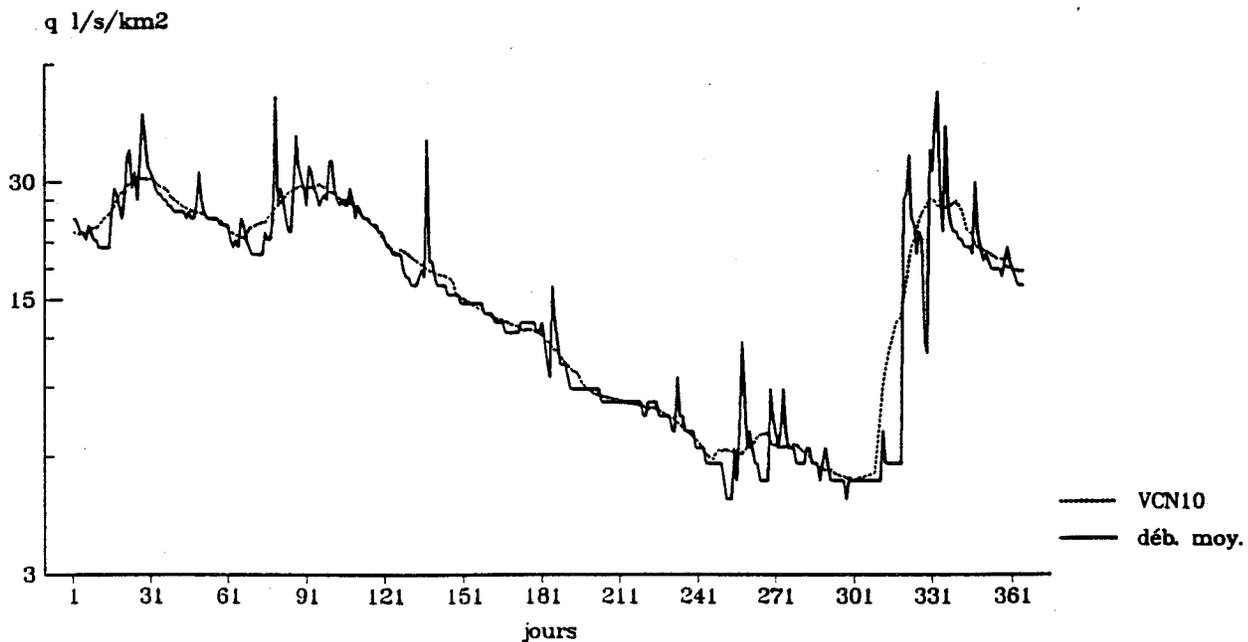
Doc:10 - L'Aa à Wizernes (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN20)



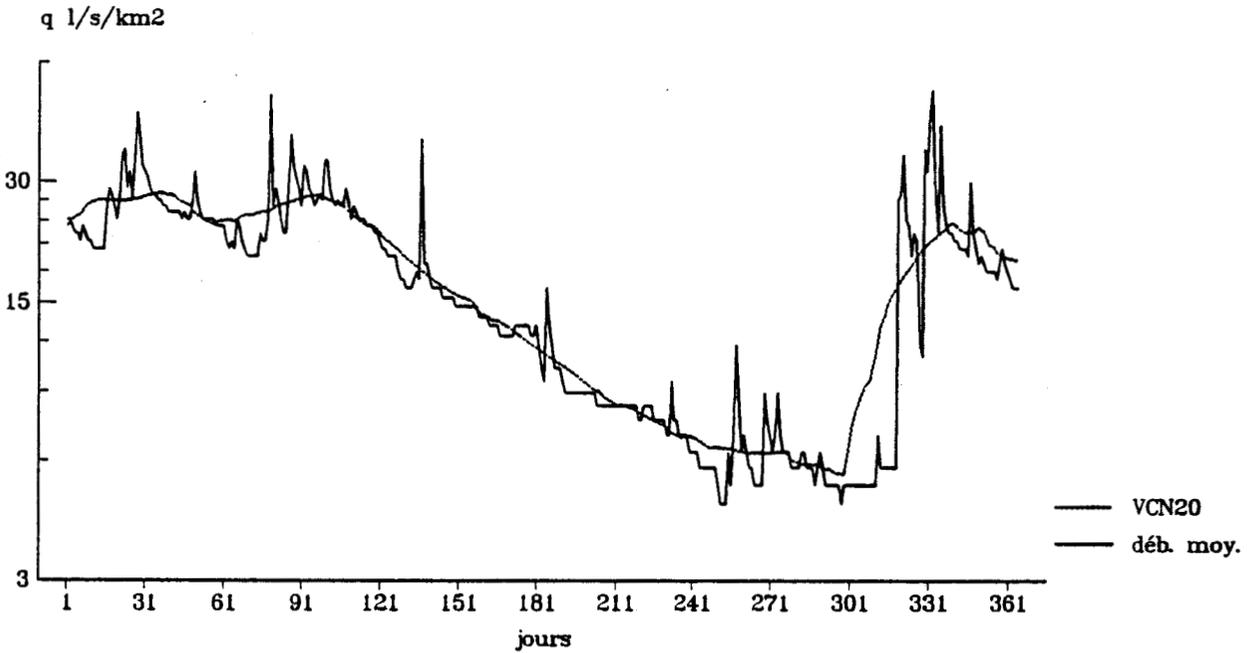
Doc:11 - La Hem à Guémy (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN5)



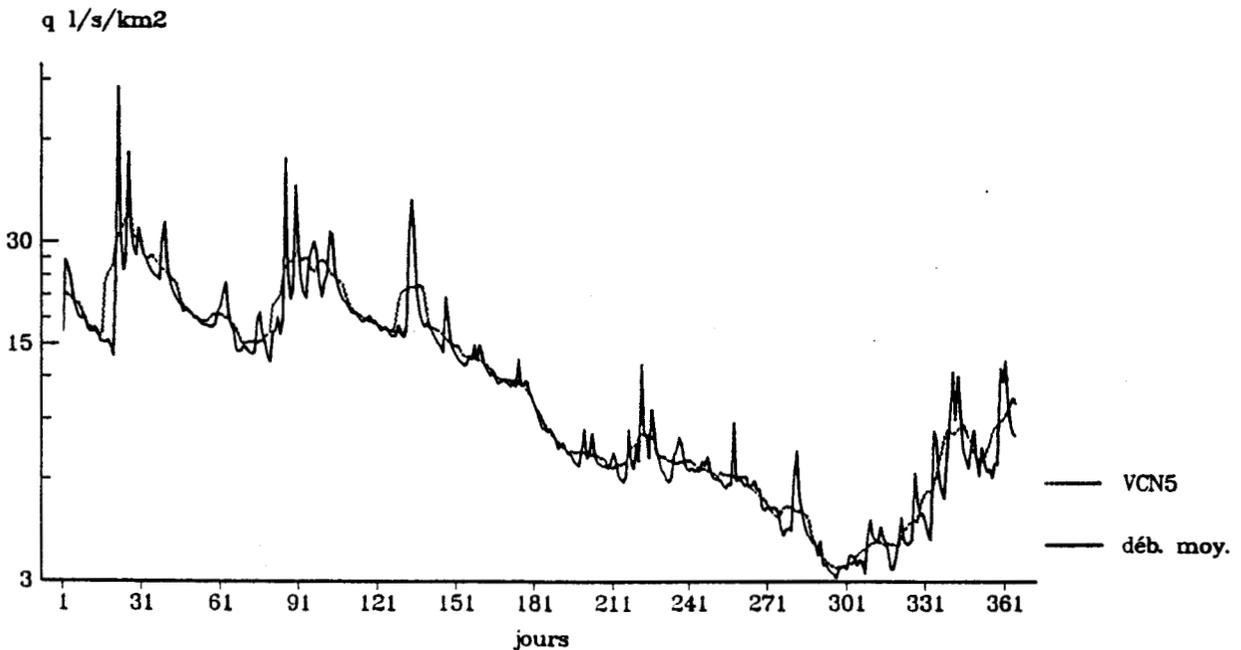
Doc:12 - La Hem à Guémy (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN10)



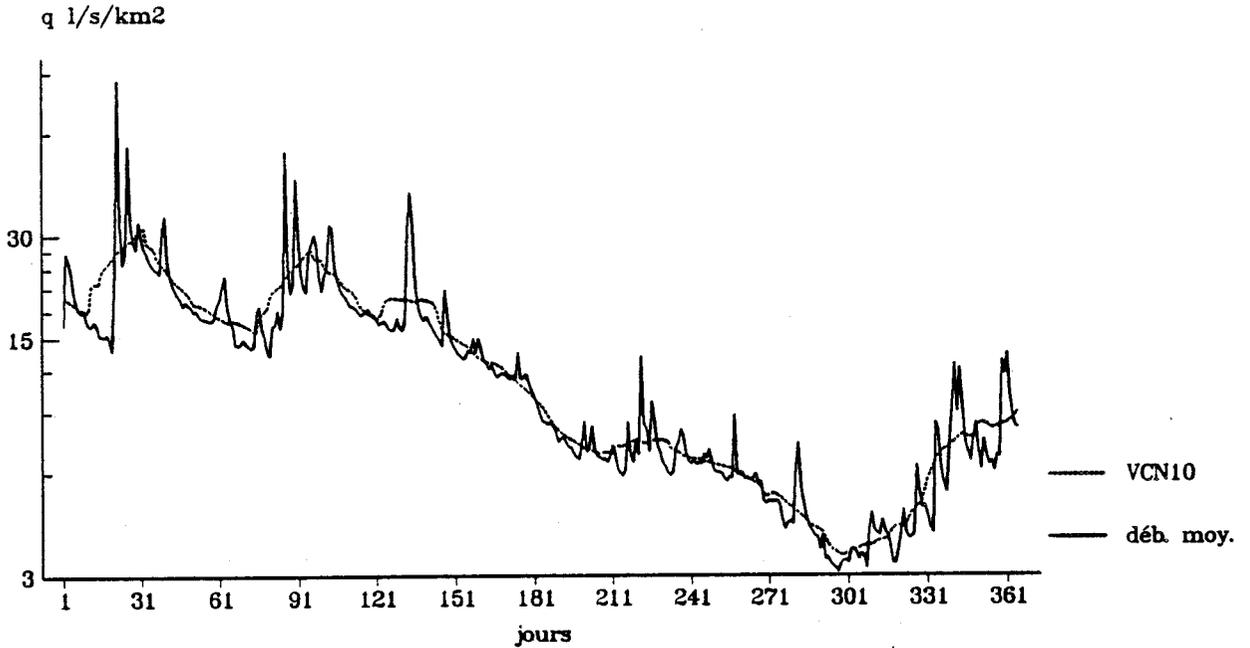
Doc:13 - La Hem à Guèmy (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN20)



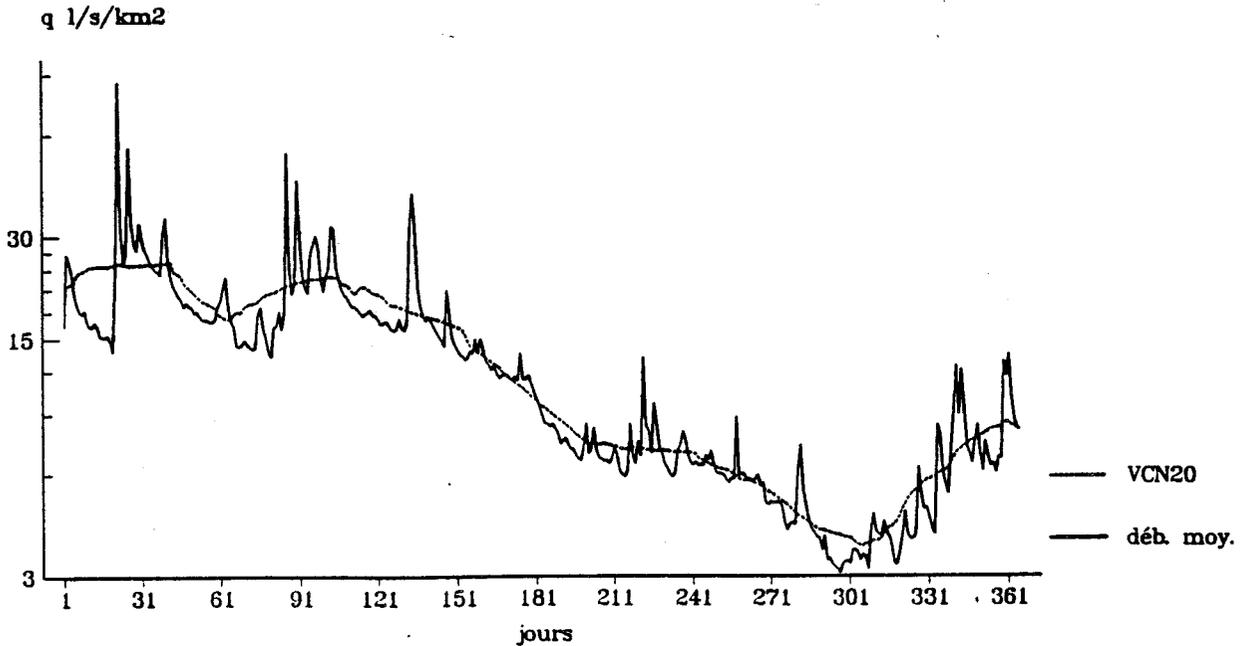
Doc:14 - La Hem à Guèmy (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN5)



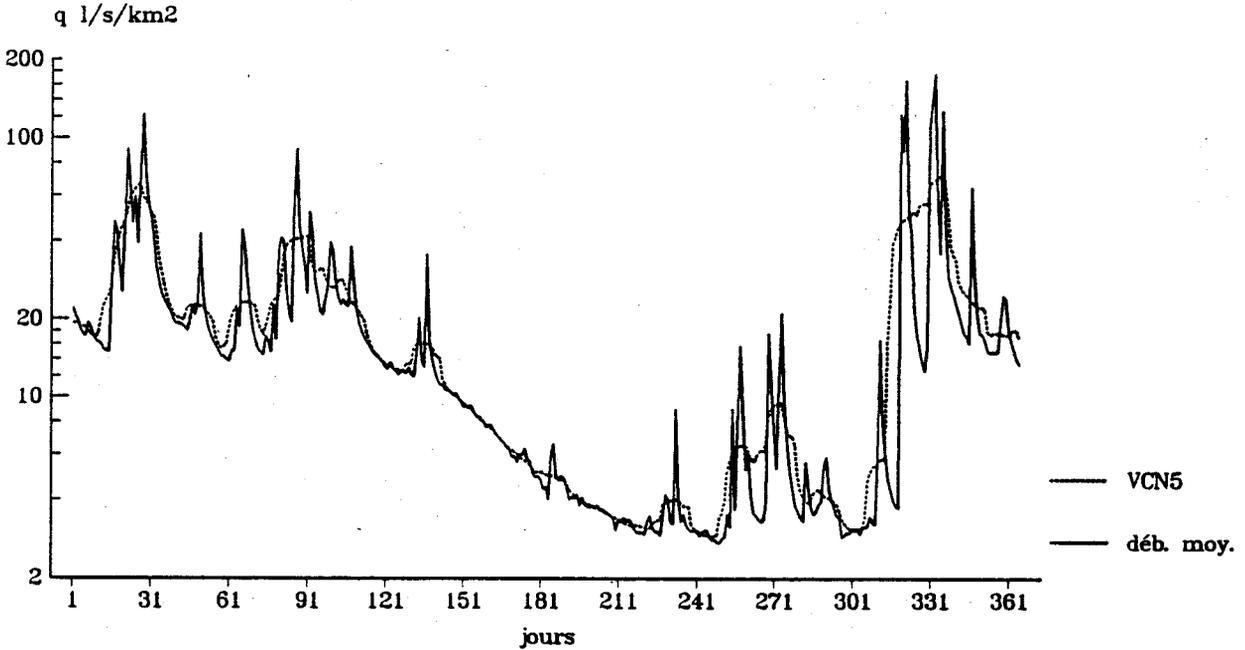
Doc:15 - La Hem à Guèmy (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN10)



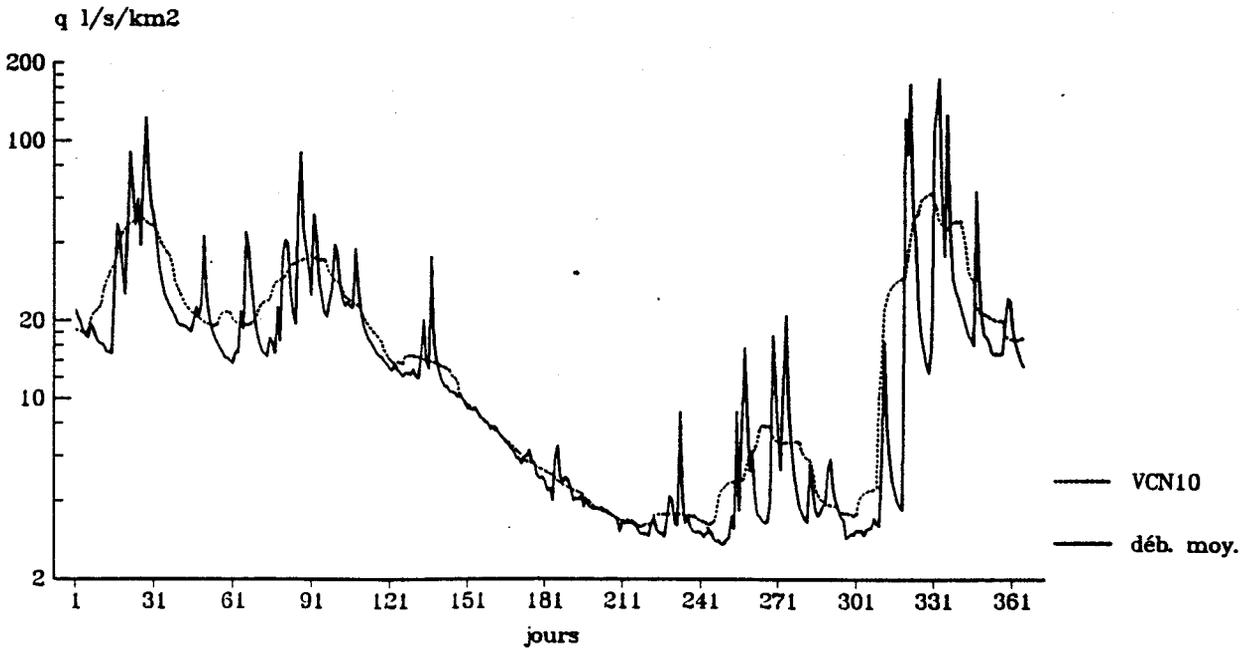
Doc:16 - La Hem à Guèmy (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN20)



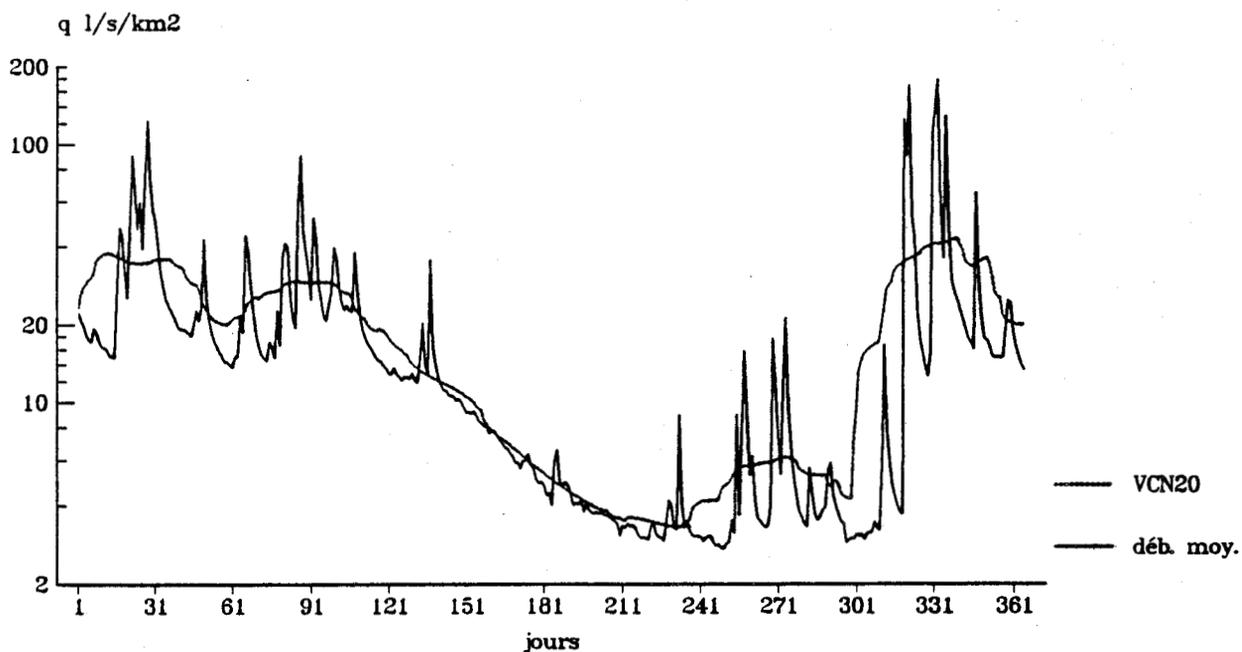
Doc:17 - La Liane à Wirwignes (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN5)



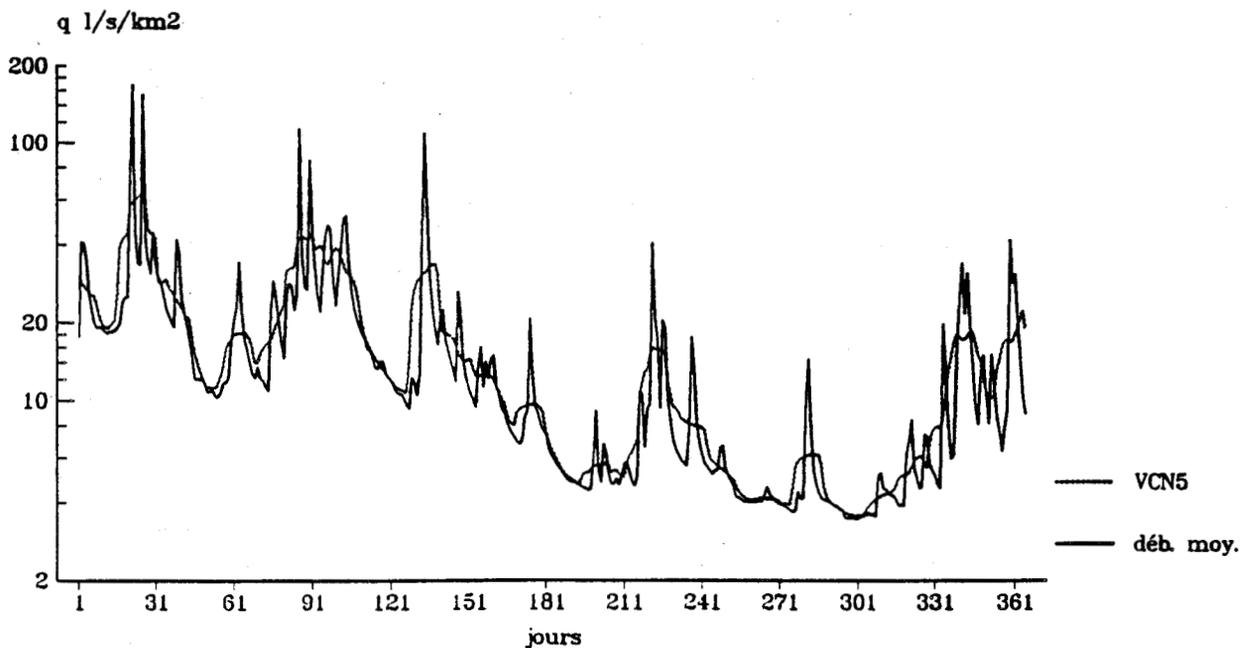
Doc:18 - La Liane à Wirwignes (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN10)



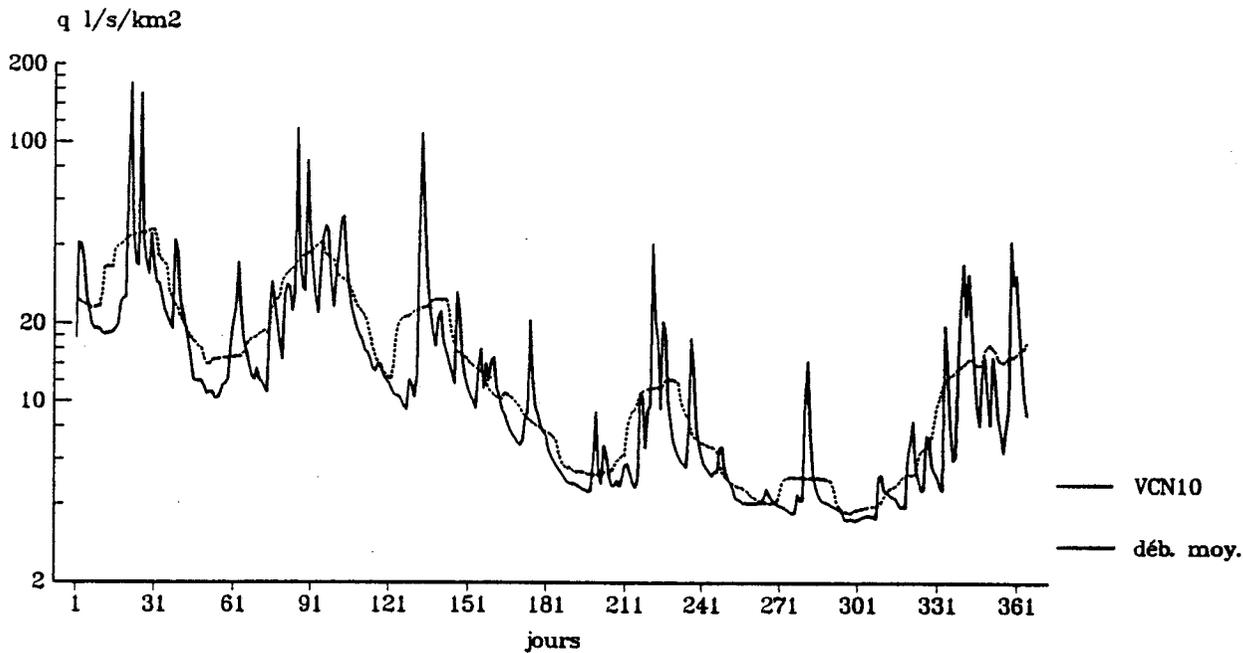
Doc:19 - La Liane à Wirwignes (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN20)



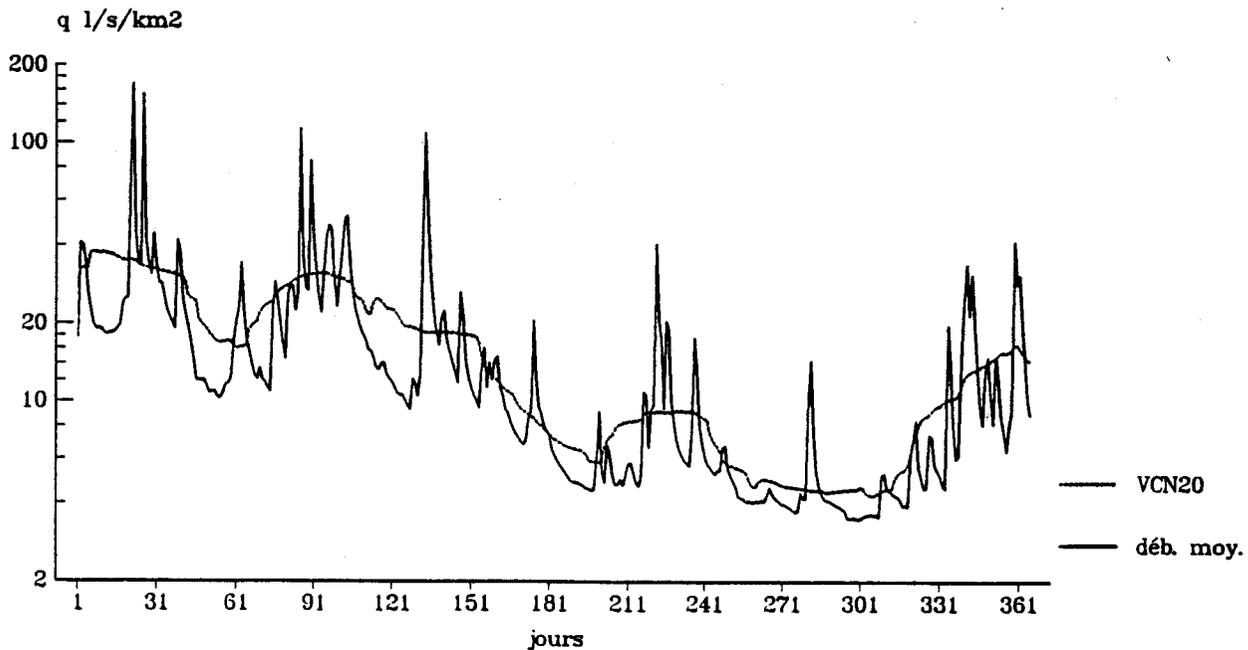
Doc:20 - La Liane à Wirwignes (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN5)



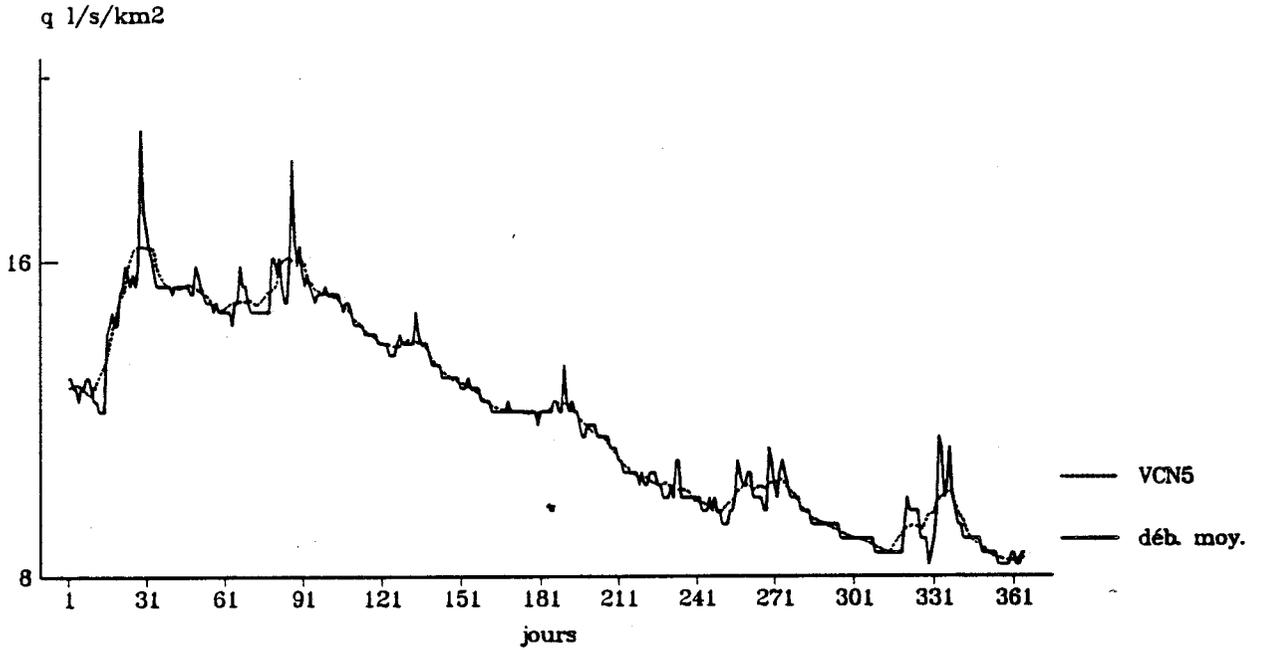
Doc:21 - La Liane à Wirwignes (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN10)



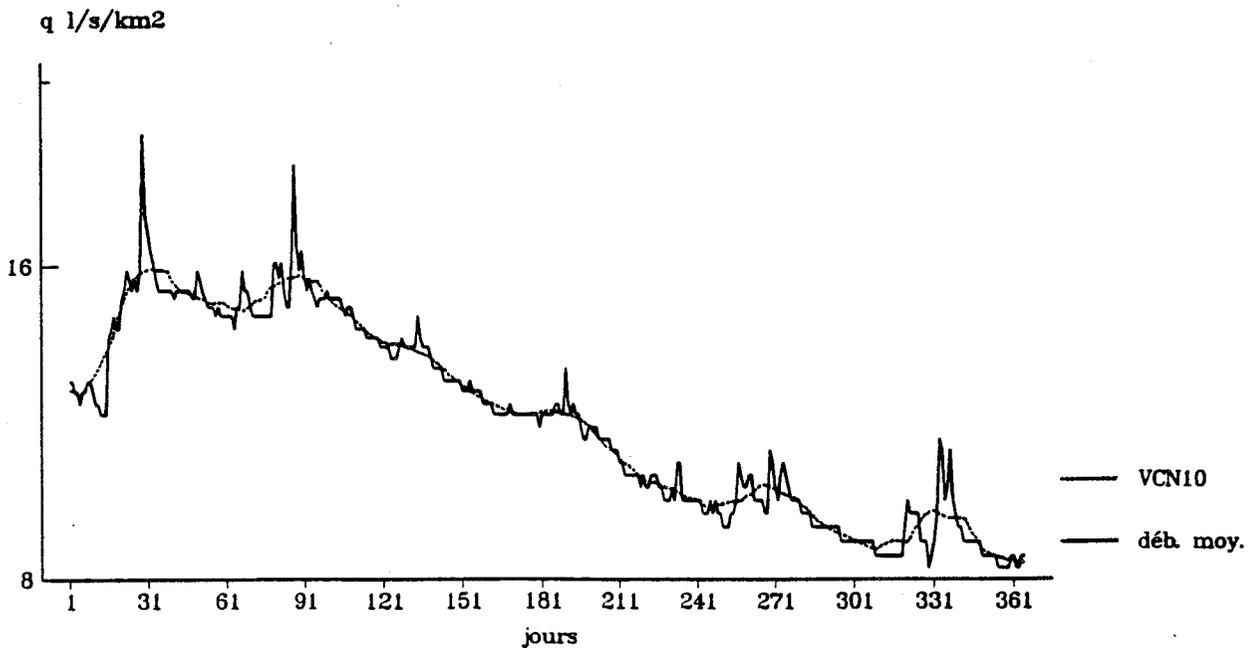
Doc:22 - La Liane à Wirwignes (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN20)



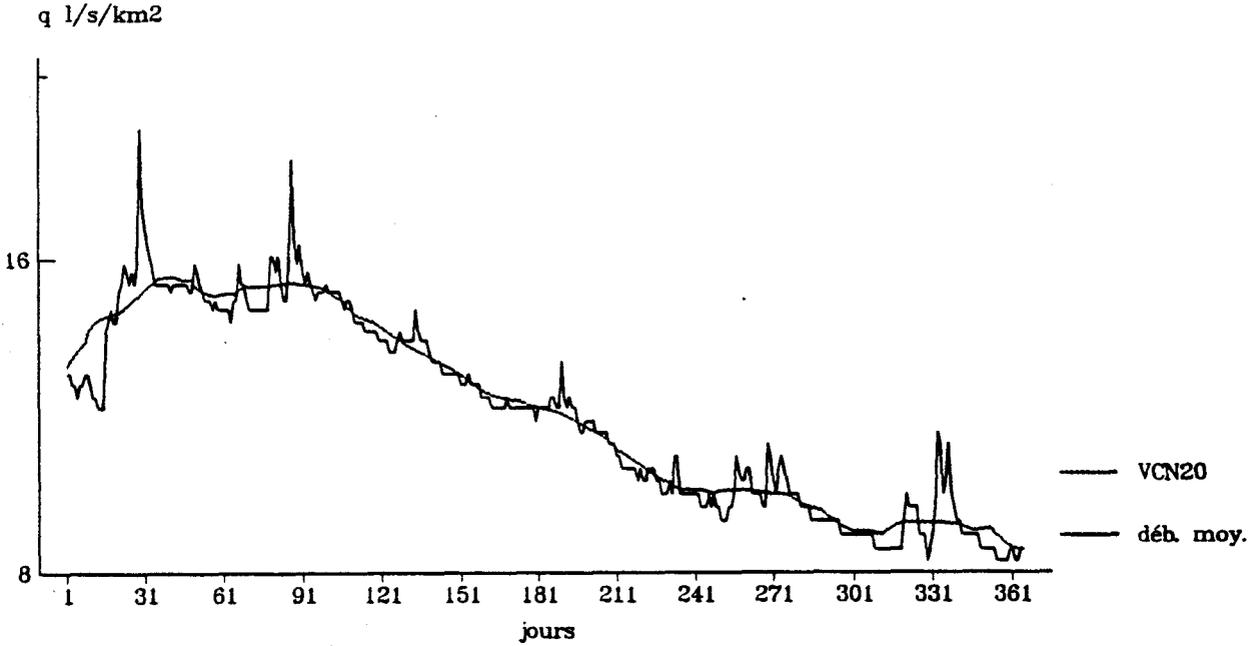
Doc:23 - L'Authie à Dompierre (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN5)



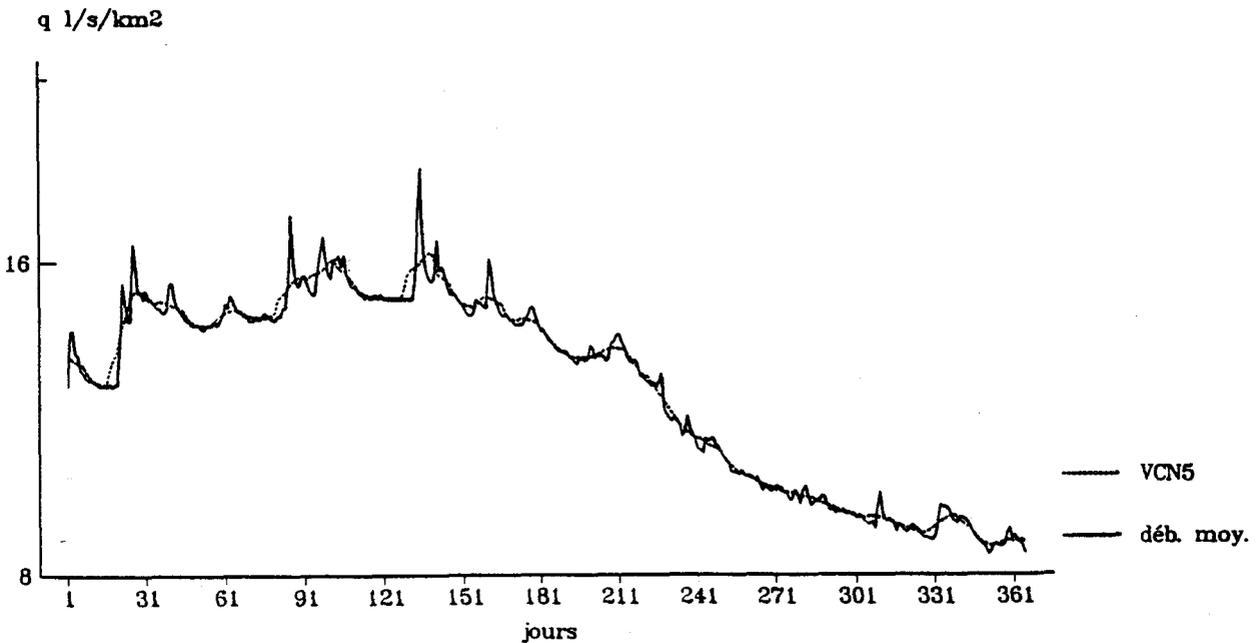
Doc:24 - L'Authie à Dompierre (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN10)



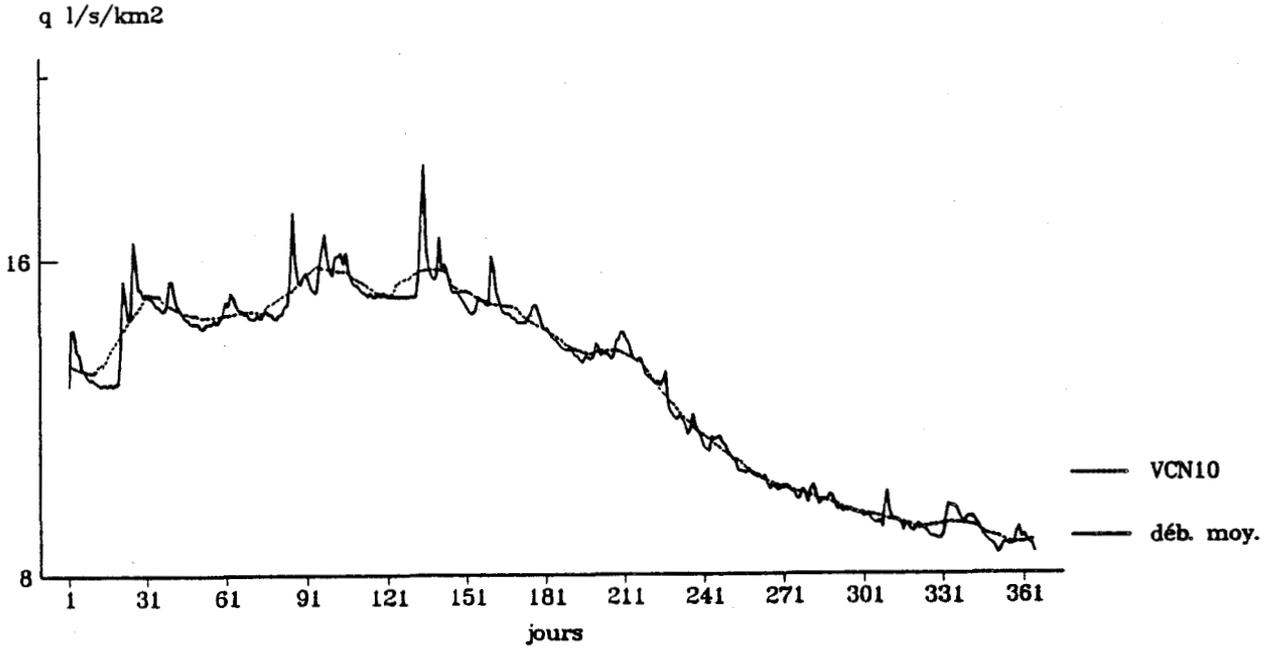
Doc:25 - L'Authie à Dompierre (1975)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN20)



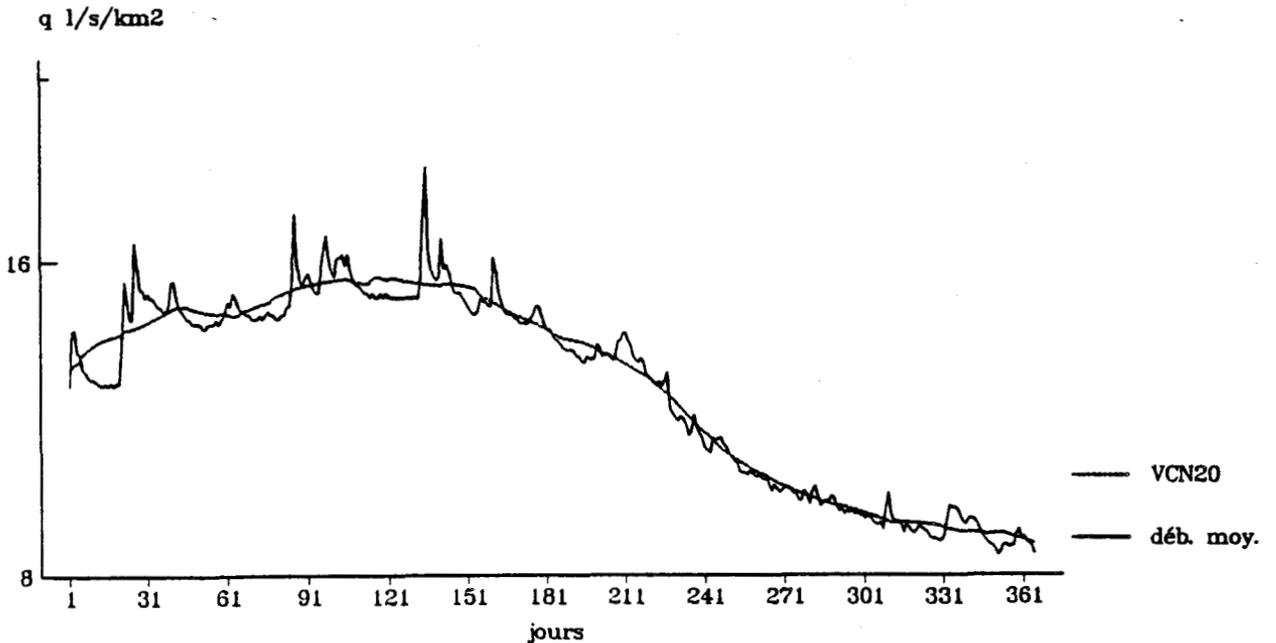
Doc:26 - L'Authie à Dompierre (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN5)



Doc:27 - L'Authie à Dompierre (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN10)



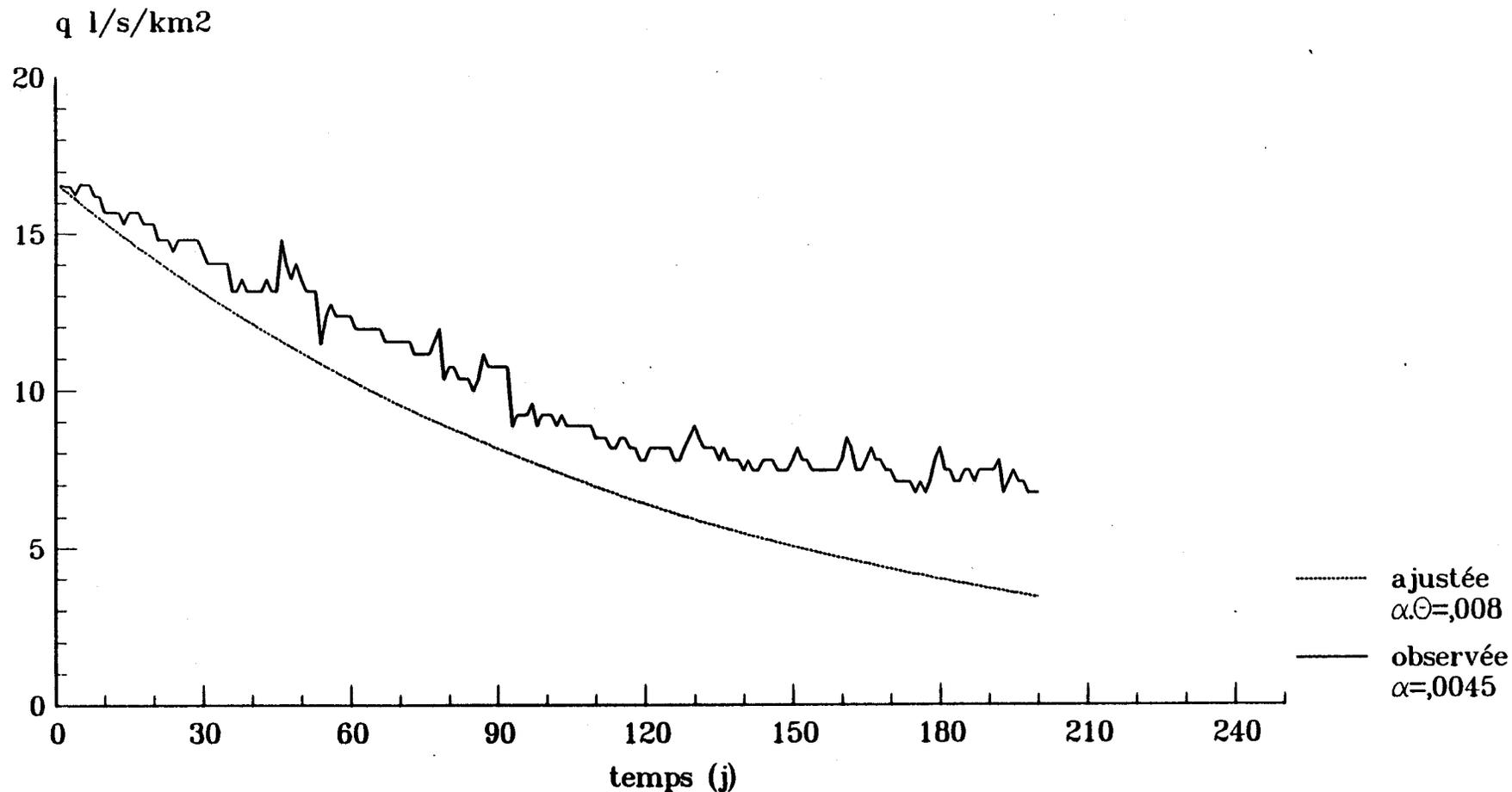
Doc:28 - L'Authie à Dompierre (1985)  
évolution simultanée des débits moyens  
journaliers et des moyennes mobiles  
(VCN20)



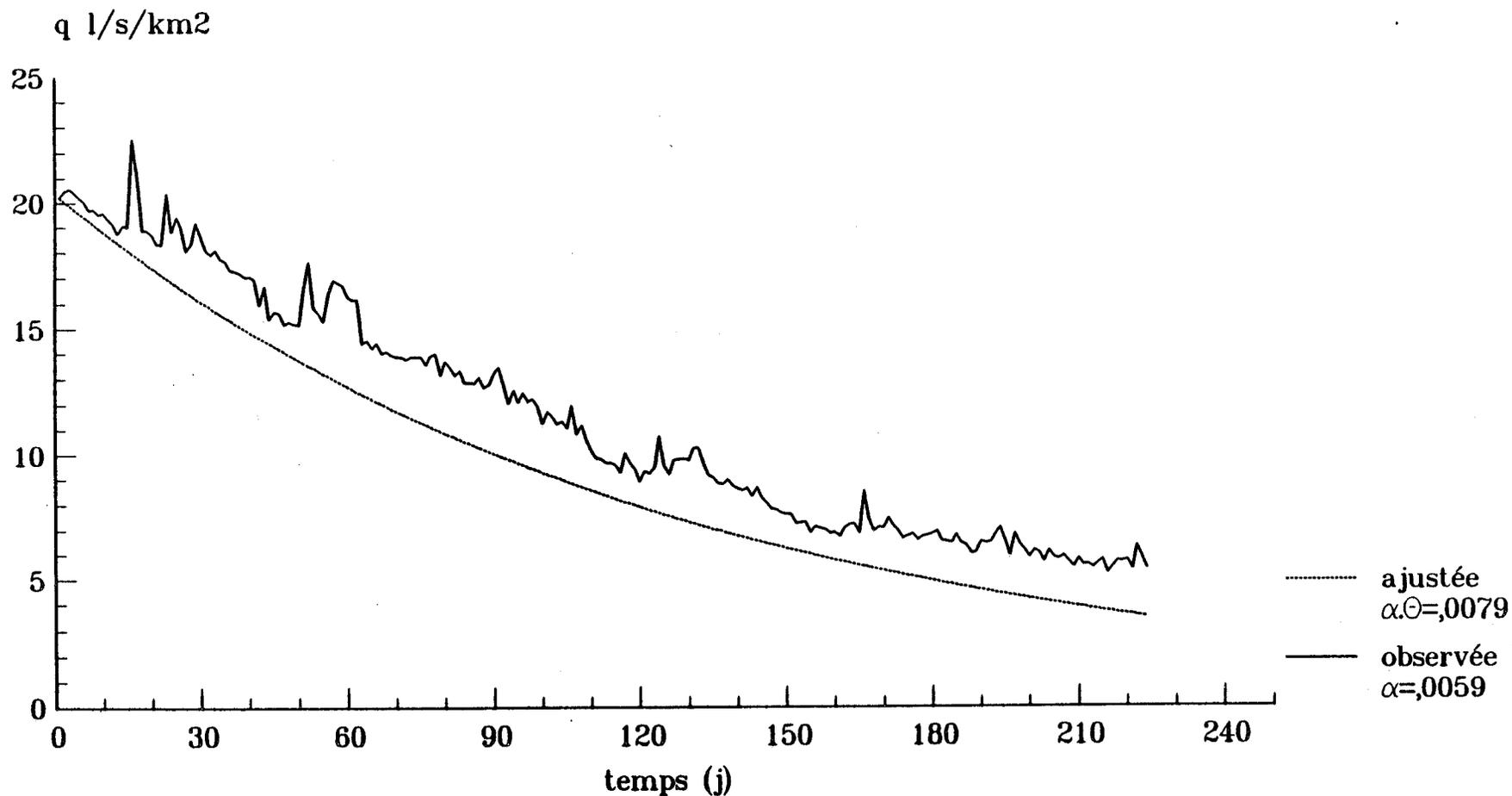
**ANNEXE III**  
**RESULTATS DE L'AJUSTEMENT**



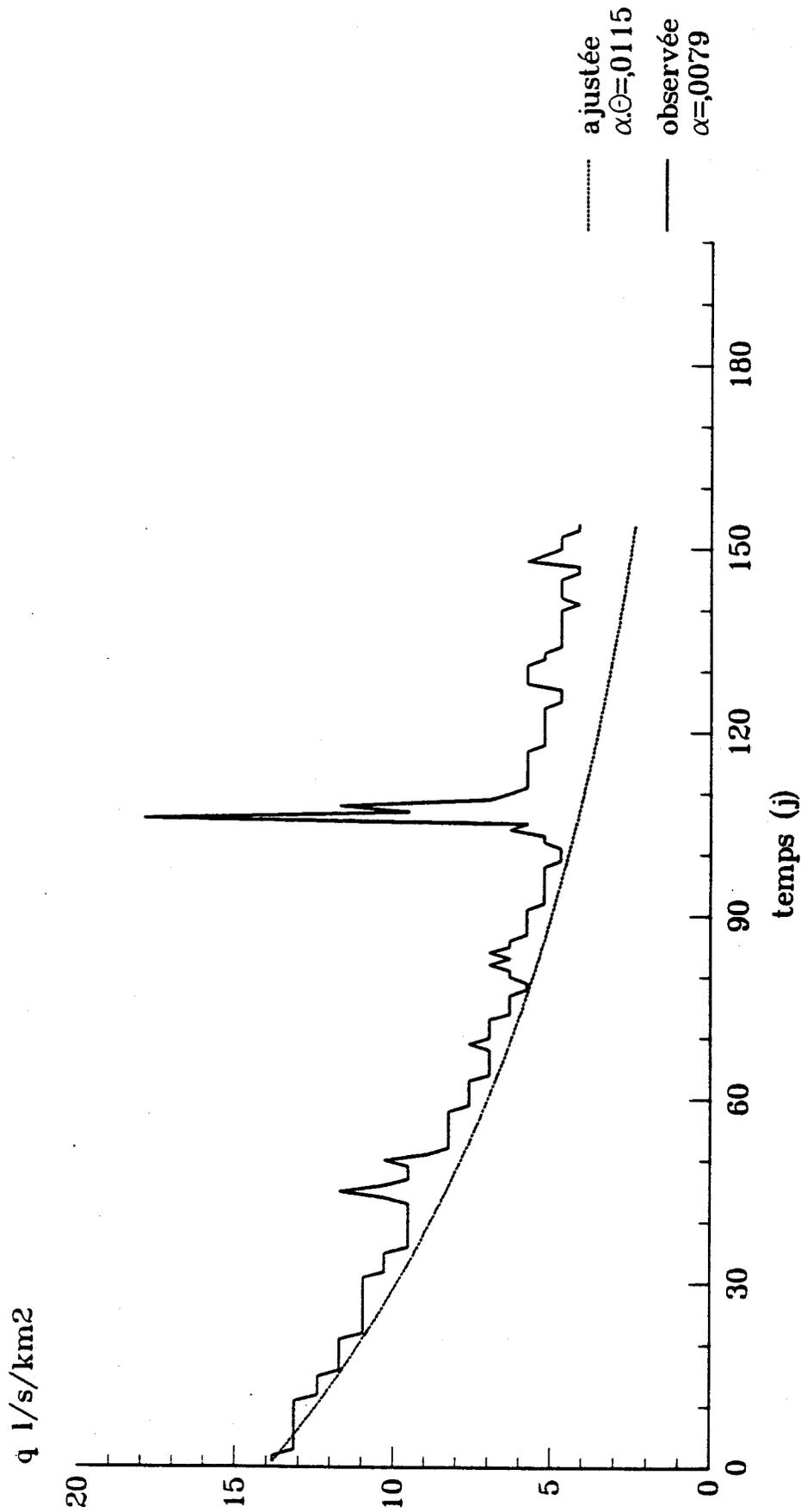
Doc:29 - L'Aa à Wizernes  
Tarisement du 10/04/67 au 26/10/67  
optimisation graphique la meilleure de  
la fonction de tarissement



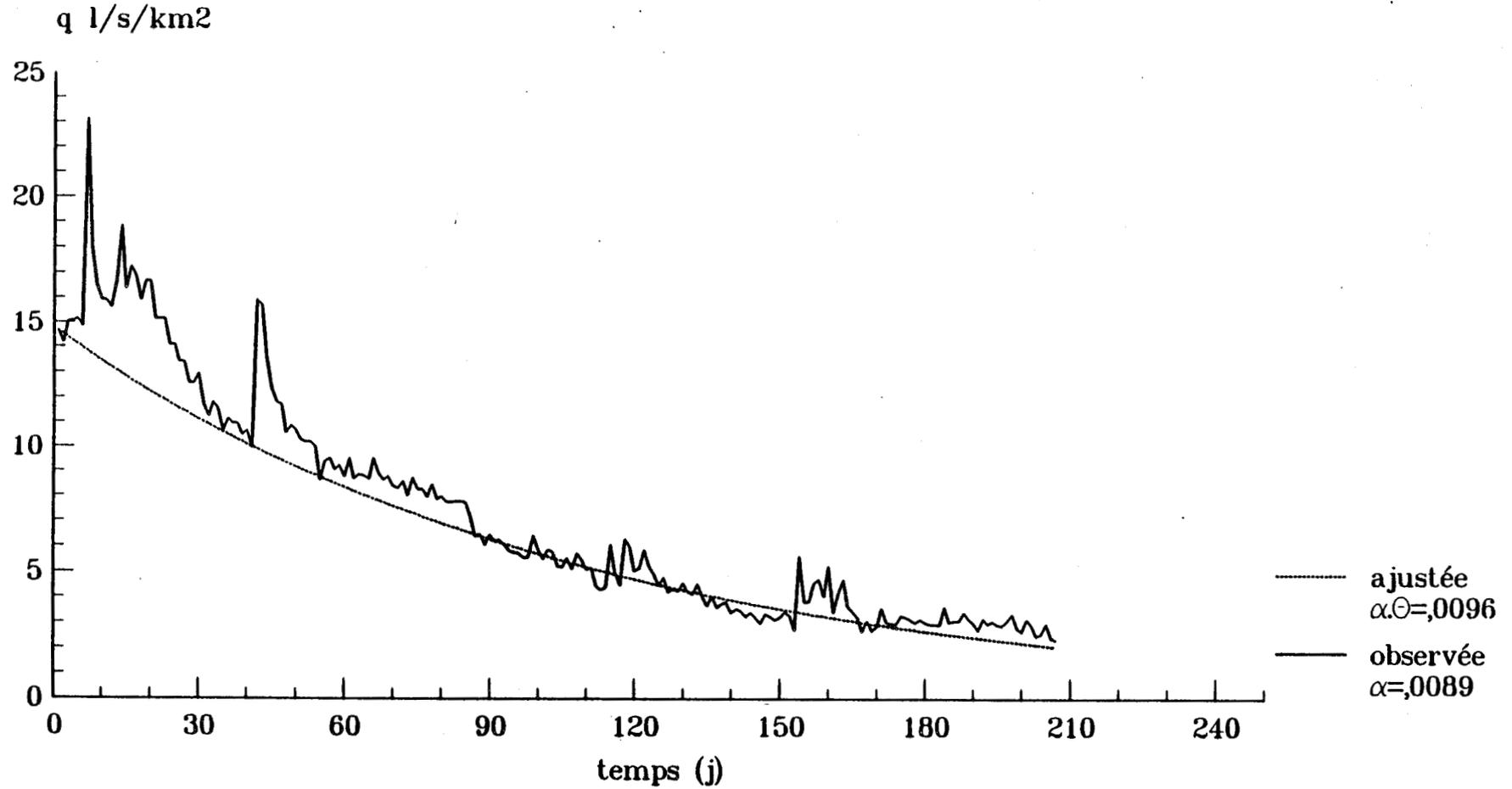
Doc:30 - L'Aa à Wizernes  
Tarisement du 16/02/82 au 27/09/82  
optimisation graphique la meilleure de  
la fonction de tarissement



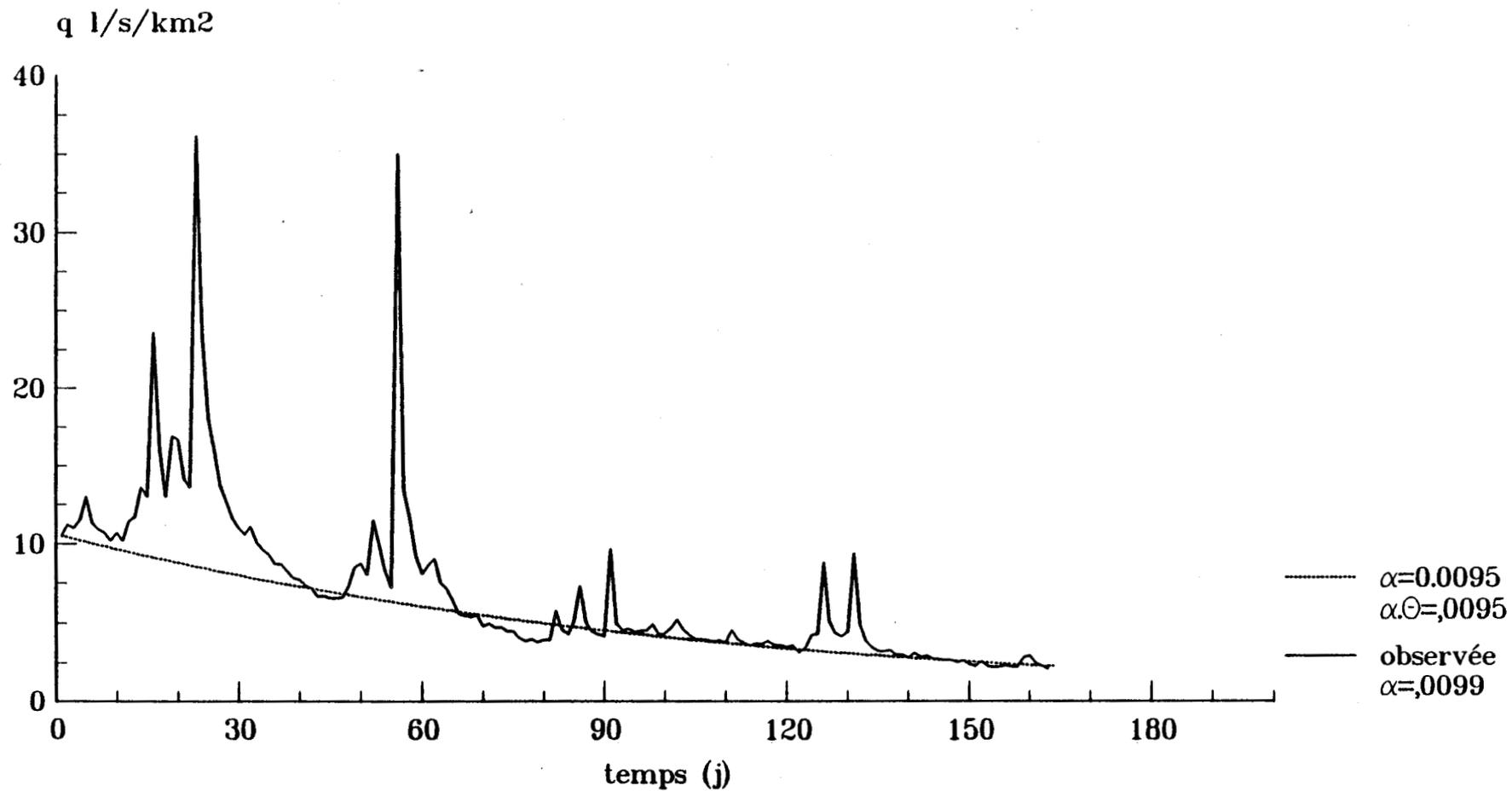
Doc:31 - La Hem à Guémy  
Tarissement du 01/06/70 au 01/11/70  
optimisation graphique la meilleure de  
la fonction de tarissement



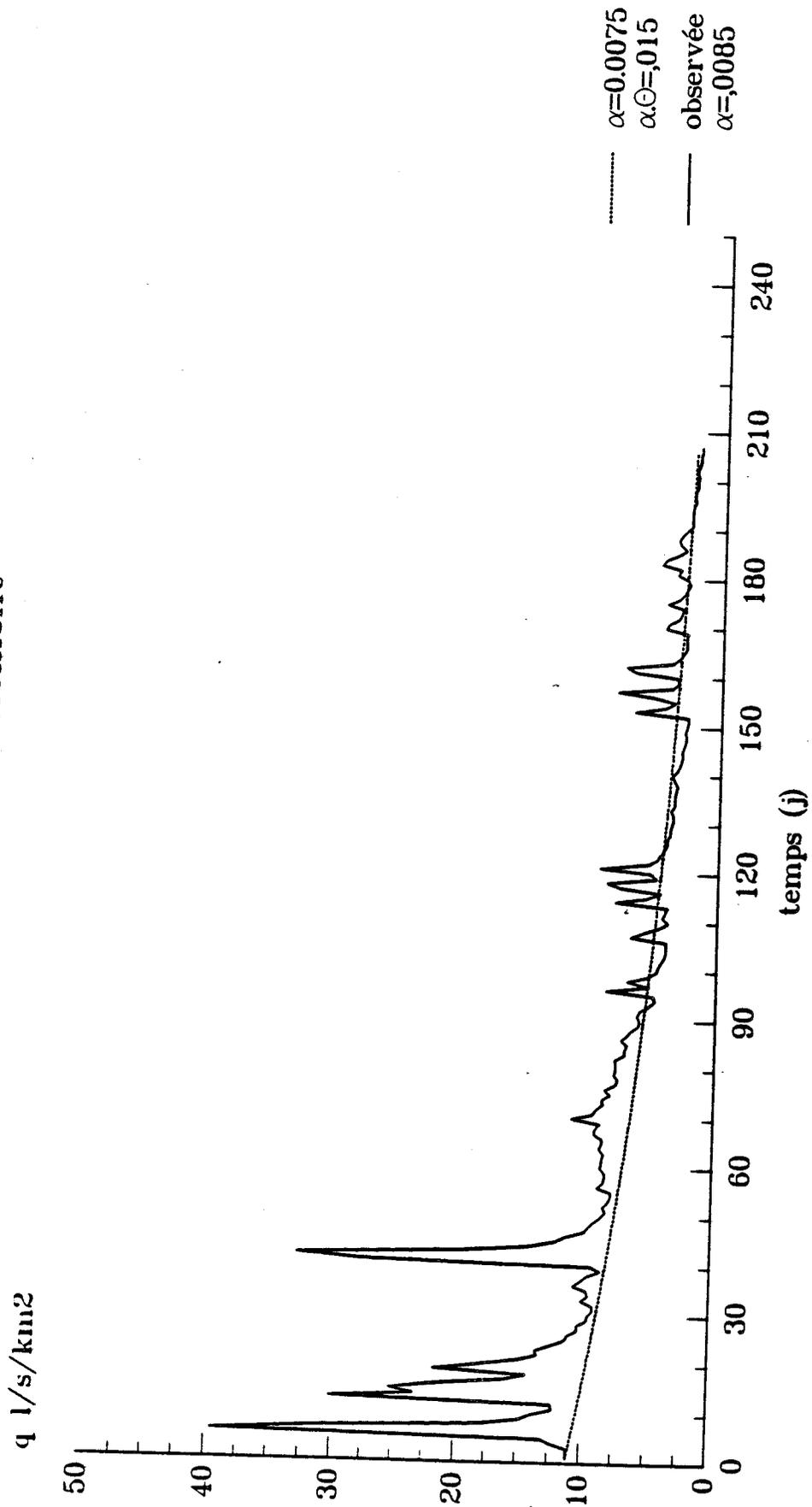
Doc:32 - La Hem à Guémy  
Tarisement du 25/02/82 au 19/09/82  
optimisation graphique la meilleure de  
la fonction de tarissement



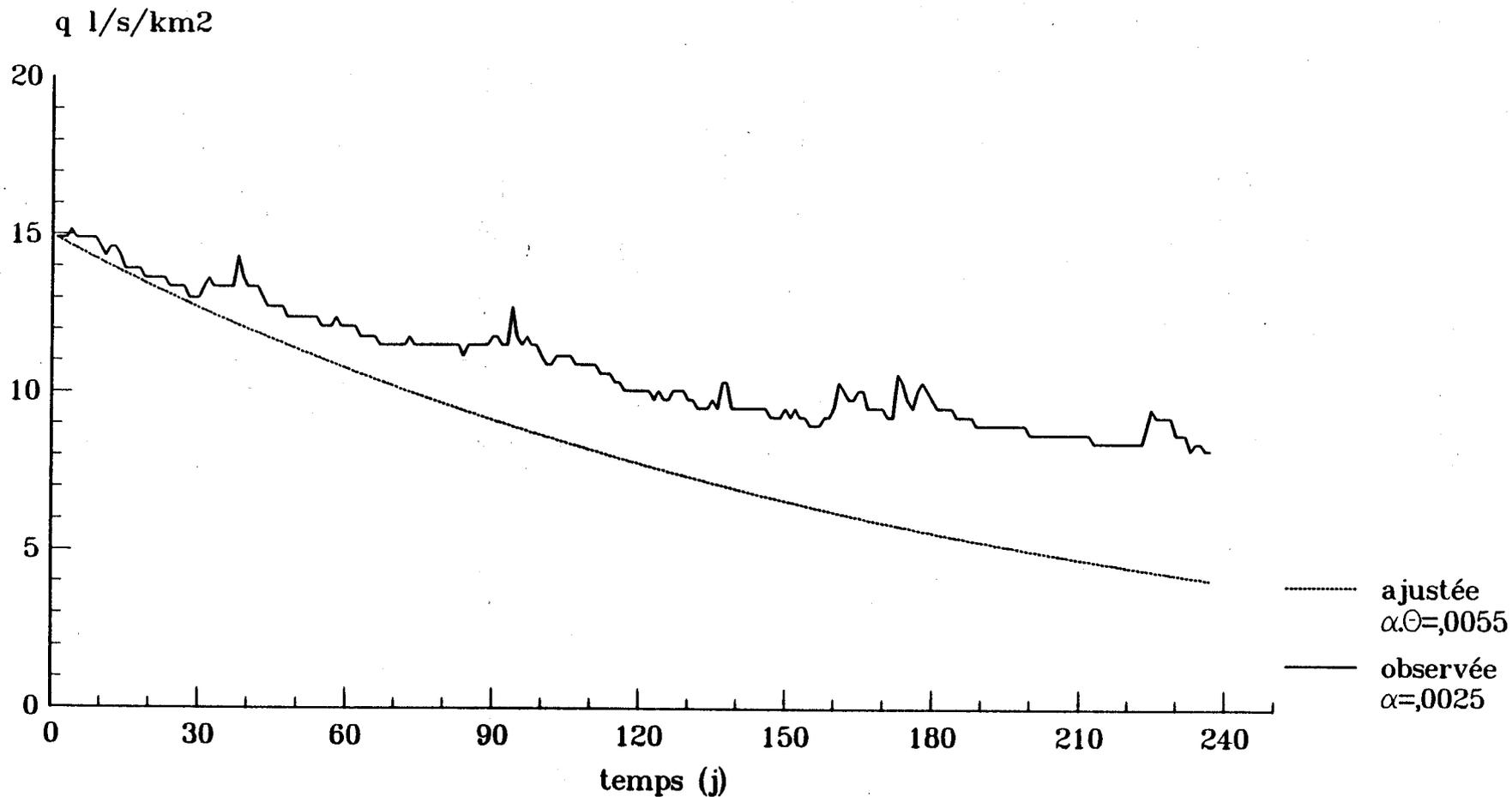
Doc:33 - La Liane à Wirwignes  
Tarisement du 14/04/77 au 29/09/77  
optimisation graphique la meilleure de  
la fonction de tarissement



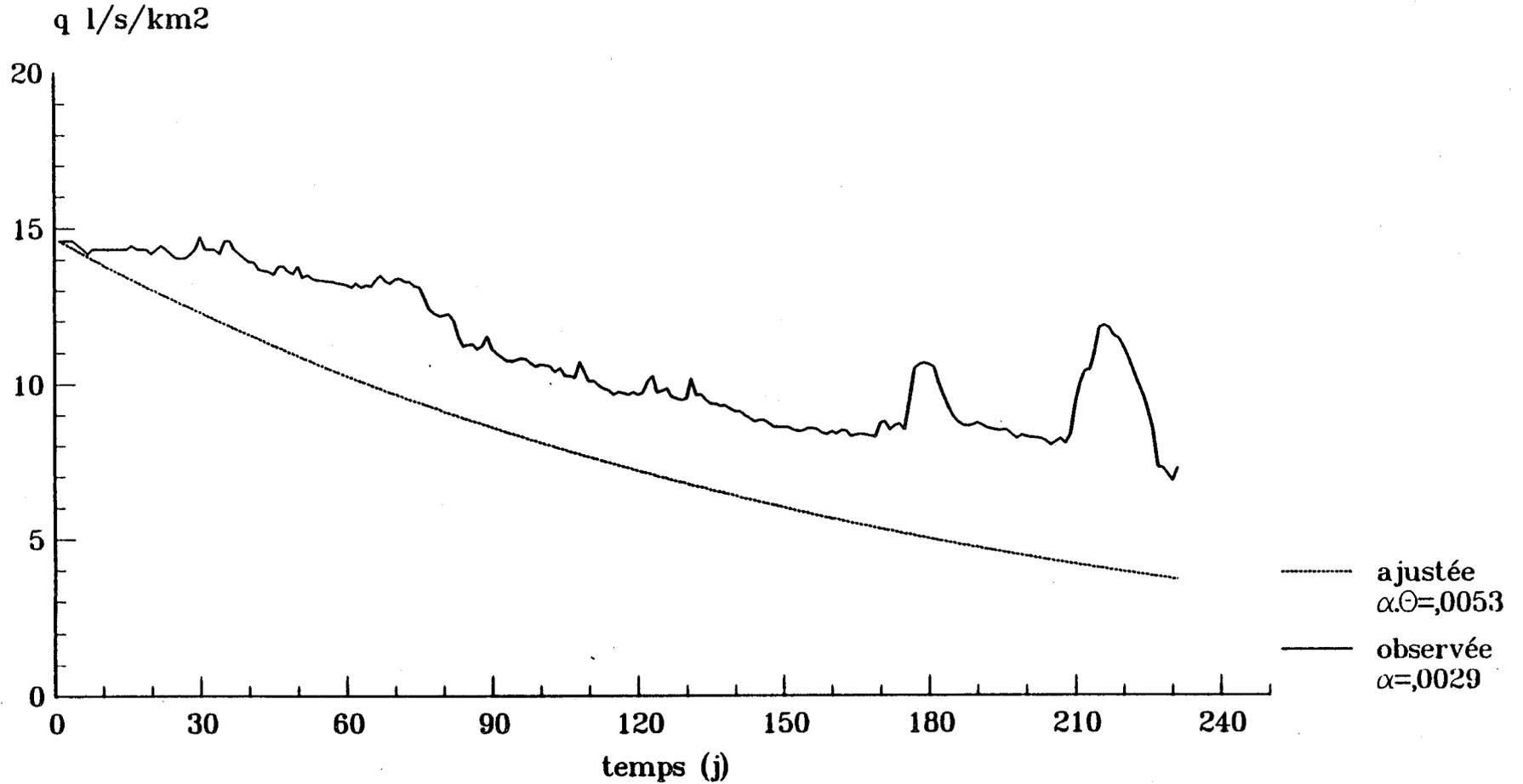
Doc:34 - La Liane à Wirwignes  
Tarissement du 17/02/82 au 20/09/82  
optimisation graphique la meilleure de  
la fonction de tarissement



Doc:35 - L'Authie à Dompierre  
Tarisement du 07/05/75 au 29/12/75  
meilleure optimisation graphique de la  
fonction de tarissement



Doc:36 - L'Authie à Dompierre  
Tarissement du 10/04/82 au 05/12/82  
optimisation graphique la meilleure de  
la fonction de tarissement



**ANNEXE IV**  
**DEBITS MOYENS MENSUELS**



	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1964	4.46	4.11	3.99	4.41	3.73	3.87	3.94	3.52	2.8	3.24	4.27	5.44	3.98
1965	9.19	7.86	6.13	5.46	4.96	3.87	4.69	4.13	4.45	3.53	3.88	7.98	5.51
1966	9.94	10.1	8.91	7.47	5.32	4.17	2.87	2.59	2.24	2.52	5.26	10.3	5.97
1967	9.25	7.5	7.43	6.43	5.43	4.55	3.67	3.13	2.95	2.89	3.57	4.14	5.08
1968	6.93	7.68	7.24	6.37	5.4	3.89	3.21	2.92	3.5	5.34	6.49	5.78	5.4
1969	4.75	5.91	7.09	6.22	5.62	5.02	4.11	3.34	2.85	2.46	2.92	3.85	4.51
1970	4.18	5.69	7.95	9.02	7.94	6.19	5.01	3.95	3.76	3.00	3.17	3.78	5.3
1971	3.84	5.08	5.11	4.63	4.15	3.89	3.29	2.88	2.56	2.12	2.4	2.33	3.52
1972	2.3	2.42	2.32	3.13	3.77	3.87	2.87	2.16	1.98	1.82	1.84	2.54	2.59
1973	2.6	2.86	2.88	2.88	2.77	2.61	2.08	1.98	1.97	1.95	1.62	2.07	2.36
1974	2.71	3.92	4.35	4.12	3.95	3.64	3.24	2.46	2.69	5.36	11.6	11.2	4.94
1975	10.4	10.6	8.55	8.99	7.18	5.34	4.2	3.09	2.94	2.43	3.27	4.67	5.97
1976	4.24	4.87	4.72	4.2	3.4	2.82	2.16	2.05	2.32	2.02	2.57	4.51	3.32
1977	5.75	6.2	6.42	5.85	5.14	4.13	3.36	3.27	2.95	2.75	2.87	2.82	4.29
1978	4.26	5.41	5.17	5.44	5.8	5.2	4.77	3.89	3.74	3.28	2.76	3.88	4.47
1979	5.14	6.57	6.65	6.07	5.41	4.57	4.03	3.87	3.29	3.25	3.55	6.13	4.88
1980	7.93	8.92	8.02	8.3	6.56	5.21	6.2	5.97	5.44	5.55	5.12	6.91	6.68
1981	7.94	6.94	8.42	7.58	6.57	5.5	4.69	3.64	3.37	5.92	7.87	9.07	6.46
1982	9.99	8.33	7.16	5.97	4.95	3.85	3.03	2.63	2.31	2.87	3.5	6.81	5.12
1983	9.19	9.55	7.55	8.24	7.12	5.84	4.6	3.68	3.3	3.12	3.24	3.62	5.75
1984	6.14	9.28	6.99	5.89	5.15	4.11	3.2	2.7	2.62	2.79	3.59	4.23	4.72
1985	5.73	6.44	6.04	7.2	6.57	5.54	4.07	3.51	2.86	2.39	2.26	2.27	4.57
1986	3.59	4.05	4.59	5.3	5.12	4.1	2.79	2.7	2.57	2.5	3.46	4.83	3.8
1987	6.52	5.87	7.21	7.44	5.85	4.95	4.09	3.45	3.23	6.77	6.7	7.07	5.76
1988	11.7	20.3	12.7	9.63	6.86	5.16	4.2	3.26	3.23	4.79	3.91	4.67	7.53
1989	4.31	4.26	5.53	6.39	5.43	4.86	3.99	2.73	2.68	2.33	2.18	2.98	3.97

Doc.37. Débits moyens mensuels de l'Aa à Wizernes (m3/s)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1966	2.73	2.92	1.96	1.65	1.34	1.12	1.18	1.56	1.15	1.36	2.78	3.8	1.96
1967	2.2	2.11	1.98	1.57	1.28	0.98	0.64	0.52	0.6	0.81	1.68	1.97	1.36
1968	2.67	2.46	1.84	1.36	1.06	0.84	1.07	0.94	1.44	1.9	1.64	1.41	1.55
1969	1.38	2.2	2.01	1.5	1.48	1.46	1.19	0.76	0.58	0.53	1.48	2.18	1.4
1970	1.88	2.33	2.5	2.81	1.87	1.28	0.98	0.68	0.65	0.51	1.06	1.42	1.5
1971	1.74	1.76	1.39	1.09	0.96	0.85	0.6	0.42	0.38	0.36	0.51	0.54	0.88
1972	0.59	0.65	0.6	0.82	0.8	0.8	0.61	0.45	0.37	0.33	0.57	1.53	0.68
1973	1.11	1.22	0.89	0.92	0.84	0.63	0.39	0.26	0.3	0.51	0.44	0.73	0.69
1974	1.18	1.54	1.2	0.83	0.87	0.47	0.43	0.44	1.17	3.73	4.95	3.11	1.66
1975	2.81	2.71	2.6	2.81	1.89	1.41	1	0.8	0.66	0.6	1.74	2.17	1.77
1976	1.69	1.85	1.42	1.02	0.69	0.45	0.25	0.18	0.32	1.02	2.87	3.77	1.29
1977	3.89	3.21	2.59	2.12	1.61	1.07	0.6	0.46	0.4	0.5	1.19	1.4	1.59
1978	1.85	1.91	1.68	2.05	2.06	1.33	1.09	-	-	-	-	-	-
1979	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1980	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1981	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1982	3.13	1.91	1.58	1.11	0.8	0.56	0.39	0.35	0.32	1.05	1.59	2.91	1.31
1983	3.23	2.67	1.85	2.26	1.65	1.04	0.69	0.51	0.9	1.02	1.13	1.38	1.53
1984	3.17	3.2	1.83	1.6	1.34	1.01	0.67	0.45	0.52	1.35	1.72	1.92	1.56
1985	2.57	2.25	2	2.34	1.92	1.3	0.78	0.75	0.61	0.43	0.44	0.86	1.35
1986	1.93	1.21	1.51	1.75	1.34	0.92	0.55	0.36	0.34	0.79	2.35	2.71	1.31
1987	2.38	2.06	2.67	2	1.41	1.06	0.93	0.97	1.07	2.58	2.72	2.47	1.86
1988	4.51	5.82	3.64	2.38	1.57	1.02	0.76	0.53	0.99	2.07	1.29	1.81	2.2
1989	1.43	1.52	2.01	2.47	1.44	0.82	0.57	0.39	0.29	0.31	0.51	1.66	1.12

Doc.38. Débits moyens journaliers de la Hem à Guèmy (m3/s)  
- observation manquante

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1973	1.18	1.32	0.64	0.77	0.86	0.4	0.67	0.21	0.24	0.55	0.44	1.23	0.71
1974	2.03	2.49	1.38	0.57	0.39	0.28	0.27	0.26	2.7	6.24	5.99	2.87	2.12
1975	3.76	2.2	3.22	2.43	1.31	0.69	0.41	0.34	0.56	0.46	4.2	2.55	1.84
1976	1.59	2.18	0.9	0.68	0.49	0.25	0.13	0.11	0.3	1.52	4.4	3.18	1.31
1977	4.14	3.1	1.87	1.56	1.33	0.84	0.48	0.43	0.26	0.28	2.15	1.64	1.51
1978	3	2.03	1.71	2.34	1.94	1	1.04	0.55	0.36	0.32	0.34	3.32	1.5
1979	2.58	3.33	3.52	1.88	1.96	1.32	0.65	0.53	0.49	0.63	1.95	5.73	2.05
1980	2.88	2.86	2.61	1.87	1.02	0.61	2.54	0.9	0.61	2.27	2.22	3.15	1.96
1981	2.79	1.42	3.6	1.48	1.84	1.71	0.89	0.59	0.78	6.11	3.05	3.56	2.32
1982	3.39	1.51	1.59	1.11	0.77	0.54	0.36	0.39	0.31	2.74	3.62	4.34	1.72
1983	4.06	2.89	2.26	3.02	1.81	0.85	0.59	0.43	1	1.22	1.44	2.14	1.81
1984	4.91	3.04	1.6	1.49	1.09	0.71	0.46	0.37	0.61	2.07	2.04	2.34	1.73
1985	4.7	1.88	2.56	2.66	2.02	1.03	0.54	1.03	0.46	0.46	0.54	1.53	1.62
1986	2.77	1	2.3	2.19	1	0.53	0.35	0.28	0.31	1.12	3.81	3.84	1.62
1987	2.76	2.41	3.37	1.57	0.94	0.92	1.38	1.08	1.11	4.46	4.12	2.06	2.18
1988	5.91	5.65	3.3	2.1	0.95	0.57	0.74	0.36	1.7	3.47	1.77	2.56	2.42
1989	2.14	2.3	2.65	3.04	0.97	0.51	0.39	0.31	0.3	0.58	1.2	3.23	1.47

Doc.39. Débits moyens mensuels de la Liane à Wirwignes (m3/s)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1963	7.99	6.09	5.5	5.11	5.36	5.14	4.7	3.99	3.83	3.62	6.78	6.49	5.38
1964	7.24	6.83	7.63	7.18	6.93	6.52	6.08	5.09	5.4	6.24	5.62	5.88	6.39
1965	8.1	8.32	8.4	8.51	8.03	7.34	6.9	6.91	7.57	6.4	5.39	10.9	7.73
1966	13.5	13.2	11.1	10.2	10.2	9.98	9.15	8.91	7.66	7.58	8	12.4	10.16
1967	11.7	12.2	12.1	11	10.7	9.5	8.6	7.73	7.48	6.78	7.27	7.29	9.36
1968	9.09	9.92	10.6	10	9.8	8.19	8.34	7.4	7.67	7.96	7.8	7.25	8.67
1969	7.49	7.96	8.18	8.68	9.19	8.95	8.2	7.82	7.16	6.61	6.77	6.17	7.77
1970	6	7.78	9.11	10.9	11.2	10.2	9.41	8.43	7.83	7.19	7.04	6.68	8.48
1971	6.39	6.29	5.81	5.97	5.61	5.62	5.14	4.79	3.94	3.95	4.26	3.7	5.12
1972	4.22	4.61	4.36	4.79	4.84	4.78	4.91	5.1	4.67	3.65	4.3	4.46	4.56
1973	4.34	4.81	4.51	4.85	5.03	4.77	4.02	3.73	3.96	4.46	4.13	4.21	4.4
1974	4.45	5.27	5.07	5.12	5.36	5.55	5.09	4.53	4.92	5.53	5.96	7.96	5.4
1975	10.1	11	11	10.5	9.46	8.49	8.15	7.1	6.94	6.6	6.4	6.29	8.5
1976	5.77	6.12	6.18	6.31	5.95	5.2	4.56	4.12	3.81	3.73	3.72	4.67	5.01
1977	4.93	5.2	5.08	5.28	5.28	5.11	4.84	3.93	3.9	4.32	5.29	5.09	4.85
1978	6.11	7.52	7.31	8.2	7.96	7.09	7.09	5.91	5.37	6.15	6.64	7.25	6.88
1979	7.18	7.89	8.46	8.56	8.99	8.89	7.6	7.45	6.69	6.92	8.07	8.76	7.96
1980	8.66	10.3	10.6	10.9	9.29	8.06	9	7.98	8.39	8.78	8.21	8.52	9.06
1981	9.12	9.32	10.7	10.6	9.92	9.25	8.74	8.09	7.96	8.24	8.28	9.44	9.14
1982	11.2	11.6	11.5	10.9	10.3	9.7	8.23	7.14	6.29	6.54	6.9	8.14	9.04
1983	9.25	11	11	12	11.8	11	10.3	9.25	8.45	-	-	-	-
1984	-	-	-	-	-	-	7.16	6.92	7.22	7.45	7.93	8.77	-
1985	9.68	10.4	10.6	11.2	11.1	10.4	9.54	8.54	7.32	6.77	6.48	6.35	9.03
1986	6.91	6.1	7.07	8.69	8.31	7.96	7.22	6.59	6.05	6.12	6.71	7.46	7.1
1987	9	8.95	10.2	10.5	10.2	10.6	10	9.83	8.65	9.32	10.4	10.2	9.82
1988	12.1	17.3	16.6	15.1	13.2	11.6	10.8	9.16	8.64	8.36	7.36	8.38	11.5
1989	7.86	7.85	9.95	10.1	9.89	9.07	8.09	7.08	6.84	6.29	6.11	5.9	7.92

Doc.40. Débits moyens mensuels de l'Authie à Dompierre (m3/s)

- observation manquante

