

TH - I 1 507

T H E S E présentée

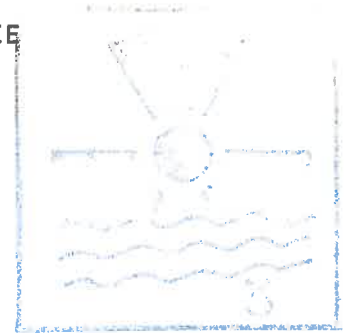
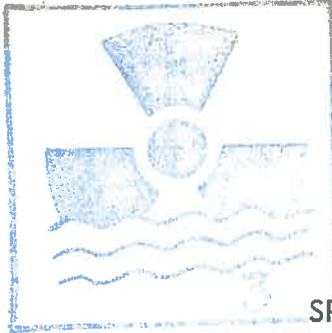
à

UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

- Paris 6 -

pour obtenir le grade

de Docteur 3ème cycle



SPECIALITE : GEODYNAMIQUE EXTERNE

MENTION : SCIENCES DE L'EAU

par

Joël PEIROLO

LES COMPOSANTES DE L'ECOLEMENT D'UN BASSIN VERSANT  
EN FONCTION DE L'HUMIDITE D'UNE TOPOSEQUENCE

Soutenu publiquement le 13 Novembre 1979

Devant la Commission d'examen composée de :

<i>Président</i>	A. JAUZEIN
<i>Examineur</i>	R. LETOLLE
"	G. CASTANY
<i>Rapporteur</i>	B. BLAVOUX
<i>Invité</i>	M. NORMAND

CENTRE DE RECHERCHES GEODYNAMIQUES  
74203 THONON (FRANCE)

## A V A N T   P R O P O S

Avant d'exposer les résultats de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui par leur aide ou leurs conseils m'ont permis de le réaliser. Ces remerciements ne sont ni quantitatifs ni exhaustifs toutefois je citerai :

- Monsieur A. JAUZEIN, Professeur à l'Ecole Normale Supérieure, pour ses enseignements et l'honneur qu'il me fait de présider ce jury,
- Monsieur R. LETOLLE, Directeur du laboratoire de géologie dynamique de l'Université de Paris VI, pour l'accueil dans son laboratoire et la recherche qu'il m'a permis d'effectuer,
- Monsieur G. CASTANY, Conseiller Scientifique Permanent au service géologique national, pour l'intérêt qu'il a porté à cette étude,
- Monsieur B. BLAVOUX, Directeur du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon qui m'a proposé cette thèse et m'a aidé de ses conseils,
- Monsieur M. NORMAND, Ingénieur au C.T.G.R.E.F. qui m'a apporté toute son expérience et celle du C.T.G.R.E.F. en humidimétrie.

Je remercie Messieurs M. BAKALOWICZ, M. DRAY et P. OLIVE pour leurs conseils, Messieurs M. AUBERT et J. PELLETIER pour leurs données.

Je remercie aussi le personnel du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon où s'est effectuée cette étude : B. CHASSAING et A. NOIR pour la chimie, G. OLIVIER et F. CHESSEL sur le terrain, J. TESSIER pour les dessins.

La division drainage et hydraulique souterraine du C.T.G.R.E.F. d'Antony,

Enfin mes camarades pour leur aide amicale : S. GALLAY, E. LEMEILLE, D. PIERRE, C. PONCET.

# S O M M A I R E

	Pages
INTRODUCTION.....	1
<u>CHAPITRE I - PRESENTATION DU MILIEU ETUDIE.....</u>	<u>2</u>
1. - Cadre régional.....	2
2. - Historique.....	4
3. - Géologie régionale.....	4
4. - Géologie du plateau de Vinzier.....	4
a) Substratum anté-quaternaire.....	4
b) Quaternaire.....	7
5. - Morphologie du bassin versant.....	10
6. - Pédologie.....	11
7. - Conclusion.....	14
<u>CHAPITRE II - ETUDE DES PRECIPITATIONS.....</u>	<u>15</u>
1. - La pluie à Thonon.....	15
1.1. - Précipitations annuelles.....	15
1.2. - Précipitations mensuelles.....	16
1.3. - Répartition saisonnière du vent.....	17
2. - Pluviométrie sur le plateau de Vinzier.....	19
2.1. - Isohyètes.....	19
2.2. - Gradient altimétrique.....	20
2.3. - Pluie moyenne sur le plateau de Vinzier	22
2.4. - Variations spatiales.....	22
3. - Pluviométrie sur le bassin versant du Maravant.....	23
3.1. - Equipement du bassin expérimental.....	26
3.2. - Etude des pluviomètres.....	26
a) Pluviomètre de Vinzier.....	26
b) Pluviomètre au sommet du Mont-Perron.....	27
c) Pluviomètre du Lyonnet.....	28
3.3. - Interception sous forêts.....	28
3.4. - Calcul de la pluie sur le bassin.....	32
a) Méthode de Thiessen.....	32
b) Méthode des isohyètes.....	32
3.5. - Hétérogénéité des averses sur le bassin	34

	Pages
3.6. - Les précipitations journalières.....	35
3.7. - Les précipitations neigeuses.....	36
4. - Conclusion à la pluviométrie.....	37
<u>CHAPITRE III - ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION.....</u>	40
1. - Mesure.....	40
2. - L'évaporation potentielle sur le versant d'Evian.....	41
3. - Chronique de l'évapotranspiration calculée sur le Maravant.....	43
3.1. - Déficits d'écoulement calculés.....	43
3.2. - Evapotranspiration potentielle calculée..	43
4. - Bilans radiatifs.....	44
5. - ETP Penman (1947).....	47
6. - Emploi de l'humidimètre à neutron pour une mesure de l'ETR.....	49
7. - Signification des différentes formules.....	50
7.1. - Formule de Thornthwaite.....	50
7.2. - Formule de Turc.....	50
7.3. - Les bilans radiatifs.....	51
7.4. - ETP Penman.....	51
8. - Conclusion.....	52
<u>CHAPITRE IV - L'ECOULEMENT.....</u>	53
1. - Mesure de l'écoulement.....	53
1.1. - Equipement.....	53
1.2. - Courbe de tarage.....	53
1.3. - Précision du calcul de l'écoulement.....	54
2. - Etude des débits.....	55
2.1. - Débits annuels.....	55
2.2. - Débits mensuels.....	56
2.3. - Courbes de fonctionnement.....	57
2.4. - Débits journaliers.....	58
2.5. - Etude des tarissements.....	61
2.6. - Influence de l'évapotranspiration.....	64
3. - Conclusions à l'écoulement.....	65

	Pages
<u>CHAPITRE V - ETALONNAGE DE L'HUMIDIMETRE</u> .....	67
1. - Présentation générale de l'humidimètre à neutrons....	67
1.1. - Description.....	67
1.2. - Principe.....	68
2. - Etalonnage.....	70
2.1. - Etalonnage gravimétrique semi-empirique..	70
2.2. - Exemple d'étalonnage.....	72
3. - Précision - Stabilité.....	74
3.1. - Influence du temps de comptage.....	74
3.2. - Fidélité du comptage.....	75
3.3. - Fiabilité à différentes températures.....	76
3.4. - Stabilité de l'appareillage.....	76
3.5. - Mesures de surface.....	76
4. - Précautions d'emploi en sols caillouteux.....	77
5. - Précautions d'interprétation.....	77
6. - Conclusions sur l'humidimètre.....	78
<u>CHAPITRE VI - BILANS A RESERVE VARIABLE</u> .....	80
1. - Objectifs, emplacement.....	80
2. - Etude par profil.....	81
2.1. - Tube de haut de pente (Thp).....	81
2.2. - Tube à mi-pente (Tmp).....	83
2.3. - Tube de bas de pente (Tbp).....	85
2.4. - Bas fond/exutoire.....	88
3. - Observations sur la séquence.....	89
3.1. - Piézométrie.....	89
3.2. - Profils d'humidité.....	90
4. - Etude des bilans.....	91
4.1. - Principe.....	91
4.2. - Bilans annuels.....	93
4.3. - Bilans mensuels.....	94
1) Les coefficients d'écoulement.....	95
a) Les coefficients de ruissellement (Kr)	95
b) Les coefficients d'écoulement globaux ( $K_L$ ).....	96
2) Les déficits de bilan ou pertes (D)...	96

	Pages
4.4. - Bilan d'étéage.....	97
a) hydrogrammes d'étéage.....	97
b) profils hydriques.....	100
c) piézométrie.....	100
d) bilan d'étéage.....	101
4.5. - Crue d'hiver.....	102
a) climatologie.....	102
b) hydrogramme.....	103
c) profils hydriques.....	103
d) piézométrie.....	105
e) bilan de crue d'hiver.....	105
4.6. - Crue d'été.....	106
a) climatologie.....	106
b) hydrogramme.....	106
c) profils hydriques.....	107
d) bilan de crue d'été.....	107
4.7. - Recharge automnale.....	108
a) climatologie.....	108
b) hydrogramme.....	108
c) profils hydriques.....	108
d) piézométrie.....	110
e) bilan de la recharge.....	110
5. - Synthèse des résultats.....	110
Ecoulement d'été.....	111
Ecoulement d'hiver.....	113
<u>CHAPITRE VII</u> - <i>ETUDE DES SOURCES DU BASSIN</i> .....	114
1. - Conductivité des différents points de prélèvement.....	114
2. - Evolution de la minéralisation des sources.....	116
CONCLUSIONS GENERALES.....	121
BIBLIOGRAPHIE.....	124
Liste des tableaux.....	134
Liste des figures.....	135
ANNEXES.	

I N T R O D U C T I O N

## I N T R O D U C T I O N

Le transfert de l'eau dans la zone non saturée fait l'objet de nombreuses études en hydrologie. C'est le maillon le plus complexe dans le parcours de la fraction infiltrée de la pluie, soit que cette fraction retourne rapidement à l'écoulement, soit qu'elle alimente les réserves. Sa connaissance est nécessaire pour quantifier l'eau disponible à la recharge des nappes. D'autre part, il s'avère que la majeure partie des échanges et de l'acquisition de la qualité de l'eau se fait dans les premiers mètres de son parcours.

Ces études favorisées par de nouvelles techniques analytiques ont surtout été menées sur le plan théorique (modèles mathématiques) et en laboratoire (colonnes). Elles ont abouti à des modèles d'infiltration que nous avons cherché à vérifier in situ. Ceci ne nous permettra pas d'appréhender tous les facteurs, mais facilitera son extension grâce à sa représentativité.

Cette étude a pour but :

- d'expérimenter une surveillance de l'infiltration avec l'humidimètre à neutrons sur des sols caillouteux de moyenne montagne, développés sur une moraine,
- de préciser les notions de transfert et de stockage de l'eau le long d'une toposéquence représentative,
- de contrôler les observations de la toposéquence avec le fonctionnement du bassin versant à l'exutoire.

Notre étude s'est effectuée sur le bassin versant expérimental du Maravant, sur lequel nous avons le plus d'informations, pendant l'année hydrologique 1977-1978. Pour cela, nous devons définir les entrées (la pluie) et étudier chacune de ses sorties en fonction de l'état d'humidité des sols.



P R E M I E R   C H A P I T R E

PRESENTATION DU MILIEU ETUDIE

P R E M I E R   C H A P I T R E

*P R E S E N T A T I O N   D U   M I L I E U   E T U D I E*

1. - C A D R E   R E G I O N A L .

Le bassin versant représentatif du Maravant se trouve à 5 km au Sud d'Evian, en pays Gavot, sur le plateau de Vinzier, entre le lac Léman et les derniers chaînons des Préalpes du Chablais (voir carte de situation, figure 1.1.).

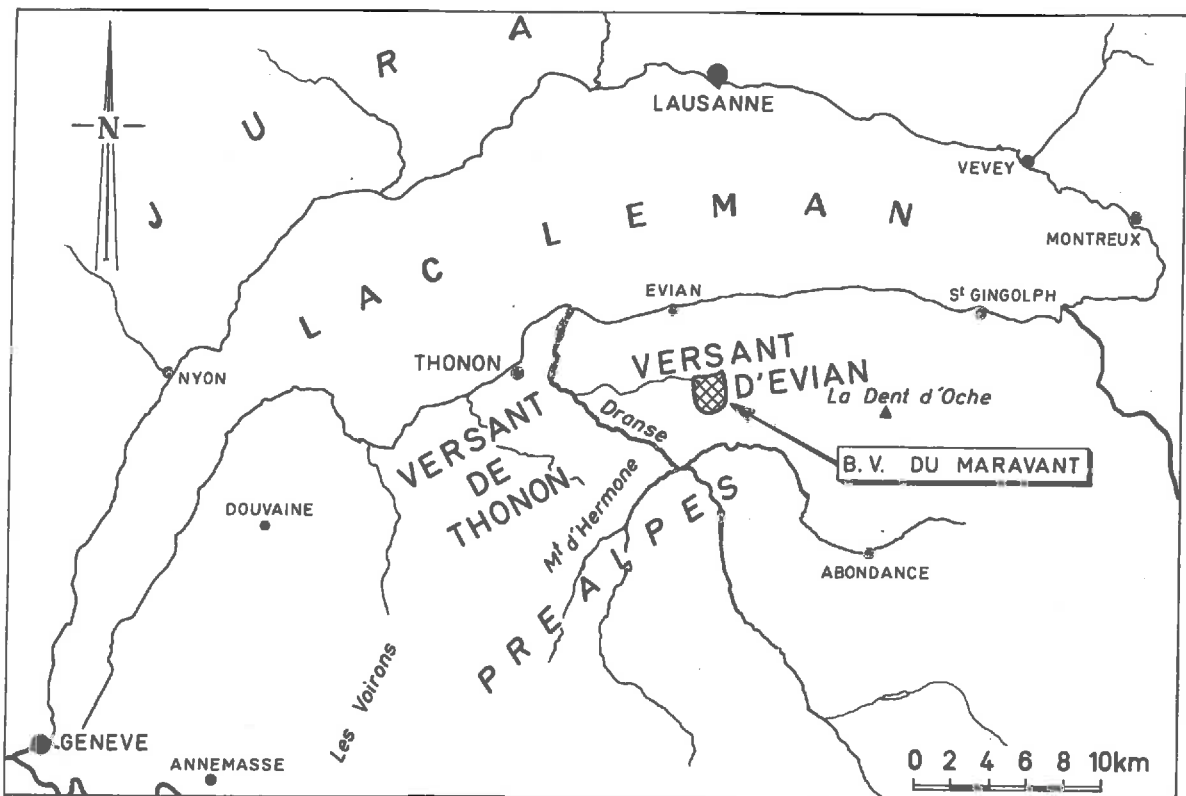


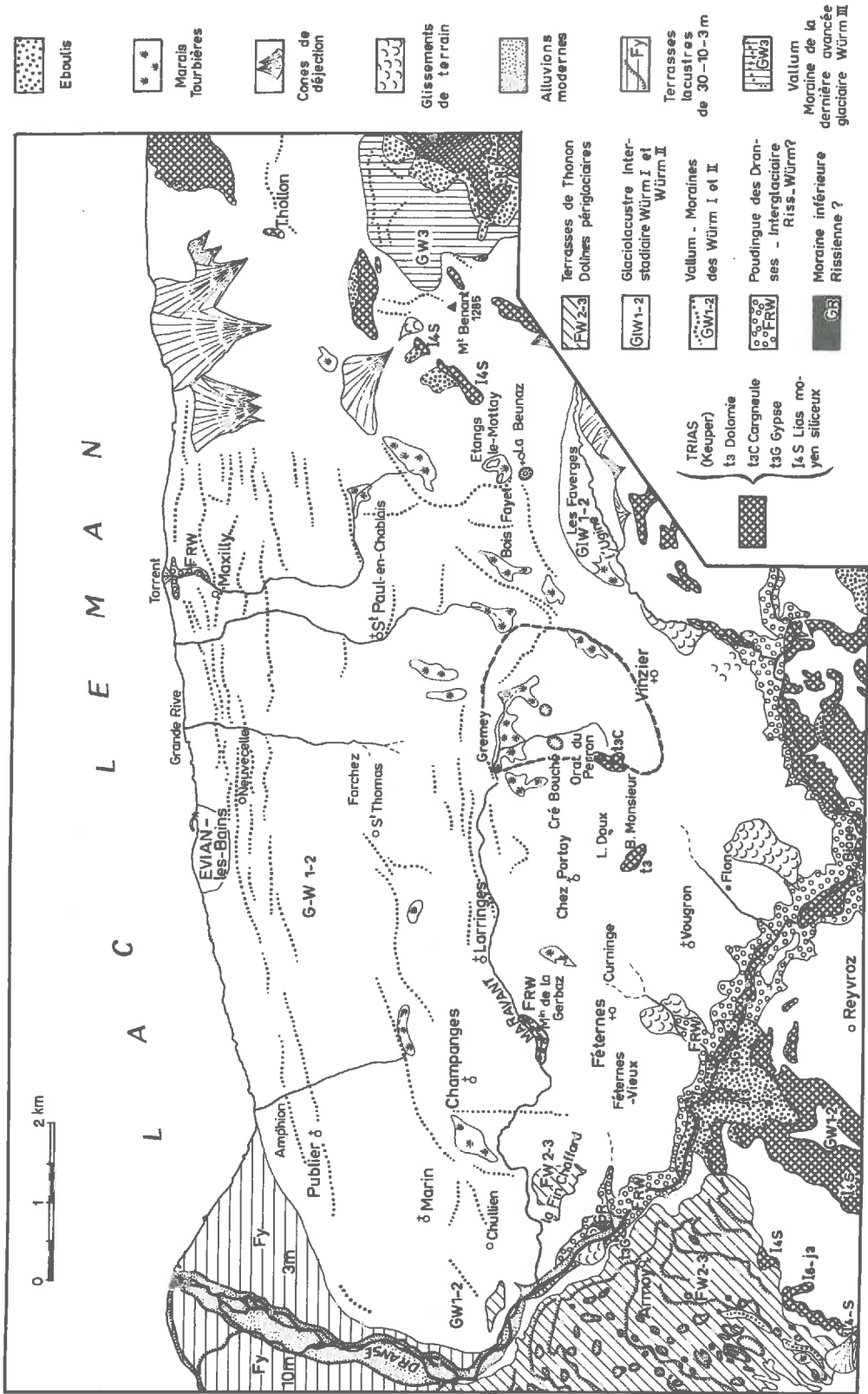
Fig.1-1: SITUATION DU BASSIN DU MARAVANT

Ce petit bassin versant (3 km<sup>2</sup>) est représentatif des terrains morainiques sous climat de moyenne montagne.

Altitude moyenne : 890 m

Pluviométrie annuelle moyenne : 1200 mm

Fig. 1-2 : CARTE GEOLOGIQUE DU PLATEAU DE VINZIER



D'après la carte géologique au 50.000<sup>ème</sup> THONON - CHATEL

## 2. - HISTORIQUE.

Le bassin du Maravant a été créé en 1965 par B. BLAVOUX pour calculer le bilan du plateau de Vinzier et évaluer les possibilités de recharge de l'aquifère d'Evian. Depuis, il a fait l'objet de deux thèses : D. HEYDARPOUR en 1974 sur la séparation des différentes composantes de l'hydrogramme et J.J. JEREMIE en 1976 sur la climatologie et son effet sur les bilans hydrologiques. Ayant gardé et parfois complété l'équipement du bassin, nous reprendrons leurs chiffres pour affiner l'étude à la fois dans le temps avec des bilans hebdomadaires et dans l'espace avec la mesure de l'humidité des sols.

## 3. - GEOLOGIE REGIONALE.

Elle est résumée sur la figure 1.2. Elle se présente comme une vaste couverture de moraines et de dépôts fluvioglaciaires würmiens, parfois très épaisse (400 m) qui masque la terminaison des nappes des Préalpes du Chablais.

Le substratum anté-quadernaire forme les reliefs dominant le Léman au NE. Il se présente comme une succession de nappes de charriage se chevauchant du Sud vers le Nord sur une molasse autochtone. Celle-ci est visible au NE et en Suisse. Elle a été reconnue par sondage au fond du lac (MEYBECK et al., 1969). La mise en place des nappes est datée de l'oligocène, lors de la phase alpine paroxysmique.

La série se compose, du bas vers le haut par :

- les nappes ultrahelvétiques,
- la nappe de Gurningel,
- la nappe des préalpes médianes,
- la nappe de la Brèche,
- la nappe de la Simme.

## 4. - GEOLOGIE DU PLATEAU DE VINZIER.

a) Substratum anté-quadernaire.

Les deux dernières nappes se trouvent en position interne et n'intéressent pas la région étudiée.

La nappe ultrahelvétique dont on a isolé le flysch comme appartenant à une nouvelle nappe : la nappe de Gurnigel (De Sartiges, 1978), est réduite à quelques rares affleurements d'Oxfordien à Vacheresse et de Barremien à Saint-Gingolph. Ceux-ci se trouvent sur la molasse para-autochtone. Meybeck et al (1969) ont mis en évidence un plan de chevauchement à l'intérieur de la molasse.

La nappe de Gurnigel est représentée par le flysch qui marque un grand chevauchement en arc de cercle. Les témoins sont, à l'Ouest les affleurements du Massif des Voirons, des collines d'Allinges, du flysch Priabonien dans la vallée de la Dranse, et à l'Est de Saint-Gingolph. La jonction des limites d'affleurement fait passer le contact anormal sous le plateau de Vinzier, probablement au pied du ressaut de Champanges Saint-Paul, sous Marin, Méserier, Chez Bruchon.

La nappe des Préalpes médianes se compose de terrains plus anciens : Trias et Lias pour les médianes plastiques qui reposent en discordance sur l'ultrahelvétique. Ceci est observable dans la coupe de la vallée de la Dranse (B. BLAVOUX, 1966). Son avancée est marquée par des affleurements de cargneules, de calcaires dolomitiques et de gypses triasiques (buttes du Bois-Monsieur et du Mont Perron sur le plateau de Vinzier). Le plan de chevauchement se prolonge à l'Est et à l'Ouest par le Lias de Meillerie et du Mont d'Hermone. Ce second plan de chevauchement : médiane/Gurnigel passe aussi sous le plateau de Vinzier. Sa position par rapport au premier Gurnigel/molasse ne peut être établie de façon certaine : il est grossièrement parallèle à l'Ouest et il doit le recouvrir à l'Est (Saint-Gingolph).

En s'appuyant sur la morphologie et des campagnes de géophysique, VIAL et al, (1975) ont pu tracer le contour probable des plans de chevauchement (figure 1.3.).

Le ressaut de Champanges-Saint-Thomas dans le prolongement des affleurements de la nappe de Gurnigel correspond à sa terminaison. Le chevauchement des médianes passe au Nord de ses affleurements et des dolines de dissolution comme par exemple le Cré Bouchet (doline gypseuse au Nord du Mont-Perron), c'est-à-dire vers Larringes, près de Chez Foliet puis à Saint-Paul et vers Meillerie.

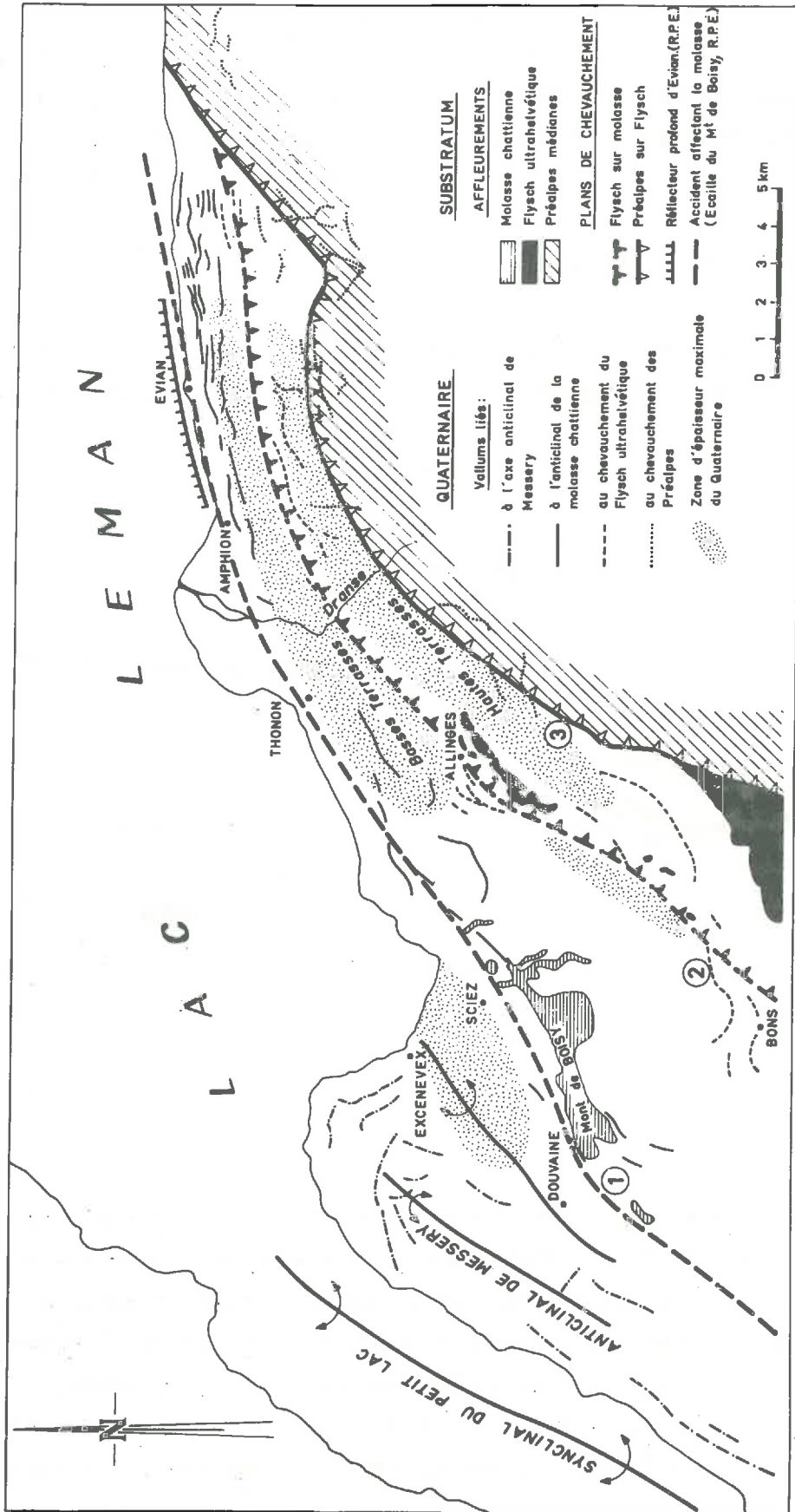


Fig. 1-3: STRUCTURES DE LA TERMINAISON DES PREALPES

b) Quaternaire.

C'est une succession de dépôts glaciaires et interstadiers déposés par le glacier rhodanien. Celui-ci a occupé la région au moins depuis le Mindel (BOURDIER, 1961) jusqu'au Würm, avec diffluence par le Pas de Morgins lors des extensions maximales. Seuls les dépôts würmiens et peut-être une moraine Rissienne, ont subsisté. Leur chronologie a été étudiée le long de la vallée de la Dranse (GAGNEBIN, 1937 ; BURRI, 1963 ; BLAVOUX, 1966 ; BAKALOWICZ et al., 1970, etc...).

Sur le plateau de Vinzier, plusieurs sondages ont été effectués pour étudier l'aquifère des eaux d'Evian. Ce sont ces sondages qui, avec les campagnes géophysiques, ont permis à B. BLAVOUX (1978) de dresser la coupe du plateau de Vinzier (figure 1.4.).

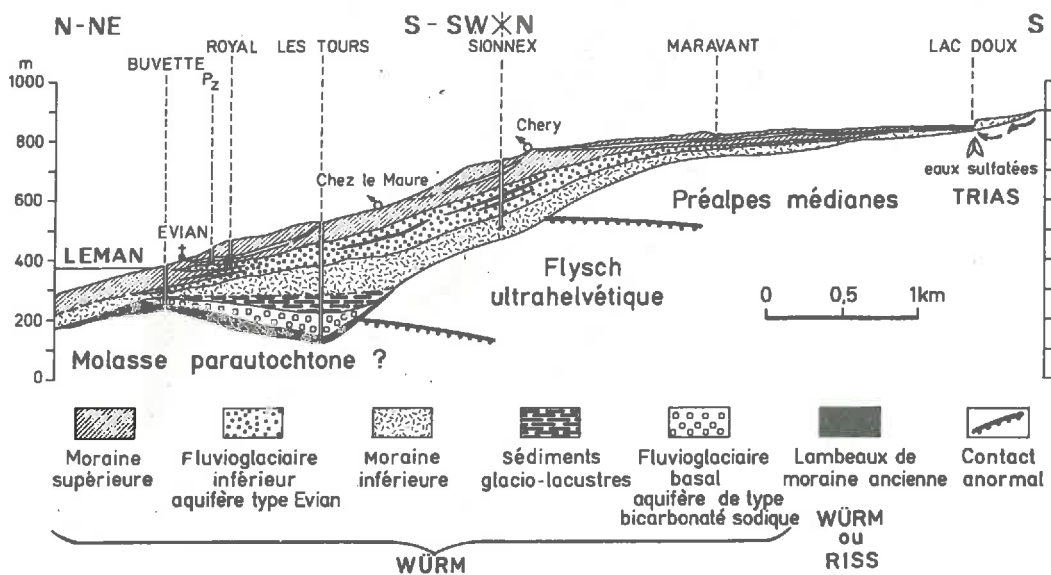


Fig.1-4 : COUPE A TRAVERS LE QUATERNAIRE DU VERSANT D'EVIAN

Le sondage le plus proche (Scionnex à 728 m) a été décrit par B. BLAVOUX et al (1971). Il montre une très grande épaisseur des dépôts quaternaires (plus de 210 m) composés d'intercalations de moraines et d'interstades graveleux. L'interstade principal qui forme l'aquifère des eaux d'Evian a été daté de 25 000 ans environ (BRUN, 1977) et rapporté à l'interstade de Paudorf. Au-dessus, à 695 m, un autre épais de 5 m a été daté de 21 500 ans (BRUN, 1966) et rapporté à l'interstade de Tursac.

Nous voyons donc à Scionnex (728 m) une importante sédimentation de moraine de fond et de dépôts fluvioglaciaires en kames avec plusieurs récurrences glaciaires, alors que plus haut la moraine s'amincit jusqu'à disparaître sur le Mont-Perron (918 m).

Des puits creusés pour l'alimentation en eau à l'Ouest du bassin (Verrossier, Crotte, Chez Portay) ont montré sous un sol : 2 à 3 m d'argile à blocs parfois compacte à sa base puis souvent un niveau graveleux contenant une nappe captive et dessous, de nouveau de la moraine (au moins 5 m à Verrossier).

Le fond morainique du bassin du Maravant est ancien et doit être rapproché de la moraine inférieure du sondage de Scionnex, probablement würm III. Par contre, on ne peut dater les niveaux graveleux supérieurs du fait de leur faible étendue spatiale et de la fréquence du faciès : par exemple à Scionnex on a aussi un niveau graveleux sous 3 m de moraine supérieure remaniée.

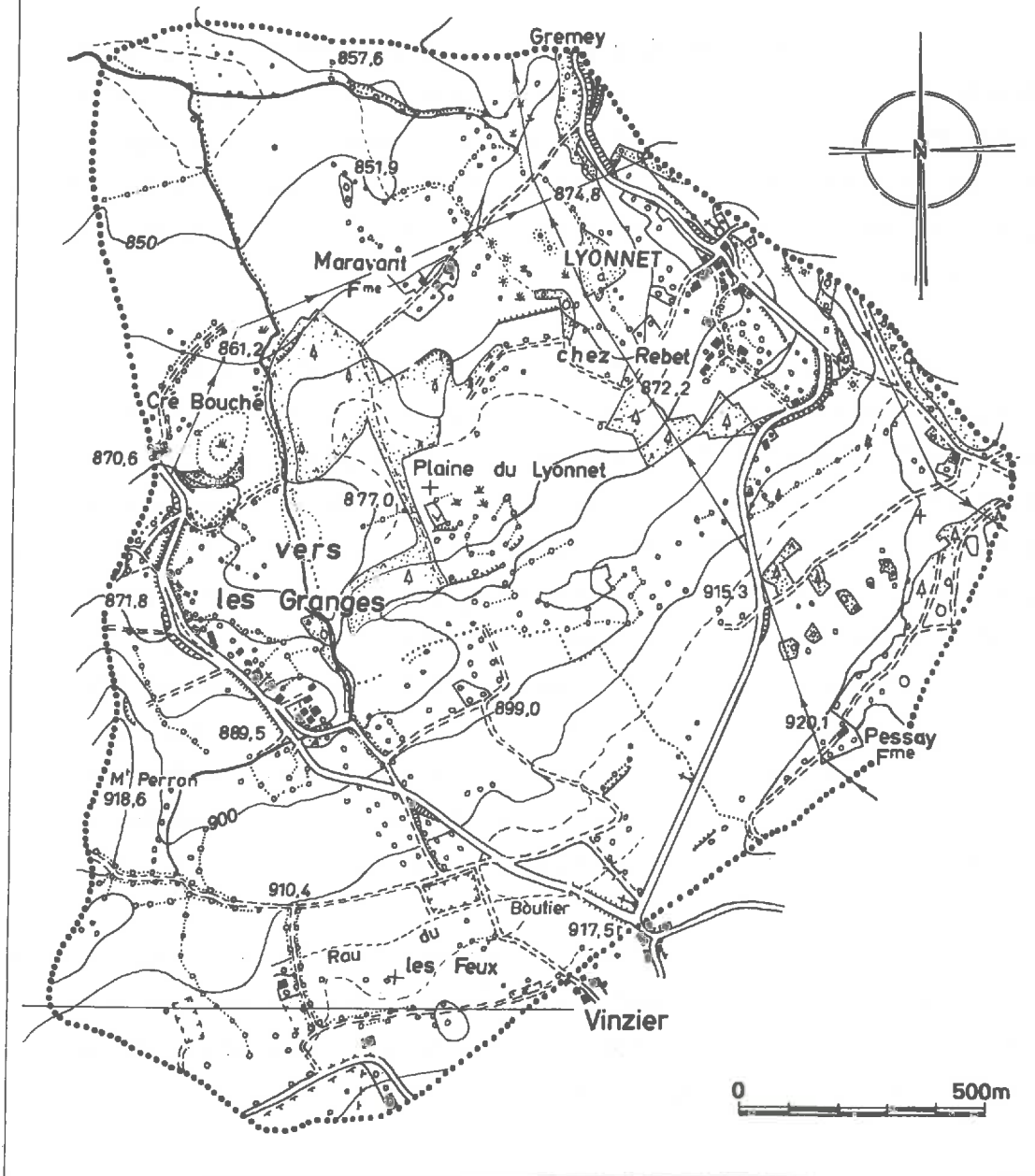
Les dépôts supérieurs d'argile à blocs sont dus, soit à une dernière récurrence glaciaire (entre 25 000 et 16 000 ans BP), soit à des réarrangements probables de la moraine par solifluxion. Les sols sont en effet relativement jeunes et on note la présence de sols colluviaux. Sur le bassin, cela crée une morphologie de retrait glaciaire en faibles ondulations, due à une moraine de fond modelée par des moraines latérales et des dépôts fluvioglaciaires (vallums du Lyonnet, de Larringes). Les versants sont en pentes douces, en glacis appuyés sur des buttes témoins (Mont Perron), ou sur la forme de l'anticlinal liasique au SE du bassin, ou sur des dépôts de moraines grossières comme la butte du bois du Maravant au centre du bassin : soit une couverture quaternaire assez homogène mais influencée dans son dépôt et son évolution par la morphologie antérieure.

Les sols les plus évolués et les plus lessivés se trouvent dans les zones plates du haut du bassin et autour du Cré Bouché. Ailleurs, dans les zones basses ou dans d'anciens vallums se sont développées d'importantes tourbières sur la moraine peu perméable.



Il existe aussi deux dépressions circulaires profondes : Le Cré Bouché et une plus petite dans le bois du Maravant (voir carte 1.5.). Ce sont probablement des dolines de dissolution du gypse de la nappe médiane qui affleure au Mont-Perron. Ceci est confirmé par leur emplacement et par la forte charge en  $Mg$  et  $SO_4^{--}$  des eaux des sols sous-jacents.

Fig. 1-5 : **BASSIN DU MARAVANT**



## 5. - MORPHOLOGIE DU BASSIN VERSANT.

Les caractéristiques principales (JEREMIE, 1976) sont reportées ci-dessous :

Superficie (S)	3 km <sup>2</sup>
Périmètre (P)	6,9 km
Indice de compacité <sup>(1)</sup>	1,12
Indice de pente <sup>(2)</sup>	0,76
Pente moyenne <sup>(3)</sup>	5 %
Rectangle équivalent	L <del>≠</del> 1 = 1,73 km
Altitude moyenne	890 m
Encadrement altimétrique	de 930 m à 842 m
Coordonnées moyennes	latitude : 46°22N longitude : 6°37E

Le bassin est petit, compact, presque triangulaire. Il forme le haut bassin du Maravant, affluent rive droite de la Dranse. Il est limité au Sud par le sommet du plateau faisant ligne de partage des eaux et il s'incline en pente douce vers le N-NW. Il est limité à l'Est par une ligne de crête et à l'Ouest par le Mont-Perron. Seules ses limites Nord et NW sont délicates à établir.

La courbe hypsométrique qui représente le pourcentage cumulé des surfaces par tranche d'altitude (figure 1.6.) présente deux ruptures de pentes qui correspondent à deux lignes de sources que nous étudierons plus loin.

Ces sources créent un réseau hydrographique composé de deux bras principaux. Leur alimentation est assez floue à cause de l'importance des zones hydromorphes, tourbières, bas de pentes, marécages temporaires et de la circulation diffuse.

(1) L'indice de compacité  $K_c$  est le rapport du périmètre à celui d'un cercle de même superficie.  $K_c \neq 0,28 \frac{P}{S}$

(2) Indice de pente de Roche (1963).

(3) C'est le rapport de la dénivelé sur la longueur du rectangle équivalent

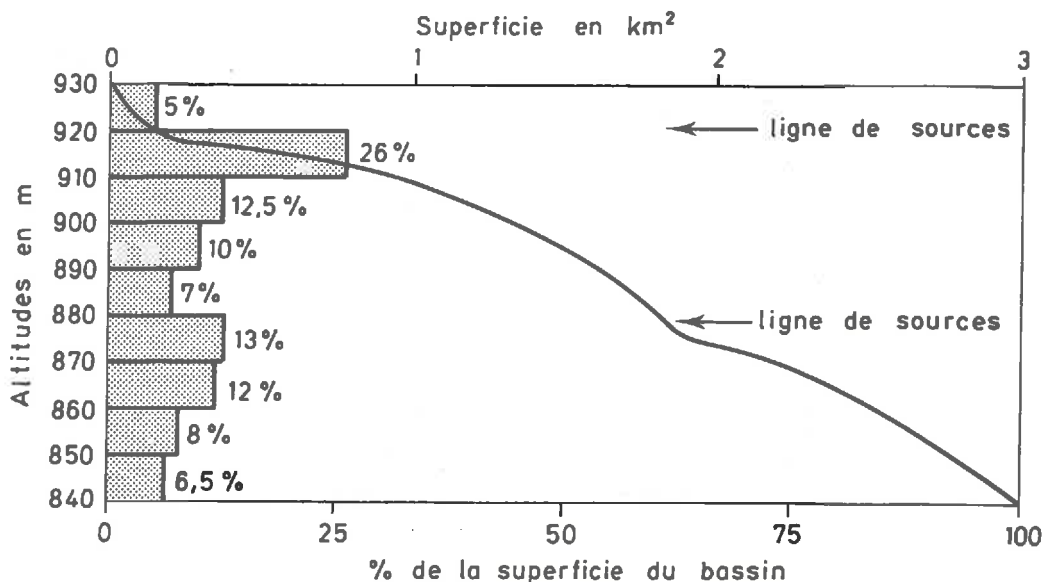


Fig. 1 -6: FREQUENCES ALTIMETRIQUES ET COURBE HYSOMETRIQUE DU BASSIN VERSANT REPRESENTATIF DU MARAVANT

## 6. - PEDOLOGIE.

La carte pédologique détaillée a été levée par POLLET en 1976 et schématisée (figure 1.7.) par BLAVOUX (1978).

La pédogénèse résulte de l'évolution différente des sols sur une même roche mère, la moraine würmienne carbonatée. Cette évolution dépend essentiellement de leur position qui conditionne l'équilibre érosion/décarbonatation et leur comportement hydrique.

Les sols s'étagent suivant les pentes : de sols calcaires sur les sommets à des sols bruns eutrophes, puis faiblement lessivés plus bas.

En bas de pente, on trouve des sols colluviaux et une hydromorphie progressive jusqu'aux tourbières. Celles-ci sont, soit faiblement acides quand elles sont peu bombées et alimentées par les ruisseaux comme par exemple la tourbière de "Vers les Granges" (pH ≈ 6,5), soit acides si elles évoluent indépendamment du réseau hydrographique comme par exemple la tourbière du Cré Bouché (pH = 5,6).

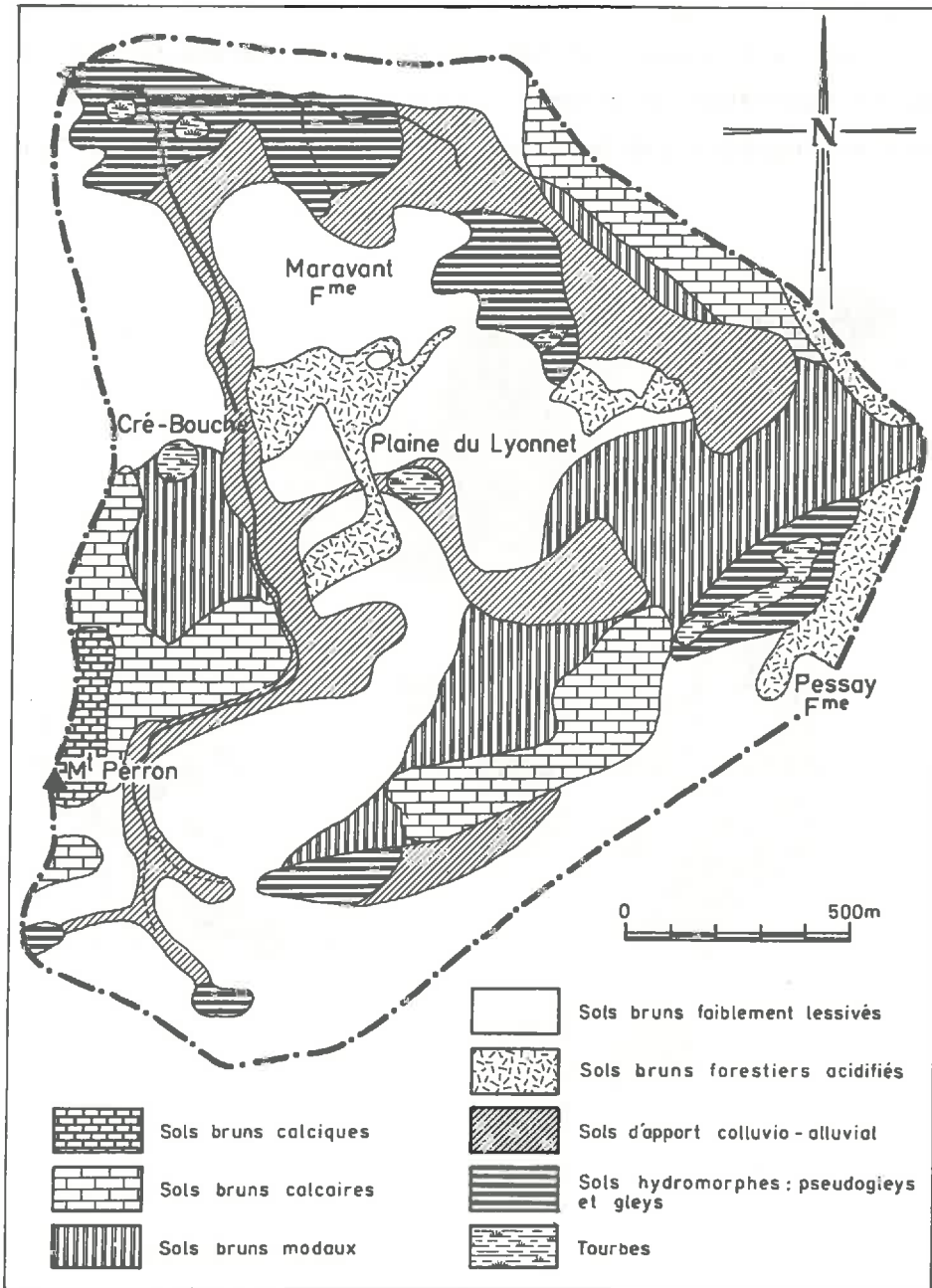


Fig. 1-7: CARTE PEDOLOGIQUE DU BASSIN DU MARAVANT

La pédologie et le climat conditionnent la phytosociologie du bassin, l'influence humaine étant principalement l'entretien de prairies pour le fourrage et le pacage de bovins. La pédologie est représentative des différents écosystèmes.

La carte phytosociologique établie par JEREMIE ayant peu évolué, nous la reprendrons (figure 1.8.). C'est une végétation hydrophile dans les bas de prairie tourbeuse et sur les bords de ruisseaux avec des Phragmites et Equisetum, à mesophile dans les prairies pâturées et sur mull forestier (espèces ombrophiles et hygrophiles, Hêtres et Epicéas).

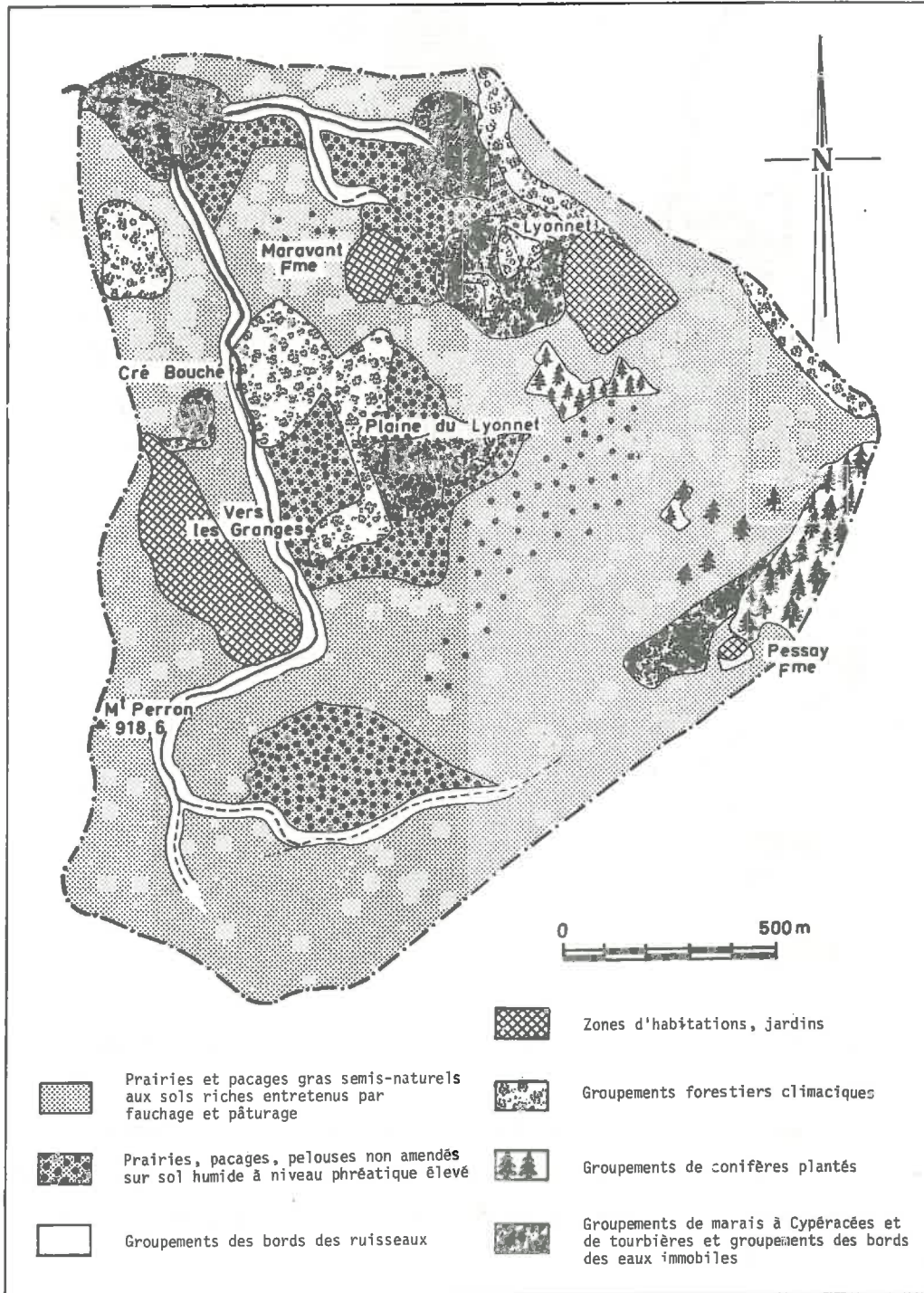


Fig. 1 - 8 : SCHEMA PHYTOSOCIOLOGIQUE DU BASSIN DU MARAVANT

Les superficies occupées par chaque groupe sont d'environ :

- groupement des marais	11 %
- prairies et pacages amendés ou non	70 %
- forêts	11 %
- zones d'habitations, jardins, routes	8 %

## 7. - CONCLUSION.

Nous allons étudier le comportement hydrodynamique d'un petit bassin versant de moyenne montagne, sous un climat subalpin humide. Les faibles pentes du bassin, ses sols assez profonds sur une moraine limoneuse peu perméable créent un écoulement lent et favorisent une tendance au stockage de l'eau comme en témoignent la végétation et les gleys.

L'étude de P. POLLET, qui débouche sur une reconnaissance pédologique des comportements hydrodynamiques des sols : texture, profondeur, taux de matière organique, nous a guidé dans le choix d'une topo-séquence et la pose des tubes et piézomètres.

Au cours de l'étude, nous reviendrons sur la valeur de la reconnaissance pédologique pour l'exploitation de l'humidimètre le long d'un profil, mais aussi pour son extension spatiale.

DEUXIEME CHAPITRE

ETUDE DES PRECIPITATIONS

DEUXIEME CHAPITRE

*ETUDE DES PRECIPITATIONS*

Il existe plusieurs études sur les précipitations dans la dépression lémanique et sur le versant d'Evian (B. BLAVOUX, 1966 ; M. DRAY, 1970 ; E. SIWERTZ, 1973 ; J.J. JEREMIE, 1976, etc...). Les résultats actuels les confirmant, nous ne reprendrons leurs chiffres que pour les comparer aux deux années étudiées : 1976 et 1977.

1. - LA PLUIE A THONON.

La pluie est mesurée à Thonon depuis 1890 avec une lacune de 1917 à 1934 qui a été comblée par extension des données avec la chronique des pluies de Lausanne par J.J. JEREMIE. Elle est mesurée au C.R.G. depuis 1961.

1.1. - *Précipitations annuelles.*

	Estimation de la moyenne	Ecart-type	Précision IC à 95 %
Pluie à Thonon 1890-1977	986 ± 36	172 ± 25	4 %
Pluie au CRG 1963-1977	971 ± 107	198 ± 46	11 %

Pluie moyenne à Thonon

Sur la chronique étendue des pluies, la meilleure adéquation mathématique est obtenue avec une répartition gaussienne (test du  $\chi^2$  significatif).



Cet ajustement statistique nous permet de calculer les fréquences théoriques de certaines années qui actuellement sont assez proches de leur fréquence expérimentale (voir tableau ci-après) :

Année	Pluie (mm)	Fréquence expérimentale	Fréquence théorique	Temps de retour
Maximum observé (1977)	1 374	0,011	0,012	≈ 83 ans
Minimum observé (1976)	800	0,88	0,86	77 ans
Minimum estimé (1921)	565	0,988	0,99	139 ans

Fréquence des valeurs extrêmes de la pluie à Thonon

Ceci nous montre le caractère exceptionnel des années 1976 et 1977 qui ont des fréquences presque centenaires. Mais leur présence consécutive diminue encore la fréquence de l'évènement<sup>(1)</sup>. Ceci nous permettra d'étudier le comportement du bassin versant avec le maximum de contraste.

1.2. - Précipitations mensuelles.

Le régime des pluies de Thonon que l'on retrouve avec des variations tout autour du lac montre une forte pluviosité d'été, de type continental (figure 2.1.) avec influence :

- de la morphologie de la cuvette lémanique et de son orientation ouverte au vent du S.W., celui-ci apporte les pluies de printemps et d'été (MERTZ, 1957),

(1) Un phénomène analogue a été observé en 1921 et 1922.

- de la position géographique par rapport au lac et aux déplacements des masses d'air. Par exemple on observe une augmentation de la pluviométrie en Juillet, de Genève à Montreux soit du SW au NE sous l'influence de vents du Sud-Ouest, et de Montreux à Genève, en Novembre avec une influence du climat méditerranéen accompagné de pluies de front polaire.

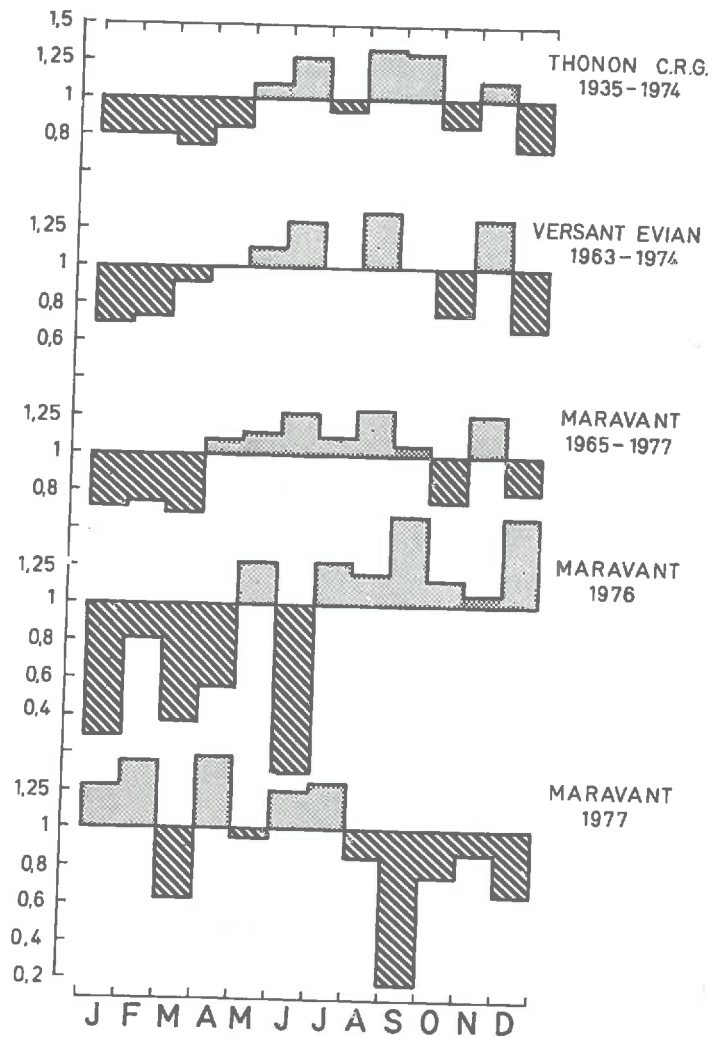


Fig. 2-1: COEFFICIENTS PLUVIOMETRIQUES

1.3. - Répartition saisonnière du vent.

Le vent est mesuré à la station climatologique de Thonon-Rives (375 m) par l'I.N.R.A. Ses valeurs nous ont été fournies par M. PELLETIER.

Nous avons reporté leur répartition saisonnière (figure 2.2.) en nombre de jours où le vent a dépassé 1 m/s.

- Printemps : Mars, Avril, Mai.
- Eté : Juin, Juillet, Août
- Automne : Septembre, Octobre, Novembre
- Hiver : Décembre, Janvier, Février.

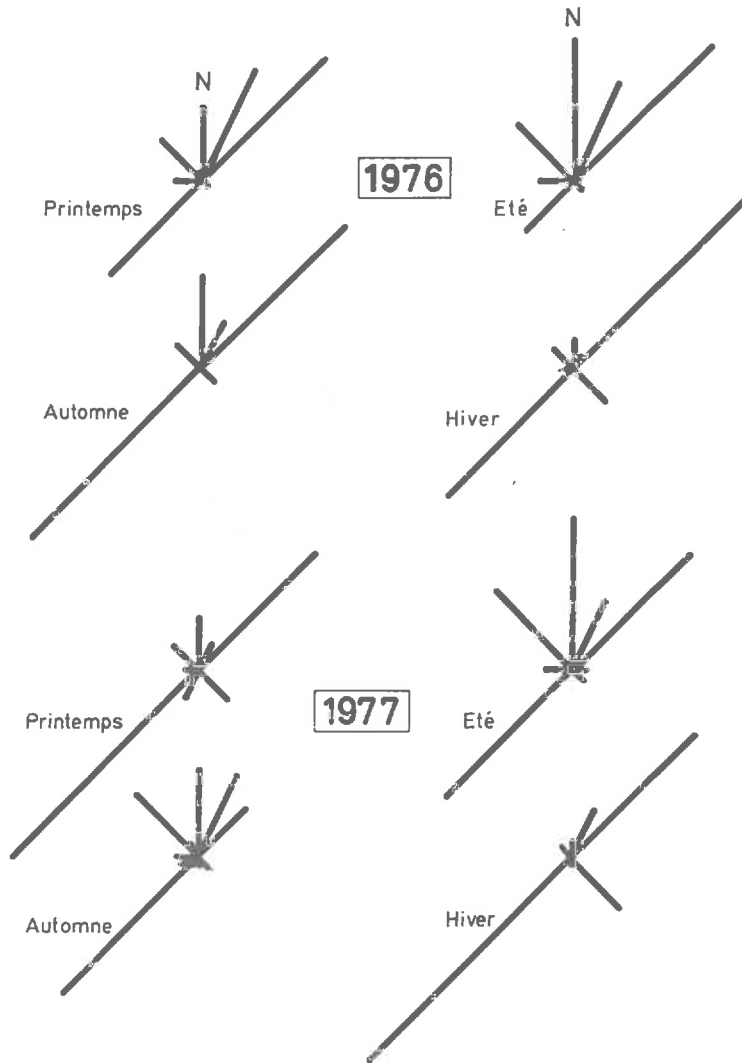


Fig. 2-2 : VENTS SAISONNIERS A THONON - RIVES

On remarque l'importance du facteur vent sur la pluviométrie et particulièrement du "sudois" ou "Vent", venant du sud-ouest et qui amène la pluie. Le déficit pluvial de 1976 vient surtout du printemps et de l'été: sec pendant lesquels les vents du S.W. ont peu soufflé. L'automne et le printemps 1977 ont été eux sous dominance du S.W. La bise peut cependant apporter la pluie, mais moins régulièrement que le vent.

Les maximums instantanés correspondent en général à la dominante journalière et mensuelle. Les vents les plus fréquents sont les plus violents. Ainsi la bise de N.E. et N-N.E. a soufflé jusqu'à 22 m/s en 1977 et le Vent à 20 m/s. Les valeurs journalières et mensuelles qui nous ont servi pour les calculs d'évapotranspiration sont reportées en annexe A3.

## 2. - PLUVIOMETRIE SUR LE PLATEAU DE VINZIER.

Depuis 1963 et les travaux de B. BLAVOUX, le versant d'Evian est équipé d'une dizaine de pluviomètres type association, d'un pluviographe et d'une station météorologique. Les pluviométries annuelles mesurées sur ces appareils sont reportées dans le tableau II.1.

Stations	Alt. (m)	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	$\bar{P}$	$\sigma/\bar{P}$ (%)	Max.	Min.
THONON-CRQ	385	1121	800	1176	992	965	1201	837	1023	669	725	812	976	1029	1000	1375	971	20	1375	669
MARIN	582	1060	859	1180	1059	975	1164	845	1070	797	822	824	1003	963						727
VOUGRON	750	1415	1072	1491	1317	1207	1356	1080	1237	766	991	1087	1236	1131	891	1514	1193	18	1514	766
LARRINGES	795	1366	1078	1352	1165	1047	1371	983	1213	803	895	1001	1189	1102	914	1451	1130	18	1461	803
SAINT-PAUL	880	1344	1027	1321	1239	1004	1360	1157	1237	828	915	1163	1164	1093	979	1385	1149	15	1385	828
MARAVANT	853	(1187)	(947)	1348	1084	1174	1462	1159	1291	881	985	1032	1225	1182	901	1615	1164	19	1615	881
VINZIER	920	1489	1092	1631	1320	1151	1513	1147	1362	846	944	1117	1327	1162	844	1626	1235	21	1631	846
THOLLON	925	1536	1165	1649	1413	1278	1622	1295	1529	1001	1172	1133	1760	1381	1157	1894	1400	18	1894	1001

TABLEAU II.1. - PLUVIOMETRIE ANNUELLE SUR LE VERSANT D'EVIAN.

### 2.1. - Isohyètes.

Ce réseau nous a permis de tracer les isohyètes sur le plateau pour 1976 et 1977 (figures 2.3. et 2.4.). On remarque :

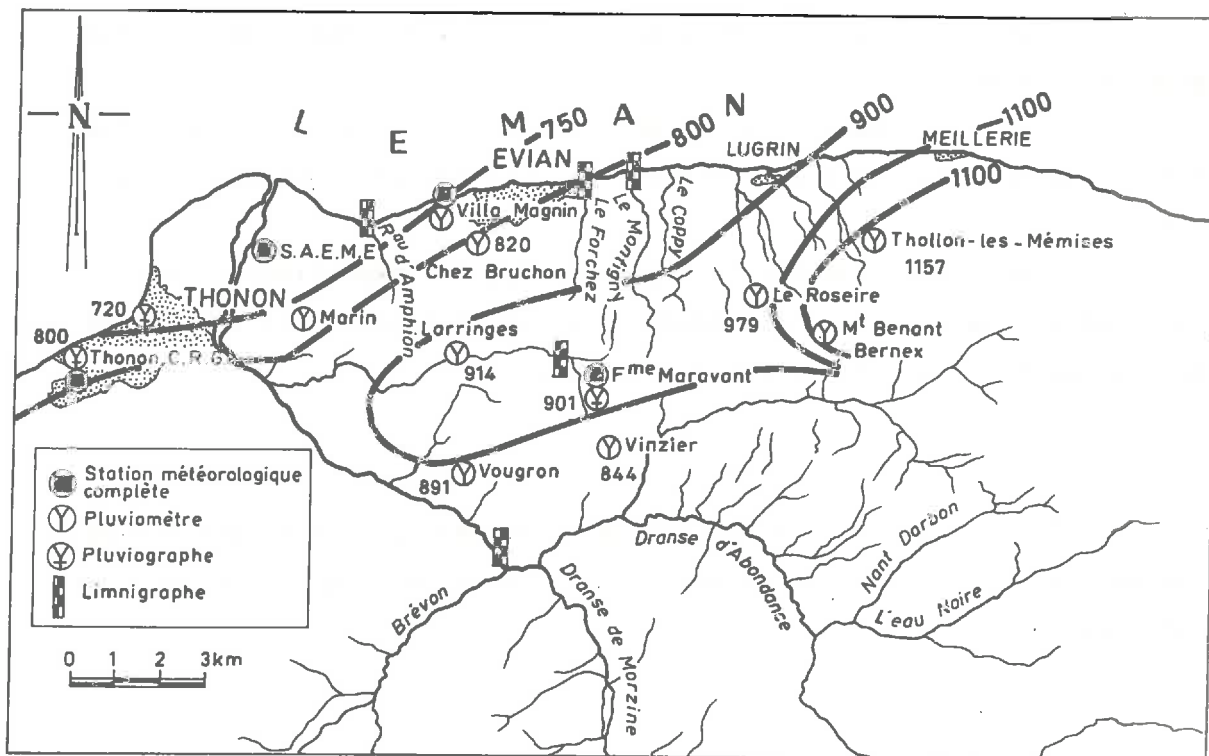


Fig. 2-3: PLUVIOMETRIE 1976 SUR LE VERSANT D'EVIAN

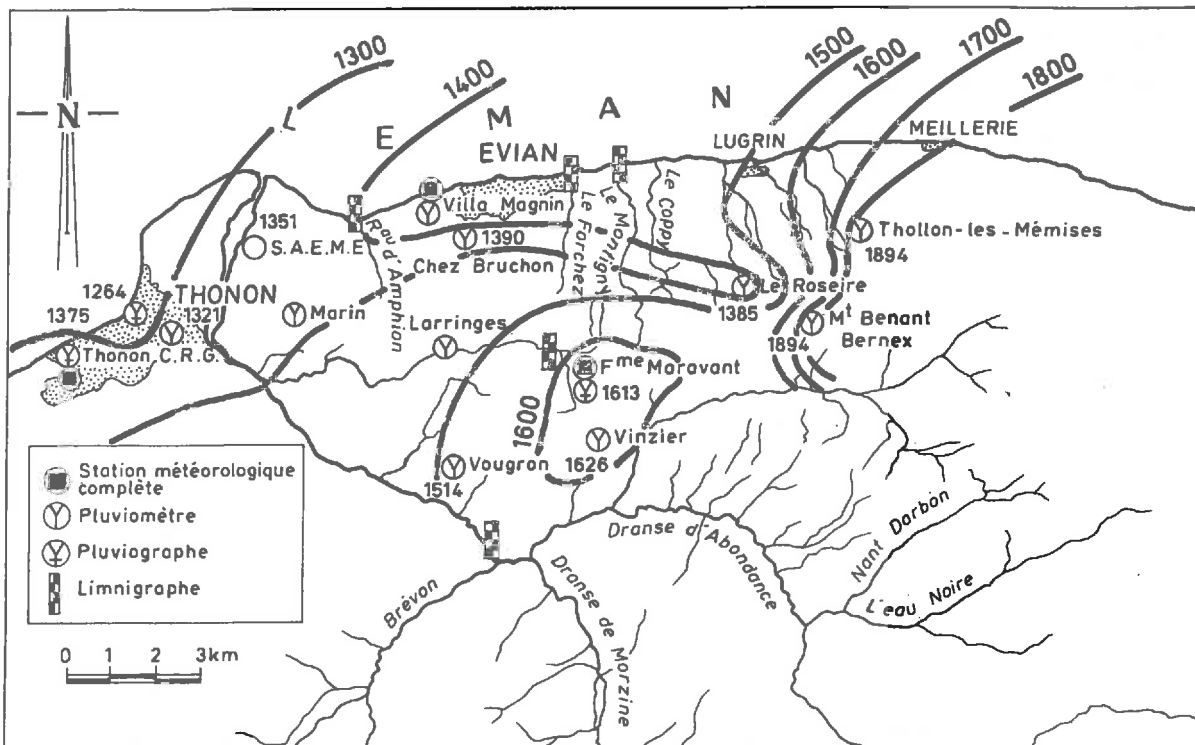


Fig.2-4 PLUVIOMETRIE 1977 SUR LE VERSANT D'EVIAN

- un accroissement des précipitations avec l'altitude, d'où un gradient altimétrique,
- un accroissement des précipitations de l'Ouest vers l'Est dû à l'ascendance des vents du Sud-Ouest sur les reliefs culminant vers l'Est,
- des comportements particuliers dus à l'exposition et aux types de pluies qui tendent à masquer le régime général des précipitations (par exemple la station du Roseire en 1977).

## 2.2. - Gradient altimétrique.

Sur les stations d'Evian nous avons mesuré le gradient altimétrique sur la pluviométrie annuelle, d'autant plus net que leur exposition est semblable :

- en 1976 :  $P = 0,40 h + 600$  pour une altitude  $< 900$  m<sup>(1)</sup>
- en 1977 :  $P = 0,65 h + 1\ 035$  (de 375 à 925 m)

Pour 1977 on observe un gradient altimétrique proche de ceux déjà observés dans la région (cf. tableau ci-dessous) :

Auteur	Gradients en mm/100 m	Zone d'étude
SAYAR (1966)	60	Bassin de la Dranse
BLAVOUX (1966)	65	Versant d'Evian
SIWERTZ (1973)	60	Thonon/Evian
HAUBERT (1975)	61	B.V. du Brévon
VIAL (1976)	64	Versant de Thonon
JEREMIE (1976)	57	Versant d'Evian

Gradients moyens observés sur le versant d'Evian

Pour les stations plus hautes, au-dessus de 900 m, le gradient augmente à cause d'une meilleure exposition aux perturbations atlantiques, puis s'annule vers 2000 m (ARDESTANI, 1965 ; SAYAR, 1966) ce qui correspond aux valeurs générales alpines, de 50 mm par 100 m dans la Maurienne à 160 mm par 100 m dans le Massif du Mont-Blanc (cité par REMENIERAS). Si l'on compare les valeurs mensuelles des pluies on observe que les gradients mensuels sont, comme les annuels, moins importants en 1976 qu'en 1977, que le gradient est moins élevé l'hiver qu'au printemps et est masqué l'été par une distribution irrégulière des pluies. On remarquera donc une plus grande régularité du gradient lors de précipitations de type cyclonique.

(1)  $h$  = altitude en m. L'année étant sèche, les reliefs n'ont pas reçu les pluies d'ascendance orographiques potentielles et même en-dessous de 900 m le gradient est inférieur à la moyenne.

### 2.3. - Pluie moyenne sur le plateau de Vinzier.

Nous avons, pour tester l'uniformité des pluies sur le plateau, utilisé les chroniques des stations entourant le bassin versant du Maravant. La maille étant assez serrée, environ 4 km, et nous intéressant surtout aux variations, nous avons choisi comme représentation de la pluie sur le plateau une moyenne arithmétique simple de cinq stations que nous discuterons plus loin (cf. tableau II.2.).

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année	C.V. (1)	C.V. (3)
1970	90	143	101	166	50	89	153	109	43	85	159	44	1 296	0,44	
1971	69	23,2	88	58	107	119	28	114	49	45	102	14,6	817	0,55	
1972	23	60	50	102	69	169	116	62	40	44	138	50	943	0,60	
1973	49	42	17	102	100	143	185	105	150	68	52	70	1 090	0,54	
1974	98	78	46	41	156	218	83	77	118	154	135	64	1 233	0,52	
1975	70	22	101	63	76	156	49	176	155	60	152	55	1 135	0,54	
1976	30	56	34	41	82	8	117	97	129	63	81	161	899	0,60	21
1977	169	184	69	198	120	164	177	111	22,6	125	100	81	1 521	0,42	14
$\bar{P}$	70	77	64	97	95	133	114	114	88	81	117	68	1 117	0,53	
C.V. (2) mensuel (4)	65	76	50	62	35	47	50	36	63	46	32	63	21		
Coefficient mensuel	0,76	0,83	0,69	1,05	1,02	1,43	1,22	1,21	0,94	0,83	1,30	0,73	12		
c.v. (4)	21	21	22	16	12	12	20	13	19	19	13	18	17	22	

- (1) Coefficient de variation annuel inter-mensuel.  
 (2) Coefficient de variation mensuel interannuel.  
 (3) Coefficient de variation annuel inter-station.  
 (4) Coefficient de variation mensuel inter-station.

TABLEAU II.2. - REPARTITIONS DES PLUIES SUR LE PLATEAU DE VINZIER.

Les variations annuelles suivent celles observées à Thonon. La répartition des pluies mensuelles au cours de l'année est proche de celle de Thonon avec une atténuation du minimum de Juillet (figure 2.1.).

### 2.4. - Variations spatiales.

Les valeurs mensuelles étant obtenues avec la moyenne de cinq stations (Larringes, Saint-Paul, Vougron, Vinzier, Le Maravant). Il existe, pour chaque mois, un coefficient de variation inter-station :  $\frac{\text{écart des pluies du mois}}{\bar{p} \text{ mensuelle des 5 stations}}$  dont la valeur moyenne est 17 %. Il s'agit donc d'une répartition générale homogène, mais avec des valeurs dispersées, de 0,9 % à 75 %. Les coefficients de variation sont indiqués dans le tableau à double entrée II.2.

Les écarts entre les cinq stations sont maximums en valeur annuelle les années sèches, comme en valeur mensuelle pour les mois secs ou orageux d'été. A l'inverse, d'une année à l'autre, les écarts minimums apparaissent pendant le mois de novembre et au printemps, d'avril à juin. Et pour un même type de temps, l'homogénéité de la pluie croît avec son importance.

Les variations inter-mensuelles sont plus importantes que les variations inter-annuelles, et les années sèches les écarts inter-mensuels sont supérieurs à la moyenne.

D'une année à l'autre, ce sont les mois de Novembre, Mai et Juin qui ont la pluviométrie, donc le type de temps le plus stable.

3. - PLUVIOMETRIE SUR LE BASSIN VERSANT DU MARAVANT.

	Estimation moyenne	Ecart-type	Précision IC à 95 %
Pluie sur le plateau de Vinzier 1970-1977.	1 118 ± 196	235	14 %
Pluie à la Ferme du Maravant 1965-1977	1 179 ± 128	212	9 %
Pluie au Maravant série étendue 1927-1977 (1)	1 146 ± 38	163	3 %

La pluie moyenne sur le bassin

(1) Série étendue par corrélation avec la station de Lausanne par J.J. JEREMIE : gain = 37 ans, répartition gaussienne.

La répartition mensuelle des pluies est détaillée dans le tableau II.3, et sur les figures 2.5. et 2.6.



Années	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Années
1955	61,8	17,1	111	108	129	85,1	212	100	172	52	147	153	1960
1966	83	104	55,8	189	115	75	73	95,8	67,8	104	52,5	68,2	1964
1957	50,5	40,2	63	34,3	155	95	110	103	145	83,4	168	101	1974
1968	120	102	43,6	105	113	82,2	138	288	187	78	81,5	114	1982
1969	57,2	51,7	84	111	112	175	92	171	83,8	9,4	171	40,6	1989
1970	87,5	131	36,3	184	58	151	76,7	170	58	77,4	168	42	1991
1971	68	33,4	101	74,1	103	120	31	113	47,1	48,5	113	16,7	2001
1972	9	67	53,8	110	75	168	125	59	41,3	53,5	161	61,5	= 926
1973	42,2	47,2	12	112	93,4	130	162	109	129	71,5	47,3	75,2	1002
1974	59	76	54	40	159	225	78	80	92	144	145	72	1985
1975	88	10	105	62	93	154	40	185	161	61	165	58	1988
1976	22	61	28	41	97	8	100	89	145	87	80	142	2001
1977	175	210	84	217	127	169	178	115	23,8	108	119	89	1615
$\bar{P}$	76	73	63	107	110	126	109	130	104	75	124	80	1279
$\sigma$	40	54	30	59	29	56	53	61	55	32	51	39,7	210
Maximum	175	210	111	217	129	175	212	289	172	104	108	153	1616
Minimum	9	10	12	34,3	58	8	31	59	23,8	9,4	47	41	621
Intervalle de confiance à 90 %	± 20	± 27	± 15	± 29	± 14	± 26	± 26	± 30	± 27	± 16	± 25	± 20	± 166

TABLEAU II.3. - PLUVIOMETRIE MENSUELLE SUR LE MARAVANT (en mm).

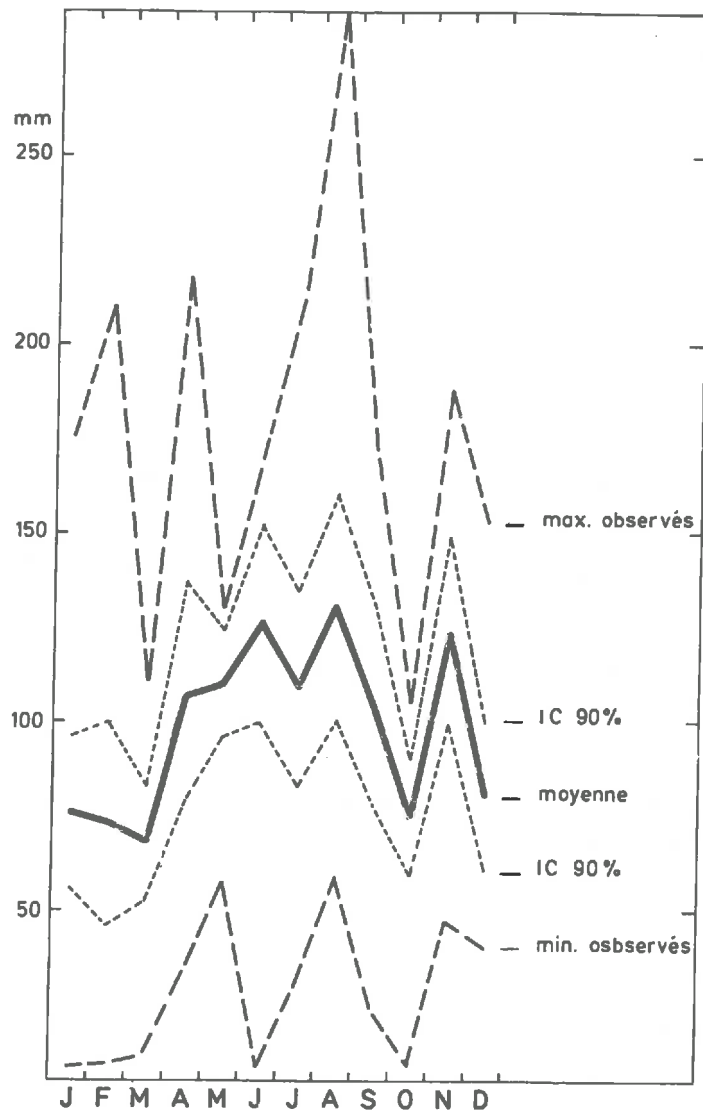


Fig. 2-5 : AMPLITUDE DES PLUIES MENSUELLES SUR LE MARAVANT (1965-1977)

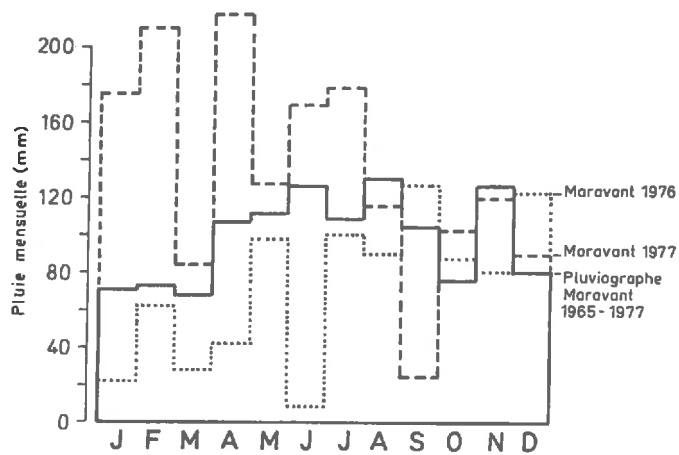


Fig. 2-6: PRECIPITATIONS MENSUELLES AU MARAVANT

3.1. - *Equipement du bassin expérimental (figure 2.8.).*

Le bassin est équipé depuis 1965 d'un pluviographe (Pm), situé à la ferme du Maravant, au Nord du bassin, à une altitude moyenne (863 m) et d'un pluviomètre, à Vinzier, à la limite sud. Quatre pluviomètres "Association" à bidon totalisateur ont été installés en 1977 pour les besoins de cette étude.

3.2. - *Etude des pluviomètres.*

Les pluviomètres n'étant relevés qu'à la semaine, nous en avons testé l'exactitude. Pour cela nous avons comparé les relevés des pluviomètres et du pluviographe à des intervalles de temps après la pluie différents. La relation est bonne, même en été : la pente est de 0,99 avec  $R = 0,99$ . L'erreur est maximale pour les petites pluies.

a) Pluviomètre de Vinzier (Pv, 920 m). Il fonctionne depuis 1963 ; il est représentatif du haut du bassin bien que très légèrement en dehors.

La régression ferme du Maravant/Vinzier s'établit ainsi pour les précipitations mensuelles :

$$Pv = 1,15 Pm - 9,2 \text{ mm} \quad r = 0,92 \quad (\text{JEREMIE, 1976})$$

Ceci donne pour les valeurs moyennes près du double du gradient altimétrique, de 0,6 mm par mètre. Les écarts entre les deux pluviomètres sont maximums lors d'orages de Juillet et de pluies d'automne (régression automnale :  $Pv = 0,96 Pm + 18$  ;  $r = 0,96$ ). A l'inverse, les années très sèches comme en 1976, le gradient peut s'inverser ( $Pm > Pv$ ).

Ceci est sans doute dû à la situation du poste de Vinzier, au sommet du plateau et donc exposé aux perturbations de l'Ouest, mais aussi directement au Sud par les vallées des Dranses et de l'Ugine. Ceci est confirmé par la plus grande variabilité de la pluie annuelle à Vinzier (le coefficient de variation inter-annuel (65-77) est de 21 % à Vinzier contre 18 % au Maravant) et par la répartition mensuelle des pluies : il pleut plus à Vinzier au mois d'Août, dont les vents sont à dominante Sud, tandis que le Maravant est plus arrosé en Novembre. Les coefficients pluviométriques sont comparés dans le tableau ci-après :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	C.V. (2)
Coefficient moyen (1) au Maravant	0,76	0,81	0,68	1,10	1,10	1,30	1,09	1,30	1,07	0,75	1,28	0,80	18 %
Coef. moyen à Vinzier	0,79	0,85	0,72	0,97	1,04	1,30	1,11	1,40	1,08	0,74	1,16	0,80	21 %

(1) Coefficient pluviométrique mensuel moyen (année 1965-1977)

$$= \frac{P \text{ mois mesurée}}{\frac{P \text{ annuelle}}{365}} \times n \text{ jours du mois}$$

(2) Coefficient de variation des pluies annuelles (1965 à 1977)

b) Pluviomètre au sommet du Mont-Perron : (Pp, 919 m). Il est situé sur le relief SW du bassin. La régression Ferme du Maravant/Perron s'établit ainsi :

$$P_p = 1,17 \cdot P_m - 1,2 \quad r = 0,96$$

Les valeurs annuelles sont proches de celles de Vinzier, mais il existe une meilleure corrélation avec les données du pluviographe<sup>(1)</sup>.

Le Mont-Perron est le point le plus arrosé du bassin, surtout l'été, pour des pluies de fortes intensités, supérieures à 20 mm, amenées par des vents du SW (dominants en cette saison). Par contre les écarts négatifs (Perron < Maravant) sont observés surtout au printemps, saison la plus ventée et ils doivent correspondre à une perturbation du pluviomètre, très exposé.

(1) Sur des petites pluies d'hiver :

$$P_p = P_m + 1,1 \quad r = 0,99$$

mais ce n'est pas significativement différent de la régression annuelle.

c) Pluviomètre du Lyonnet (Pl, 920 m). Il est placé près de la crête Est du bassin; il montre une bonne corrélation avec le pluviographe, comme avec Vinzier :  $Pl = 1,1 Pm + 1$  ;  $r = 0,99$ .

Sur l'année, sa pluviométrie est supérieure à celle que donnerait le gradient altimétrique. Ceci est dû surtout à des pluies d'hiver et de printemps particulièrement importantes sur ce pluviomètre. Ce comportement analogue à l'accroissement de la pluviométrie du lac vers l'Est, vient probablement de sa position sur une crête menant au Mont-Bénant (1 285 m) bien exposé au vent du SW.

### 3.3. - *Interception sous forêts.*

Le bassin étant couvert à 70 % de prairie et à 11 % de bois, nous avons essayé de quantifier l'interception en plaçant un pluviomètre (Pf) sous forêt.

La voute foliaire intercepte une partie de la pluie, suivant le type de végétation et la saison, la densité et le nombre de strates, l'intensité de la pluie et la vitesse du vent, le pouvoir évaporant de l'air. Elle joue comme une capacité de rétention avec redistribution par évaporation, égouttage, écoulement, absorption végétale.

Pour avoir une valeur moyenne sous ce couvert mixte de Hêtraie-pessière, le pluviomètre a été éloigné des troncs, ce qui réduit l'interception mais la rend moins sensible à l'écoulement non mesuré le long de ceux-ci. M. FARDJAH (1978) a mesuré sur des hêtres environ 6 % de la pluie en ruissellement le long des troncs, mais cela varie avec le couvert. La pluie brute nous est donnée par le pluviographe de la Ferme du Maravant, éloigné de 200 m. En comparant les valeurs des pluies brutes et de l'égouttage, on peut remarquer :

- une interception assez constante si la pluie est suffisante (figure 2.7.). Les pluies de printemps subissent une interception plus importante car l'on est en période de croissance des deux espèces d'arbres.

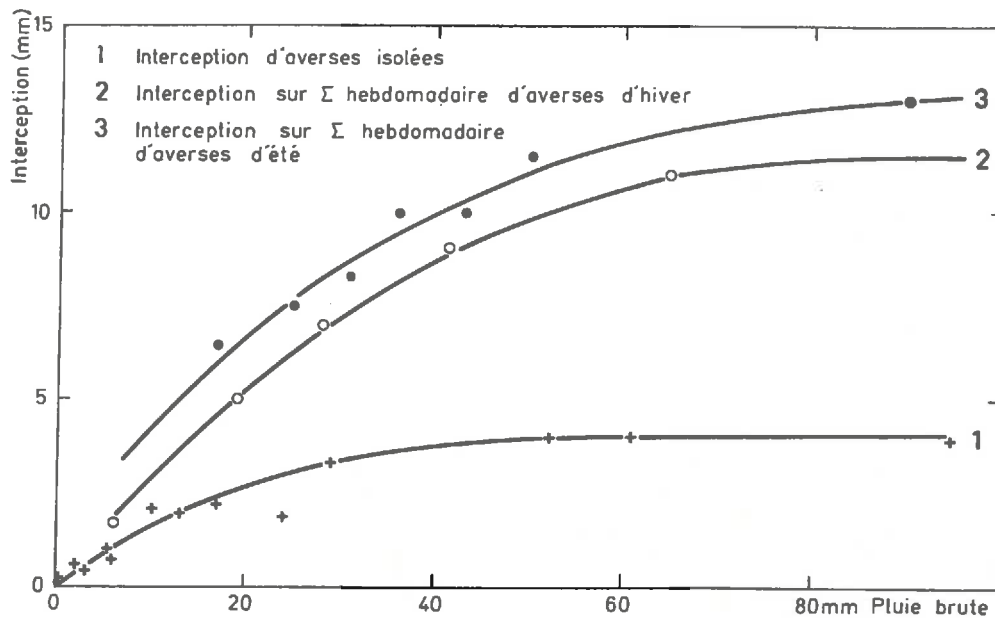


Fig. 2-7 : INTERCEPTION SOUS FORET

- des ajustements linéaires des valeurs hebdomadaires de l'interception  $I_t = \text{pluie-égouttage}$ , ont des valeurs proches de 10 % avec environ 5 mm à l'origine.

Sur toute l'année :

$$I_t = (1 - 0,92) P + 3 \text{ mm} \quad r = 0,99$$

L'été :

$$I_t = (1 - 0,90) P + 7,5 \text{ mm} \quad r = 0,98$$

soit une pente proche de 1 avec une ordonnée à l'origine, d'où le rapprochement avec un réservoir de capacité constante.

En sélectionnant des averses simples isolées et non hétérogènes nous avons constaté une corrélation parabolique entre l'interception et la pluie brute, avec une asymptote vers 4 mm (figure 2.7.). Sur la même figure les courbes 2 et 3 correspondent à des sommes hebdomadaires d'averses d'hiver et de printemps, cela nous donne des courbes-enveloppe d'interception. Nous avons écarté les chutes de neige beaucoup plus interceptées et ayant un égouttage particulier. La tangente des courbes-enveloppes près de leur origine donne des pourcentages d'interception de 20 à 30 % où la lame d'eau pouvant être retenue par les feuilles à chaque averse.

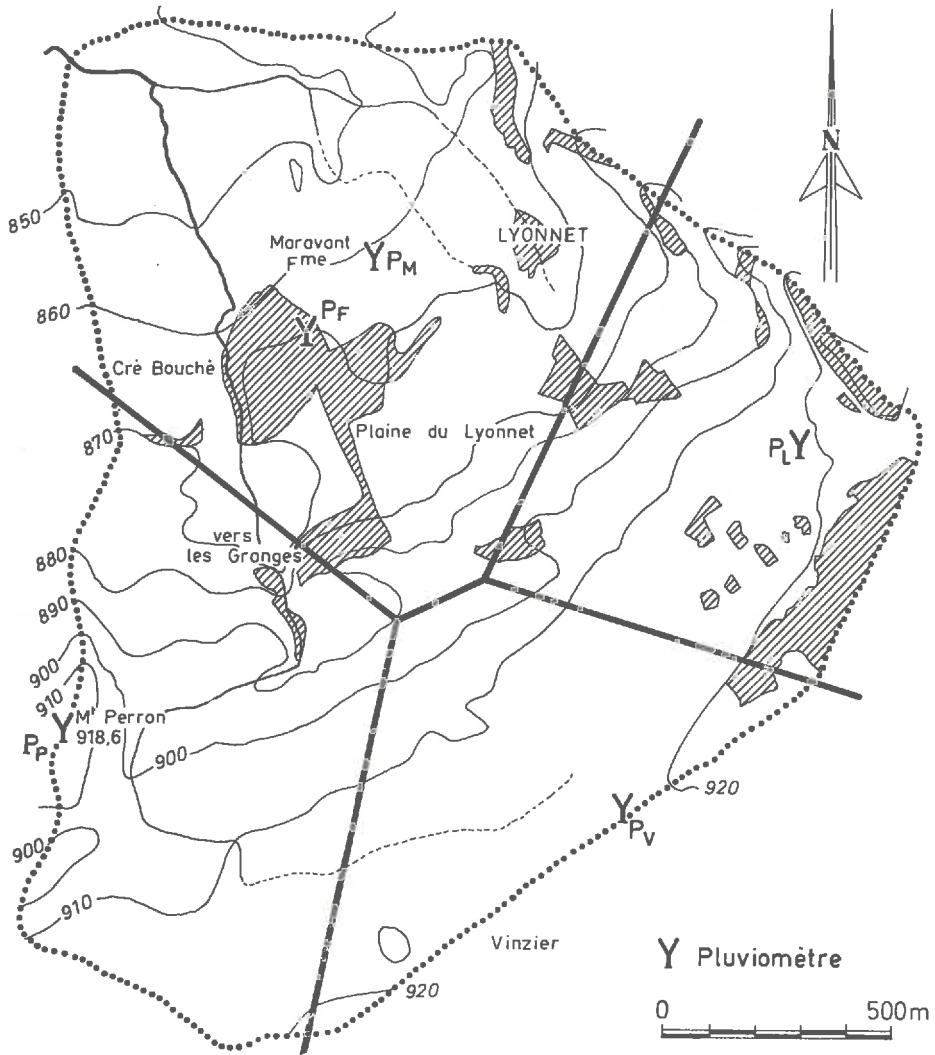


Fig. 2-8 : METHODE DE THIESSEN SUR LE MARAVANT

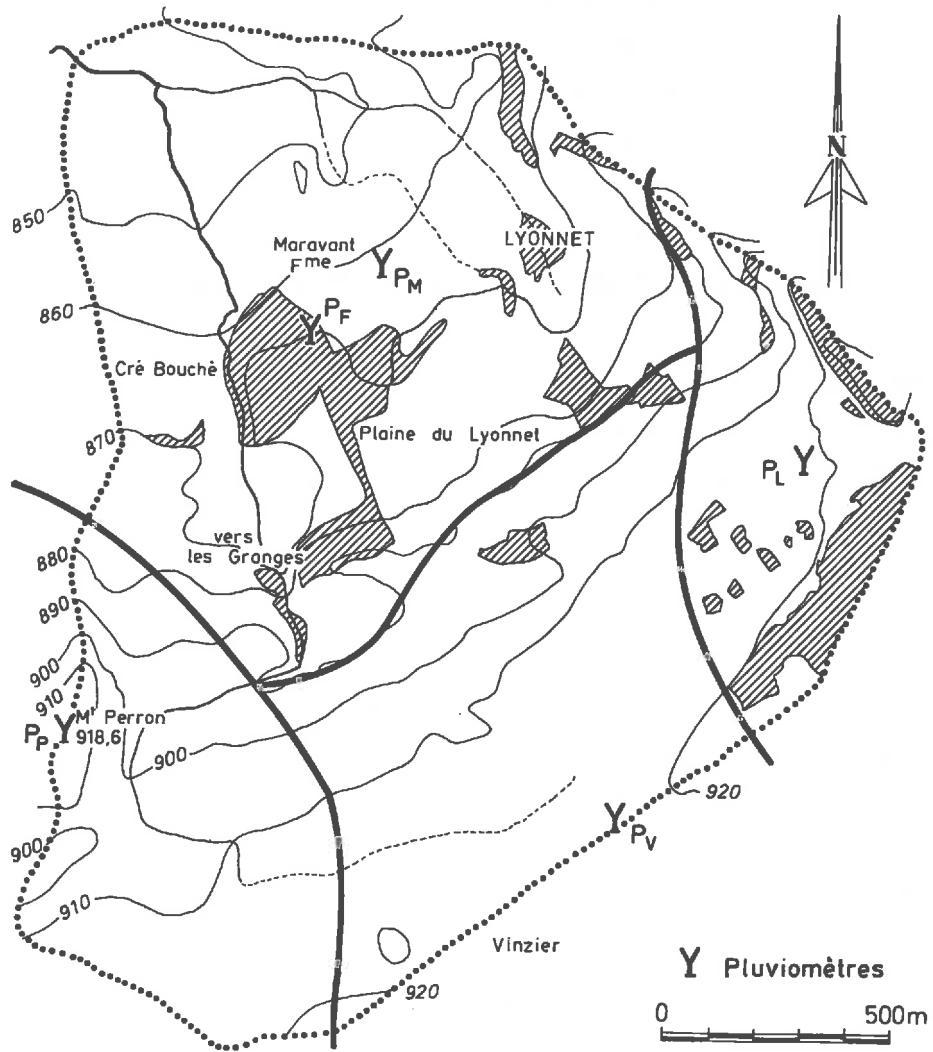


Fig. 2-9 : PONDERATION PLUVIOMETRIQUE



En valeur relative, les fortes pluies sont moins interceptées que les faibles, cela joue aussi avec l'intensité qui limite la rétention. Par exemple sur 4 pluies à 2 jours d'intervalle :  $P = 52 \text{ mm}$  à 1,4, l'interception varie de 8 à 75 %.

On voit aussi l'importance du nombre des épisodes pluvieux et du pouvoir évaporant de l'air, reconstituant la capacité de rétention, donc l'importance du caractère discontinu de la pluie. Par contre il n'y a pas d'influence sensible du nombre de jours entre les pluies.

L'interception est maximum au printemps : 30 % en Avril, Mai, Juin. Elle est d'environ 20 % de Juillet à Octobre et 10 % l'hiver.

Globalement nous arrivons à des valeurs inférieures à celles de BULTOT et al (1972), probablement à cause de l'emplacement du pluviomètre, écarté des troncs ( $\approx 3 \text{ m}$ ) et à 1,50 m du sol, sous une seule strate végétale.

#### 3.4. - *Calcul de la pluie sur le bassin.*

Ces pluviomètres ont été installés pour préciser la pluviométrie sur le bassin, qui a été calculée jusqu'en 1976 à partir du pluviographe du Maravant et du seul pluviomètre de Vinzier.

##### a) Méthode de Thiessen.

C'est un découpage géométrique plan, tel que tout point d'une zone soit plus près du pluviomètre correspondant que de tout autre (figure 2.8.).

##### b) Méthode des isohyètes.

Elle est délicate à mettre en oeuvre car il faut les retracer pour chaque pluie et chaque pas de temps, aussi nous avons choisi une pondération empirique, constante, basée sur le relief et les écarts moyens entre les postes pluviométriques (figure 2.9.).

	Thiessen	Isohyètes
Pluviographe	39 %	47 %
P V	16 %	27 %
Pp	22 %	13 %
PL	17 %	13 %

Pondération pluviométrique sur le bassin du Maravant

Les deux méthodes donnent des répartitions proches. C'est le second découpage plus morphologique que nous utiliserons, ce qui donne, en supposant une répartition équilibrée des forêts (sauf sur le Mont-Perron) :

$$P = 0,13 Pp + (0,47 Pm + 0,27 Pv + 0,13 PL) (1 - 0,11 It)$$

avec les ajustements possibles pour les lacunes :

$$Pv = 1,15 Pm - 9,2$$

$$PL = 1,1 Pm + 1$$

$$Pp = 1,17 Pm - 1,2$$

$$Pf = 0,92 Pm - 3$$

Mais il serait illusoire, vu la variabilité des pluies, de vouloir affiner plus loin. Il est préférable, pour les pluies antérieures à l'installation des pluviomètres, d'étendre la valeur du pluviomètre de Vinzier à tout le haut du bassin ( $Pv \neq PL \neq Pp$ ), ce qui simplifie en  $P = (0,47 Pm + 0,53 Pv) 0,98$ , et se rapproche des ajustements de JEREMIE en 1976 ( $P = 0,6 Pm + 0,4 Pv$ ) qui sous estimait légèrement le haut du bassin. Ces pondérations qui ont été faites pour tester l'homogénéité des pluies sont en fait équivalentes car le gain est minime, comme le montrent les calculs ci-après :

	Mois d'été (Août 1977)	Mois d'hiver (Octobre 1977)
Pm	115 mm	106 mm
Pv	118 mm	112 mm
Pp	120 mm	119 mm
Pl	124 mm	115 mm
Pf	103 mm	100 mm
Pondérations		
JEREMIE	116 mm	108 mm
simplifiée	117 mm	109 mm
totale	117 mm	110 mm

Ceci montre l'homogénéité moyenne des pluies sur le plateau de Vinzier et que la maille du bassin (3 km<sup>2</sup>) est suffisante au réseau pour approcher les valeurs mensuelles de la pluie.

### 3.5. - Hétérogénéité des averses sur le bassin (3 km<sup>2</sup>).

En comparant les valeurs des quatre pluviomètres, nous retrouvons à l'échelle de l'averse, ou de sa somme hebdomadaire, les tendances vues en II.4, et symbolisées sur la figure 2.10 où l'on voit que :

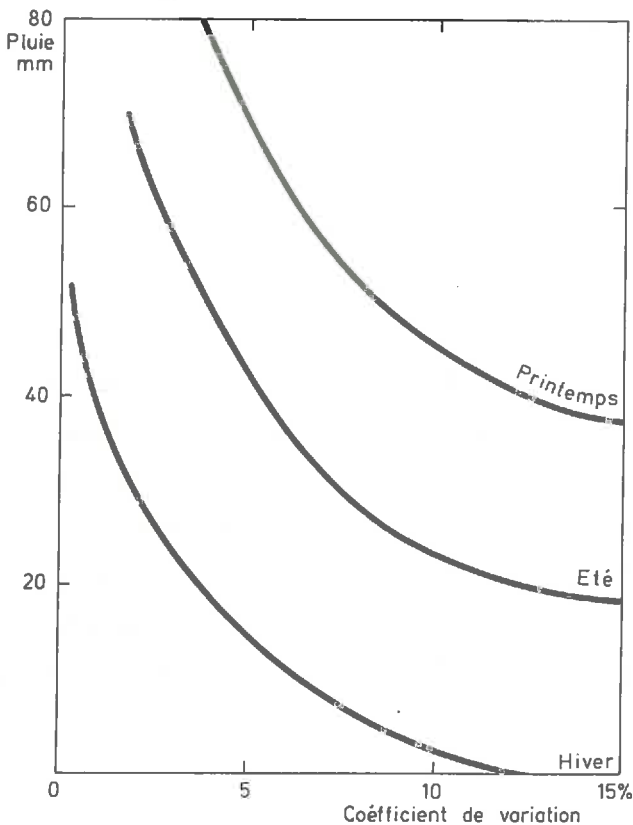


Fig. 2-10: TENDANCES DES VARIATIONS SPATIALES DE LA PLUIE.

- Le coefficient de variation de la pluie varie de 1 à 30 % où l'hétérogénéité diminue avec l'importance de l'averse,
- Le coefficient de variation évolue avec la saison, minimum en hiver, il augmente au printemps jusqu'en Juin, puis diminue au cours de l'été,
- Les pluies dont la valeur maximum est mesurée au pluviomètre du Lyonnet sont en général moins homogènes que celles qui favorisent le Mont-Perron. Cela est dû à ce que ce sont des pluies souvent faibles ou de jours venteux.

3.6. - Les précipitations journalières.

Les nombres de jours de pluie par mois et par classe de hauteurs pour 1976 et 1977 sont figurés par rapport aux chroniques des années antérieures (10 ans) étudiées par J.J. JEREMIE (tableau II.4.) :

Année moyenne (*)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Nombre de jours de pluie	19,4	17,8	18,5	18,5	19,7	19,6	16,8	19,2	21,2	19,7	21	18,9	229,4
> 0,2	13,1	13,1	12,6	14,8	15,8	15,2	12,9	13,3	11,6	10,5	15,8	14,4	163
0 - 0,2	6,3	4,8	5,9	3,7	3,9	4,4	3,9	5,9	9,6	9,2	5,2	4,5	66,4
0,2 - 1	2,9	1,9	1,6	1,9	2,1	1,8	2,6	1,9	2,3	2,9	2	3,9	27,8
1 - 10	8,2	9,5	9	9,3	10,2	9,1	6,3	7,2	5,6	5,4	9,4	8,3	97,5
10 - 20	1,7	1,5	1,8	2	2,4	3,1	2,6	2,5	2,1	1,4	2,7	1,5	25,3
20 - 30	0,3	0,1	0,2	1,3	0,7	0,5	0,9	1,1	1,2	0,6	1,2	0,6	8,7
30 - 40				0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,2	0,1	0,3	0,1	2
40 - 50				0,1	0,1	0,3	0,1	0,1		0,1	0,1		0,9
50 - 60						0,2	0,1	0,1	0,1		0,1		0,6
60 - 70					0,1								0,1
70 - 80									0,1				0,1
<b>1976</b>													
Nombre de jours de pluie	18	13	11	14	16	6	14	13	24	21	15	24	189
> 0,2	15	12	9	8	12	5	11	10	19	17	15	20	153
0 - 0,2	3	1	2	6	4	1	3	3	5	4	0	4	36
0,2 - 1	5	2	3	3	2	3	0	1	8	5	5	3	40
1 - 10	10	9	6	4	7	2	7	6	6	8	6	13	84
10 - 20		1		1	2		2	2	3	3	3	1	18
20 - 30							1	1	1	1	1	2	7
30 - 40					1		1						2
40 - 50									1			1	2
<b>1977</b>													
Nombre de jours de pluie	18	23	12	26	21	19	18	21	16	21	19	21	235
> 0,2	15	22	12	25	15	18	16	14	10	18	19	20	204
0 - 0,2	3	1		1	6	1	2	7	6	3		1	31
0,2 - 1	3	2	3	4	3	2	3	2	5	9	2	9	47
1 - 10	6	12	5	15	9	10	7	7	5	5	13	7	101
10 - 20	3	5	4	3	2	4	4	3		2	3	3	36
20 - 30	2	3		2		2		2		1	1	1	14
30 - 40	1					2				1			4
40 - 50					1								1
50 - 60													
60 - 70				1									1

(\*) Année moyenne = moyenne sur 100 ans.

TABLEAU II.4. - NOMBRE DE JOURS DE PLUIE PAR MOIS ET PAR CLASSE DE HAUTEUR AU MARAVANT.

Il pleut presque 1 jour sur 2 plus de 0,2 mm.

Les pluies supérieures à 30 mm tombent surtout de Juin à Août et en Novembre.

40 % de la lame d'eau annuelle est produite par des précipitations inférieures à 10 mm (cf. tableau II.5.).

		0-1 mm	1-10 mm	10-20 mm	20-30 mm	30-40 mm	40-50 mm	50-60 mm	60-70 mm	70-80 mm	Total
Année moyenne	Lame (mm)	18	460	354	212	59	35	33	6	7	1 179
	% (1)	1,5	39	30	18	5	3	2,8	0,5	0,6	
	Nombre de jours de pluie (2)	94	97	25	9	2	0,9	0,6	0,1		229
1976	Lame (mm)	17	324	243	153	63	59				601
	%	1,9	36	27	17	7	11				
	Nombre de jours de pluie	76	84	18	7	2	2				189
1977	Lame (mm)	24	468	549	347	121	72		32		1 615
	%	1,5	29	34	21,5	7,5	4,5		2		
	Nombre de jours de pluie	78	101	36	14	4	1		1		235

(1)  $\frac{E \text{ de la classe}}{P \text{ annuelle}}$

(2)  $E_j$  mesurée 7 h + 7 h

TABLEAU II.5. - REPARTITION DE LA PLUIE ANNUELLE PAR CLASSE DE 10 mm.

L'année 1976, sèche, présente un déficit général des pluies, non sur le nombre de jours de pluie mais sur l'importance des classes de pluies de 1 à 20 mm au printemps (figure 2.11). L'année 1977 n'a pas un nombre de jours de pluie exceptionnel mais présente une très forte classe de pluie comprise entre 10 et 20 mm.

### 3.7. - Les précipitations neigeuses.

Elles sont mesurées à Vinzier, pour le haut du bassin, à Larringes et à Saint-Paul. Nous avons utilisé la transformation neige/eau, appliquée à la région par DRAY (1970), à savoir que 1 cm de neige donne en moyenne 1 mm d'eau. La neige atteint à Vinzier 20 % des précipitations annuelles à 920 m, avec une variabilité légèrement supérieure à celle de la pluie. A cause de sa température supérieure, 1977 a une proportion de neige (17 %) moindre que 1976 (20 %) (cf. tableau II.6).

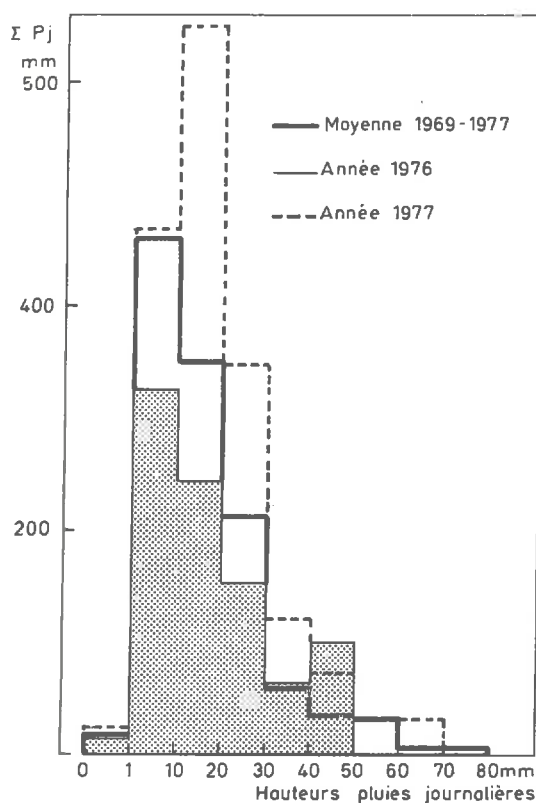


Fig.2-11: PRECIPITATION ANNUELLE PAR CLASSES DE HAUTEURS JOURNALIERES

#### 4. - CONCLUSION A LA PLUVIOMETRIE.

La région lémanique est soumise à un climat tempéré humide : Rhodanien continental (SANSON). Il pleut à Thonon près d'un jour sur deux et 1 m environ par an. Ce climat présente un régime pluviométrique particulier : il a trois maximum au cours de l'année (Juin, Août, Novembre) dus à l'ascendance orographique de différentes masses d'air. On peut discerner une influence continentale qui engendre les fortes pluies de convection d'été et une influence océanique, par les vents du SW qui apportent des pluies de front polaire, particulièrement en Novembre. Il est à remarquer (figure 2.6.) que ni 1976 ni 1977 n'ont cette répartition moyenne. A ces caractéristiques générales viennent s'ajouter des influences locales, l'axe de la dépression lémanique qui canalise le vent, les reliefs culminant à l'Est ce qui augmente la pluviométrie venant du SW, enfin la présence du lac avec ses 582 km<sup>2</sup> faisant volant thermique. Ceci crée un micro-climat de montagne dont la pluviométrie dépend.

C'est la conservation de ce manteau neigeux, suivant les facteurs météorologiques qui conditionnera la dynamique de l'eau, sur et dans les sols. Le bassin est couvert de neige, avec quelques fontes partielles, au moins deux mois par an, ce qui crée les bilans excédentaires de Mars et parfois des reports d'eau d'une année calendaire sur l'autre.

Années	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
1966	44	9	61								51	56	321
1967	30	22	32	17	14						18	59	192
1968	129	72	41	9	20						15	94	330
1969	41	67	25	12							64	41	250
1970	46	90	74	84						25	26	38	383
1971	18	26	32								48	7	131
1972	23	49	30	7						8	21	4	142
1973	52	56	11	62							34	16	231
1974	5	65	33	6						81	41	25	256
1975	8	2	53	49						2	23	26	163
1976	45	41	22	26							9	81	215
1977	110	31	8	42							65	11	277
1978	100	48	63	13									

TABLEAU II.6. - NIVOMETRIE A VINZIER (920 m) en mm.

La pose de pluviomètres secondaires a montré que la pluie sur le bassin était homogène et la bonne représentativité aux erreurs près, du bassin et du réseau primaire de pluviométrie pour le plateau de Vinzier.

Les facteurs pluviométriques prédominants y sont, l'altitude, avec un gradient de 65 mm pour 100 m, et l'exposition, et, à cause de l'ascendance orographique, une plus grande importance des pluies cycloniques du SW au Maravant qu'à Thonon, particulièrement en Novembre.

Il pleut environ 1 200 mm au Maravant, dont près de 20 % de neige.

L'hétérogénéité de la pluie est en moyenne de 15 % avec des valeurs plus faibles en hiver et pour les fortes pluies, ce qui rend proche les différents essais de pondération pluviométrique.

L'interception est d'environ 5 mm sur une averse isolée, ce qui représente environ 30 % des pluies au printemps, puis elle diminue l'hiver jusqu'à 10 %.

Les deux années étudiées ont une fréquence presque centenaire et un contraste (1,8) exceptionnel. L'ampleur de ce contraste vient d'un hiver (76-77) exceptionnellement pluvieux après un printemps extrêmement sec.



TROISIEME CHAPITRE

ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION

TROISIEME CHAPITRE

*ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION*

1. - MESURE.

L'importance relative de l'évaporation dans la région lémanique avec des valeurs proches de l'écoulement oblige à la quantifier, mais trop souvent par des méthodes approchées car sa mesure est difficile. Ceci est dû au nombre de facteurs dont elle dépend. On peut les diviser en trois groupes :

- facteurs atmosphériques,
- facteurs propres à la végétation,
- facteurs physico-chimiques de la surface évaporante.

Il existe de nombreux modèles d'approche, privilégiant tel ou tel facteur suivant le but ou l'échelle spatiale ou temporelle recherchée (BAKALOWICZ, OBERLIN, 1972).

Les mesures de climatologie sont faites sur le bassin à la Ferme du Maravant (altitude 863 m), sur une station météorologique possédant un bac colorado<sup>(1)</sup> et un thermo-baro-hygrographe.

Toutefois pour compléter ou recalibrer ces mesures nous avons utilisé :

- la météorologie relevée au C.R.G. à 385 m,
- les mesures d'ensoleillement observées à Thonon-rives par l'I.N.R.A.<sup>(2)</sup>

(1) Bac colorado modifié ORSTOM : 1 x 1 x 0,6 m, mais déplacé et non relevé en 1975-1976.

(2) Les enregistrements de l'insolation (Is), du rayonnement global (Rg) et du vent nous ont été gracieusement communiqués par M. PELLETIER. Ils seront étendus au Maravant bien que l'ensoleillement à 900 m soit légèrement supérieur à celui de Thonon.

- Les vents mesurés à Thonon-Rives et à Genève par le Service de climatologie de la Suisse Romande <sup>(1)</sup>.

Ces données sont reportées en annexe A.3.

2. - L'EVAPORATION POTENTIELLE SUR LE VERSANT D'EVIAN.

Elle est mesurée avec trois bacs colorado : au C.R.G. (altitude 385 m), aux Blaves (altitude 600 m), à Larringes (altitude 800 m).

ANNEE	EVAPORATIONS POTENTIELLES EN mm					
	THONON (385 m)		BLAVES (600 m)		LARRINGES (863 m)	
	BAC	PICHE	BAC	PICHE	BAC	PICHE
1963	510	410	-	-	528	440
1964	615	485	-	-	485	410
1965	545	410	-	-	391	360
1966	605	465	-	-	440	405
1967	566	407	485	525	495	420
1968	524	402	642	442	442	370
1969	538	420	521	438	420	360
1970	540	423	478	450	432	-
1971	492	458	553	464	452	-
1972	591	465	674	459	434	-
1973	595	433	610	405	419	-
1974	479	457	545	425	376	-
moyenne	541		563		434	
C.V. (*) (%)	8		13		8	

(\*) C.V. = coefficient de variation

Tableau III.1. - Evaporation bac et évaporation Piche à Thonon, Les Blaves et Larringes.

(1) Valeurs communiquées par M. Aubert de l'Aéroport de Genève. Nous les utiliserons malgré leur éloignement car c'est le paramètre qui a sans doute la plus grande étendue spatiale.

D'après ces relevés, J.J. JEREMIE a mis en évidence un gradient altimétrique qui se traduit par une diminution de l'EP avec l'altitude, mais avec des pentes différentes entre Thonon-Les Blaves et Les Blaves-Larringes (voir tableau III.1.). La diminution due à la baisse de température avec l'altitude est tempérée par la baisse correlative de l'humidité relative de l'air. L'humidité est en effet importante à Thonon toute l'année, surtout en automne à cause du lac dont l'influence se fait sentir suivant les saisons jusqu'à environ 600 m (voir figure 3.1.). Ces fluctuations expliquent le coefficient de variation important du bac des Blaves.

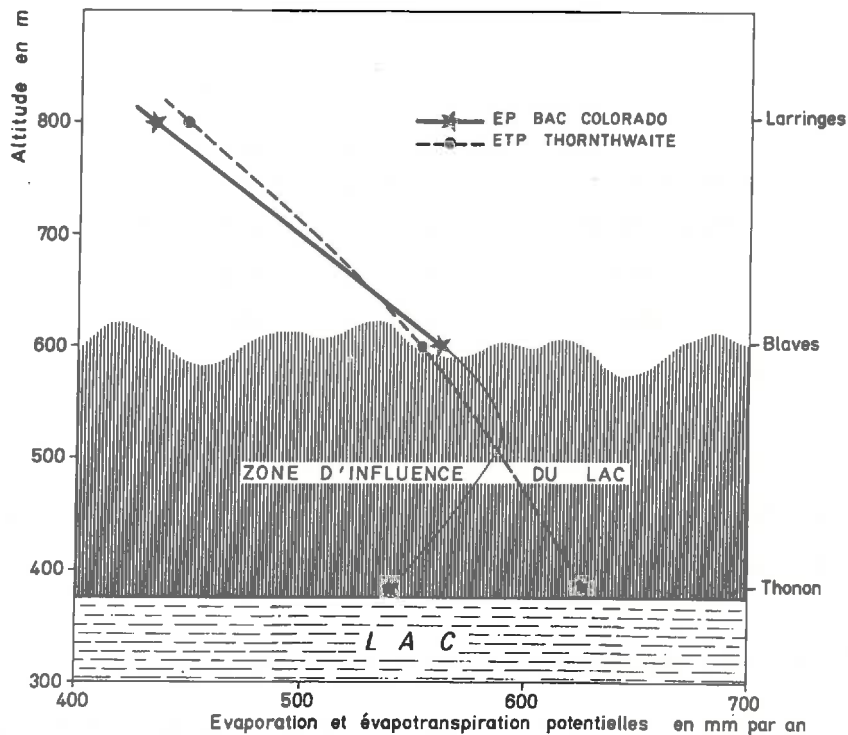


Fig.3-1: EVOLUTION DE L'EVAPORATION POTENTIELLE ET DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE AVEC L'ALTITUDE SUR LES VERSANTS THONON - EVIAN

### 3. - CHRONIQUE DE L'EVAPOTRANSPIRATION CALCULEE SUR LE MARAVANT.

#### 3.1. - *Déficits d'écoulement calculés.*

Ce sont des formules empiriques simples établies à partir de la température et de la pluviométrie et donnant des ordres de grandeur (tableau ci-dessous).

- COUTAGNE (1954)  $D = 210 + 30 t$

- TURC (1954)  $D = \frac{P}{0,9 + \frac{p^2}{L^2}}$

p = pluie en mm

$L = 300 + 25 t + 0,05 t^3$

	D Coutagne	D Turc
Moyenne 65-77	368	406
1976	378	406
1977	400	453

Déficits d'écoulement

Toutefois ces formules s'adaptent mal à la forte pluviosité de la région, comme au climat de montagne.

#### 3.2. - *Evapotranspiration potentielle calculée.*

J.J. JEREMIE a calculé l'évaporation potentielle à partir des formules de Thornthwaite et de Turc. Les formules et leurs coefficients pour la région sont reportés en annexe A.3.

Mais en les comparant avec le bac, il a remarqué que ces formules surestimaient l'ETP en automne. Il les a diminuées pour les mois d'Août, Septembre et octobre d'un coefficient obtenu par régression entre l'EP bac et l'ETP, c'est-à-dire que le bac est utilisé comme un indice de l'évaporation potentielle (J.J. JEREMIE, 1976). Les valeurs ainsi obtenues sont reportées dans le tableau III.2.

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Moyenne 1965-1974	Bac	10	10	20	36	55	72	86	68	42	25	16	10	430
	Thorntwaite		1	6	31	64	85	105	96	65	39	11	2	504
	Turc		1	6	36	70	93	111	92	61	29	5	1	505
	Thorntwaite corrigé		1	6	31	64	85	105	80	44	20	11	2	448
	Turc corrigé		1	6	36	70	93	111	85	48	23	5	1	478
1976	Thorntwaite corrigé			2	37	70	105	112	71	33	17	8		555
	Turc corrigé			2	50	87	130	112	84	37	21	5		528
1977	Bac							90	70	45	27	12		≈ 460
	Thorntwaite corrigé		3	25	33	62	88	107	72	38	39	13	4	484
	Turc corrigé		2	22	30	65	83	111	78	46	22	8	2	469

TABLEAU III.2. - EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE AU MARAVANT.

Ces calculs nous montrent que bien que très différentes, les années 1976 et 1977 n'ont pas un écart très important en évapotranspiration et que, malgré sa pluviométrie exceptionnelle, 1977 a une évaporation proche de la moyenne.

#### 4. - BILANS RADIATIFS.

Pour suivre les événements hydrologiques, nous avons essayé de calculer les évapotranspirations réelles journalières à l'échelle du bassin. Nous avons donc fait appel à des formules qui approchent l'ETR par l'énergie disponible du rayonnement solaire :

$$ETR = (1 - a) R_g + (1 - a') R_a - a'' R_t - q$$

avec :

$R_g$  = l'énergie due au rayonnement solaire global de courte longueur d'onde,

$R_a$  = l'énergie due au rayonnement de l'atmosphère et des nuages, de grande longueur d'onde,

$R_t$  = l'énergie due au rayonnement émis par le sol, de grandes longueurs d'ondes,

a et a' = rapport de l'énergie réémise à l'énergie reçue, respectivement de Rg et de Ra, a correspond à l'albédo,  
a'' = émissivité de la terre que nous considérerons égale à 1,  
q = énergie gagnée ou perdue par le système de convection.

Expression que BOUCHET (1964) a simplifiée en :

$$ETR = R_n - q$$

Rn étant le rayonnement net arrivant à la surface du sol,

Et que BROCHET et GERBIER (1972) ont adapté en :

$$ETR = m R_g + n E_p$$

avec Ep = évaporation au piche sous abri.

Ces formules sont applicables aux bassins versants mais elles nécessitent une surface homogène suffisante pour que les mesures météorologiques (à 2 m du sol) intègrent et représentent le climat du système évaporant (effet d'oasis).

Ces bilans reposent sur le principe que toute modification d'un facteur climatique entraîne une modification des autres facteurs, mais aussi a des répercussions sur la végétation, la réserve en eau du sol, etc..., donc modifie la consommation en eau, c'est-à-dire l'ETR. Comme réciproquement, les états d'humidité du sol ou de la végétation modifient les facteurs climatiques, cela permet à BOUCHET, dans le cas d'un bassin homogène soumis à un climat uniforme, de négliger l'énergie échangée par convection.

$$ETR = R_n \quad (\text{BAKALOWICZ, 1974})$$

Pour le calcul du rayonnement on utilise l'équation de BRUNT (1939) mise au point pour la France par BAKALOWICZ et décrite ci-dessous. Dans celle-ci, le rayonnement net est égal au rayonnement global moins l'albédo, moins l'énergie de grande longueur d'ondes absorbée et réémise par le sol, avec un facteur de nébulosité.

$$\frac{R_n}{L_e} = (1 - a) R_g - \sigma T^4 (0,45 - 0,05 \sqrt{e}) (0,10 + 0,90 \frac{S}{S_0})$$

avec :

Le = chaleur latente d'évaporation = 590 cal/g

a = albédo estimée au Maravant, d'après BAKALOWICZ et al (valeurs en A3).

Rg peut être mesuré ou calculé avec :

$$R_g = (0,18 + 0,62 S/S_o) I_g A$$

I<sub>g</sub> A = radiation globable théorique

$$= 2 \frac{12}{\pi} \cdot \frac{J_o}{r^2} (h_j \sin \gamma \sin \delta + \sin h_j \cos \gamma \cos \delta)$$

j<sub>o</sub> = cte solaire = 116,76 cal/cm<sup>2</sup>/heure

$$r = \text{rayon soleil/terre} = 1 + 0,01674 \sin \pi \frac{(j - 94)}{184}$$

j = quantième du jour

h<sub>j</sub> = moitié de la durée théorique du jour, en radians

$$= \arccos - (Tg \gamma Tg \delta)$$

γ = latitude du lieu (en °)

$$\delta = \text{déclinaison du soleil} = 23,46 \sin \pi \frac{(j - 82)}{184}$$

T = température en degré Kelvin

$$\sigma = \text{constante de Stephan-Boltzman} = 1,19 \cdot 10^{-7}$$

e = tension de vapeur d'eau, que l'on peut calculer avec e = U<sub>ew</sub>

U = humidité relative de l'air

e<sub>w</sub> = tension de vapeur saturante

$$= e^{(54,878919 - \frac{6790,4985}{t + 273,16} - 5,02808 \ln(t + 273,16))} \text{ (CHIDLEY, 1970)}$$

S/S<sub>o</sub> = rapport de la durée d'ensoleillement sur la durée théorique du jour (S<sub>o</sub>)

$$S_o = \frac{24}{2\pi} \cdot h_j + 0,22$$

L'application au bassin du Maravant a été faite mensuellement avec les mesures climatiques collectées sur et autour du bassin (cf. III.1. et compléments de formules en annexe). Mais d'après les applications du C.T.G.R.E.F. sur le bassin de l'Orgeval, l'application de tout le rayonnement net à l'ETR la surestime, ou en donne une valeur maximale (ETR<sub>m</sub>). Les valeurs pour le bassin sont reportées dans le tableau ci-après. Nous en avons pondéré les résultats en fonction de l'humidité, suivant l'ajustement de M. GOENANA et G. OBERLIN (1977) :



$$ETR_j = R_n j - \Delta j \quad \text{avec } \Delta j = 0,059 U + 4,88 \text{ (en mm)}$$

Si  $U < 82 \%$ ,  $t > 7^\circ$ ,  $\Delta j > 0$

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
1976	Rn	-	7	40	82	106	127	108	97	57	27	6,5	-	657
	Rn corrigé	-	7	40	82	65	89	74	71	44	27	6,5	-	506
1977	Rn	-	13	46	67	97	95	121	99	65	25,6	-	-	629
	Rn corrigé	-	13	46	67	82	80	108	91	60	25,6	-	-	573

Rayonnement net sur le bassin versant du Maravant (en mm)

On remarque que si la correction est importante en 1976, elle est très faible en 1977, à cause de la forte humidité, ce qui montre aussi les limites géographiques d'un ajustement confronté à des événements exceptionnels.

#### 5. - ETP PENMAN (1947).

Elle est définie comme l'évaporation maximum d'un gazon. C'est une combinaison d'un bilan énergétique (Rn de Brunt) et d'un bac (Ea de DALTON) :

$$Le.E = \frac{F'(t) \cdot R_n + \gamma \cdot LeE_a}{F'(t) + \gamma}$$

Le.E = Evapotranspiration en calorie

Rn = Rn de BRUNT (cf. III.4.)

Ea = pouvoir évaporant de l'air (DALTON-ROHWER) en mm

$$= 0,26 (1 + 0,40 V_{10}) (e_w - e)$$

$V_{10}$  = vitesse du vent à 10 m du sol en m/s

$F'(t) = \frac{e_s - e}{t_s - t}$  ce qui est très peu différent de la dérivé de la courbe de tension de vapeur saturante, à la température du système évaporant ( $\frac{t_s + t}{2}$ ) pour  $t_s \neq t$ .

$t_s, e_s$  = sont les températures et pressions de vapeur du système évaporant (sol ou eau).

$\gamma$  = est la "constante" psychrométrique, elle donne l'énergie convective par le rapport de BOWEN.  $\approx 6,51 \cdot 10^{-4}$  Pa  
Pa = pression atmosphérique en millibars.

On retrouve dans cette formule les deux termes du bilan énergétique :  
- une part exprimée à partir de l'énergie radiative :

$$R = \frac{F'(t)}{F'(t) + \gamma} R_n$$

- une part exprimée à partir du terme d'échange convectif, correspondant à l'énergie dite advective (SEGUIN, 1977) :

$$A = \frac{\gamma}{F'(t) + \gamma} E_a$$

Ces deux termes évoluent très différemment au cours de l'année. Leur variation mensuelle est reportée sur la figure 3.2.

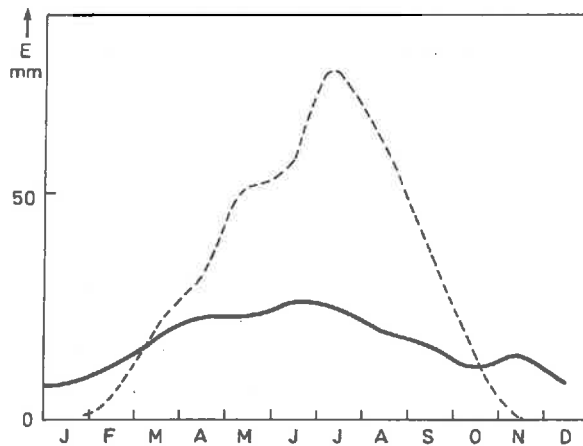


Fig. 3-2 : VARIATION DES TERMES R ET A DE PENMAN EN 1977 SUR LE MARAVANT.

Le rapport R/A varie journalièrement et passe au cours de l'année de 0 à 7. La prise en compte des phénomènes d'advection donne une très bonne représentativité à la formule de Penman, en particulier au printemps (Juin, Juillet).

L'application de l'ETP Penman a été faite sur le bassin, avec les mêmes données (cf. III.1.) d'abord au pas de temps mensuel (voir tableau ci-après) puis journalier sur les périodes étudiées.

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
1976	Ea	14	10	44	75	82	121	113	76	39	26	26	17	643
	ETP	6	9	42	78	95	125	109	89	48	27	18	9	655
1977	Ea	13	19	34	44	50	62	70	49	36	24	25	14	440
	ETP	7	17	39	54	75	84	102	79	52	24	14	7	554
	R	-	5,3	21	31	52	58	77	60	36	13	-	-	
	A	8	11,4	18	23	23	26	25	19	16	11	14	8	

L'évapotranspiration Penman sur le Maravant (en mm)

#### 6. - EMPLOI DE L'HUMIDIMETRE A NEUTRON POUR UNE MESURE DE L'ETR.

Le principe est que la variation du stock d'eau du sol entre deux dates est égale à l'ETR, à condition qu'il n'y ait pas d'écoulement latéral ou d'infiltration à régime constant. L'interprétation est délicate si on ne dispose que d'une sonde, celle-ci intégrant toute la variation hydrique du profil sans tenir compte du sens de l'écoulement (d'où l'emploi de tensio-mètres).

Toutefois, dans certains cas favorables, on peut estimer le débit nul quand l'humidité reste constante en profondeur.

Un bon exemple est fourni lors de l'étiage 1977, pendant la période non influencée par la pluie du 16 au 24/9. Le bilan s'établit ainsi :

$$P - ETR = \Delta R$$

Tous ces termes étant exprimés en lame d'eau :  $P = 1 \text{ mm}$

$\Delta R =$  moyenne pondérée sur trois profils mesurés à l'humidimètre = - 10 mm.  
Donc l'ETR observée pour cette période s'élève à 11 mm.

L'ETP calculée Penman donne une valeur de 12 mm. Ce qui est très proche puisque l'ETP représente la hauteur d'eau évaporée quand l'énergie est le seul facteur limitant.

7. - SIGNIFICATION DES DIFFERENTES FORMULES.

7.1. - *Formule de Thornthwaite.*

C'est une fonction empirique de la température ajustée pour des climats tempérés et océaniques et des périodes supérieures au mois (Coutagne préconise l'année), car n'ayant que la température comme valeur mesurée, elle s'adapte parfois mal à des changements climatiques, de plus elle aurait tendance à sous-estimer l'ETP (SEGUIN, 1977). Lors des deux années exceptionnelles, l'ETP<sub>th</sub> 1977 est supérieure à l'ETP<sub>th</sub> 1976 car, contrairement à la moyenne nationale, pour la région,  $t_{m77} > t_{m76}$ . De plus elle ne tient pas compte de l'insolation. Nous ne la prendrons donc pas en compte.

7.2. - *Formule de Turc.*

Elle donne une meilleure approche du fait de son plus grand nombre de paramètres. Mais par son caractère très général, elle convient mal à des pas de temps inférieurs au mois. Sur le versant d'Evian, elle correspond bien aux valeurs du bac à l'échelle de l'année, comme aux valeurs données par l'humidimètre. Nous prendrons la valeur ETP turc annuelle comme indicateur de l'ETR sur le bassin car l'ETP mensuelle dépasse rarement la réserve utile des sols (tableau III.3.). Globalement donc, l'évapotranspiration s'effectue au régime potentiel des formules de Thornthwaite et Turc adaptées au plateau de Vinzier.

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1965-1974	Bac	10	10	20	36	55	72	86	68	42	25	16	10	430
	Turc		1	6	36	70	93	111	85	48	23	5	1	476
1975	P	22	61	28	41	97	8	100	89	146	87	80	142	901
	ETP-Turc			2	50	97	130	112	84	37	21	5		523
	ΔRu (1)					140	13	6	11	120	140			
	Exédent d'alimentation	22	61	26		10			5	109	66	75	142	373
	ETR-Turc			2	50	87	130	112	84	37	21	5		523
	Rn		7	40	82	65	29	74	71	44	27	6		506
1977	ETR Penman	5	7	35	66	80	106	92	75	41	23	15	7	552
	Bac	6	10	20	30	60	80	90	70	45	27	12		= 460
	P	175	210	84	217	122	169	178	115	238	102	119	89	1 404
	ETP-Turc		2	22	30	65	83	111	78	46	22	8	2	469
	Exédent d'alimentation	175	201	62	187	57	86	67	37		80	111	87	1 135
	ETR-Turc		2	22	30	65	83	111	78	46	22	8	2	469
Rn		13	46	67	92	80	108	91	60	256			573	
ETR Penman	6	14	33	46	63	69	87	67	43	20	12	6	466	

(1) Réserve utile du sol comptée jusqu'à 60 cm = 120 mm.

TABEAU III.3. - EVAPOTRANSPIRATION AU MARAVANT EN mm.

### 7.3. - Les bilans radiatifs.

Ils sont beaucoup plus ponctuels. Ils peuvent donner des estimations de l'ETR, considérée sur le bassin comme une ETR maximum, à des pas de temps hebdomadaires ou journaliers. Le rayonnement net est un bon estimateur de l'ETR<sub>m</sub>, surtout l'hiver, car l'été il apparaît une limite supérieure (ETR < R<sub>n</sub>). C'est ce qui a motivé les pondérations du C.T.G.R.E.F., mais ces ajustements, comme nous le signale leurs auteurs, doivent être vérifiés hors de leur zone d'origine et ne peuvent donner que des valeurs maximum de l'ETR : la correction de GOENANA et OBERLIN (1977) sur le bassin de l'Orgeval est efficace à Thonon pour 1976, pour U ≈ 70 % mais beaucoup moins pour 1977.

### 7.4. - ETP Perman :

Elle donne par sa forme la meilleure réponse aux variations météorologiques et elle s'adapte bien au type de couvert végétal car, étant définie pour du gazon, il peut exister des ETR<sub>m</sub> supérieures à l'ETP<sup>(1)</sup>. Sur le bassin, elle donne des valeurs supérieures à l'EP bac. Aussi, pour l'utiliser en terme d'évapotranspiration réelle, nous avons introduit un indice d'évapotranspiration :  $\epsilon = \frac{ETR}{ETP}$  (BOUCHET, 1964). A cause de sa bonne approche climatique, nous l'avons choisi annuel (RIOU, 1970) et évalué par recouplement avec le bac, la formule de Turc et l'humidimètre, à  $\epsilon \approx 0,85$ <sup>(2)</sup>. Les valeurs mensuelles sont comparées dans le tableau III.3. L'avantage d'une formule ETP<sub>c</sub> purement climatique sur l'approche agronomique traditionnelle (calcul de l'ETP puis de l'ETR en fonction des réserves) est son indépendance du bilan, qui souvent, sert à calculer l'évolution des réserves.

(1)  $ETR_m = k ETP_c$  K pouvant aller jusqu'à 1,3 (PEYREMORETE et al., 1977).

(2) Cette valeur peut varier d'une année à l'autre et elle devait être légèrement inférieure en 1976 ( $\approx 0,8$ ).

### 8. - CONCLUSION.

Malgré ses nombreux facteurs, l'ETR est un des paramètres les plus constants d'une année à l'autre, en moyenne, environ 450 mm sur le bassin du Maravant (Ic à 90 % :  $\pm 20$  mm), comme pendant des années exceptionnelles 1976 et 1977. L'évaporation diminue avec l'altitude, avec une forte influence de l'humidité relative de l'air. La pluviométrie importante sur la région permet une évapotranspiration proche du taux potentiel de Turc et l'évaporation potentielle mesurée au bac colorado. Le bac est un très bon indicateur de l'ETR sur le bassin, malgré son inertie thermique (bac enterré) visible au dégel et au printemps (figure 3.3.).

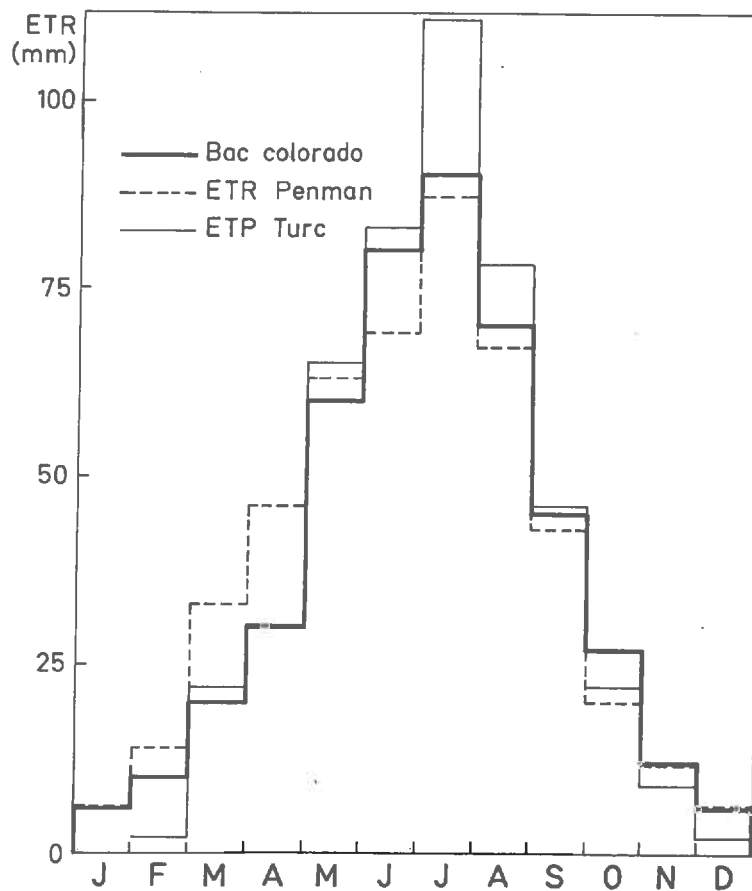


Fig. 3-3: REPARTITIONS MENSUELLES DE L'EVAPOTRANSPIRATION.

Pour les trois approches retenues, l'adéquation est assez bonne (figure 3.3.) avec dominance du Rn pour Penman au printemps, alors que la formule de Turc suit plus la température de l'air. Ces valeurs correspondent aux déficits hydriques mesurés à l'humidimètre. Ceci nous permet d'estimer l'évapotranspiration réelle du bassin avec le bac colorado et l'ETP Penman avec une précision supérieure à 10 %.

QUATRIEME CHAPITRE

ETUDE DE L'ECOULEMENT

Q U A T R I E M E    C H A P I T R E

*L'ÉCOULEMENT*

1. - MESURE DE L'ÉCOULEMENT.

1.1. - *Équipement.*

L'écoulement est calculé à partir du limnigraphe OTT placé sur la station de jaugeage à l'exutoire du bassin versant. La section ayant été nettoyée et modifiée depuis les travaux de J.J. JEREMIE, nous l'avons retaré en mesurant les débits au micromoulinet. La forme de la section, empierrée et rectangulaire sur plusieurs mètres, permet une bonne précision. Elle avoisine 5 % avec toutefois des limites : lors de fortes crues (cruve annuelle), l'écoulement est gêné par le pont, ce qui tend à sous-estimer les débits de pointe ; d'autre part, lors des étiages, la lame d'eau n'est pas toujours suffisante pour un bon rendement du moulinet.

1.2. - *Courbe de tarage.*

Une régression sur les points hauteur/débit donne une courbe de tarage exponentielle univoque<sup>(1)</sup>, représentée sur la figure 4.1. Cette courbe est assez proche de la précédente, établie par J.J. JEREMIE, avec une charnière vers 25 cm, due à une occupation complète de la section. Pendant les étiages d'été (Juillet, Août, Septembre), il faut diminuer les hauteurs d'un centimètre pour une meilleure précision, à cause du développement d'algues qui réduisent légèrement la section (effet de fond).

L'expression mathématique de la courbe de tarage s'écrit comme suit :

- basses eaux, proches de l'écoulement critique :

$$Q \text{ (l/s)} = 7,4 \cdot 10^{-5} (h - 5)^{4,5} \quad (h \text{ en cm})$$

(1) Univoque car le fond est stable, la pente faible : 0,5 % sur 13 m, entre l'échelle et le radier du pont.



Ceci jusqu'à 24,2 cm avec  $r = 0,99$

En été :

$$Q = 7,4 \cdot 10^{-5} (h - 6)^{4,5} \quad \text{jusqu'à } 25,9 \text{ cm}$$

- hautes eaux :

$$Q = 4,6 \cdot 10^{-2} h^{2,16} \quad \text{avec } r = 0,98$$

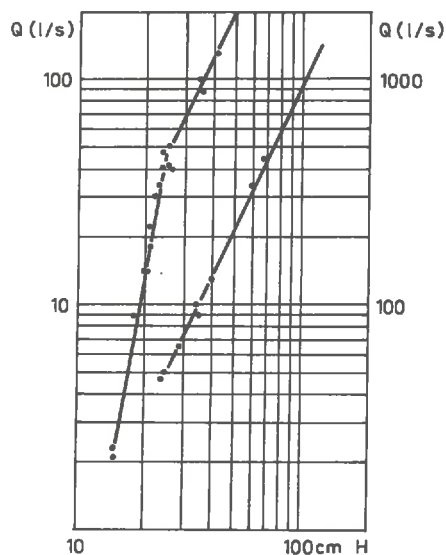


Fig. 4-1: COURBE DE TARAGE DU MARAVANT

### 1.3. - Précision du calcul de l'écoulement.

Elle est limitée par deux types d'erreurs sur la courbe de tarage :

a) erreurs sur les débits : proche de 5 %

b) erreurs de lecture sur le limnigramme à  $\pm 0,5$  cm et jusqu'à 1 cm en crue, ce qui crée une erreur de 1 à 10 l/s suivant la hauteur à l'échelle, soit une erreur relative de 5 %, pouvant atteindre 50 % en étiage.

Quand on traduit en lame d'eau, il s'y ajoute l'imprécision sur la surface du bassin, égale à 3 %.

Les bilans d'écoulement ne pourront donc être évalués qu'avec au moins 15 % d'erreurs, d'autant plus que les débits mesurés à la station de jaugeage ne représentent pas tout l'écoulement réel. Il existe en effet

un captage de source, alimentant en eau potable la commune de Larringes, en dehors du bassin, avec un débit de 1 à 3 l/s suivant la saison, soit une moyenne annuelle de 2 l/s, soit encore  $63 \cdot 10^3 \text{ m}^3$  ou une lame de 21 mm. D'autre part, il y a des pertes probables l'hiver par écoulement latéral dans les sols sur la bordure nord du bassin. Elles restent faibles, comme le montre l'application ci-dessous d'après la loi de Darcy.

Autour de l'exutoire :  $K \approx 10^{-4} \text{ m/s}$ ,  $e = 1 \text{ m}$ ,  $L = 500 \text{ m}$ ,  
 $i \approx 1 \%$ ,  $Q \approx 0,5 \text{ l/s}$ .

Limite nord du bassin :  $K \approx 10^{-4} \text{ m/s}$ ,  $e = 1$ ,  $L = 1 \text{ km}$ ,  $i \text{ extérieur} \approx 5 \%$ ,  
 $Q \approx 5 \text{ l/s}$  soit en lame  $\approx 0,2 \text{ mm/jour}$ .

## 2. - ETUDE DES DEBITS.

Les débits moyens annuels sont reportés dans le tableau IV.1.

### 2.1. - *Débits annuels.*

L'analyse statistique montre un très fort coefficient de variation : 43 % sur 13 ans, ce qui donne très peu de précision aux estimations de débits :  $\pm 20 \%$  à  $5 \%$  de risques d'erreurs et la rend illusoire sur les débits extrêmes. Le rapport des valeurs extrêmes est de 4,5 soit une variabilité bien supérieure à celle de la pluie. Les valeurs des débits annuels observés semblent assez proches de leur fréquence théorique. Toutefois l'écoulement de 1977, inférieur au module décennal fort, n'est pas aussi exceptionnel que sa pluviométrie (récurrence  $\approx 80$  ans).

A l'inverse, 1976 a un écoulement plus faible que 1971, minimum observé de pluviométrie, mais il faut tenir compte de l'imprécision des bilans annuels calendaires plus commodes, qui masquent des reports de neige d'une année sur l'autre.

	Débits l/s	Lame mm	Débit spécifique l/s/km <sup>2</sup>
1965	64	672	21
1966	74	773	25
1967	63	665	21
1968 maximum	98	1034	33
1969	51	539	17
1970	61	628	20
1971	22	236	7,3
1972	26	275	9
1973	31	328	10
1974	57	600	19
1975	50	527	16,7
1976 minimum	21,8	230	7,3
1977	74,2	780	24,7
Moyenne	53,3	561	18
Intervalle de confiance à 90 %	± 11	± 116	± 3,7
Module décennal fort	83	872	28
Module décennal faible	24	252	7,9

Tableau IV.1. : Ecoulements annuels du Maravant

2.2. - Débits mensuels.

Les valeurs sont indiquées dans le tableau et figure 4.2. Ils sont caractérisés par deux maximums, en Février-Mars à cause de la fonte des neiges et en Novembre-Décembre, à la suite des fortes pluies d'automne et donc par deux minimums d'importance différente, un court en Janvier pendant le stockage neigeux et un étiage d'été de Juin à Octobre. Cet étiage correspond pourtant à des mois pluvieux, Juin et Août, mais aussi à la plus forte demande de l'ETP.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1976	7,9	23	37	13,3	5,5	1	0	0,2	6,1	14,6	27,4	125	21,8
1977	75	252	45	141	83,3	33,6	48	52	14,4	17,8	57,4	71	74,2
Maximum	130	252	126	161	88	111	48	187	148	118	138	162	C.V. inter-mensuel
Minimum	4	7,5	36	7	5	0,9	0	0,2	0,1	0,7	16	16	
Moyenne 1965-1977	52	82	72	69	47	37	26	34	37	31	72	78	38 %
Coefficient de variation (%)	72	90	42	70	60	71	60	145	121	103	55	56	
Coefficient mensuel	1,05	1,54	1,35	1,29	0,88	0,69	0,49	0,63	0,69	0,58	1,35	1,46	
Intervalle de confiance à 90 %	20	36	15	24	14	13	8	24	22	16	20	21	
Précision	35	44	21	34	30	35	30	71	60	51	27	28	

TABLEAU IV.2. - DEBITS MENSUELS DU MARAVANT EN l/s.

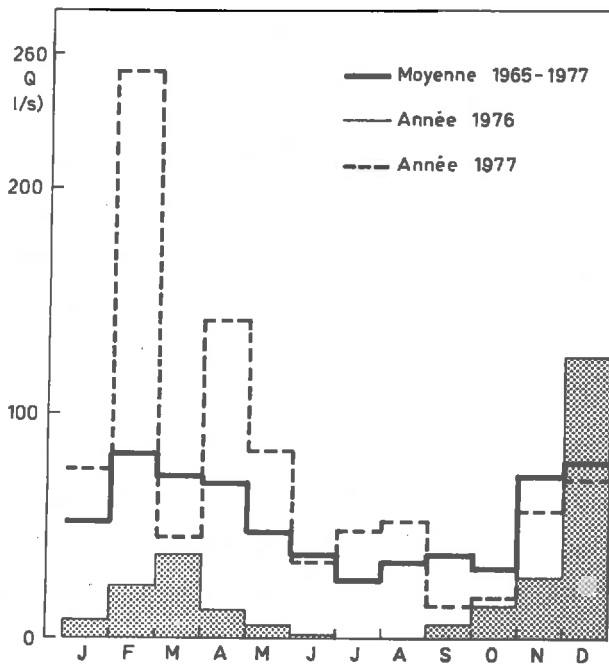


Fig. 4-2 : DEBITS MENSUELS DU MARAVANT

Le régime du Maravant est de type nivo-pluvial, avec toutefois de fortes variations d'une année à l'autre suivant les précipitations et l'état des réserves du sol, variabilité surtout des mois d'Août, Septembre et Octobre (écart type supérieur à la moyenne).

### 2.3. - Courbes de fonctionnement.

Ce sont les courbes cumulées des lames d'écoulement mensuelles par rapport aux précipitations mensuelles (figure 4.3.). La pente représente le coefficient d'écoulement annuel du bassin versant. Les valeurs sont reportées dans le tableau IV.3. Le coefficient d'écoulement annuel varie de 71 % en 1966 et 1968 à 26 % en 1976. La moyenne annuelle (1965 à 1977) est de 46 %, avec un coefficient de variation de 30 %. Et l'on voit à nouveau que 1976 correspond à l'écoulement minimum et que 1977 possède un coefficient d'écoulement (48 %) proche de la moyenne malgré la pluviométrie exceptionnelle, ce qui fait supposer une variation interannuelle des réserves.

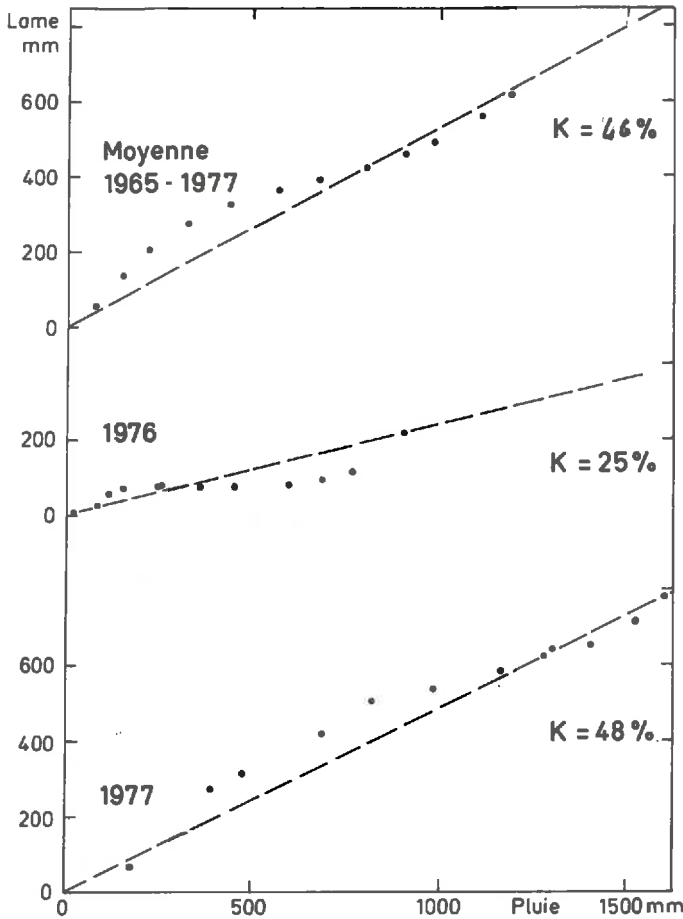


Fig. 4-3: COURBES DE FONCTIONNEMENT DU MARAVANT

Mensuellement, le coefficient d'écoulement a deux maximums : Mars et Décembre. Il reste au-dessous de la moyenne de Mai à Octobre, ce qui correspond à un changement du type d'écoulement du sol qui nous servira de limite saisonnière.

Hiver ( $s_{e,l}$ ) : de Novembre à Avril.

Eté : de Mai à Octobre.

Les écoulements supérieurs aux précipitations des mois de Février et Mars sont dus à la fonte du stock neigeux, tandis que les fortes valeurs en Novembre et surtout Décembre correspondent aux fortes pluies sur un sol saturé. Comme pour la pluie,

c'est l'écoulement du mois d'Août qui, d'une année à l'autre, présente la plus grande variabilité.

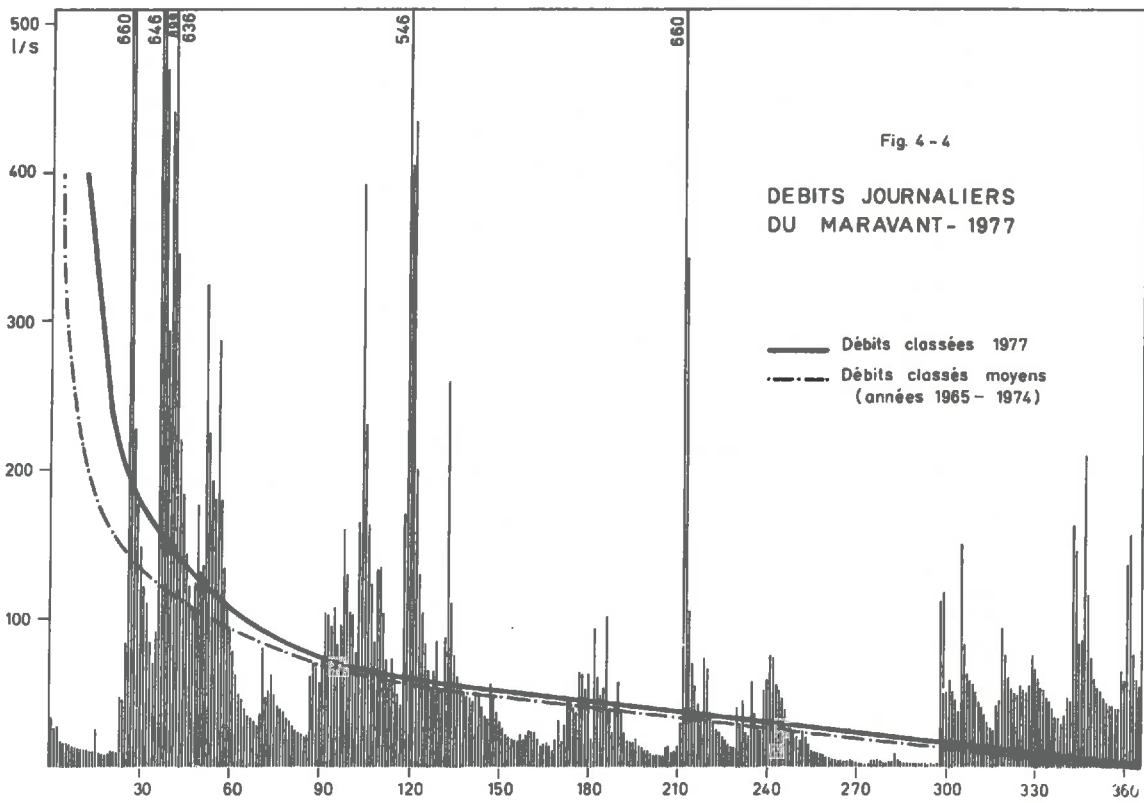
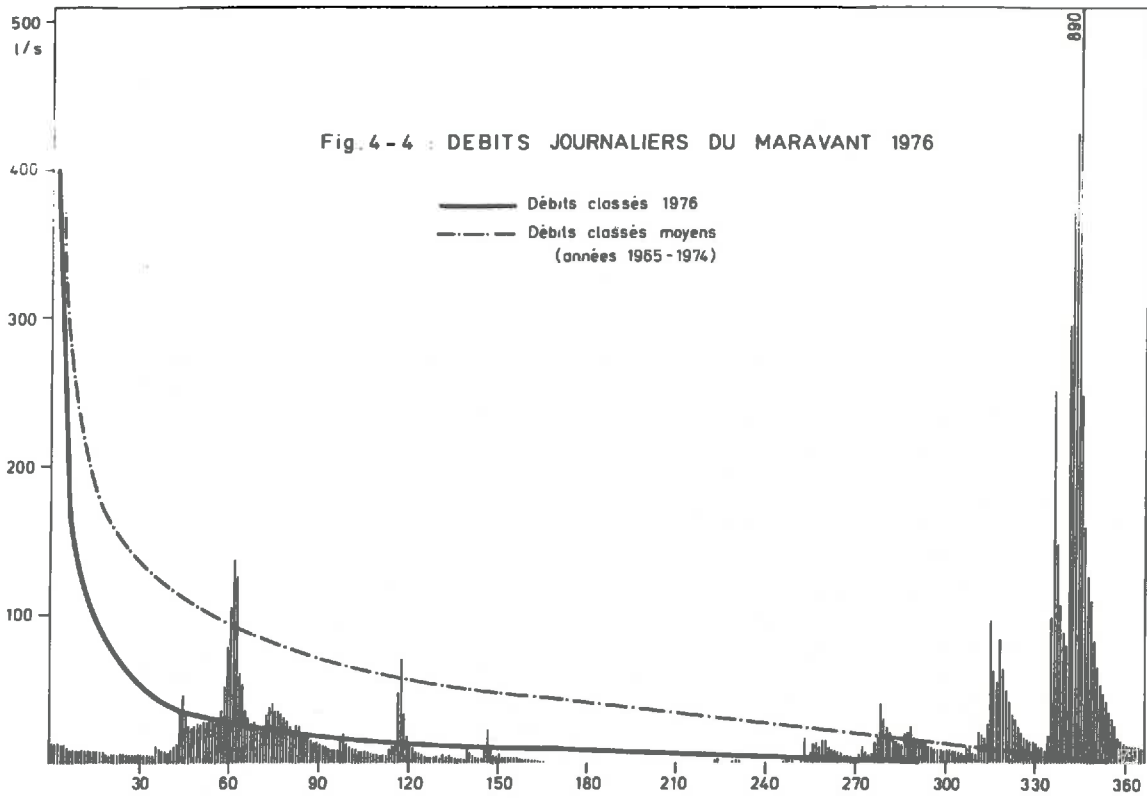
#### 2.4. - Débits journaliers.

C'est leur chronique qui servira pour les calculs d'hydrogramme. Leurs valeurs pour 1976 et 1977 sont reportées sur la figure 4.4. et dans les tableaux A4 en annexe. Les débits classés (cf. tableaux A4) nous donnent les débits caractéristiques annuels (tableau IV.4.).

Année		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1965	P (mm)	62	17	111	108	129	85	212	100	172	52	147	153	1 346
	L (mm)	51	39	113	27	47	16	28	15	70	33	91	145	678
	K (%)	82	229	102	25	36	19	13	15	41	63	62	95	50
1966	P (mm)	83	104	56	189	115	75	73	96	68	104	53	68	1 084
	L (mm)	116	110	69	115	68	21	7,7	15	22	33	72	124	773
	K (%)	140	106	123	61	59	28	11	16	32	32	136	182	71
1967	P (mm)	51	40	63	34	155	98	111	104	145	83	188	102	1 174
	L (mm)	87	60	96	61	65	47	9	1,9	11	24	119	86	686
	K (%)	171	150	152	179	42	48	8	2	8	29	63	84	57
1968	P (mm)	120	103	50	105	113	82	139	290	187	78	81	114	1 482
	L (mm)	103	141	85	55	79	15	41	167	128	67	66	88	1 034
	K (%)	86	137	170	52	70	18	29	58	68	86	81	77	71
1969	P (mm)	57	52	84	111	112	175	92	171	84	9	171	41	1 158
	L (mm)	51	48	100	64	56	42	29	35	36	3,4	37	38	540
	K (%)	89	92	119	58	50	24	32	20	43	38	22	93	47
1970	P (mm)	88	132	86	184	58	151	77	170	58	77	168	42	1 281
	L (mm)	57	112	66	139	27	25	20	47	10	17	76	32	628
	K (%)	65	85	77	76	47	17	26	28	17	22	45	76	49
1971	P (mm)	68	33	101	74	108	120	31	119	47	49	114	17	881
	L (mm)	31	14	58	31	37	28	7,4	1,1	0,13	0,6	13,4	13,9	236
	K (%)	46	42	57	42	34	23	24	1	0,3	1,2	12	82	27
1972	P (mm)	9	67	54	110	75	168	125	59	41	54	161	62	885
	L (mm)	5,8	19,2	48	40	7,1	30	29	4,1	0,89	0,73	56	34	275
	K (%)	64	28	89	36	9	18	23	7	2	2	35	55	28
1973	P (mm)	42	27	12	112	93	131	162	109	130	72	47	75	1 032
	L (mm)	3,7	6,1	32	45	41	41	33	23	18	22	14	48	328
	K (%)	10	13	267	40	44	31	20	21	14	31	30	64	32
1974	P (mm)	59	76	54	40	159	226	78	80	92	144	145	72	1 225
	L (mm)	24	60	43	6,3	29	96	35	6,9	18	105	110	66	800
	K (%)	41	79	80	15	18	42	45	9	20	73	76	92	49
1975	P (mm)	88	10	105	62	93	154	40	185	161	61	165	58	1 182
	L (mm)	53	21	46	56	11	27	22	33	89	29	81	58	527
	K (%)	60	210	44	90	12	18	55	18	55	48	49	100	45
1976	P (mm)	22	61	28	41	97	8	100	89	146	87	80	142	801
	L (mm)	7	19,2	33	11,5	4,9	0,8		0,2	5,3	13	23,7	111	280
	K (%)	32	31	118	28	5	10		0,2	4	15	30	78	26
1977	P (mm)	175	210	84	217	122	169	178	115	23,8	102	119	89	1 809
	L (mm)	67	203	40	122	74,3	29	42,8	46,5	12,4	15,8	49,6	63,5	780
	K (%)	38	97	48	56	61	17	24	40	52	15	42	71	40
K		71	100	111	58	37	24	24	18	27	35	52	88	48
C.V.		62	67	54	72	56	45	62	91	82	75	62	35	32
IC à 90 %		21	33	29	20	10	13	7	8	11	13	16	27	8
Coefficient mensuel		1,3	1,9	2	1	0,7	0,5	0,5	0,3	0,5	0,7	1	1,7	12
Pourcentage annuel		11	14	18	9	6	4	4	3	4	6	8	14	100
Maximum		171	229	267	179	70	48	55	58	68	86	136	182	71
Minimum		10	13	44	15	5	10		0,2	0,3	1,2	12	55	26

K mensuel n'est valable que sur un grand nombre de valeurs car les limites sont arbitraires.

TABEAU IV.3. - COEFFICIENTS D'ÉCOULEMENT.



		1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	$\bar{Q}$	C.V. (%)
DC	1	568	455	488	515	253	730	323	496	508	918	709	890	900	596	36
	5	371	340	229	391	202	337	156	298	181	269	311	251	636	305	
	10	338	200	194	340	176	302	129	149	134	212	229	126	433	228	
	30	218	167	132	237	112	152	68	77	88	135	131	52	177	135	
	90	76	104	90	117	70	77	25	27	37	80	62	19	76	66	
	180	33	64	58	75	45	29	12	10	16	33	28	8,4	45	35	61
	270	16	21	24	48	21	14	2	4	6	14	12	2,5	19	15,6	103
	335	6	9	1,4	12	5	8	0	0,3	3	5	9		11	5,3	
	355	1,2	2	0	7	1	5	0	0	2	4	6		2,3	2,3	
	360	0,6	0,7	0	0,6	0,6	4	0	0	1,6	3	5		2,3	1,4	
	365	0,4	0	0	0,2	0,2	3	0	0	1	2	2		1,5	0,8	

TABLEAU IV.4. - DEBITS CARACTERISTIQUES DU MARAVANT EN l/s.

### 2.5. - Etude des tarissements.

Pendant les périodes non influencées par des pluies ou par la fonte d'un stock neigeux, l'écoulement est fonction des réserves du bassin versant et de leur capacité au drainage, ce qui est lié à l'écoulement latéral et à la présence d'une nappe superficielle temporaire, d'où l'importance du facteur saisonnier. Aussi continuant l'étude de J.J. JEREMIE nous avons repris la loi de MAILLET :  $Q(t) = Q_0 e^{-\alpha t}$ , pour décrire le drainage du bassin versant en 1976 et 1977.

Les débits s'arrangent suivant trois familles de droites sur un diagramme temps/log des débits :

- le ruissellement, avec une pente rapide pendant 3 à 4 jours après la pluie,
- un ressuyage des réserves superficielles qui est le mode d'écoulement le plus fréquent, et peut se maintenir 10 à 15 jours,
- un tarissement qui commence parfois à des débits élevés et correspond à la pente la plus douce ( $\alpha < 0,1$ ) dans la dernière phase de l'écoulement.

Les paramètres des exponentielles de tarissement de 1976 et 1977 sont reportés dans le tableau IV.5. et présentés dans la figure 4.5.

Comme on pouvait s'y attendre, les pentes d'été sont plus inclinées que celles d'hiver à cause de l'ETR. De plus, la charnière n'est pas toujours visible car elle ne s'observe pas à un débit fixe, mais correspond à un type d'écoulement, donc de réserve.



	1er trimestre		2ème trimestre		3ème trimestre		4ème trimestre	
	Q <sub>o</sub>	α	Q <sub>o</sub>	α	Q <sub>o</sub>	α	Q <sub>o</sub>	α
Année moyenne 1965 + 1977	78	0,070	82	0,093	42	(0,12)	59	0,066
Pentes maxima	106	0,098	127	(0,19)	77	(0,26)	63	0,1
Pentes minima	17	0,037	95	0,050	12	0,048	82	0,030
1976	24	0,09	3,9	0,13	1,2	(0,5)	14	0,08
1977	17	0,069	20	0,036	11	0,09	-	-
1978	31	0,06	-	-	14	0,11		

- Tarissement non observé.

( ) Pente probablement due à des sols et non à des tarissements.

TABLEAU IV.5. - PARAMETRES SAISONNIERS DES EQUATIONS DE TARISSEMENT DU MARAVANT

$$(Q = Q_0 e^{-\alpha t}).$$

Par exemple, les tarissements de 1976 se font avec des pentes différentes. Celui de Juin (figure 4,5.) a une pente de ressuyage ( $\alpha = 0,13$ ) s'étalant sur 15 jours, jusqu'à l'assèchement complet du ruisseau. C'est-à-dire sans les réserves de la moraine qui soutiennent habituellement la fin de l'écoulement. Celui d'Août a une pente de tarissement encore plus rapide ( $\alpha = 0,5$ ), après une pluie. Il n'y a pas d'écoulement retardé par des réserves, ce qui indique aussi le bilan :  $L = 0,1$  mm sur 17 mm de pluie efficace. Donc, pendant la sécheresse de 1976, le déficit des réserves ne leur permet pas d'alimenter le ruisseau. Par contre après l'automne pluvieux, on peut observer (fin octobre) un tarissement lent, soutenu par la moraine ; le volume d'eau susceptible d'alimenter l'écoulement<sup>(1)</sup> n'est cependant que de 4 mm après une recharge de plus de 200 mm.

(1) Intégrale de la formule de Maillet :

$$R_L = \int_{t=0}^{\infty} Q(t) dt \quad \text{soit } R_L = \frac{Q_0}{\alpha} \cdot 86,4 \text{ (en m}^3\text{)}$$

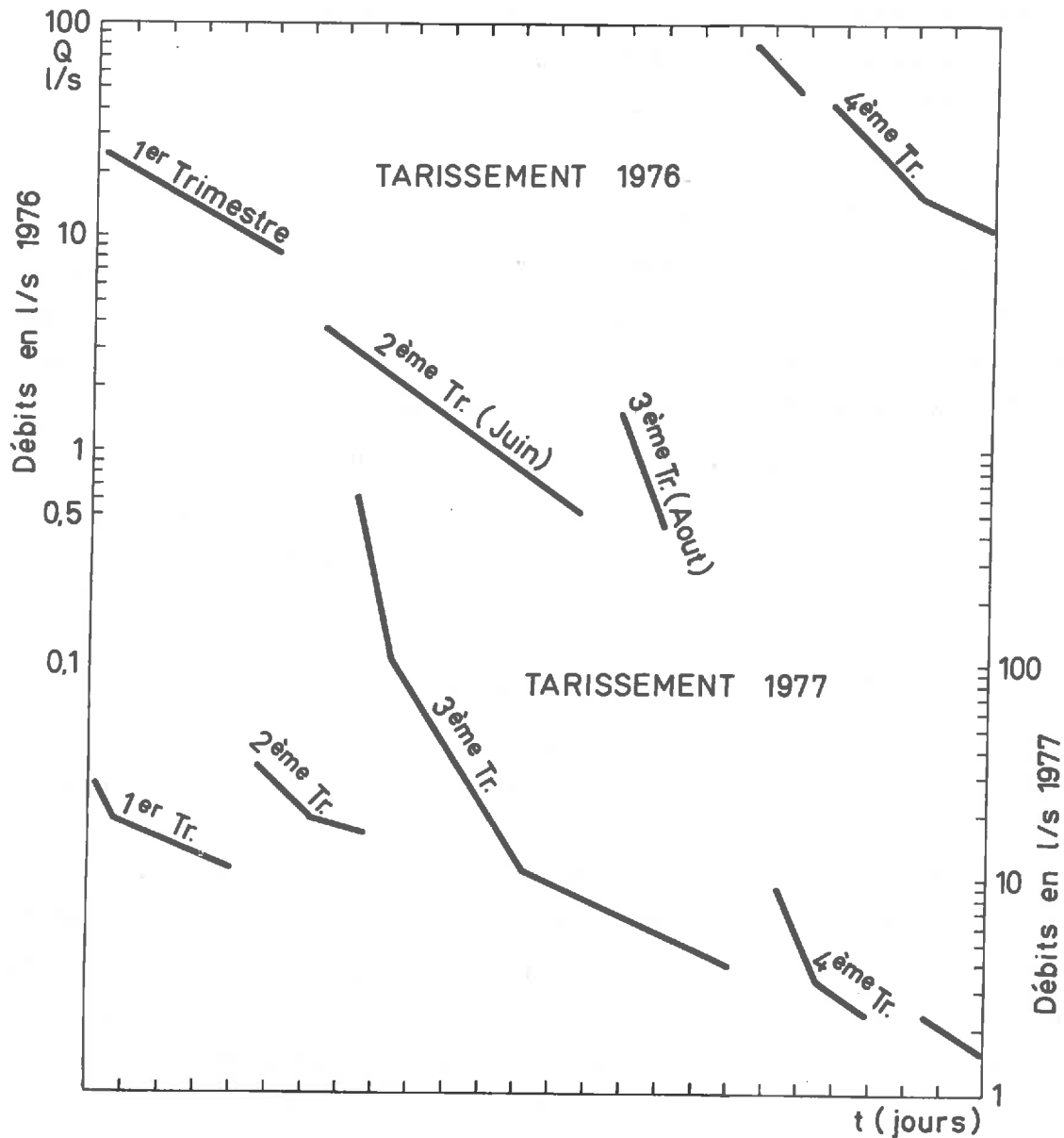


Fig. 4-5 : COURBES DE TARISSEMENT

Sur le tableau IV.5., on voit aussi que le débit initial ( $Q_0$ ) au début de la courbe de tarissement ( $s, s$ ) augmente pendant l'automne jusqu'au printemps, atteint un maximum autour d'avril après la fonte neigeuse, puis décroît. Ce débit est représentatif du potentiel d'écoulement de la nappe. Ainsi l'on voit qu'en 1977 les droites de tarissement démarrent avec des débits charnières faibles, même en automne. Ce qui confirme que l'aquifère n'a pas encore récupéré la totalité de ses réserves.

Sur les tarissements antérieurs (1965 à 1974 étudiés par J.J. JEREMIE) on pouvait observer des phénomènes semblables, par exemple pour les années

1971-1972. Plus généralement les pentes de tarissement sont plus fortes les années sèches. Pour des réserves équivalentes (piézomètres et débits de base) elles sont moins inclinées l'automne pendant lequel l'alimentation continue qu'au printemps pendant lequel les réserves se vidangent.

### 2.6. - Influence de l'évapotranspiration.

Pendant le tarissement de juin 1976, peu avant l'interruption de l'écoulement, nous avons pu observer, comme J.J. JEREMIE en Août 1975 sur le même ruisseau, l'influence journalière de l'ETR. Elle ajoute une composante sinusoïdale au tarissement ce qui se caractérise par :

- une baisse rapide du débit entre 14 et 18 heures,
- une remontée plus lente et moindre entre 22 et 8 heures,
- une amplitude relative importante, vu le faible débit du ruisseau de 15 à 40 %.

Pour l'année 1977 où la pluviométrie importante a reporté l'étiage à la fin octobre (ETR faible), le phénomène n'est pas visible, si ce n'est lors de décrues en paliers en août, où la baisse de niveau journalière du ruisseau se fait préférentiellement entre 16 et 18 heures. La mise en évidence de ces oscillations est souvent gênée par le manque de périodes non influencées suffisantes. Toutefois nous avons pu l'observer de nouveau en août 1978 bien que le limnigramme ne présente pas d'oscillations mais une décrue par paliers entre 14 et 18 heures (figure 4.6.). L'étude de ce dernier cas montre que cette phase de la décrue correspond à une pente d'écoulement hypodermique ( $\alpha = 0,27$ ), c'est-à-dire au ressuyage des sols, ce qui est confirmé par l'humidimètre, les sols possédant encore un peu d'eau gravitaire. C'était déjà le cas en 1976 (cf. II.5.). Plus tard, après le changement de régime, le phénomène s'amortit dans un tarissement lent du ruisseau, c'est donc un phénomène de surface.

En août l'ETP est importante, environ 2,7 mm/jour. Sur 3 kilomètres carrés, elle peut aisément expliquer les variations du débit. Ces variations, bien que s'amenuisant, augmentent en importance relative avec la diminution du débit journalier, de 12 à 25 %, tant que le sol possède de l'eau libre à retenir ou à fournir.

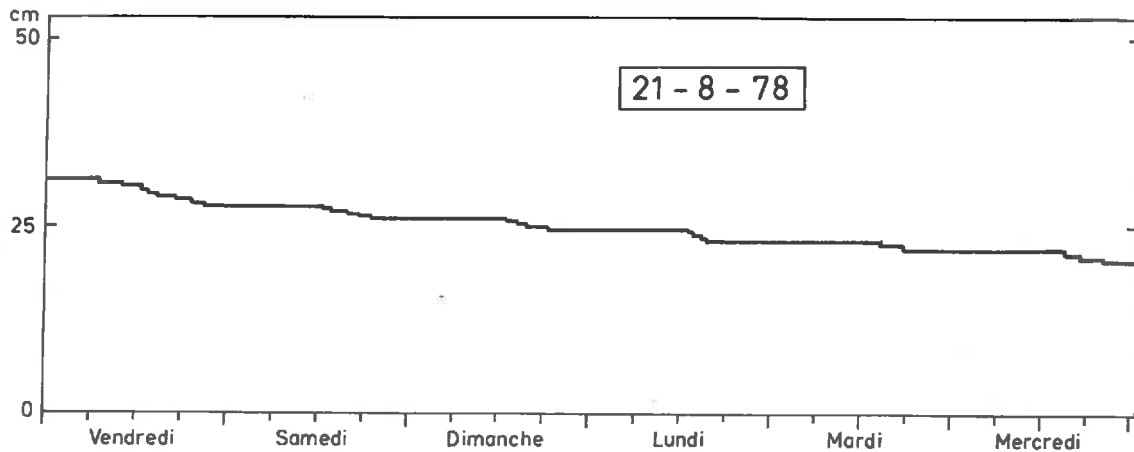


Fig.4-6 : TARISSEMENT SOUS EVAPOTRANSPIRATION

Ces oscillations ont été étudiées par CALLEDE (1977) sur des bassins de perméabilité proche ( $10^{-5}$  m/s) sous couvert végétal. C'est la succion de leurs racines qui, au maximum de transpiration de la journée préleverait, mais surtout freinerait la dynamique de l'eau dans le sol. Sur le Maravant, le niveau de la nappe ne semble pas jouer un rôle important car si elle était haute en 1978, son niveau était bas en 1976, c'est sans doute pourquoi il n'y a pas de gonflement du débit pendant la nuit, mais un palier.

### 3. - CONCLUSIONS A L'ECOULEMENT.

Le bassin versant constitue le bassin amont du Maravant, compris entre 840 et 930 m d'altitude.

L'écoulement annuel de 1965 à 1977 est de 53 l/s, soit un débit spécifique de 18 l/s/km<sup>2</sup> ce qui est proche des valeurs régionales.

Le régime, influencé par les pluies d'automne et le stock neigeux, est nivo-pluvial, avec deux maximums de printemps et d'automne.

L'écoulement a une répartition interannuelle beaucoup plus dispersée que la pluie (CV = 43 %, amplitude 804 mm, rapport des valeurs extrêmes = 4,5) ce qui indique sa dépendance vis à vis des autres facteurs.

Les débits instantanés peuvent varier de  $1,5 \text{ m}^3$  à 0 en étiage.

Le coefficient d'écoulement annuel moyen est de 46 %, la majeure partie se faisant en écoulement différé dans le sol, puis dans la nappe.

Les courbes de tarissement mettent en évidence trois origines pour l'écoulement :

- un écoulement de surface venant surtout du réseau hydrographique formant réserve de surface,
- un écoulement différé, venant latéralement des sols,
- un écoulement de nappe, fourni par la moraine.

Schématiquement nous utiliserons la terminologie suivante :

- |  |  |   |                           |
|--|--|---|---------------------------|
| - Ruissellement                                |  | } | Écoulement<br>superficiel |
| - Écoulement latéral<br>hypodermique<br>du sol |  |   |                           |
| - Écoulement souterrain<br>profond<br>de nappe |  |   |                           |

Le contraste entre les années étudiées (1976-1977) est moindre pour l'écoulement que pour la pluviométrie, ceci tant en amplitude ( $Q_{77} - Q_{76}$ ) qu'en fréquence d'apparition.

A l'échelle annuelle, les bilans accusent des pertes d'environ 15 %, qui sont à la limite des marges d'erreurs, mais elles sont significatives par leur constance.

CINQUIEME CHAPITRE

ETALONNAGE DE L'HUMIDIMETRE

C I N Q U I E M E    C H A P I T R E

*ETALONNAGE DE L'HUMIDIMETRE*

1. - PRESENTATION GENERALE DE L'HUMIDIMETRE A NEUTRONS.

*1.1. - Description.*

Le C.R.G. dispose d'un humidimètre à neutrons N.E.A. (Nordisk Elektrisk Apparatfabrik) soit :

- Une sonde de profondeur humidimètre/densimètre disposant sur un même tube d'acier,

d'une source de neutrons rapides americium 241/beryllium de 30 mCi et d'une période de 458 ans,

d'une source de rayons gamma détachable de césium 137 de 1,2 mCi et d'une période de 30 ans,

d'un détecteur (cristal scintillateur au lithium) suivi d'un photomultiplicateur et d'un préamplificateur. Le tout coulisse dans un blindage de P.V.C. et plomb muni d'un compteur de profondeur.

- Une échelle de comptage B.A.S.C. fonctionnant sur accumulateur amplifie et discrimine suivant leur niveau d'énergie les impulsions du cristal, puis elle les intègre et les affiche, avec possibilité d'enregistrement.

- Un étalonnage du constructeur, pour le densimètre : 1 droite : comptage  $\gamma$ /densité humide et pour l'humidimètre : 1 faisceau de droites (figure 5.1.), comptage neutrons lent/humidité volumique en fonction de la densité, plus quelques indications sur le sens de la correction à apporter dans des sols absorbants riches en argiles, bore, chlore, fer.

C'est un appareil sensible, de 0 à 100 % d'humidité, précis puisque l'on enregistre une variation d'environ 700 impulsions par minute pour 1 % de variation d'humidité. L'appareil a une autonomie de 15 heures et fonctionne à des températures comprises entre - 10 et 50°C. Il est utilisable sur le terrain, cependant il est lourd et non étanche.

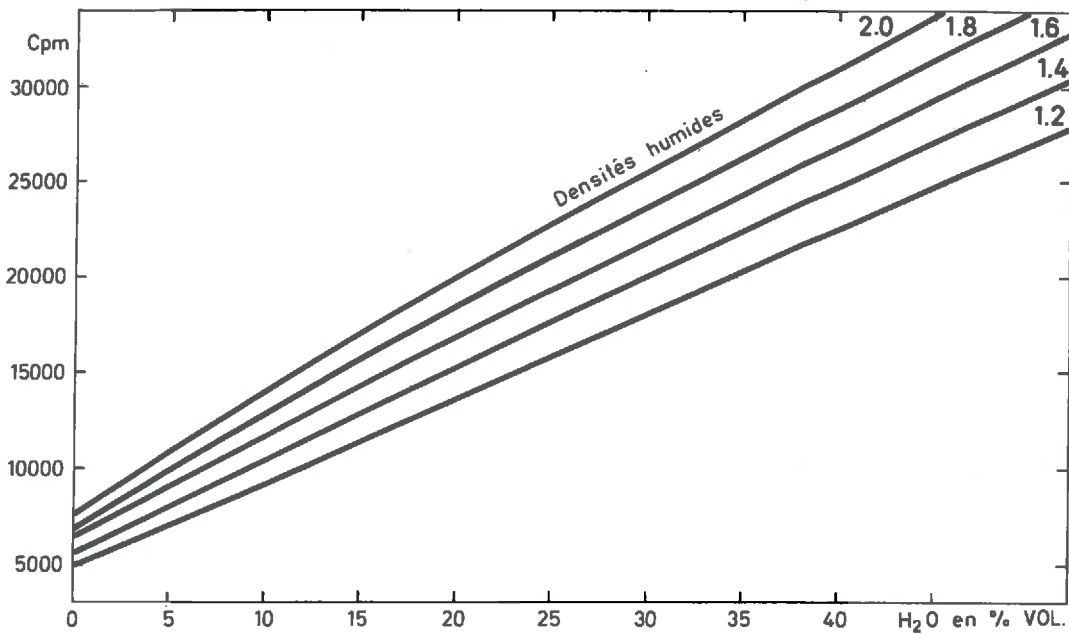


Fig. 5-1 : ETALONNAGE DE L'HUMIDIMETRE

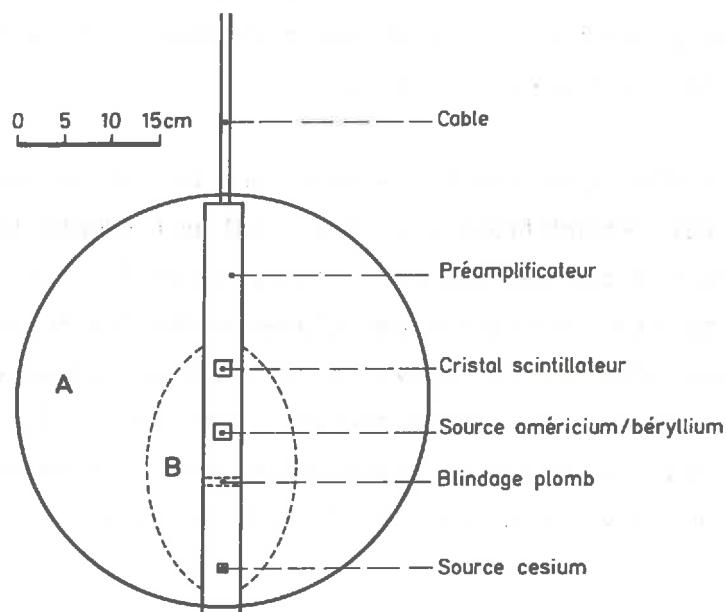
1.2. - Principe.

- L'humidimètre : Le principe de la mesure est connu et ne sera rappelé que pour mémoire. Le principe de l'humidimètre à neutrons est basé sur le ralentissement de ceux-ci lors de leur propagation dans le milieu. Le beryllium, bombardé par l'américium radio-actif ( $\gamma$ ) émet un flux de neutrons rapides qui vont percuter en choc élastique les noyaux du milieu en leur cédant une partie de leur énergie, d'autant plus importante que leur masse est proche de 1.

Le rapport de l'énergie incidente à l'énergie finale est  $\frac{E1}{E2} = \frac{A^2 + 1}{(A+1)^2}$  pour un neutron de masse 1 et une cible de masse A. On calcule que pour ralentir un neutron rapide (5,5 MeV) au stade thermique (vitesse uniquement due à l'agitation thermique), il faut environ 18 collisions avec des atomes d'hydrogène, 150 collisions avec des atomes d'oxygène et 261 collisions avec du silicium.



Les chocs et les directions étant aléatoires, une partie des neutrons ralentis est retrodiffusée et comptée sur le cristal scintillateur. L'appareil fournit un comptage proportionnel à la présence d'atomes d'hydrogène dans une certaine "sphère d'influence"<sup>(1)</sup> avec une influence de sa densité.



A = Sphère de rétrodiffusion de 90% des neutrons ( $\theta = 30\%$ )  
 B = Ellipse de transmission  $\gamma$

Fig. 5-2 : SPHERES D'INFLUENCES.

- (1) La sphère d'influence est le volume approché d'intégration de la mesure (figure 5.2.). Formule de Van Bavel : 95 % des neutrons se trouvent dans une sphère de diamètre :

$$D \text{ (cm)} = 30 \sqrt[3]{\frac{100}{\theta}} \text{ autour de la source}$$

$\theta$  = humidité volumique

Le volume de mesure varie donc avec l'humidité du milieu, d'autre part la densité de neutrons est beaucoup plus grande au voisinage de la source, ce qui donne une importance majeure à la zone jouxtant le tube.

- Le densimètre est basé sur l'effet Compton, c'est-à-dire sur la diffusion d'un rayonnement gamma qui s'affaiblit par collision avec les atomes du sol (surtout avec leurs électrons, ce qui produit des photons et des  $\gamma$  de plus basse énergie).

Sur la sonde N.E.A., la source et le cristal étant sur un même tube, un écran de plomb est interposé entre la source et le compteur. Le densimètre détecte les rayons diffusés.

Le flux d'origine étant constant, une partie du rayonnement affaibli (effet Compton) est rétrodiffusé sur le cristal qui compte les photons, d'énergie plus faible que les neutrons lents, grâce à un seuil discriminateur. Cette transmission étant perturbée par l'absorption des photons par le milieu (effet Compton puis photoélectrique), le comptage est inversement proportionnel au nombre d'atomes autour de la source, c'est-à-dire à la densité apparente humide du sol. Le volume de mesure plus petit, forme un ellipsoïde de diamètre de 6 à 10 cm entre la source et le détecteur.

## 2. - ETALONNAGE.

### 2.1. - *Étalonnage gravimétrique semi-empirique.*

Il existe différents types d'étalonnages :

- étalonnage du constructeur,
- étalonnage avec l'humidité pondérale des échantillons,
- étalonnage chimique calculé (Nuclear Chicago),
- étalonnage par diffusion neutronique (Cadarache).

Nous avons choisi la technique mise au point par NORMAND (1973) au CTGREF sur un appareil identique.

Elle se décompose en :

- un ajustement linéaire sur les abaques du constructeur, c'est-à-dire que l'on remplace les courbes fournies par le constructeur (figure 5.1.) par un faisceau de droites. La linéarité est bonne, sauf pour des humidités très faibles à de fortes densités. L'erreur maximale atteint 2 % pour une humidité de 9 % jamais observée dans nos sols. Cet ajustement

donne une représentation mathématique plus maniable de la forme :

$CpHv = \gamma \theta + \delta$  ( $CpHv$  = comptage de l'humidimètre en impulsions par minute,  $\theta$  = humidité volumique,  $\gamma$  et  $\delta$  = paramètres fonction de  $dh$ ).

On voit graphiquement que ces ajustements forment un faisceau que l'on peut décomposer en paramètres simples de la densité humide ( $dh$ ) :

$$\delta = D \cdot dh + E \quad \text{et} \quad \gamma = F \delta + G$$

Nous avons déterminé pour notre sonde les paramètres du "sol normal" du constructeur. Toutefois s'ils sont plus commodes pour le calcul, ils ne tiennent pas compte du chimisme du sol.

C'est pourquoi NORMAND a fait varier les paramètres  $F$  et  $G$ , ce qui donne un nouveau faisceau de droites à chaque variation, donc de nouvelles humidités volumiques et pondérales pour un même comptage. Les faisceaux extrêmes pour une densité de 1,6 sont dessinés figure 5.3. On compare ensuite les profils d'humidité pondérale ainsi obtenus avec les échantillons prélevés lors de la mise en place du tube, et l'on choisit les coefficients donnant la meilleure similitude, compte tenu des volumes de mesure différents et des hétérogénéités. Ceci permet de compenser les influences physico-chimiques du sol. Le traitement des comptages a été automatisé et pour chaque correction désirée un programme calcule les coefficients  $D, E, F, G$ . et le profil d'humidité correspondant.

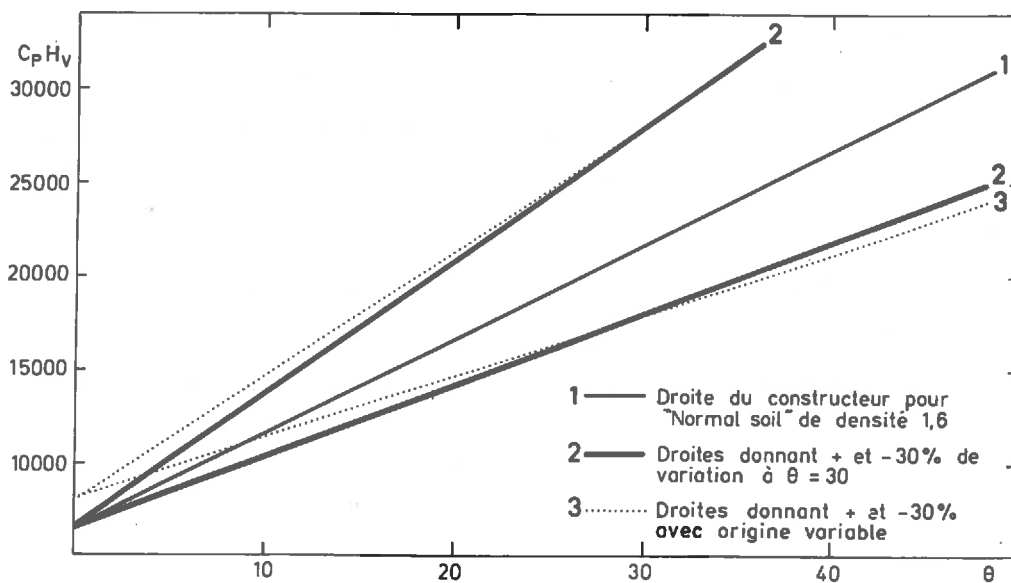


Fig. 5-3 : VARIATIONS DU FAISCEAU D'ETALONNAGE

Deux cas ont été étudiés :

- ordonnée à l'origine fixe : faisceau 2 figure 5.3., c'est-à-dire D et E constants, on fait varier F et G.

Pour chaque densité, un programme calcule un faisceau de droites donnant la correction désirée.

- ordonnée variable : faisceau 3, figure 5.3. Elle est obtenue en introduisant une variation arbitraire en fonction de la correction de pente pour compenser une "humidité équivalente" importante dans certains sols argileux (due à de l'eau de constitution ou à des minéraux hydratés). On obtient ainsi de nouveaux faisceaux d'étalonnage qui, dans notre cas particulier, ne seront pas utilisés, le gain étant minime.

Une fois l'étalonnage déterminé on introduit en routine, pour une meilleure comparaison, les comptages et un profil de densité sèche moyen dans un autre programme qui calcule les humidités volumiques et la réserve hydrique pour chaque profil.

## 2.2. - Exemple d'étalonnage.

Le tube Tmp a été mis en place à la tarière le 22/4/77, dans 1 m de sol brun (39 % d'argiles) avec prélèvement d'échantillons tous les 10 cm. Une mesure à la sonde a été faite dès l'installation du tube. Le profil d'humidité pondérale calculé le plus proche de celui des échantillons est obtenu avec une correction de + 20 % sur les humidités volumiques par rapport au comptage du constructeur (figure 5.4.). Ceci est dû à un ralentissement neutronique par les argiles plus important que celui du "Normal soil" danois (limon légèrement sableux). Cette correction permet un assez bon suivi de la variation d'humidité du profil. Sur la figure 5.4. on remarque des différences entre les deux profils dues :

- aux volumes de mesure différents, par exemple en surface, le premier échantillon n'est pris qu'à 10 cm,
- aux hétérogénéités du sol, pouvant être importantes dans ce sol colluvial.

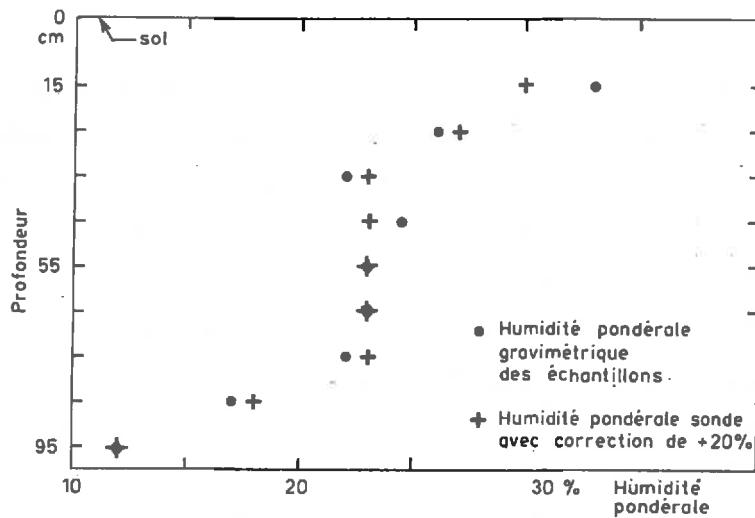


Fig. 5-4 : ETALONNAGE TUBE M.P

En transformant l'humidité pondérale des échantillons en humidité volumique par la densité gammamétrique (il ne nous a pas été possible de prélever au cylindre à cause de nombreux cailloux), nous avons calculé la réserve hydrique du profil de 20 cm à 1 m. Avec les mesures corrigées de la sonde, la réserve hydrique du profil s'élève à 307 mm, avec les humidités pondérales des échantillons à 303 mm, soit une erreur en humidité absolue égale à 1 %. Ceci est faible car en dynamique on travaille surtout en variation relative d'humidité. Sans correction de l'étalonnage l'erreur dépasserait 10 %.

Avec la mesure de surface (- 10 à - 15 cm avec un réflecteur de P.V.C.) intéressant l'horizon supérieur, on peut compléter le profil. Le stock d'eau de 0 à 100 cm est alors égal à 395 mm.

Cette méthode d'étalonnage s'avère intéressante pour des limons argileux et NORMAND l'a vérifié sur divers sols, dont des sols sableux. Elle est simple et améliore notablement les résultats, surtout en valeur absolue, en permettant d'adapter la sonde à différents types de sols. En outre, elle n'a pas l'inconvénient de se faire sur un sol remanié (diffusion neutronique). Mais elle exige une pose parfaite du tube puisque l'étalonnage repose sur la première mesure.

La mesure de densité est moins précise, de plus elle varie pendant près de deux mois après la pose (rééquilibrage du sol). Mais ceci est peu gênant car elle n'intervient qu'au second degré dans la détermination de  $\theta$  (le plus souvent on utilise une valeur moyenne constante de la densité sèche). Elle permet de contrôler par la suite la pose du tube et l'étalonnage.

### 3. - PRECISION - STABILITE.

#### 3.1. - Influence du temps de comptage.

Nous ne tenterons pas de cerner le phénomène aléatoire de rétro-diffusion, mais on peut penser qu'en l'intégrant sur un temps suffisant, ou en multipliant le nombre de mesures, on peut avoir une bonne reproductibilité du comptage qui a une répartition de variable normale. Lors de répétitions sur une même mesure à des temps d'intégration différents (tableau V.1.) la meilleure fidélité est obtenue avec des comptages de 2 minutes. Toutefois si on compare les coefficients de variations de mesures effectuées pendant un même temps, les comptages sur 1 ou 2 minutes sont proches. De même, si on multiplie l'écart type par sa probabilité de dépassement (coefficient de Student), on arrive pour un même temps de mesure à une meilleure précision avec des comptages courts mais répétés.

Temps de comptage	Densité			Humidité <sup>(1)</sup>		
	30"	60"	120"	30"	60"	120"
Moyenne ( $\bar{X}$ )	1,566	1,568	1,574	24,5	24,4	24,2 <sup>(2)</sup>
Ecart type ( $\sigma$ )	0,029	0,014	0,012	0,47	0,26	0,25
C.V. ( $\frac{\sigma}{\bar{X}}$ ) %	1,8	0,9	0,8	1,9	1	1
Nombre de mesures	12	9	6	12	9	6
Temps pour les effectuer	9'	11'	13'	9'	11'	13'
Coefficient de student à 0,01	3,11	3,35	4,03	3,11	3,35	4,03

(1) Les résultats en humidité auraient été meilleurs si on avait utilisé le programme de dépouillement avec les densités constantes.

(2) Les moyennes sont différentes à cause d'une légère dérive de l'électronique due à des comptages sans réglage du gain inhabituellement long.

Tableau V.1. : Influence du temps de comptage.

Avec le B.A.S.C. (chronomètre à main) nous avons choisi un comptage sur une minute, ce qui limite les erreurs de déclenchement et donne une précision satisfaisante. Soit pour 60 s avec un intervalle de confiance à 95 % sur un échantillon gaussien :  $\theta = 24,4 \pm 0,47$

$$Ds = 1,57 \pm 0,025$$

ce qui donne environ une précision de 2 %

### 3.2. - Fidélité du comptage.

En testant la fiabilité de la sonde, nous avons cherché à contrôler l'information du densimètre. Pour cela, nous avons effectué des répétitions sur un profil assez homogène, le tube sous forêt, puis nous avons analysé la variance des comptages gammamétrique et humidimétrique en calculant, d'abord celle de comptages à la même profondeur non consécutifs (effet de rangée sur le tableau V.2.), puis celle de comptages consécutifs à des profondeurs différentes (effet de colonne sur le tableau V.2.).

Densité sèche :

source	somme des carrés	degré de liberté	carré moyen	rapport F
Rangée (1)	1,76	12	0,145	$\frac{C_{mr}}{C_{me}} = 297$
Colonne (2)	0,0039	9	0,00043	$\frac{C_{mc}}{C_{me}} = 0,89$
Erreur	0,053	108	0,00048	
Total	$\Sigma C_e = \Sigma C_t + \Sigma C_r + \Sigma C_c$ 1,81	129		

Humidité volumique :

source	somme des carrés	degré de liberté	carré moyen	rapport F (3)
Rangée	2158	12	180	$\frac{C_{mr}}{C_{me}} = 800$
Colonne	3,3	9	0,37	$\frac{C_{mc}}{C_{me}} = 1,6$
Erreur	0,24	108	0,23	
Total	2186	129		

(1) Chaque rangée est une répétition de la mesure à profondeur constante.

(2) Chaque colonne est un profil avec des mesures consécutives à différentes profondeurs.

(3)  $F(12, 108)$  à  $0,01 > 2,34$

Tableau V.2. : Fidélité du comptage

Nous voyons, en densité comme en humidité, que l'effet de rangée : profondeur de la mesure, est hautement significatif par rapport aux répétitions (rapport F très supérieur à 1), la correction du densimètre est donc importante. Par contre l'effet de colonne (effet des répétitions) n'est pas significatif (F en-dessous de la répartition de Fischer).

### 3.3. - *Fiabilité à différentes températures.*

Le comptage électronique reste stable de - 10 à + 50°C et un réglage de gain permet de réajuster le comptage par rapport à l'étui (ce qui évite aussi les mesures "eaux" de certaines sondes).

Le coefficient de variation de mesures étui à différentes températures, est très peu différent du coefficient de variation des réglages de l'appareil à température constante. Toutefois, la sonde étant mise à "chauffer" dans le sol et donc en équilibre thermique avec lui<sup>(1)</sup>, nous effectuons les mesures en remontant, pour conserver le plus longtemps cette température.

### 3.4. - *Stabilité de l'appareillage.*

Les tubes ont été suivis pendant plus d'un an et réétalonnés deux fois (la prise d'échantillon s'est faite autour des tubes pour ne pas perturber l'écoulement). Ceci a montré que l'étalonnage restait stable.

On ne voit pas apparaître de tendances dans les valeurs de rétention des sols, en "capacité au champ", en saturation ou lors d'évènements comparables. Par exemple on n'a observé que 3 mm d'écart en réserve hydrique sur un profil de 1,75 m lors de mesures climatologiquement et hydrologiquement proches : 626 mm le 27/4/77, 623 mm le 28/4/78.

### 3.5. - *Mesures de surface.*

Elles sont faites à 15 cm de profondeur, avec un réflecteur neutro-nique en PVC à la surface du sol.

Celui-ci permet des mesures jusqu'à 10 cm avec moins de 1 % d'erreur à 10 % d'humidité (MOUTONNET et al, 1967). En cas de neige au sol, nous déneigeons grossièrement sous le réflecteur puis nous recouvrons le site la

(1) Nous n'avons pas tenu compte de l'anomalie thermique très faible apportée dans le sol par la conduction du tube d'aluminium (Dickey et al, 1964).



mesure faite. Comme pour WRENDENBURG (1970) qui avait des épaisseurs bien plus importantes, l'influence sur le comptage est négligeable à 15 cm.

#### 4. - PRECAUTIONS D'EMPLOI EN SOLS CAILLOUTEUX.

La difficulté majeure réside dans l'installation des tubes en assurant un bon contact de ceux-ci avec le sol. Il faut éviter l'arrachement de cailloux qui forme des cavités et un écoulement préférentiel. Pour percer un horizon dur, on peut creuser un avant trou par percussion, mais ceci crée une zone tassée de quelques millimètres autour du tube, ou utiliser une perceuse. Les tarières à moteurs ne sont utilisables que fortement maintenues, à cause des risques d'ovalisation du trou, mais un matériel trop lourd risque de tasser ou perturber le site de mesure.

En cas d'impossibilité d'enfoncement, la seule solution réside en l'ouverture d'un trou plus gros, forage ou fosse, puis on installe le tube et on remblaie avec de la terre fine en respectant les horizons mais, se posent alors les problèmes de restructuration du sol et de la représentativité de la mesure vis à vis du comportement hydrique et végétal. Au niveau des comptages, la sonde est plus sensible au pourcentage en volume de cailloux contenu dans le sol qu'à leur taille (COUCHAT, 1972). Et si elle est sensible à leur répartition, cela est dû à la position de ceux-ci par rapport aux sphères d'influence. Le flux de neutrons lents étant plus important à une même humidité volumique dans un sol caillouteux, COUCHAT préconise de corriger l'humidité avec la densité. Le calcul, avec le densimètre de la sonde en tient compte.

#### 5. - PRECAUTIONS D'INTERPRETATION.

Sur le bassin nous avons creusé les trous à la tarière à main, d'un diamètre égal ou très légèrement inférieur suivant la nature du sol. Puis nous y avons enfilé les tubes en AG 3 de 41/45, peu absorbants. Le nombre de cailloux et la fragilité de l'aluminium nous ont contraint à plusieurs essais mais la matrice argileuse du sol a permis très vite un bon contact.

Le volume de la sphère d'influence s'il est intéressant pour intégrer les petites hétérogénéités du sol, donne un très faible pouvoir séparateur à la sonde. Ceci crée des difficultés aux interfaces stratigraphiques ou hydriques. Cela est visible en particulier quand on compare des profils d'humidité pondérale mesurés à la sonde et sur échantillon (figure 5.5.).

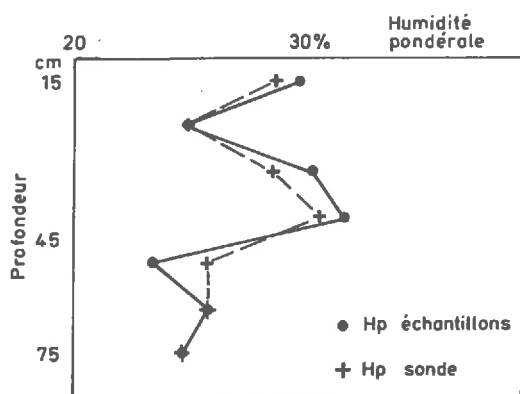


Fig. 5-5 : LISSAGE DE L'HUMIDIMETRE

Les volumes de mesures de l'humidimètre et du densimètre ne sont pas les mêmes et cela devient sensible en terrain très hétérogène. Il faut donc prendre de grandes précautions en terrain stratifié, d'une part à cause de l'absorption de chaque horizon qui peut être différente, et donc imposer plusieurs étalonnages par profil, d'autre part à cause des difficultés de raccordement des réserves des horizons aux interfaces des couches, l'humidimètre étant peu sensible aux phé-

mènes de stockage ou de circulation que créent ces discontinuités. La coupe pédologique du sol est indispensable à l'interprétation, de même que la reconnaissance des sols posant des problèmes particuliers, ou qui contiennent beaucoup d'éléments absorbant préférentiellement les neutrons comme le fer, le bore ou le chlore.

## 6. - CONCLUSIONS SUR L'HUMIDIMETRE.

C'est un appareillage relativement lourd, en investissement et en mise en route : choix du site, pose des tubes, étalonnage, programmes de calculs (quoiqu'il tende à se simplifier sur la sonde solo du C.E.A.), mais c'est le seul qui permette des mesures répétitives aussi précises. Ses principales applications sont : le contrôle de l'humidité, l'établissement de bilans hydriques pour l'étude du mouvement et la gestion de l'eau.

Il donne l'humidité à  $\pm 2\%$  en valeur absolue et en mesure suivie on peut estimer la précision à  $\pm 1\%$  d'humidité.

Il est particulièrement adapté à des programmes de recherches groupant plusieurs techniques, par exemple, la surveillance à des intervalles de temps serrés de la dynamique de l'eau dans des modèles physiques : colonnes, cases lysimétriques, parcelles ou bassins versants.

A plus grande échelle il permet de guider des aménagements ou des gestions d'exploitations à condition que l'on reste conscient de ses limites.

Employé seul l'humidimètre à neutrons ne donne que l'évaluation d'un stock d'eau dans un certain volume à l'instant de la mesure, d'où l'intérêt de le coupler avec des tensiomètres, pour avoir des gradients de succion, ou avec des bougies poreuses, pour une étude qualitative.

Sur le bassin versant, malgré un terrain difficile car caillouteux et stratifié, l'humidimètre s'est révélé efficace et fiable : grâce d'une part à son densimètre qui nous a permis d'étalonner, de contrôler la pose des tubes et de tenir compte des cailloux, grâce d'autre part à un étalonnage très souple, propre à chaque sol et qui tient compte de leur forte proportion d'argile.

L'humidimètre va nous permettre de suivre l'état des réserves superficielles et leur fonctionnement quantitatif.

SIXIEME CHAPITRE

BILANS A RESERVE VARIABLE

SIXIEME CHAPITRE

BILANS A RESERVE VARIABLE

1. - OBJECTIFS, EMBLACEMENT.

Pour préciser les bilans hydrologiques annuels vus précédemment, nous avons utilisé l'humidimètre pour observer et quantifier les variations de réserve des sols tant en stockage, pour des bilans à réserve variable, qu'en dynamique pour des schémas de circulation. Pour cela nous avons placé trois tubes et trois piézomètres le long d'une toposéquence reconnue par P. POLLET (1976) après une cartographie pédologique. Plutôt que de prendre les sites les plus représentatifs de chaque type de sol inventorié, nous avons choisi d'équiper une même pente pour pouvoir observer les rapports des différentes unités entre elles, en particulier essayer de quantifier le drainage latéral et le volume de stockage potentiel des sols. La séquence est située au Nord du bassin, sous une butte boisée longue de 400 m, elle a une pente moyenne d'environ 6 % (figure 6.1.). Elle va de sols bruns acides à des sols bruns faiblement lessivés puis des gleys et des tourbes. Elle permet l'étude d'une série étagée de sols malgré le nombre de tubes limité à cause du problème de maintenance.

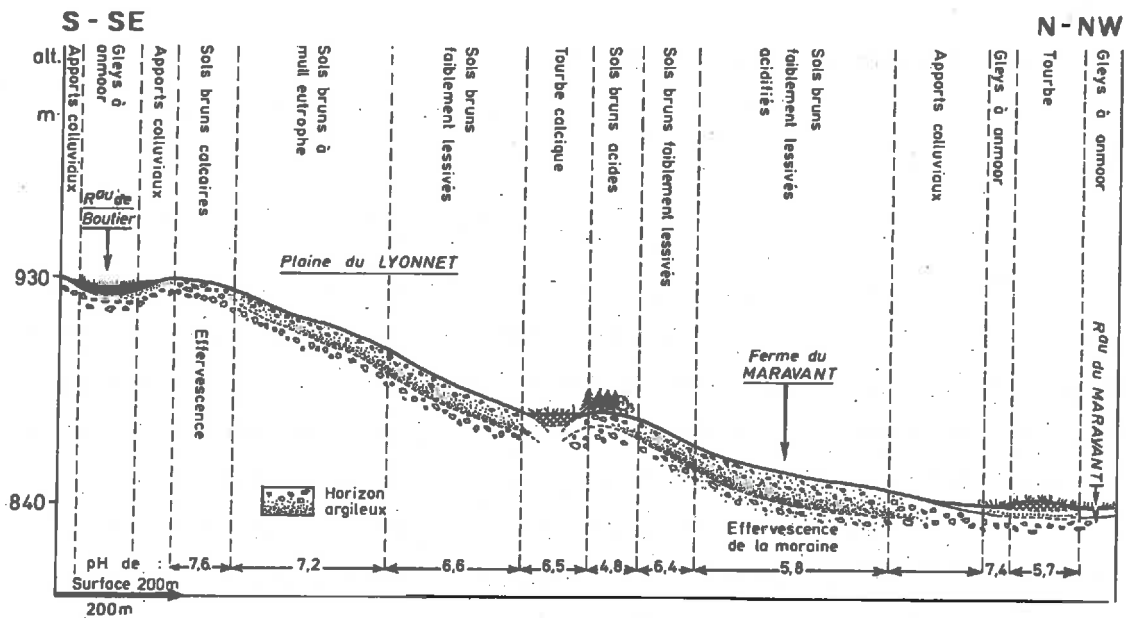


Fig. 6-1 : TOPOSEQUENCE DES SOLS DU BASSIN DU MARAVANT

## 2. - ETUDE PAR PROFIL.

Le terrain est difficile par sa nature d'argile à blocs, d'une part pour enfoncer les tubes, ce qui ne nous a pas toujours permis d'implanter des tubes profonds, d'autre part à cause de ses faibles variations d'humidité qui rendent leur interprétation délicate (la variation maximale d'humidité volumique par profil est de 15 %, elle varie de 3 à 28 % par horizon pédologique). Les tubes ayant été toutefois suivis pendant un an et leur étalonnage contrôlé, leurs variations sont représentatives du sol (figure 6.2.).

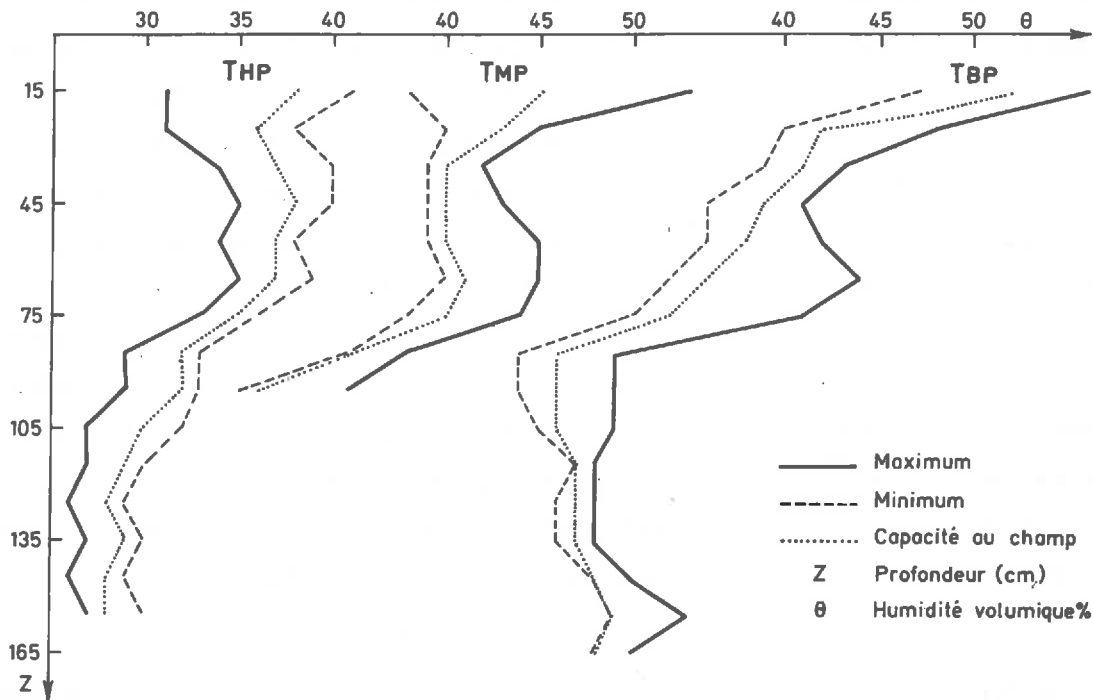


Fig. 6-2 : MAXIMUM ET MINIMUM OBSERVES

### 2.1. - *Tube de haut de pente : Thp.*

Description : Il a été placé sous forêt mixte, hêtraie-chênaie-péssière. La forêt occupe les points hauts du bassin qui correspondent à des buttes de front morainique de faciès plus grossier. Le tube a été installé légèrement écarté des arbres ( $\approx 2$  m), pour éviter l'apport le long des troncs, le chevelu racinaire le plus dense et être homogène avec le pluviomètre. Le sol dont la coupe pédologique est décrite en annexe A6, est un sol brun acide, légèrement ocreux, profond de 50 cm, à texture sablo-limoneuse avec des éléments grossiers (cailloux, blocs "alpins"). Il est recouvert par un moder.

Le profil est assez homogène, tant par le taux d'argile (25 à 30 %) que par sa densité et la porosité efficace (me) (cf. tableau VI.1.). Une discontinuité, avec diminution de la porosité apparaît au niveau du passage du sol à la roche mère (moraine). A cause de sa granulométrie plus sableuse, c'est le profil qui a la capacité au champ (Cc) et la réserve utile (Ru) les plus faibles. La réserve hydrique se situe surtout en surface<sup>(1)</sup>, car c'est une zone de forte porosité efficace protégée. De plus, les matières humiques favorisent la rétention de l'eau. On applique une correction à la sonde de + 16 %.

	Thp		Tmp		Tbp	
Altitude (m)	873,2		862,7		848,6	
Profondeur (cm)	155		95		165	
Réserve théorique :						
R max. (Rs) (mm)	559		443		654	
R min. (mm)	482		375		566	
amplitude (%)	14		15		13	
Réserve observée :						
R max. (mm)	550	98% (*)	422	95 %	642	98 %
R min. (mm)	492	86	381	86	575	88
amplitude (%)	58	12	41	9	67	10
Cc (mm)	532	95	400	90	596	91
Cc → 1 m. (mm)	360	95	400	90	390	90
Ru (mm)	245	44	185	42	275	42
Ru → 1 m (mm)	166	44	185	42	180	42
Pf 4,2 (mm)	267	48	214	51	321	49

(\*) % de la valeur rapportée au max. théorique

Tableau VI.1. : Caractéristiques des profils neutroniques

(1) Correction faite de la tendance de la sonde à l'augmenter à cause du taux de matière organique.

Comportement hydrique : A cause de la relative minceur de son sol, la réserve en eau de ce profil est peu importante (cf. figure 6.2.). Elle est protégée de l'évaporation par la forêt et l'humus qui parfois retardent l'infiltration. Ces variations de réserve sont les plus faibles au cours de l'année mais elles se font sur tout le profil, car la moraine plus grossière permet une infiltration rapide et profonde. En étiage le profil reste plus longtemps humide, bien qu'il ne reçoive pas d'écoulement latéral, ceci est dû à sa protection et à l'évapotranspiration moindre de la forêt par rapport aux graminées (Risler, Keilmack, cités par Poirée et al, 1971). Par contre le chêne possédant un enracinement profond entame la Ru jusqu'au bas du profil.

Ce profil est représentatif du type d'écoulement d'environ 51 ha, soit 17 % de la surface du bassin, avec comme principales caractéristiques, des faibles stockages d'eau et peu de drainage latéral.

Le profil ne possède pas de piézomètre, car même à des périodes très humides, nous n'avons pas observé à la tarière de saturation. De même, les profils d'humidité maximale montrent des humidités et une porosité efficace assez faibles à l'humidimètre. Même par forte pluie, le sol ne possède pas de nappe temporaire<sup>(1)</sup>. Ceci est dû au sol filtrant et homogène de ce profil, à sa protection et à sa position topographique.

## 2.2. - Tube à mi-pente : Tmp.

Description : Il est situé au haut d'une large pente, sous prairie naturelle, à environ 250 m de la butte morainique formant sommet.

Le sol est un sol brun faiblement lessivé à texture argilo-limoneuse (30 à 38 % d'argile). Il est assez profond, environ 50 cm, sur la moraine altérée jusqu'à 80 cm (cf. A.6.).

Le profil est peu profond, car la pénétration du tube a été arrêtée par la moraine lors de sa pose. C'est le sol le plus argileux qui présente les porosités et les humidités volumiques les plus importantes, après une correction spécifique de la sonde de + 20 %. Ceci augmente aussi la Cc, la Ru et l'humidité au point de flétrissement (Pf 4,2).

(1) Ceci fausse légèrement les coefficients que nous avons utilisés tableau VI.5. Ce sont des pourcentages de remplissage par rapport à la capacité maximale mesurée *in situ*. Ils sont proches du degré de saturation (Sr), pour les autres sols, mais sont supérieurs à lui pour ce tube.



Bien qu'il enregistre la variation hydrique maximale pour l'horizon de surface (33 %), c'est le profil qui présente le plus fréquemment une humidité proche de la capacité au champ, et l'été, le déficit hydrique de surface le plus important. Ceci est dû à sa position favorisant le drainage et à la végétation pompant dans la réserve peu importante. A cause de sa granulométrie fine, c'est le profil qui se sature le plus difficilement. Le maximum observé d'humidité volumique atteint 95 % de la porosité, même quand le sol est saturé par un aquifère temporaire.

Comportement hydrique : Malgré la pente de 5 %, il existe peu de ruissellement de surface, grâce à des couvertures filtrantes de type mull, toute la circulation se fait dans le sol, sur la moraine. Ce sol répond rapidement aux précipitations par des imbibitions fréquentes aux fortes pluies. Le profil présente deux zones d'accumulation, en surface de 0 à 20 cm, et au-dessus de la moraine, de 50 à 70 cm. En été, elles se reçoivent rapidement, avec des variations moindres de la base morainique. Ceci permet d'envisager un écoulement à composante oblique dominante, mais celui-ci n'est pas discernable de l'infiltration profonde sur ce sol, où les profils hydriques sont rarement "bouclés". Si en effet entre deux mesures l'humidité a varié en profondeur, on ne peut limiter ni intégrer la variation d'humidité, ni circonscrire l'écoulement par un "plan de flux nul"<sup>(1)</sup>. Au cours de l'année, c'est le profil qui s'assèche le plus car d'une part, sa réserve supérieure est dans la zone racinaire peu protégée de l'ETR et d'autre part, la réserve du sol est rapidement drainée par écoulement latéral dans la zone d'altération. Ce profil fournit donc peu d'eau en période non alimentée.

Ce comportement hydrodynamique, stockage moyen, percolation rapide, est représentatif des sols de pente en glaciais du bassin soit près de 45 ha, soit environ 15 % de la surface du bassin versant.

Piézométrie : Pour contrôler l'humidimètre et visualiser l'eau libre, nous avons installé à côté du tube un piézomètre (Pmp) dont les caractéristiques sont données dans le tableau VI.2. Il est peu profond, ouvert entre 80 cm et 1 m à la base du sol et indique son état de charge. Comme le profil hydrique, il a des variations importantes et rapides liées à la pluie des un ou deux jours précédents (remontée de 1 m en 17 heures après la forte pluie du 25/10).

(1) Plan horizontal fictif que ne traverse par définition aucun écoulement.

Piézomètre	Altitude (m)	Profondeur (m)	Pente (%)	Niveau		Perforation (cm)	Perméabilité (m/s)	Porosité efficace (%)
				Maximum (cm)	Minimum (cm)			
Mie pente (Pmp)	862,7	1	6	0	sec	20 au fond	$10^{-4}$ à $10^{-5}$	2 < 75 6 > 75
Bas fond (Pbf)	846,4	1,70	0,6	13	59	10-160	$10^{-5}$ à $10^{-6}$	30 < 45 15 > 45
Moraine (Pm)	848,6	2	2	6	108	20 au fond	$10^{-7}$ à $10^{-8}$	≈ 5

TABLEAU VI.2. - CARACTERISTIQUES DES PIEZOMETRES.

L'observation du piézomètre montre l'existence de saturations du profil en toutes saisons et des ressuyages rapides par la base du sol. Ceci confirme la dominance de l'écoulement sur le stockage à cette station.

### 2.3. - Tube de bas de pente : Tbp.

Description : Il est situé en bas de pente de prairie, celle-ci s'adouciissant (2 %) vers des gleys hydromorphes. Cette position engendre parfois une rétention et un écoulement de surface après de fortes pluies d'hiver.

Le sol est un sol brun, faiblement lessivé, à texture argilo-limoneuse sur la moraine calcaire. En bas de pente, il est profond et très évolué avec un sol jusqu'à 80 cm, puis la moraine altérée jusqu'à un front de décarbonatation au niveau d'un banc sableux à 1,50 m (cf. A.6.).

Le profil est marqué par une discontinuité, entre le sol et la moraine altérée, en granulométrie et en densité donc en porosité et en humidité. Enfoncé assez profondément, ce tube permet de suivre l'infiltration dans la moraine, malgré sa faible porosité efficace. La stratification influençant surtout la dynamique de l'eau et tout le profil étant argileux, un seul étalonnage a suffi avec une correction de + 16 %. Mais si l'on fait une mesure juste à l'interface sol/moraine, il faut tenir compte des volumes de mesure différents de l'humidimètre et du densimètre.

Comportement hydrique : C'est le profil le plus humide au cours de l'année, avec des variations de 98 à 88 % de la porosité. Proportionnellement, c'est le sol qui se recharge le plus après une pluie.

Il y a un grand contraste entre le sol et la moraine, le sol étant plus poreux et perméable que la moraine, ce qui crée une importante rétention au-dessus de celle-ci. La moraine a des variations d'humidité beaucoup plus faibles et souvent retardées par rapport à celles du sol. Ceci engendre deux types de circulation : un écoulement latéral sur l'interface entre le sol et la moraine qui forme une semelle et une infiltration lente à travers elle. Le haut et le bas du profil évoluent différemment. Par exemple en ressuyage, alors que le sol se ressuie assez vite par le haut et latéralement, une infiltration et une circulation se produisent pendant encore assez longtemps dans la moraine avant qu'elle ne s'assèche à son tour. Les vitesses d'évolution de l'humidité sont très différentes suivant que le sol est en deça ou au delà de la capacité au champ. De même les variations sont plus rapides dans le sol que dans la moraine et l'humectation est plus rapide que le ressuyage (cf. figure 6.3.), mais elles dépendent in situ de la météorologie comme de la perméabilité :  $K(\theta)$ . A l'échelle de nos mesures, nous n'avons pu observer l'hysteresis  $\psi/\theta$ .

Ce profil de bas de pente est représentatif de tous les sols profonds de pente faible, soit près de 71 ha ou 57 % du bassin versant, avec comme caractéristiques, un stockage important et une évolution lente.

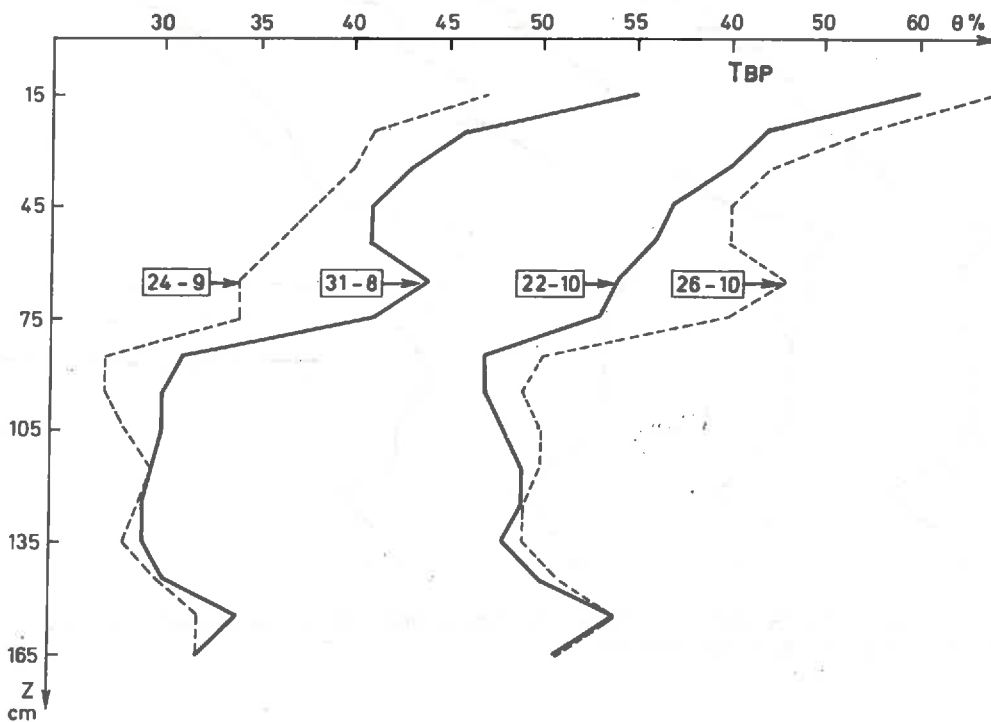


Fig. 6-3 : INFILTRATION ET DRAINAGE

Piézométrie : Un piézomètre (Pm) à côté du tube a suivi l'état de charge hydrique de la moraine. Pour cela, il n'est ouvert qu'entre 1,80 et 2 m, il joue comme un manomètre de l'argile à blocs. La perméabilité de la moraine profonde étant faible ( $\approx 10^{-8}$  m/s), il a un temps de réponse long (plusieurs jours). Ses variations les plus importantes ne sont pas journalières mais saisonnières, voire annuelles<sup>(1)</sup>. Il permet de visualiser une réaction lente de l'argile qui se sature en automne et se ressuie partiellement en été (figure 6.4.). Le piézomètre contrôle l'état des réserves profondes du bassin. Le sol peut s'assécher indépendamment du niveau piézométrique. Par exemple au printemps 1978, le niveau piézométrique est bien au-dessus de la moraine (jusqu'à + 50 cm) alors que le profil est relativement sec, proche de la capacité au champ, sauf à l'interface où la drainage et l'écoulement du sol entretiennent une certaine humidité (figure 6.5.). La moraine contient donc une nappe captive, mise en charge par la pente. Le niveau maximal est atteint en Mars à la fonte des neiges puis baisse au cours du printemps et de l'été.

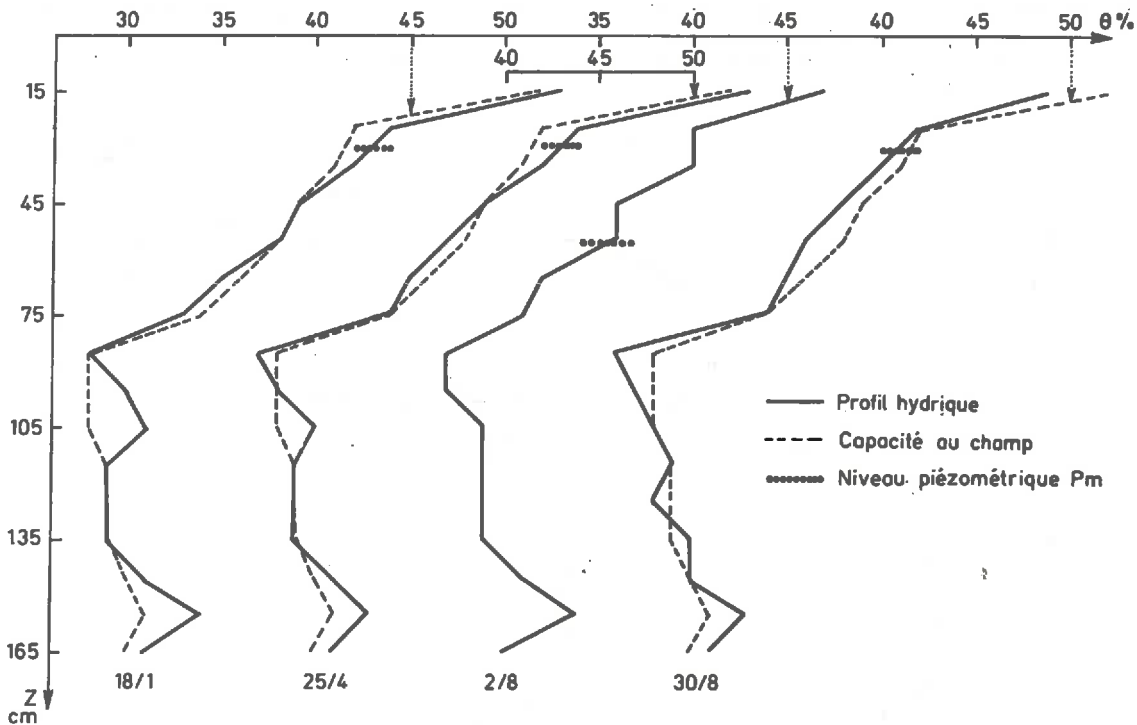


Fig. 6-5: PROFILS HYDRIQUES ET NIVEAUX ARTESIENS DE LA MORAINES EN 1978 SUR LE TUBE DE BAS DE PENTE

(1) Les niveaux de 1978 sont plus hauts aux mêmes dates que ceux de 1977.

Les débits du ruisseau sont peu liés au niveau du piézomètre à cause de son temps de réponse. Toutefois en étiage, quand les débits ne sont soutenus que par la nappe, la relation entre le niveau piézométrique et les débits est bonne :

$$Z = a Q^b \quad b = -0,07 ; \quad r = 0,97$$

#### 2.4. - Bas fond/exutoire.

Nous avons placé un piézomètre (Pbf) dans des pseudo-gleys, sols colluviaux à hydromorphie prononcée due aux battements de la nappe qui entourent une vaste tourbière occupant près de 6 % de la surface du bassin, vers l'exutoire.

Ce piézomètre, percé sur toute sa hauteur, est influencé par les écoulements profonds et les saturations de surface. C'est le piézomètre dont les variations sont les plus liées au débit du ruisseau (figure 6.6.), car il indique un niveau de nappe superficielle recueillant l'écoulement latéral des sols et de la moraine. Ces deux types d'écoulement sont soulignés par des pentes de corrélation différentes entre le débit et le niveau piézométrique du bas fond (figure 6.6.).

Il y a en effet décrochement du niveau piézométrique quand en étiage les sols n'alimentent plus la nappe par écoulement latéral, tandis que les débits sont encore soutenus par les réserves de la moraine.

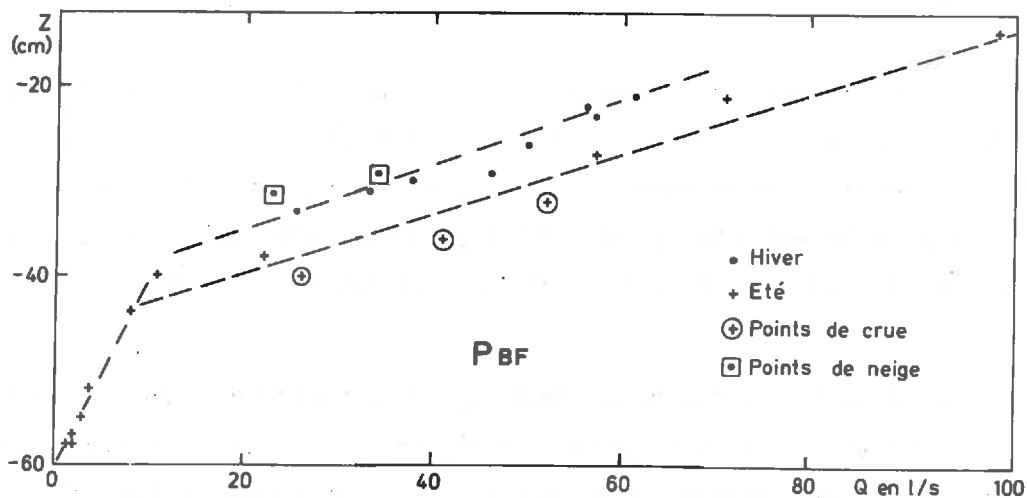


Fig. 6-6 : LIAISONS ENTRE LES DEBITS ET LE PIEZOMETRE DU BAS FOND

### 3. - OBSERVATIONS SUR LA SEQUENCE.

#### 3.1. - *Piézométrie.*

Installés sur une même pente, les piézomètres ont des temps de réponse différents (figure 6.4.). Ceci est dû à leur position, à leur installation particulière et aussi à des dynamiques de l'eau différentes.

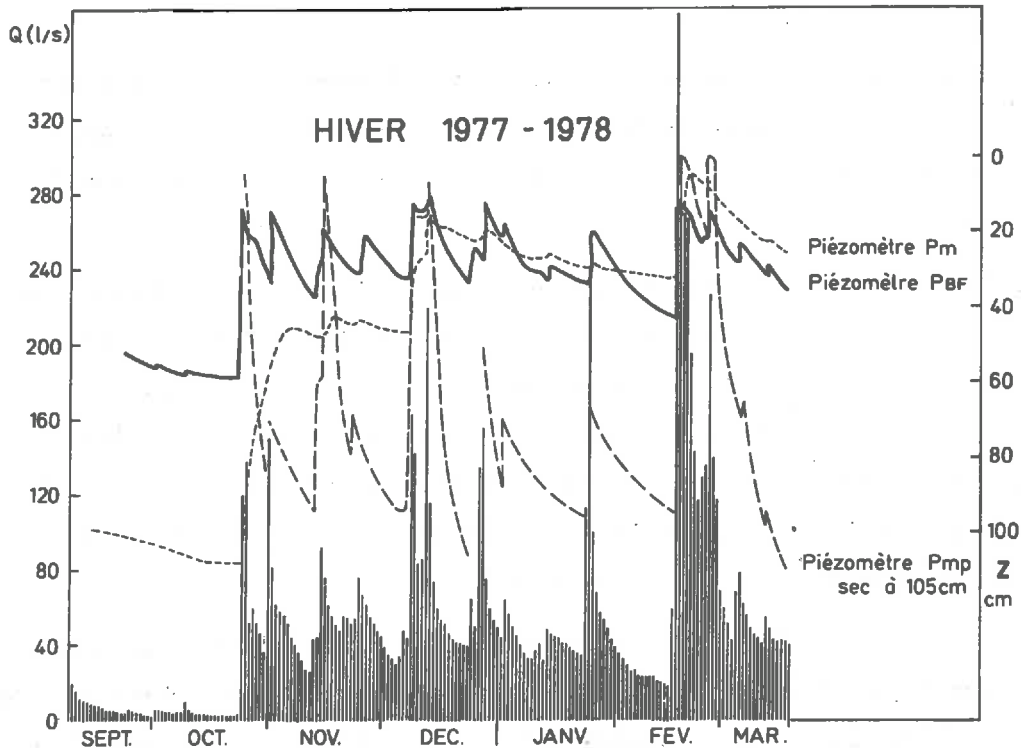


Fig. 6-4 : RELATIONS ENTRE LES DEBITS ET LES PIEZOMETRES

Le piézomètre de mi-pente (Pmp), baisse plus vite que l'écoulement tandis que le piézomètre du bas de pente (Pm) et celui du bas-fond (Pbf) enregistrent des baisses plus lentes, sauf en fin d'étiage. Ceci montre un assèchement rapide des réserves d'eau gravitaire des pentes, tandis que le niveau de base du ruisseau est soutenu par les réserves du bas.

Lors de la recharge automnale, Pmp est saturé jusqu'en surface puis il s'assèche en quatre jours. Le piézomètre de la zone hydromorphe (Pbf) présente des variations analogues à l'hydrogramme d'écoulement tandis que le piézomètre de la moraine (Pm) étage sa remontée sur 10 jours. Cette montée différée montre qu'il existe une recharge de l'aquifère de la moraine pendant la décrue du ruisseau. L'aquifère se recharge tout l'hiver. La similitude des niveaux piézométriques dans la moraine et de l'écoulement montre que c'est essentiellement celle-ci qui alimente le ruisseau en étiage.

### 3.2. - Profils d'humidité.

La réponse des sols aux précipitations rappelle et confirme les indications des piézomètres. La lame d'eau totale du profil de mi-pente évolue comme son niveau piézométrique (Pmp). La réserve du sol en bas de pente évolue presque parallèlement à celui de mi-pente, mais avec retard (de 5 à 15 jours suivant l'ETR). Le coefficient de saturation en bas de pente est toujours supérieur à celui à mi-pente, et sa vitesse de ressuyage est légèrement moins rapide. Ceci indique des évolutions semblables des sols, ceux du bas sont toutefois plus longtemps alimentés et humides que ceux du haut. La réserve sous forêt a une évolution particulière due au caractère drainant de haut de pente et protégé. Ce profil se caractérise par une humidité importante, assez constante l'hiver, et une réserve plus élevée que les autres profils au printemps, surtout en Juin.

Du comportement de cette séquence de trois tubes alignés, on peut déjà appréhender les composantes principales de l'écoulement :

- la perméabilité moyenne des sols est exceptionnellement dépassée. Elle offre une bonne infiltration, et donc un ruissellement de surface rare <sup>(1)</sup>.

- le sol, sur une roche mère peu perméable, a un rôle prépondérant. Les états hydriques les plus fréquents s'étagent suivant la pente, les plus secs en haut.

- le drainage latéral est dominant, tant en écoulement qu'en transfert de pression <sup>(2)</sup>. Il s'effectue sous forme de circulation gravitaire affectant peu la moraine, il alimente une nappe superficielle qui régule le niveau du ruisseau. Donc, le mécanisme dominant est une infiltration à restitution rapide. Lors des mises en charge de la moraine, il y a une infiltration dans celle-ci ce qui crée un stockage à restitution lente.

(1) Perméabilité de surface (K)  $10^{-5}$  m/s soit près de 40 mm/h rare en intensité de pluie. Il n'existe donc pas de ruissellement de Horton (défini comme : I pluie > K surface). Les perméabilités ont été obtenues par comparaison d'essai de terrain (Porchet, bouteille de Muntz) et de laboratoire (essai Finielzt).

(2) Lors de fortes pluies, la rétention de surface des bas de pente ne vient pas d'un ruissellement de surface mais de remontées d'eau en petites resurgences dues à la saturation des sols bas sous le ressuyage des sols supérieurs.

#### 4. - ETUDE DES BILANS.

##### 4.1. - *Principe.*

Grâce à des mesures ponctuelles d'humidité, nous venons de constater les comportements différents de trois sols et en particulier le rôle de réservoir qu'ils peuvent assumer. Pour quantifier ce fonctionnement, nous avons essayé de lier les mesures ponctuelles et discontinues d'humidité à l'hydrogramme.

L'humidimètre à chaque mesure donne une humidité volumique moyenne dans la "sphère d'influence". En rapportant cette valeur à un cylindre de sol de base unité on détermine une épaisseur d'eau équivalente à la réserve d'une certaine couche de sol. La multiplication de ses mesures sur une même verticale (tous les 10 cm) nous permet de schématiser l'humidité d'un sol, par sa réserve : c'est l'intégration de son profil hydrique (Ex. figure 6.2.) :

$$\text{réserve} = \int_0^z \theta \, dz$$

ou la somme des réserves de chaque horizon exprimée en épaisseur ou lame d'eau pour un sol.

L'humidimètre nous permet donc de calculer l'état des réserves des sols à un instant donné et leurs variations entre deux mesures. De plus nous avons choisi l'implantation de ces tubes en fonction de leur représentativité topographique et pédologique, ce qui nous a permis d'affecter à chacun une surface de sol ayant des comportements hydrodynamiques voisins. La répartition des sols d'après P. POLLET est indiquée figure 6.7.

Nous adopterons la pondération suivante :

- hauts de pente avec des écoulements rapides et faibles (Thp)	17 %
- pentes à écoulement latéral dominant, peu de réserves (Tmp)	15 %
- pentes à écoulement latéral dominant, réserves importantes (Tbp)	57 %
- zones hydromorphes à stockage dominant (Pbf)	11 %



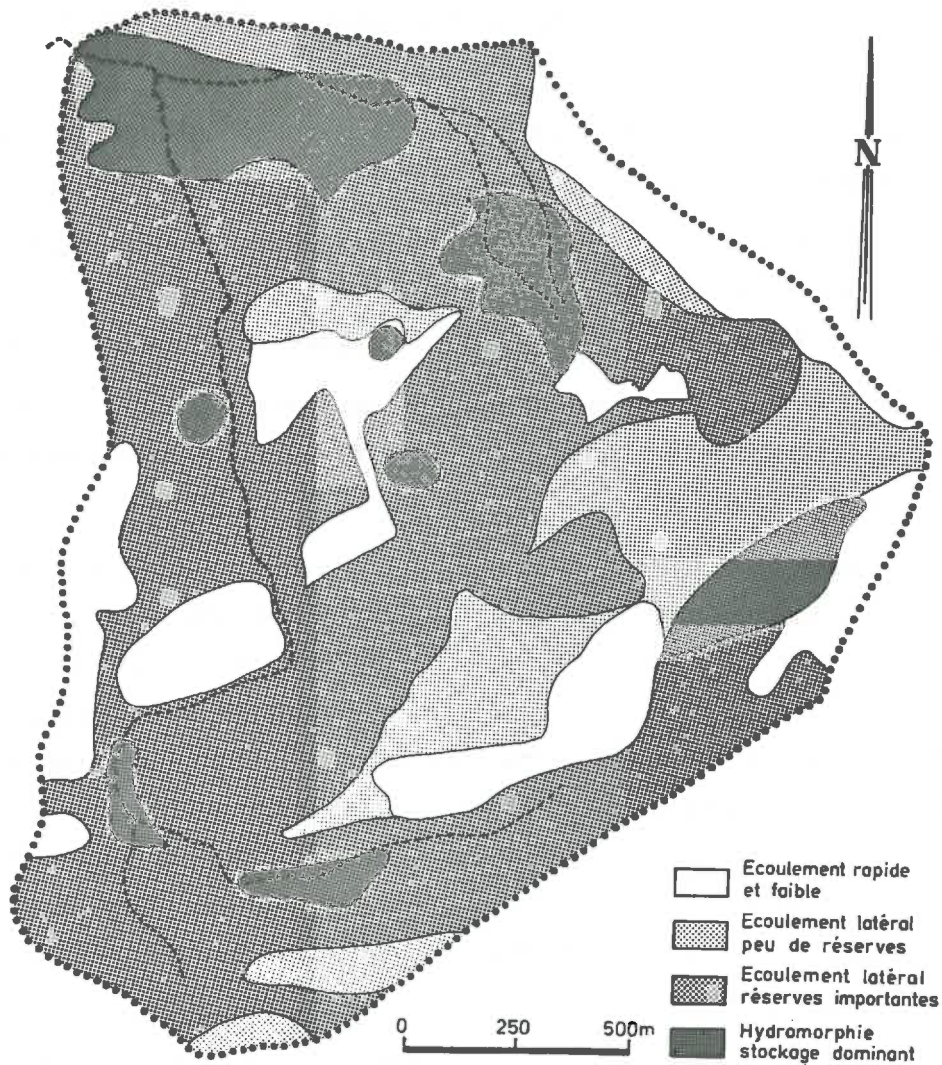


Fig. 6-7 : CARTE HYDRODYNAMIQUE SIMPLIFIEE REPRESENTATIVE DES PROFILS

Ceci nous permet de transformer les lames de l'humidimètre en volume d'eau, plus ou moins mobile dans le sol suivant la capacité au champ, mais que l'on peut comparer avec l'écoulement à l'exutoire du bassin. Nous avons fait cette extrapolation des mesures de l'humidimètre, d'abord à l'échelle de la séquence, puis du bassin, avec l'hypothèse de l'homogénéité générale et de la représentativité des sols de chaque tube.

Ceci donne un volume des réserves du sol que nous ferons entrer dans les bilans et qui nous permettra de vérifier notre hypothèse.

#### 4.2. - Bilans annuels.

Selon les données disponibles on peut envisager trois types de bilans :

- des bilans indépendants des réserves, par exemple calendaires. Ils ne sont utilisables que sur des séries suffisamment longues.
- des bilans à réserves inconnues mais supposées constantes comme par exemple les bilans hydrologiques entre deux états équivalents des réserves symbolisés par des débits ou des niveaux piézométriques équivalents.
- des bilans tenant compte des variations des réserves, ce qui implique une mesure instantanée de toutes ces réserves ou certaines précautions vis à vis des écoulements.

Au cours d'une année hydrologique moyenne, l'observation montre que les variations extrêmes de l'état hydrique des sols sont proches de leur porosité efficace. Avec la répartition de surface vue précédemment, on peut calculer une réserve superficielle théorique d'eau gravitaire (0 à 1 m) de  $150 \cdot 10^3 \text{ m}^3$  pour le bassin, soit une lame d'environ 50 mm, à laquelle pour la végétation il faut ajouter environ 180 mm de réserves utiles. Celle-ci n'a jamais été entièrement utilisée. Par exemple en 77/78 l'amplitude entre le maximum de réserve (réserve moyenne de 0 à 1 m le 29/3 : 416 mm) et le minimum (le 2/8 : 360 mm) est proche (56 mm) de la porosité efficace.

A l'échelle annuelle les réserves superficielles varient peu, par exemple pour des conditions météorologiques proches confirmées par les mesures sur le tube de bas de pente : 412 mm le 27/4/77 ; 411 mm le 28/4/78, avec pourtant 25 % de pertes non mesurées entre ces deux dates.

Ceci justifie l'hypothèse des bilans à réserves constantes. Par exemple pour l'année 77/78 la variation de réserve des sols (0 à 1 m) est de 3 mm entre les deux débits d'étiage du 22/10/77 et du 7/11/78, ce qui est insignifiant devant la pluviométrie : 1470 mm.

A l'échelle annuelle, la sonde ne permet pas d'expliquer les pertes du bilan, celles-ci suivent la pluviométrie. Les pertes sont moindres les années humides où le coefficient d'écoulement est supérieur à la moyenne, surtout si elles se suivent. Les pertes maximales ne sont pas observées les années sèches, mais l'année qui suit, ce qui indique un effet de remanence qui lie les pertes de bilan à l'état des réserves du bassin, donc à la pluviométrie antérieure.

4.3. - Bilans mensuels.

L'humidimètre nous donne la réserve hydrique des sols et par extension la réserve superficielle du bassin (cf. 4.1.). Nous avons calculé des bilans mensuels pour mettre en évidence le comportement saisonnier de l'écoulement. Pour l'application nous les avons choisis entre des périodes peu influencées pour éviter les problèmes de ruissellement et de rétention de surface. Pour les calculs nous avons utilisé la formule :  $P \pm \Delta R = L + E + D$

$\Delta R$  étant la variation des réserves superficielles, D le déficit d'écoulement. Ce terme représente ici l'infiltration profonde, les pertes non mesurées et les erreurs. Les résultats sont indiqués dans le tableau VI.3. On remarquera qu'en général l'humidité est plus constante l'hiver alors que le sol est souvent à plus de 95 % de sa réserve maximale. A l'inverse l'été, les humidités sont beaucoup plus variables à cause de l'ETR élevée et des reessuyages rapides du sol.

Bilan annuel	Date début	Nombre de jours	P	L	ETR	AR	D	D A	K <sub>L</sub> %	e		ΔR			Dj
										Surface	Sr BP	TBP	Tsp	Thp	
Minimum	27/04/77	365	1 501	628	440	- 2	(435)	29	42	53	96	- 5	+ 14	+ 21	1,1 (1)
	06/10/77	300	1 183	492	360	- 6	(337)	28	39	48	89	- 6	- 10	- 13	1,1 (2)
Saisonnier	18/12/77	115	475	252	= 70	- 11	142	30	57	53	96	- 16	+ 2	+ 2	1,2
	08/06/77	136	502	131	270	- 14	115	23	26	50	89	- 15	- 1	- 21	0,6
Mensuels															
Janvier	14/01/78	15	62	22,5	2,5	18	(19)	30	36	53	94	+ 21	+ 10	+ 5	1,2 (3)
Mars	03/03/78	26	133	78	= 22	13	20	15	57	54	96	+ 11	+ 10	+ 9	0,8
Avril	29/03/78	27	50	27	37	- 30	16	32	54	55	98	- 38	- 14	- 6	0,6
Juin	08/06/78	30	175	37	70	+ 26	42	24	21	50	91	+ 33	+ 11	+ 9	1,4 (4)
Juillet	29/06/78	34	99	23	111	- 50	18	18	23	53	95	- 49	- 24	- 42	0,5
août	04/08/78	28	115	30	57	12	16	14	26	52	95	+ 14	+ 24	+ 2	0,6
Septembre	31/08/78	30	24	12,4	43	- 44	12	50	48	48	97	- 54	- 20	- 17	0,4
Novembre	15/11/78	17	= 30	28	6	- 12	= 8	26	100	54	97	- 11	- 12	- 5	0,4 (5)
Evènements sans pluie sous neige	16/09/77	8	1	1,3	9,7	- 9	0	0		50	91	- 9	- 5	- 7	0
	14/01/78	4	0,7	(3)	(0,6)	- 4,3	1,4			53	94	- 5	- 4	- 1	0,3 (6)
Crues	28/07/77	7	86	36	16	18	16	18	42	53	92	+ 23	+ 2	+ 8	2,2
	31/10/77	4	31,5	12	2	9	8,5	35	77	53	96	+ 10	+ 6	+ 1	2,1
Recharge	22/10/77	6	72	9,1	3	+ 44	16	22	29	50	89	+ 45	+ 18	+ 28	2,2
	28/10/77	3	0	4,2	1,5	- 7	1,3			53	96	- 6	- 6	+ 1	0,4
	31/10/77	9	34	16,8	5	- 4,2	16	47	49	53	96	- 4	- 8	- 3	1,8
	09/11/77	6	40	7,1	3,5	18,3	11	27	18	53	95	+ 19	+ 15	+ 9	1,8

- (1) Ne tient pas compte de ΔR de la nappe.
- (2) Ne tient pas compte car AR = - 8 pour le sol, mais = + 34 pour la moraine.
- (3) Imprécis car toute la neige n'a pas fondue.
- (4) Le mois de Juin 77 a eu une pluviométrie exceptionnelle.
- (5) Bilan difficile car P = 48 mm dont il reste = 16 cm de neige en fin de bilan.
- (6) Evaporation : faible et sur la neige mais l'hydrogramme est incomplet.

TABLEAU VI.3. - BILANS DU BASSIN VERSANT (en mm).

1) Les coefficients d'écoulement.

a) *Les coefficients de ruissellement (Kr) :*

Ils sont calculés à partir de la pente rapide de l'hydrogramme de décrue par la méthode de Barnes (tableau VI.4.). Le ruissellement est assez faible l'hiver. Il vient en grande partie des tourbières et marais reliés au réseau hydrographique et de quelques zones drainées qui, en hiver, fonctionnent en trop plein. Leurs surfaces atteignant 12 % de la superficie du bassin, peuvent créer, l'évaporation étant faible, un ruissellement immédiat de près de 10 % de la pluie. En été et lors des fortes pluies, nous observons un ruissellement de saturation, ce ruissellement existe particulièrement en bas de pente. Il est d'autant plus important en valeur relative que l'ETR est forte et diminue donc le volume de l'écoulement retardé. En été, le rapport de la lame ruisselée sur l'écoulement total est proche de 50 %.

Date	P	Lr (1)	L (2)	Kr	KL	θ surface		Sr de TBP	Nombre jours	Ej
						mp	BP			
05/03/78	17,7	1,7	11,8	10	66	46	54	96	7	0,6
30/06/78	34	5	9,8	14	29	45	53	95	4	3
08/07/77	23,6	2,4	5,3	10	22	45	53	96	4	2,7
30/07/77	86	26	4 0	32		43	53	92	3	2,8
07/08/77	22	2	4	9	18	45	52	95	4	2
09/09/77	9,4	0,5	1,3	5	14	46	53	95	3	1,4
24/09/77	10	0,12	0,5	1,2	3	42	47	89	3	1,4
25/10/77	62	≈ 4	21	6	29	44	50	89	≈ 15	0,6
01/11/77	31,5	3,2	14	10	44	48	53	96	3	0,4
04/11/77	5,6	0	3,6			45	54	97		0,4 (3)

(1)  $Lr = Pn =$  lame ruisselée par séparation graphique semi-logarithmique.

(2)  $L =$  lame écoulée entre a et b =  $\int_a^b \frac{Q(t) dt}{S}$  avec  $Qa = Qb$

$$Kr = \frac{Lr}{P} \text{ et } KL = \frac{L}{P}$$

(3) Pas de ruissellement visible, c'est un simple gonflement sur la décrue.

TABLEAU VI.4. - COEFFICIENTS DE RUISSÈLEMENT.

b) *Les coefficients d'écoulement globaux ( $K_L$ ).*

C'est la lame d'eau écoulee entre deux dates présentant des débits équivalents<sup>(1)</sup>. Ils manquent de précision quand il y a des pluies parasites.

Les réserves ayant une capacité finie dont on se rapproche l'hiver,  $K_L$  croît asymptotiquement avec la pluie.  $K_L$  est plus élevé en hiver. Le climat est même suffisamment humide pour que l'ordre de dominance des facteurs soit : les réserves, l'évaporation, la pluie.

$$K_L = f(R) + f'(Ej) + f''(P) \quad (2)$$

$K_L$ , pour une certaine pluie, dépend plus de la réserve du sol que de l'humidité de surface, ce qui indique une bonne infiltration<sup>(3)</sup> et le rôle prépondérant du réessuyage du sol sur un écoulement de crue.

2) Les déficits de bilan ou pertes (D).

Ce sont les excédents de la pluie sur la somme de l'écoulement plus l'ETR plus les variations de réserves. Ils représentent les pertes du système par infiltration profonde et par écoulement latéral hors du bassin. De plus étant calculées par différence, elles recouvrent les termes d'erreurs et certaines rétentions non mesurées. Sur le tableau VI.3, ces pertes ou départs sont variables avec les mois. Leur moyenne est plus forte l'hiver, mais les valeurs les plus élevées s'observent les mois pluvieux sur terrain sec comme en Juin 1977. Pendant l'été leur valeur reste assez constante, leur pourcentage augmentant avec la diminution de la pluie et des débits. Ces pertes existent même en étiage, sauf quand le sol est en-dessous de sa capacité de rétention sur tout le profil. Ces pertes sont liées au déficit des réserves profondes. Elles sont synchrones d'écoulements gravitaires dans le sol et correspondent à des infiltrations dans la moraine, mise en charge par des écoulements de nappe temporaire.

$$(1) \quad K_L = \int_a^b \frac{Q(t) dt}{S \cdot \sum_a^b p} \quad \text{avec } Q_a = Q_b$$

(2) Pour le Maravant,  $K_L$  mensuels en % :  $\approx 5,1 R - 7,8 Ej - 435$   $r = 0,95$   
 $n = 10$   
même évolution pour les  $K_L$  d'orages mais plus forts et plus dispersés.

(3) Dans la région les sols sont rarement très secs : pas d'effet "mulch" et protégés par de l'herbe, qui favorise l'infiltration et empêche un effet "splash".

Les pertes maximales sont dues aux fortes pluies entraînant des crues, en automne, l'été et au début de l'hiver, la reconstitution complète des réserves étant parfois tardive à cause de la pluie ou de la neige. Par contre en hiver et au début du printemps quand il existe une nappe superficielle quasi permanente, les pertes sont proportionnellement plus faibles. Ceci est dû à la saturation de la moraine (artésienne dans le bas du bassin) qui voit d'une part sa perméabilité diminuée par le gonflement des colloïdes et d'autre part alimente l'écoulement par drainance dans les fonds, ce qui diminue d'autant les pertes hors du bassin. Ceci est confirmé par la relation observée entre ces faibles pertes et les hauts niveaux du piézomètre indiquant des pressions importantes dans la moraine. De même, ces pertes faibles correspondent à des pentes de tarissement sur les hydrogrammes, elles aussi faibles, c'est-à-dire à un écoulement mieux soutenu par l'aquifère de la moraine.

Par exemple, avec  $Q = Q_0 e^{\alpha t}$ , la pente de Janvier 78 ( $\alpha = 0,07$ ) est supérieure à celle de Mars 1978 ( $\alpha = 0,06$ ),  $P_m \text{ mars} > P_m \text{ janvier}^{(1)}$ .

#### 4.4. - Bilan d'étiage.

##### a) Hydrogrammes d'étiage.

Après les fortes pluies d'Août, nous assistons habituellement à la vidange peu influencée des réserves du bassin. Septembre est le mois de basses eaux. Sa pluviométrie est particulièrement faible en 1977 avec 24 mm, soit un coefficient pluviométrique de 0,18.

Les débits du ruisseau s'ordonnent selon deux familles d'exponentielles de pente différente : elles sont symbolisées en semi-log sur la figure 6.8.

(1) Ceci est observable quand le tarissement est mesuré tôt (ETR faible). La pente de tarissement dépend de l'état des réserves et pour un même niveau, la pente est plus faible quand la moraine se recharge (en hiver) que quand elle draine (au printemps).

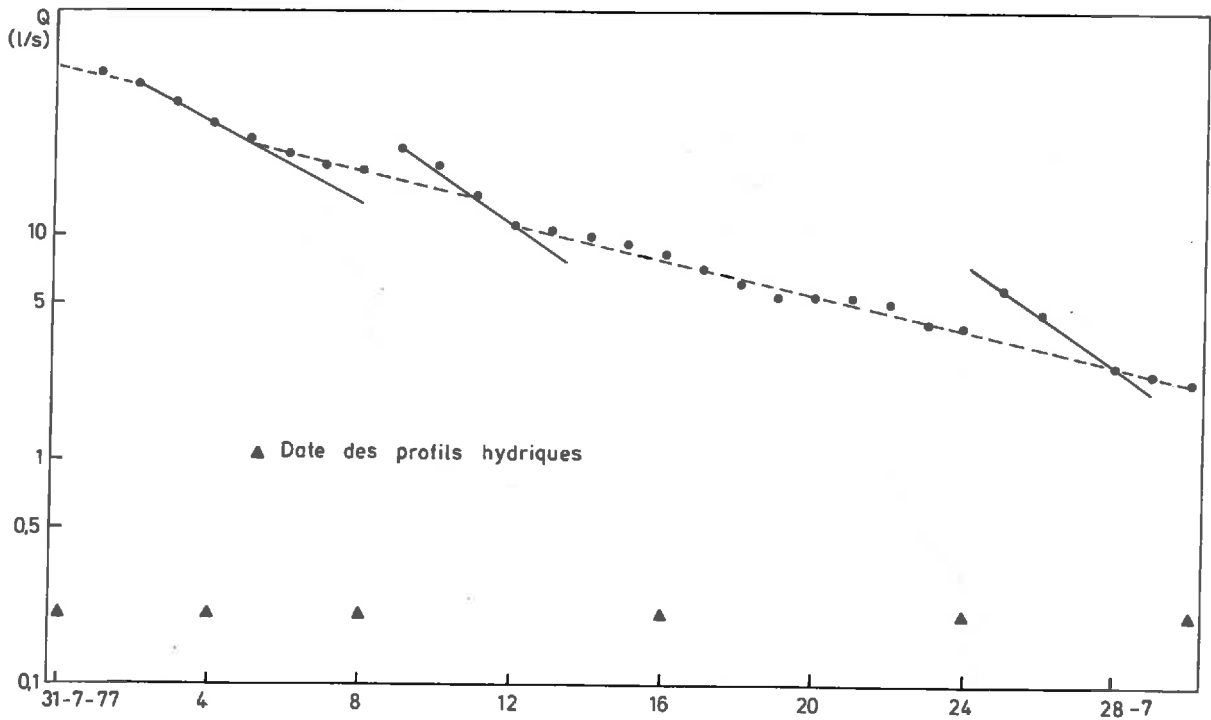


Fig. 6-8 : DEBITS D'ETIAGE DE SEPTEMBRE 1977

Une pente assez inclinée au début de l'étiage ( $\alpha = 0,25$ ). Elle correspond au drainage dans les sols des 35 mm de la pluie précédente. Ceux-ci sont en effet très humides, et presque saturés en bas de pente comme le montrent les profils hydriques (figure 6.9.). Les sols ont des coefficients de remplissage supérieurs à 93 % de la réserve maximale, ils sont au-dessus de la capacité au champ (voir tableau VI.5.). Une pente plus faible apparaît après quelques jours, et le débit est soutenu par un tarissement moins rapide ( $\alpha = 0,09$ ). Cette phase correspond à des profils beaucoup plus secs : la réserve est inférieure à 0,89 R max, et à la capacité au champ. A la fin du mois, la réserve utile est entamée d'environ 5 % en surface.

	Réserve Maximum	Capacité au champ	Etiage				Crue d'hiver			Crue d'été		Recharge			
			31/08	16/09	24/09	30/09	31/10	04/11	09/11	28/07	04/08	22/10	26/10	28/10	31/10
Haut de pente	0,98(1)	0,95	0,96	0,93	0,91	0,93	0,97	0,97	0,96	0,95	0,96	0,92	0,97	0,97	0,97
Mie-pente	0,95	0,90	0,93	0,89	0,88	0,88	0,92	0,93	0,91	0,90	0,90	0,90	0,94	0,94	0,92
Bas de pente	0,98	0,91	0,97	0,91	0,89	0,89	0,96	0,97	0,95	0,92	0,95	0,89	0,96	0,96	0,96
Piézomètres															
Pmp				sec	sec	sec	84	78	88			sec	14	55	84
Pbf			32	44	52	55	30	21	31	40	32	58	21	22	30
Pm				99	101	102	61	47	46			108	89	74	61

(1) Coefficient =  $\frac{\text{Réserve du profil}}{\text{Réserve maximale observée}}$

TABEAU VI.5. - EVOLUTION DES COEFFICIENTS DE REMPLISSAGE.

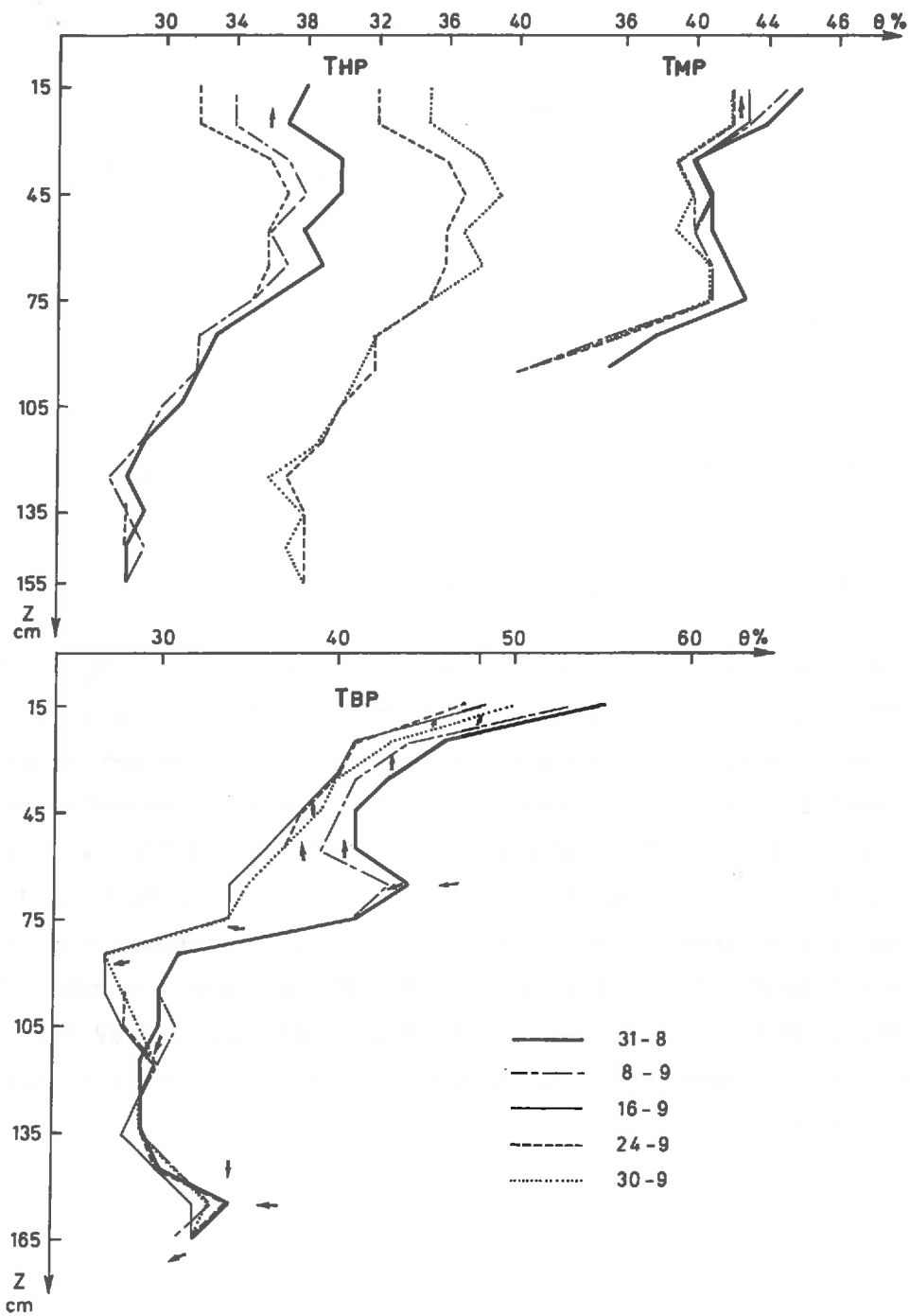


Fig. 6-9 : ETIAGE DE SEPTEMBRE 1977



b) *Profils hydriques :*

Leur évolution est représentée sur la figure 6.9.

- Tube de haut de pente : il draine avec infiltration jusqu'à la Cc dont il était proche le 31/8. Il s'assèche ensuite en surface, puis sur toute sa hauteur. Après la pluie du 24/10, le sol se réhumecte ( $\approx$  Cc) alors que le fond s'assèche encore.

Protégé par la forêt il s'assèche moins. Pendant le mois les autres sols passent de 98 % à 89 % de leur réserve, tandis que sous forêt le ressuyage est plus faible, de 96 % à 93 %.

- Mi-pente : c'est l'évolution la plus simple : drainage jusqu'à la Cc, puis par l'intermédiaire de la prairie l'ETR attaque la Ru en surface, puis plus profondément. Au fond l'humidité reste à la Cc, ce qui indique que les racines n'ont pas entamé encore toute la réserve, ou plutôt que celle-ci a été alimentée plus longtemps.

- Bas de pente : on observe le même drainage en surface, puis sur tout le profil avec retard. Ceci est dû à une alimentation latérale momentanée. Après quinze jours, les profils évoluent moins, la surface s'assèche lentement par évaporation (de 0 à 60 cm), tandis que la moraine se réessuie très lentement et reste au fond à la Cc. Il existe un écoulement, jusqu'au 30 Septembre, au niveau du banc sableux à 1,55 m de profondeur dont une partie s'infiltré plus profondément. Toutefois, on observe une perte de charge dans la moraine (à - 1,80), soit une baisse de ses réserves.

c) *Piézométrie.*

Nous n'avons pas de chronique continue des piézomètres, ce qui nous prive souvent des points les plus intéressants. Toutefois, pendant cet épisode, nous avons observé que :

- Le piézomètre de mi-pente est sec les 8, 16, 24 et 30 Septembre et d'une manière générale, quand l'hydrogramme a des pentes de tarissement ( $\alpha < 0,1$ ) et quand le bas du profil hydrique de mi-pente (T<sub>mp</sub>) est à la capacité au champ.

- Le piézomètre de la moraine baisse lentement avec, à partir du 16/9, une bonne corrélation de son niveau avec les débits (cf. 2.3.), ceux-ci jusque là décroissaient plus vite que le niveau de la moraine.

- Le piézomètre de la tourbière (Pbf) présente la même variation que le débit du ruisseau.

Toutefois, la charnière paraît retardée légèrement après le 16/9, ce qu'indiquerait aussi la conductivité des eaux à l'exutoire. Il existe dans l'écoulement une petite proportion d'eaux superficielles, mais nous reviendrons sur ces observations chapitre 7.

*d) Bilan d'étiage.*

Il y a d'abord un drainage des sols en écoulement gravitaire sur la moraine, avec reprise d'une partie de l'eau par évaporation. Les sols de pentes se trouvent donc asséchés plus tôt que ceux du bas, sauf s'ils sont protégés par de la forêt.

Après le 16/9, soit après la rupture de pente dans la décroissance des débits, les profils s'assèchent beaucoup moins, ayant déjà cédé leurs réserves facilement disponibles lors du premier type d'écoulement. La surface s'assèche ou se réhumecte selon (ETR - P), tandis que le bas se ressuie lentement, sauf quand la pluie est suffisante pour recréer une réserve comme celle du 25 Septembre.

En fin de drainage les sols de bas de pente s'assèchent et fournissent à l'écoulement une lame d'eau supérieure aux autres sols et pendant plus longtemps. Par exemple pendant la semaine peu pluvieuse du 16 au 24/9, l'écoulement est supérieur à ce que peuvent fournir la pluie efficace et les sols. Cet écoulement provient du drainage du bas-fond (0,4 mm) et de la moraine (1 mm) dont le niveau piézométrique baisse en Pm.

Du 24 au 30, une pluie de 10 mm vient gonfler l'écoulement et diluer la minéralisation. Il n'y a pas de ruissellement. La pluie efficace atteint 5 mm sur des sols dont la Ru est entamée d'environ 10 mm. Le gonflement de l'hydrogramme provient essentiellement de la pluie efficace sur les zones proches du ruisseau. Les sols se rechargent peu ou se ressuient assez vite par évaporation, sauf celui sous forêt qui conserve sa recharge acquise malgré une interception assez forte de 23 %.

Après leur drainage, les sols étant à la capacité au champ ne peuvent plus alimenter l'écoulement. C'est donc les réserves plus profondes de la moraine qui soutiennent les débits après le point d'inflexion de l'hydrogramme, avec une décroissance moins rapide liée au volume et à la faible perméabilité du réservoir. Ce phénomène était masqué jusque là.

La moraine se ressuie d'abord en surface et le long de discontinuités. Par exemple entre le 16 et le 24, la perte de réserve du sol ne fait en majeure partie que compenser l'ETR, tandis que le niveau piézométrique de la moraine baisse de 2 cm en Pm.

En bilan total, si l'écoulement paraît relativement important (51 % de la pluie), il se fait grâce à une variation importante des réserves (- 44 mm). Cependant celles-ci sont absorbées par l'ETR, et l'écoulement de sub-surface ne fournit que 1,5 mm, soit un coefficient d'écoulement de 7 %, limité dans les trois jours consécutifs aux pluies.

Au cours du mois on peut observer sur les profils au moins 6 mm d'infiltration dans la moraine en bas de pente, soit plus de 29 % de la pluie<sup>(1)</sup> et au moins 4 mm, soit 18 % en haut de la séquence. Ceci correspond aux pertes non mesurées, assez faibles (0,4 mm/jour) mais qui représentent 46 % de la pluie. Elles sont concentrées pendant les périodes de drainage, ce qui les lie bien à des mises en charge de la moraine.

En résumé : en étiage apparaît une vidange étagée des sols. Puis l'écoulement est alimenté par une nappé dans la moraine, si son niveau est assez haut (ce qui n'était pas le cas en 1976).

Il y a peu d'écoulement dans les sols dont l'humidité est régie par l'ETR, par contre il persiste plus profond (1,50 m).

En étiage les pertes de bilan par infiltration profonde sont faibles, elles ne rééquilibrent pas les pertes de la moraine. Elles proviennent d'écoulements dans le sol.

#### 4.5. - *Crue d'hiver.*

##### a) *Climatologie.*

La crue du 1er Novembre a été engendrée par une forte pluie, très homogène, tombant après quatre jours secs. Les sols sont très humides et bien au-dessus de la capacité au champ (cf. tableau VI.5.). La décrue ne sera influencée que par une autre pluie, plus faible de 5,6 mm survenant le 4/11. Le coefficient d'ensoleillement est faible ( $S/S_0 = 0,45$ ). L'intensité de la pluie, environ 5 mm/h, est bien inférieure à la perméabilité de surface de sols.

(1) *Il faut compter aussi avec des apports latéraux.*

b) Hydrogramme.

Il est décomposé par la méthode de BARNES (figure 6.10.). Le volume écoulé est assez faible par rapport à la pluie, en particulier, le ruissellement rapide ne représente que 11 % de la pluie et cesse en deux jours (cf. tableau VI.4.). Par contre, l'écoulement de drainage des sols ( $\alpha = 0,12$ ) est très étalé. Pendant toute la décrue, du 2 au 12/11, les sols sont au-dessus de leur capacité au champ. A cause de la pluie parasite du 4/11, nous étudierons les bilans du 31 au 4/11, mais nous calculerons les écoulements théoriques par l'intégrale de la loi de MAILLET. Par exemple entre le 31 et le 4, il a coulé 12 mm, mais si l'on prolonge le ressuyage avec la même pente, il devrait encore s'écouler 12,5 mm.

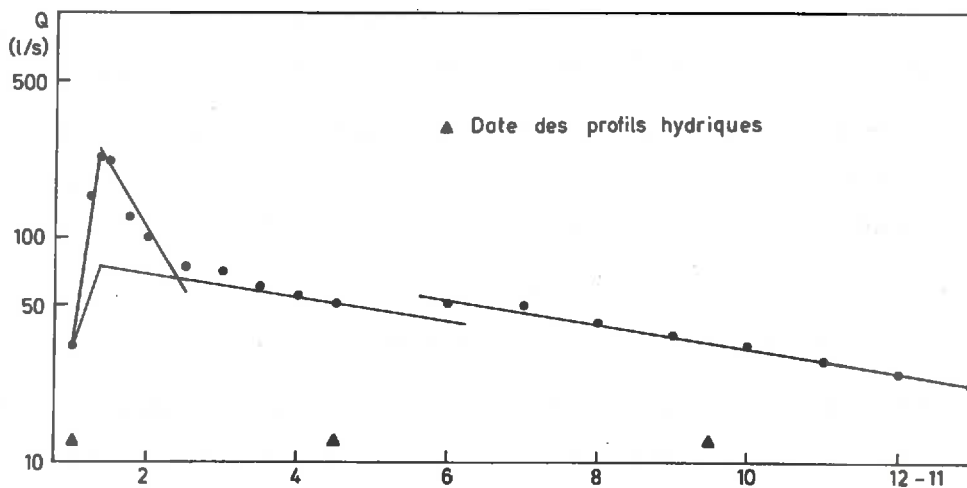


Fig. 6-10 : CRUE D'HIVER DU 1-11-1977

c) Profils hydriques : ils sont représentés sur la figure 6.11.

Dans le tube de haut de pente le profil hydrique reste très stable après une légère humectation de surface, à cause de sa couverture humique humide et de la faible transpiration des arbres.

Sur le profil du tube de mi-pente, encore humide des fortes pluies précédentes, la pluie du 4/11 recharge le bas du profil. Il y a ensuite un drainage rapide à ce niveau, puisque le 9 le profil est presque revenu à la capacité au champ avec une ETR faible.

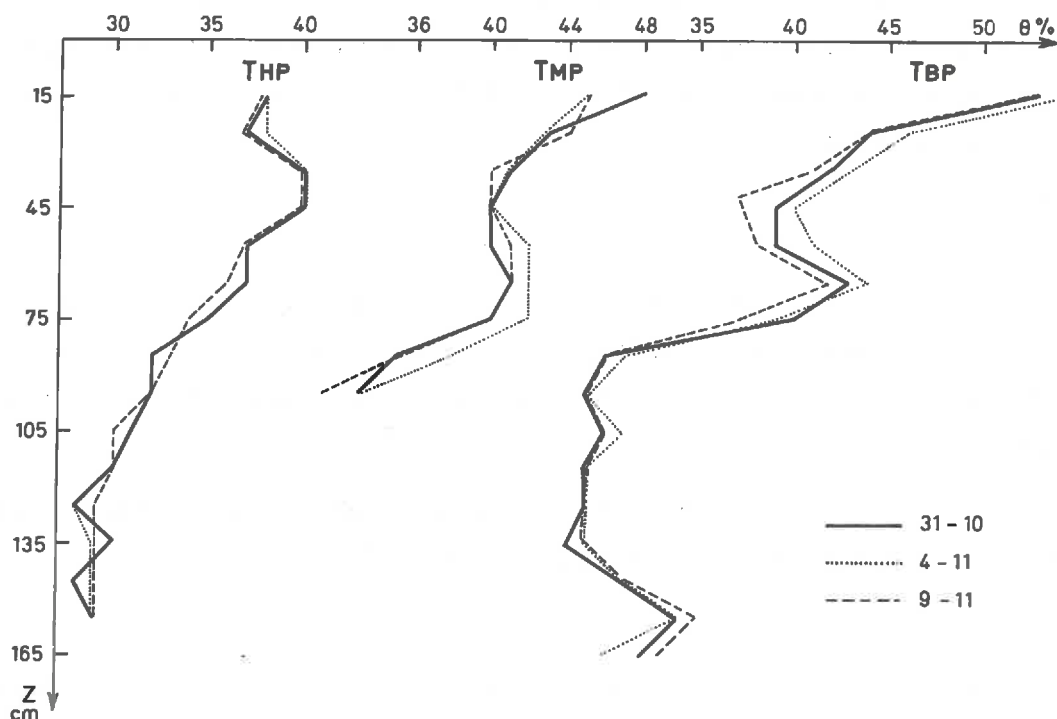


Fig. 6-11 : CRUE D'HIVER-NOVEMBRE 1977

Le sol du profil de bas de pente était à la Cc le 31/11, mais il drainait à la profondeur de 0,75 et 1,50 m et l'hydrogramme présentait une décrue de ressuyage des sols ( $\alpha = 0,15$ ). Après la pluie le haut du profil s'humidifie puis draine, alors que la moraine reste à peu près constante avec cependant une circulation à 1,50 m. Ceci permet de déduire l'écoulement suivant : le 4/11 les sols de haut de pente ont déjà cédé une grande partie de leur réserve, ce qui a mis la moraine en charge. Le 9 à la fin du drainage des pentes, les sols de celles-ci sont proches de la Cc et ne fournissent pratiquement plus d'eau, tandis que dans les bas de pente les réserves sont encore importantes. Le 9/11 les réserves en eau libre des sols avoisinent 18 mm, ce qui au rythme du tarissement entrainerait une vidange sur plus d'un mois. L'intégrale de Maillet permet de calculer une réserve d'écoulement d'environ 8 mm, soit une vidange de près de 15 jours avant qu'il n'y ait une "charnière" et un étiage. Ceci est du même ordre de grandeur car l'ETR s'élève à 10 mm pour ce mois. Donc, l'écoulement observable correspond au drainage des sols ( $\theta > Cc$ ).

d) *Piézométrie.*

On a vu sur la figure 6.6. la liaison des piézomètres Pbf et Pmp avec les débits. Alors que les débits et le niveau Pbf sont semblables avant et après la crue (le 31/10 et le 9/11), le niveau piézométrique de la moraine monte de 14 cm.

e) *Bilan de crue d'hiver.*

Les données sont rassemblées dans le tableau VI.3. Il existe d'importantes pertes non mesurées, surtout pendant la crue atteignant 27 % des précipitations, c'est-à-dire supérieures au ruissellement. Ceci peut provenir :

- d'un écoulement minimisé par des rétentions de surface, pourtant les horizons de surface sont revenus à leur  $C_c^{(1)}$ ,
- de pertes latérales, probables mais faibles,
- d'une infiltration importante dans la moraine, ce qu'indique la remontée de son piézomètre.

On peut donc décrire cet événement comme une crue de début d'hiver continuant la recharge automnale. Le taux d'infiltration est important mais il ne provient que peu des bas de pente puisque l'hiver, la pression de l'eau interstitielle de la moraine est supérieure à la charge hydrostatique que lui appliquent les sols des zones basses et hydromorphes du bassin. Cette infiltration crée une recharge dans la moraine, difficile à quantifier, mais qui doit être d'au moins 7 mm en Pm. Toutefois cette recharge ne semble guère affecter le chimisme des eaux de la nappe dans le haut du bassin, à peine 3 à 4 % de renouvellement. Cette crue comme toutes celles d'hiver a peu de ruissellement et une composante hypodermique dominante. L'hydrogramme a une décrue lente (car peu d'ETR) et bien soutenue par des réserves profondes importantes.

(1) Toutefois il existe quelques zones pièges : dépressions non reliées au réseau hydrographique s'élevant à 0,6 % donc de volume négligeable.

4.6. - Crue d'été.

a) Climatologie.

Cette crue a été déclenchée par un fort épisode pluvieux à la fin Juillet 1977 atteignant 83 mm en trois jours, dont 20 mm en deux heures. La pluie fut homogène, peu interceptée (4 %), sur un terrain proche de la capacité au champ car humidifié par une pluie précédente. L'évaporation est très forte, près de 3 mm par jour.

b) Hydrogramme.

Il est décomposé sur papier semi-log à la figure 6.12. La pluie a engendré une très forte crue avec un débit de pointe de plus de 1 m<sup>3</sup>/s et un ruissellement de surface important (26 %, cf. tableau VI.5.). Le ruissellement est dû à la saturation des sols, car la pluie efficace dépasse la capacité des sols et son drainage. Le débit de base est faible, l'hydrogramme court (11 jours) avec une pente de ressuyage rapide :  $\alpha = 0,23$ .

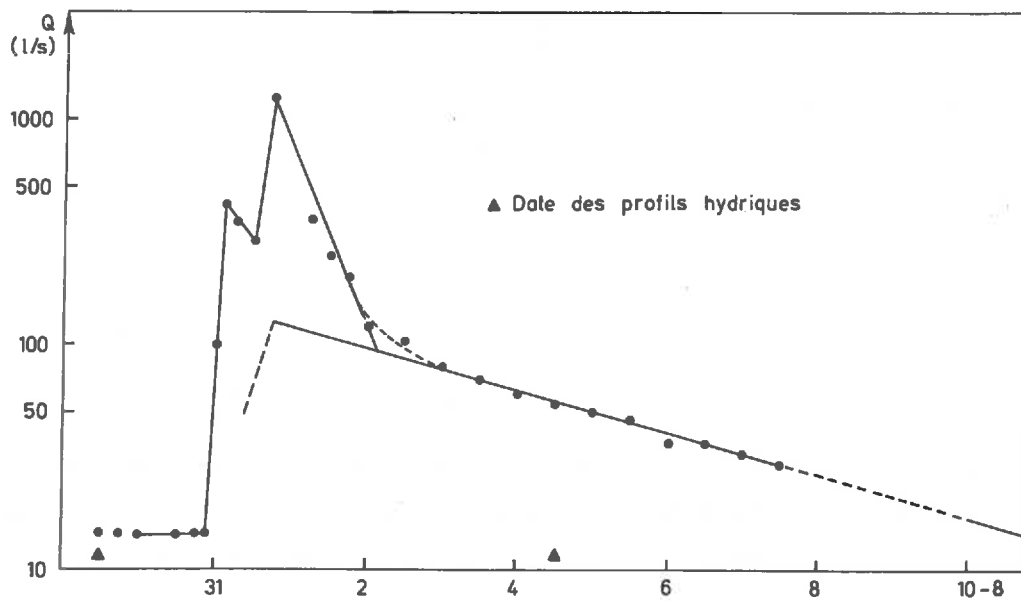
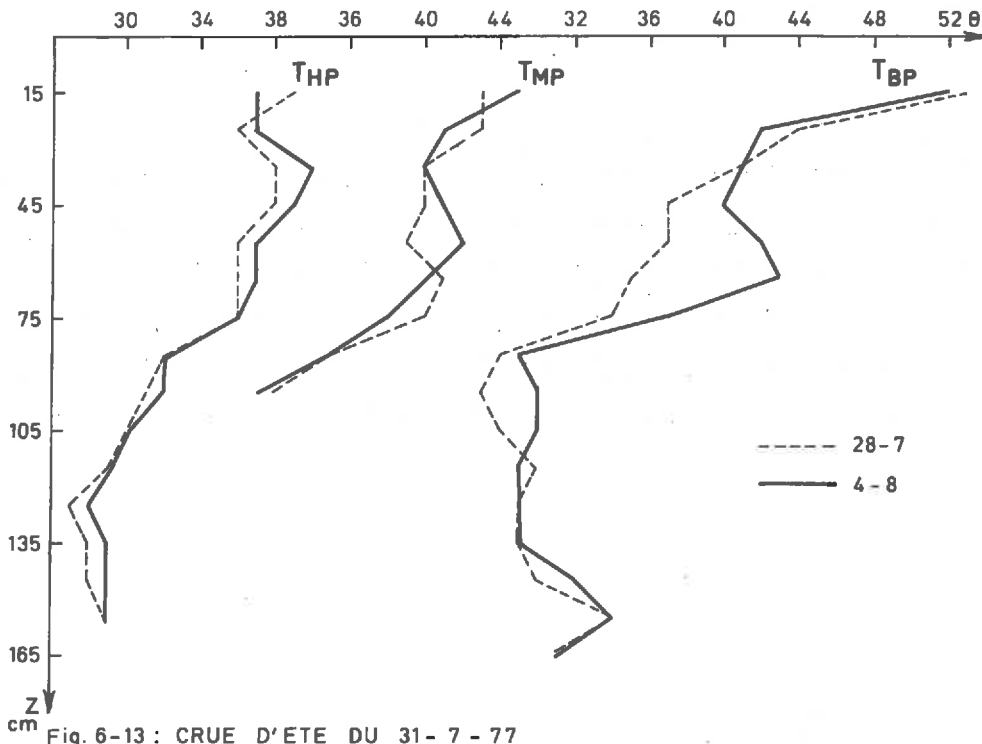


Fig. 6-12 : CRUE D'ETE DU 31-7-1977

c) Profils hydriques (figure 6.13.).

Trois jours après la pointe de crue, les sols de pente sont déjà revenus à la Cc, avec un assèchement supérieur en surface au tube Tmp et moindre en haut de pente (forêt). Le bas de pente a vu sa réserve fortement augmenter (cf. tableau VI.3.) et c'est cette réserve qui alimente l'écoulement.



d) Bilan d'une crue d'été (cf. tableau VI.3.).

Les sorties mesurées du bassin sont nettement déficitaires par rapport à la pluie, soit des pertes allant jusqu'à 3 mm/jour. Elles sont bien supérieures à la moyenne d'été, et même aux valeurs d'hiver.

L'infiltration est liée aux crues et à la présence d'eau libre dans le sol. Si souvent les pluies d'été sont amorties par les sols en déficit, elles peuvent par leur violence déclencher des crues concentrées avec un ruissellement important et un ressuyage rapide. La composante souterraine, paraît faible et le coefficient d'écoulement est inférieur à celui d'hiver. Toutefois, ceci met en charge la moraine et provoque une infiltration importante, cependant plus brève qu'en hiver.



#### 4.7. - Recharge automnale.

##### a) Climatologie.

Nous appelons recharge automnale l'épisode pluvieux qui met fin à l'étiage du ruisseau. Ce dernier, comme fréquemment en Octobre, était proche du tarissement en 1977. Une grosse pluie de 72 mm en deux épisodes engendre une crue qui marque le début de l'écoulement d'hiver. Les sols étaient secs (cf. tableau VI.5.) avec des humidités égales à la Cc ou avec un déficit faible. L'humidité de l'air est déjà importante et l'ETR faible.

##### b) Hydrogramme.

Bien que la pluie soit importante, la crue qui a un temps de réponse moyen de 2 heures, n'a pas une montée brutale ni des débits extrêmes (215 l/s en pointe). Le ruissellement est court, peu important (6 %). Puis le ressuyage s'amorce avec une pente faible ( $\alpha = 0,15$ ). Mais il est interrompu par de nouvelles pluies, ce qui nous oblige à traiter cette crue de façon fractionnée et théorique.

##### c) Profils hydriques (figure 6.14.).

Du 22 au 26/10, recevant 62 mm de pluie, les profils s'humidifient sur toute leur profondeur. Les valeurs sont reportées dans le tableau VI.4. mais elles ne sont que des appréciations par défaut, puisqu'il y a une infiltration sur tout le profil avec circulation. Par exemple le profil en Tbp n'est fermé qu'en apparence, car il existe une circulation à 1,55 m. C'est le profil de mi-pente le plus argileux, qui se réhumecte le moins, alors que son piézomètre est saturé le 26/10. Le tube de bas de pente lui est presque saturé.

Du 26 au 28/10 une nouvelle pluie de 10 mm ne fait que prolonger le drainage.

Du 28 au 31, les sols commencent à se ressuyer, la réserve de bas de pente restant la plus stable.

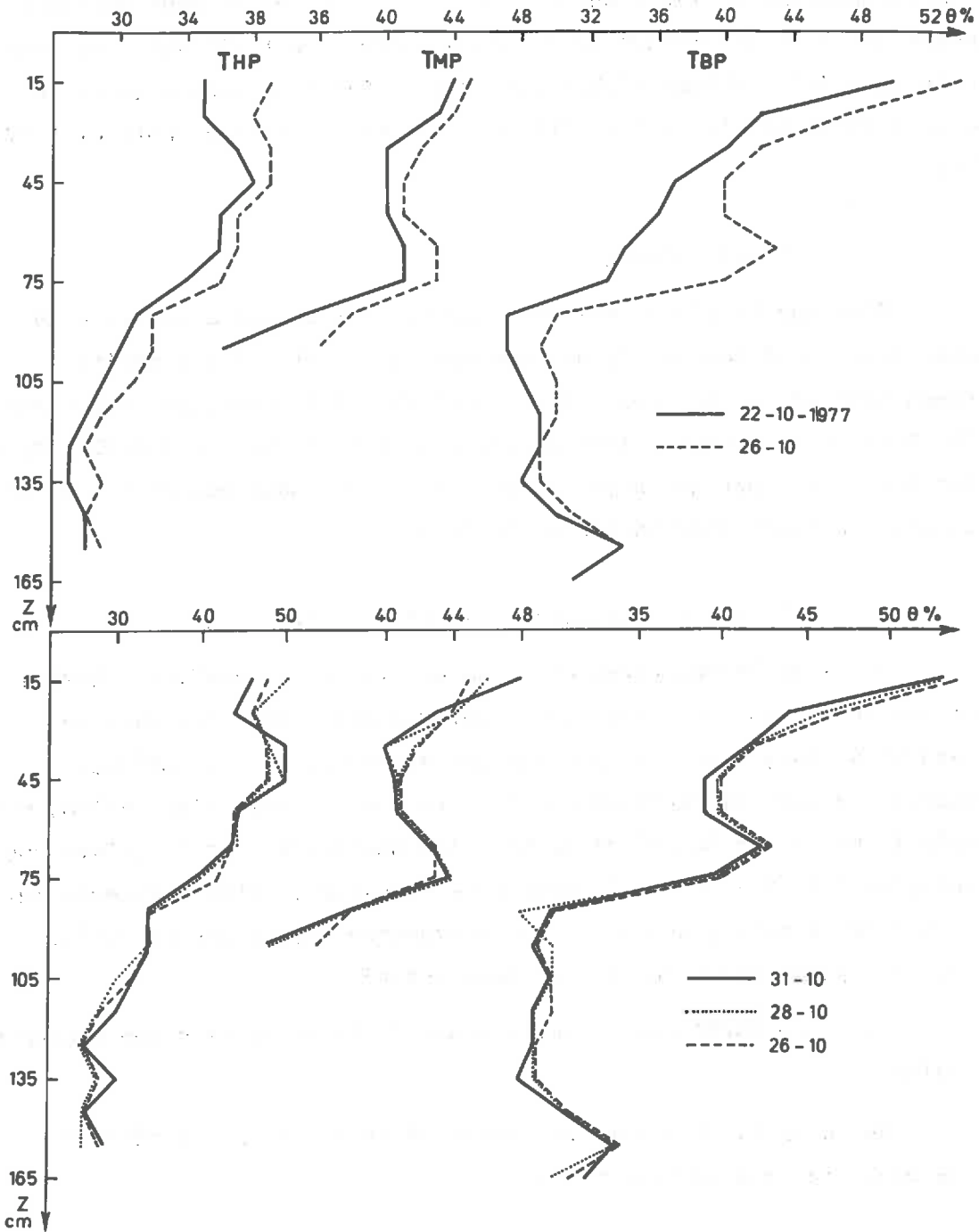


Fig. 6-14 : RECHARGE D'OCTOBRE 1977

d) *Piézométrie.*

Elle a déjà été décrite paragraphe 3.1. et figure 6.4. Elle permet de voir la différence de circulation entre le drainage du haut du bassin et le stockage des bas fonds et de la moraine. Il est à remarquer la rapidité de la réponse des deux piézomètres de surface et celle de la baisse de celui de mi-pente, qui baisse en cinq jours de 80 cm, ce qui draine un volume d'environ 5 m<sup>3</sup> et nécessite une perméabilité latérale de l'ordre de 10<sup>-4</sup> m/s.

e) *Bilan de la recharge.*

Il est détaillé dans le tableau VI.3. On voit le faible rendement (29 %) de la pluie tombant sur des sols secs en dessous de la capacité au champ.

Pendant cette crue, il existe des pertes de bilan importantes : 16 mm du 22 au 31/10, soit une valeur journalière de 2,2 mm avec des maxima proches de 2,6 mm/j. Ces valeurs, très importantes se situent au début de la crue, lors de l'imbibition maximale des sols et au niveau piézométrique le plus bas de la moraine. Pendant la partie non influencée de la décrue, il existe encore des pertes plus faibles, proches des valeurs moyennes d'été, mais supérieures aux valeurs d'étiage, les sols étant encore humides. Ceci correspond bien à la remontée continue du piézomètre de la moraine. La recharge la plus rapide se fait au début, lors du maximum de la crue, soit aussi le maximum de charge hydrique à la base des sols. Pour cette première pluie d'automne suffisante pour combler le déficit en eau du bassin, nous voyons une crue faible à cause d'une forte infiltration, celle-ci étant inversement proportionnelle à l'état des réserves.

5. - SYNTHESE DES RESULTATS.

L'étude de ces quelques événements et la mesure suivie de l'humidité des sols du bassin, nous a permis de valider sur ce terrain quelques caractères de modèles connus.

L'écoulement du ruisseau provient d'une vidange en parallèle de plusieurs types de réservoirs avec des vitesses et des capacités différentes.

L'écoulement latéral gravitaire est dominant dans les sols, le long des pentes. Les recharges se font de façon étagée et nécessitent non la saturation mais la présence d'eau gravitaire dans l'horizon supérieur.

Ce sont ces états de charge hydrostatique ou leur niveau apparent qui commandent le type d'écoulement saisonnier.

#### Écoulement d'été (figure 6.15).

C'est un drainage des réserves du bassin, des sols puis de la moraine, entrecoupé de crues violentes et courtes quand la pluie efficace est supérieure aux déficits hydriques du sol.

Ces crues sont dues à un écoulement rapide de la pluie ( $\approx 10^{-4}$  m/s) en nappe superficielle temporaire à la base des sols.

La brièveté du ressuyage, incompatible avec la perméabilité des sols, est due à l'ETR qui devient le facteur prépondérant en été (les pentes de ressuyage des hydrogrammes évoluent de  $\alpha = 0,12$  l'hiver à  $0,25$  l'été).

Pendant ces crues, il existe des infiltrations profondes importantes à travers le niveau d'argiles compactées peu perméables ( $\approx 10^{-8}$  m/s à 2 m de profondeur).

La nature des mesures, humidimètre et limnigraphe, ne permet pas de discerner le type d'infiltration : macroporosité, front d'humectation ou saturation. Cependant les fissures de rétraction ne sont guère importantes, les sols n'étant jamais secs jusqu'au fond sur ce terrain, et probablement assez vite colmatées. Par contre il peut y avoir une circulation sans que l'eau ne pénètre dans les agrégats. Ceci a été observé sur des coupes pédologiques après la pluie.

Toutefois ces infiltrations ne sont pas visibles au piézomètre, soit qu'elles soient ponctuelles, soit qu'elles aient un effet retardé ou masqué par l'alimentation du ruisseau. Elles ne sont identifiables qu'en perte de bilan.

Entre ces périodes l'écoulement est minime, les transferts d'eau n'étant que des rééquilibrations de tension dues à l'ETR.

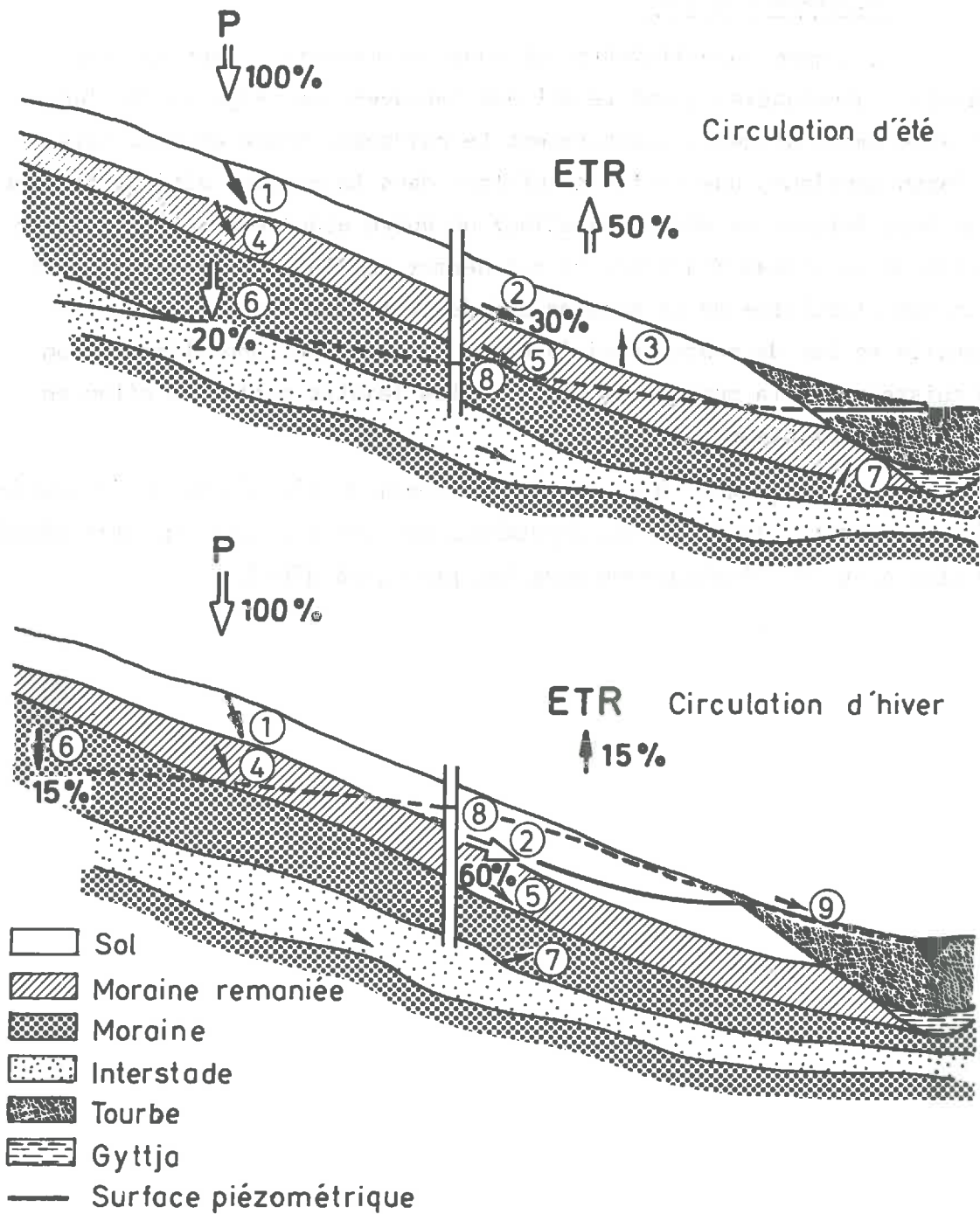


Fig. 6 - 15 : SCHEMA DE L' ECOULEMENT

- (1) Infiltration dans le sol
- (2) Circulation hypodermique gravitaire intermittente
- (3) succion ascensionnelle du sol
- (4) Infiltration dans la roche mère altrérée
- (5) circulation latérale sur les argiles
- (6) Infiltration à travers les argiles vers la nappe
- (7) Alimentation de la nappe vers l'écoulement
- (8) Niveau piézométrique de la nappe
- (9) Ruissellement superficiel de saturation suintement

Écoulement saisonnier :

Été (8/6 → 22/10) : P = 502 mm (100 %), L = 131 mm (26 %), E = 270 mm (54 %), D = 115 mm (23 %).

Hiver (18/12 → 10/3) : P = 475 mm (100 %), L = 252 mm (53 %), E = 70 mm (15 %), D = 142 mm (30 %).

Écoulement d'hiver.

La nappe superficielle est quasi permanente à part quelques drainages observables quand le sol est recouvert de neige en février. Cet écoulement alimente latéralement le ruisseau. Comme en été, mais de façon continue, une partie s'infiltré dans la moraine altérée formant à sa base (niveau de décarbonatation) un autre écoulement. Celui-ci met en charge le niveau d'argile, ce qui permet une infiltration. Celle-ci recharge l'aquifère de la moraine qui devient captif sous la couche d'argile en bas de pente. Ceci favorise tout l'hiver une alimentation du ruisseau par la moraine et explique les faibles pertes de bilan en hiver et au printemps.

*En fréquence, bien que le réservoir de l'aquifère de la moraine, même discontinu, soit le plus important, ce sont les sols qui alimentent le plus souvent l'hydrogramme avec les plus gros débits.*

SEPTIEME CHAPITRE

ETUDE DES SOURCES DU BASSIN

SEPTIEME CHAPITRE

ETUDE DES SOURCES DU BASSIN

1. - CONDUCTIVITE DES DIFFERENTS POINTS DE PRELEVEMENT.

On peut aussi observer et généraliser au bassin versant les circulations vues précédemment, grâce à des observations sur la minéralisation des sources. Le paramètre pour les distinguer sera leur conductivité, bien liée à leur minéralisation dans cet environnement calcaire<sup>(1)</sup> (Heydarpour, 1974). Les conductivités sont indiquées dans le tableau VII.1. Ce sont des moyennes de prélèvements saisonniers (n > 50) des sources les plus représentatives du bassin.

		A	B	C	Captage	B mêmes jours	Pm	B mêmes jours	Pmp
	Conductivité	425	500	275	472	507	500	488	= 300
	Minéralisation	377	452	226					
Eté 5 - 10	Conductivité	434	512	302	504	512	490	514	(1)
	C.V. (%)	16	5,5	24	6	5	10	9	
	Maximum	498	552	423	553	542	533	552	
	Minimum	330	439	82	460	449	414	449	172
		Octobre	Mai	Juin	Juin	Juin	Octobre	Octobre	
Hiver 11 - 4	Conductivité	416	486	248	439	501	508	463	323
	C.V. (%)	10	6	14	10	3	11	5	22
	Maximum	455	517	303	504	515	563	482	386
	Minimum	290	424	189	341	467	442	424	208
		Décembre	Novembre	Décembre	Décembre	Décembre	Février	Février	Mars
		Février	Avril	Février	Février	Mars	Mars	Avril	Février
	Amplitude été/hiver (%)	- 4	- 5	- 16	- 13		+ 3		

(1) Peu de valeurs en été, car le piézomètre est sec.

TABLEAU VII.1. - CONDUCTIVITE DES SOURCES (en mmho à 25°).

-A, est l'exutoire du bassin versant. B, est une source représentative de l'aquifère de la moraine.

(1)  $mg/l = 1,007 \chi - 51 \quad \kappa = 0,996$



- C, est un écoulement superficiel temporaire drainant une pente moyenne <sup>(1)</sup>.
- Le captage, est construit sur une grosse source (3 l/s) peu profonde (altitude 870 m).
- Pmp : c'est de l'eau prélevée dans le piézomètre, c'est-à-dire de l'eau ayant traversé le sol.
- Pm : c'est l'eau prélevée dans le piézomètre de la moraine, captive sous le niveau d'argile qui possède une charge en Mg et SO<sub>4</sub> importante (cf. tableau VII.2.).

Ceci laisse supposer une circulation profonde et mélange avec des eaux du Trias, représenté par des marnes, des gypses et des cargneules dolomitiques au Mont Perron et sans doute sous la butte du bois du Maravant, ce qui expliquerait sa doline. Il existe une eau de même type contenant jusqu'à 70 mg/l de SO<sub>4</sub> (Blavoux, 1966) dans le puits de "Chez Portay" à l'Ouest du bassin.

L'analyse chimique de ces sources (tableau VII.2.) en fait des eaux bicarbonatées calciques, comme toutes celles du complexe quaternaire würmien. Elle confirme l'analyse de Blavoux (1966) qui les considère comme des eaux d'Evian potentielles, mais superficielles : elles sont peu chargées en silice, et leur rapport  $\frac{Mg}{Ca}$  évolue de 0,06 au captage à 0,07 en B et 0,08 à la Fontaine de Verrossier. Pour mémoire le rapport des eaux d'Evian est toujours voisin de 0,5.

	Conductivité 25°	Cations (mg/l)					Anions (mg/l)			Niveau (cm)
		Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>--</sup>	
Source I	423	83,4	5,60	1,75	0,55	0,17	7,24	4,28	266,9	
Captage	426	78,0	4,98	5,38	3,55	0,17	10,80	5,67	256,2	
Fontaine du Lyonnet (B)	467	95,7	7,03	1,89	1,26	0,18	1,64	6,57	316,7	
Fontaine de Verrossier-Haut	502	90,6	7,65	10,50	1,43	0,23	18,05	8,19	300,6	= 20
Piézomètre mp	303	55,8	1,91	1,06	0,48	0,13	0,40	3,68	184,0	58
Piézomètre m	547	94,9	17,42	3,82	2,25	0,62	6,54	28,55	332,3	30

Prélèvement : le 28/3 avec un niveau haut des réserves et une minéralisation faible.

TABLEAU VII.2. - ANALYSE CHIMIQUE DES MAJEURS SUR LES SOURCES DU MARAVANT.

(1) Longueur d'une pente moyenne : c'est le rapport de la surface du bassin sur le double du réseau hydrique soit :

$$\frac{3.10^6 \text{ m}^2}{2.5100} \approx 300 \text{ m}$$

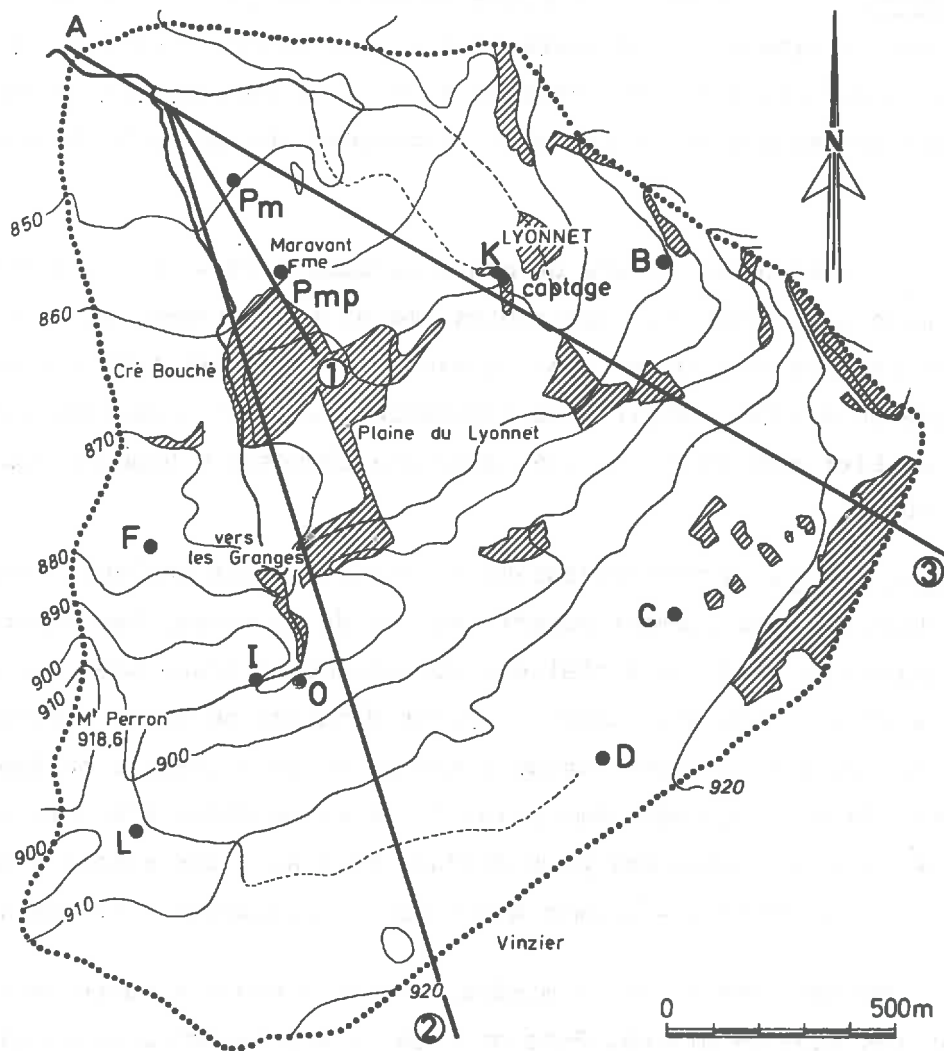


Fig. 7-1: POINTS DE PRELEVEMENT D'EAUX

## 2. - EVOLUTION DE LA MINERALISATION DES SOURCES.

Pour toutes les sources on observe une augmentation de la minéralisation l'été, presque jusqu'aux valeurs de l'aquifère de la moraine en étiage.

- En haut de pente, il n'y a pas de sources mais des ruissellements peu minéralisés (point C). Cette minéralisation est variable comme celle de l'exutoire, en fonction des débits, de la distance parcourue et de l'humidité du sol, c'est-à-dire que cet écoulement superficiel est déjà un mélange de ruissellement et d'eaux ayant transité dans le sol.

- A mi-pente, sur la première rupture de pente du bassin (915 m), il existe des sources fortement minéralisées et très constantes (point B). Elles réagissent avec des dilutions faibles (< 6 %) et avec plusieurs jours de retard aux fortes pluies. Elles sont alimentées par un aquifère dans la moraine.

A la seconde rupture de pente du bassin (875 m), il existe des sources plus nombreuses et importantes, moins minéralisées et plus vulnérables. Par exemple le captage, dont la minéralisation est très proche de l'aquifère en étiage, réagit très rapidement aux fortes pluies, allant jusqu'à doubler son débit en crue, avec une composante hypodermique de près de 60 %.

- En bas de pente, la minéralisation à l'exutoire est toujours comprise entre celles de l'écoulement superficiel et de la nappe. Les minéralisations malgré les différents thalwegs correspondent assez bien aux différentes parties de l'hydrogramme. Le point d'inflexion entre l'écoulement superficiel et l'écoulement hypodermique se situe à l'exutoire (point A) autour de 400 mg/l. Le deuxième point d'inflexion entre l'écoulement latéral et celui de la nappe est plus diffus. Pour A, il correspond à une minéralisation supérieure à 470  $\mu\text{mho}$  alors que le ruisselet C est tari.

Pendant les crues, la minéralisation diminue à cause de la dilution par les eaux de pluies. Puis on observe une tendance asymptotique de retour vers les valeurs presque constantes de la nappe, au fur et à mesure de l'épuisement des réservoirs. La minéralisation souterraine étant supposée constante, la minéralisation à l'exutoire est fonction du pourcentage d'eau de ruissellement dans l'écoulement, ce qui dépend du volume de la crue et de la participation des réserves du bassin. Pendant les crues, les eaux sont en général plus minéralisées lors de la montée que pendant la décrue, avec un minimum de conductivité le plus souvent une ou deux heures après la pointe de crue.

La minéralisation dépend du volume de pluie efficace, mais aussi de l'état des réserves en eau du bassin qui conditionne le volume de la crue souterraine. La charge des crues s'accroît au cours de l'automne et de l'hiver à cause de l'effet piston des eaux de pluies sur les sols

humides ou saturés<sup>(1)</sup>. Les réserves ainsi mises en jeu sont surtout superficielles car la moraine réagit plus tard.

La variation de la minéralisation des sources indique un écoulement superficiel important. La pluie sur le haut assez plat du bassin (30 % de la surface) s'infiltré, bien qu'il y ait des zones hydromorphes et alimente une nappe peu profonde mais bien protégée dans la moraine. C'est cet aquifère qui alimente les sources de type "B" et des écoulements hypodermiques en aval.

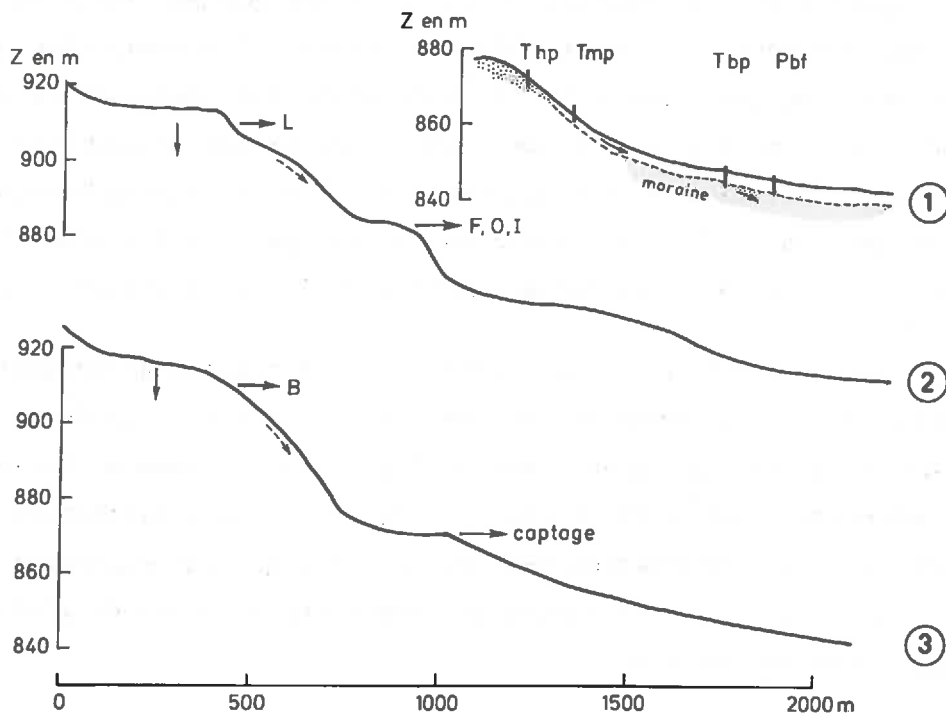


Fig. 7-2 : COUPES TOPOGRAPHIQUES ET POSITION DES SOURCES

(1) Sauf pour le potassium fixé dans le sol qui est lessivé par les premières pluies d'automne.

Sur les pentes comme sur la séquence, la pluie s'infiltré et crée un écoulement latéral moyennement minéralisé, à la base du sol. C'est un mélange des eaux du sol et de l'aquifère qui entretient les sources de la deuxième rupture de pente au niveau du replat (captage). Ce replat est parfois hydromorphe (tourbière du Lyonnet) et forme un réservoir superficiel moins minéralisé que l'aquifère. Ce réservoir alimente longtemps le bras Est du Maravant en étiage. Cette alimentation moyennement minéralisée se prolonge après le ressuyage des sols et la "charnière" de l'hydrogramme. Elle n'est pas visible sur la décomposition graphique, car la décroissance de son débit correspond à celui de l'aquifère. Ceci parce que les apports latéraux ayant cessé, le réservoir n'est alimenté que par des apports souterrains. La moraine fournit l'écoulement par l'intermédiaire des bas fonds et des réserves superficielles avec un mélange évoluant de façon retardée vers la minéralisation de l'aquifère. Ce sont probablement ces réserves, ayant une minéralisation proche de l'aquifère mais beaucoup plus rapidement disponibles, qui entrent en jeu par effet piston et mélanges dans la minéralisation des montées de crues à l'exutoire.

Sur chaque pente, nous avons une infiltration alimentant un écoulement latéral prépondérant et une infiltration plus profonde mettant en charge un système de nappe assez diffus : Les villages du plateau ont peu de puits productifs et ceux-ci ont des niveaux différents. Les dilutions les plus importantes des sources "B", qui correspondent aux infiltrations les plus importantes se produisent à la fin de l'hiver, lors des saturations de fonte de neige.

#### CONCLUSION.

Les décompositions graphiques et chimiques des hydrogrammes donnent des résultats proches en chronologie, sauf pour quelques dilutions retardées. Par contre, elles donnent des volumes différents (Heydarpour, 1974). La décomposition chimique des crues conclut à une crue souterraine importante et rapide, son critère qualitatif montre un effet piston de l'eau de pluie sur la réserve d'eau gravitaire des sols, si elle existe, puis des phénomènes de mélanges. Les principaux inconvénients de la méthode sont sa sensibilité aux pollutions et la difficulté d'isoler la composante superficielle (C).

La méthode graphique, elle, est liée à des vitesses donc à un type d'écoulement quelle que soit l'origine de son eau. Ceci explique qu'elle ne soit pas sensible aux phénomènes de mélange dans les différents réservoirs, par contre, les "charnières" ne sont pas toujours visibles. Toutefois nous l'avons choisie car elle est homogène avec les mesures quantitatives de l'humidimètre.

CONCLUSIONS GENERALES

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude présentée dans ce mémoire a été entreprise avec plusieurs préoccupations :

- expérimenter un humidimètre à neutrons sur des dépôts de moraine à blocs,
- étudier l'infiltration dans les sols et le long d'un versant,
- étendre les résultats à un bassin représentatif pour en déterminer le fonctionnement superficiel.

L'étude a été faite sur un petit bassin versant homogène et représentatif, tant en géologie et topographie qu'en végétation et pluviométrie. Sur ce bassin, nous avons équipé une toposéquence représentative de la pédologie. C'est une pente douce (5 %) de prairie sur des sols bruns, plus ou moins lessivés, développés sur de la moraine würmienne (limon argileux carbonaté peu perméable).

La surveillance des entrées et sorties du bassin a mis en évidence :

- le climat tempéré humide, avec 1150 mm de pluie par an dont 20 % de neige, et une température moyenne de 6°C,
- l'importance de l'ETR évaporant quasiment au taux potentiel dans la région et s'élevant à 450 mm, soit 40 % de la pluie,
- la dépendance de l'écoulement vis à vis de la pluviométrie, de l'ETR et de l'état d'humidité des sols.

L'écoulement est alimenté par trois réservoirs en parallèle :

- le ruissellement superficiel, venant surtout du réseau hydrographique,
- l'écoulement latéral, venant des sols et à travers eux,
- l'écoulement souterrain alimenté par l'aquifère de la moraine.

Les bilans hydrologiques annuels montrent des pertes non mesurées de 15 % en moyenne. Celles-ci varient suivant le niveau des réserves profondes. Ces dernières, contrairement à celles du sol à peu près équivalentes d'une année à l'autre, varient suivant la pluviométrie de l'année précédente.

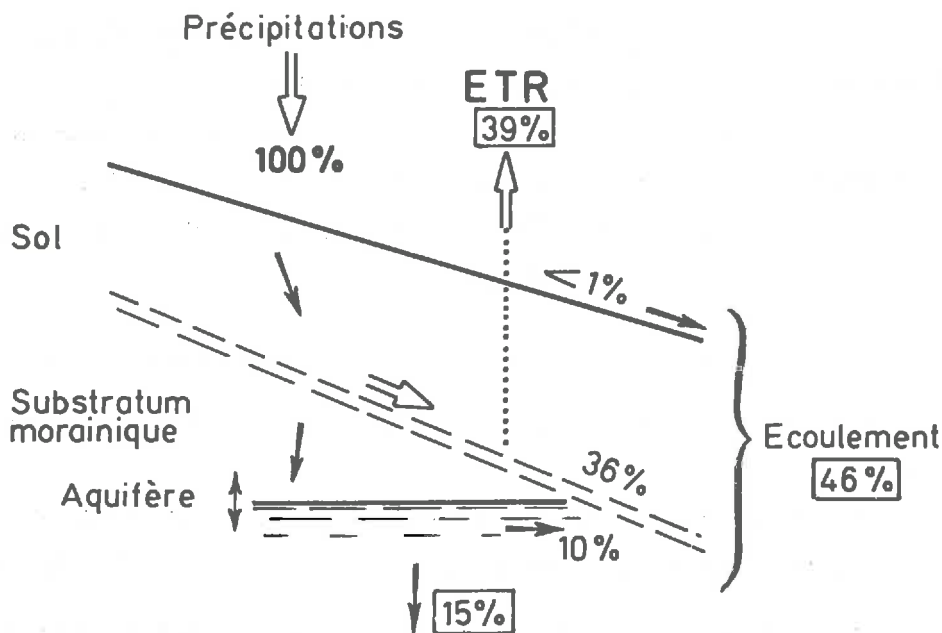


L'humidimètre à neutrons s'est révélé très fiable, les seules difficultés d'utilisation étant la mise en place des tubes et leur étalonnage. Il a permis de calculer les réserves des sols, donc d'affiner les bilans en réduisant les intervalles de temps et en dissociant le rôle des réserves du sol de celui des réserves profondes. Nous avons pu observer la dynamique de l'eau dans les sols, ainsi que la bonne correspondance, en volume et en temps, entre le drainage des réserves superficielles et la décomposition semi-logarithmique de l'hydrogramme.

L'étude de la séquence nous a montré l'importance de la position topographique dans l'hydrodynamique et la pédogénèse, donc la bonne représentativité de la pédologie.

Au cours de l'année, les sols ont de faibles variations d'humidité (15 %). Ils sont le plus souvent à leur capacité au champ ou au-dessus, soit à près de 95 % de leur rétention maximale. Ce sont les horizons de surface et ceux à la base du sol, sur la moraine, qui ont les variations d'humidité les plus importantes, tandis que l'humidité de la moraine reste quasiment constante toute l'année.

Le fonctionnement simple d'un versant est schématisé ci-dessous.



## FUNCTIONNEMENT DU VERSANT

*Ses principaux caractères sont :*

- *très peu de ruissellement de surface, l'infiltration étant bonne.*
- *un ressuyage des sols avec un écoulement latéral dominant.*

*Les sols peuvent libérer en désaturation, c'est-à-dire jusqu'à la Cc, une lame d'eau de 50 mm. La nappe superficielle intermittente peut ainsi alimenter l'écoulement à l'exutoire et l'infiltration profonde, pendant environ 15 jours. Cet écoulement se fait préférentiellement à la base du sol, et est conditionné par la topographie, la pédologie, l'humidité des sols et l'ETR. En effet, l'évapotranspiration devient l'été le facteur prédominant puisque les sols des hauts de pente n'alimentent plus le ruisseau.*

*Cet écoulement latéral constitue l'alimentation principale du ruisseau.*

*L'infiltration profonde est due aux circulations d'eaux gravitaires dans les sols. Elle est régie par la charge hydrostatique qu'ils lui appliquent et donc par l'état des réserves. Cette infiltration recharge un aquifère multicouche compris dans les interstades de la moraine. Cet aquifère devient captif l'hiver dans les parties basses du bassin.*

*Les infiltrations profondes maximales se produisent en été lors des fortes crues, mais elles sont brèves et ont surtout une importance qualitative. En volume, la recharge de la moraine vient des crues d'automne, mais surtout des saturations de printemps.*

*La représentativité de la séquence et de son fonctionnement est validée par la bonne convergence des différentes mesures volumiques des écoulements et des réserves du bassin. Toutefois, cette étude ne permet pas d'aborder les phénomènes de mélange dans la zone non saturée, où des bougies poreuses auraient été utiles, pour lier une approche qualitative (chimique, isotopique) à la description quantitative. L'étude des conductivités, des sources du bassin, des prélèvements dans les piézomètres et de l'exutoire est toutefois une première approche encourageante.*

BIBLIOGRAPHIE

B I B L I O G R A P H I E

G E O L O G I E L O C A L E :

- BAKALOWICZ M., OLIVE Ph., SIWERTZ E., 1970. Géologie du Quaternaire : sur la position respective des niveaux d'Armoy et du conglomérat des Dranses. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 271, série D, 829-895.
- BLAVOUX B., BRUN A., 1966. Nouvelles données sur les terrains quaternaires de la région lémanique. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 262, série D, 2569-2572.
- BLAVOUX B., DRAY M., 1971. Les sondages dans le complexe quaternaire du Bas-Chablais et leur enseignement stratigraphique. Leur intérêt pour l'hydrogéologie et l'hydrochimie régionales. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Paris, vol. XIII, fasc. 1, 17-34.
- BOURDIER F., 1961. Le bassin du Rhône au quaternaire : géologie et préhistoire. Ed. C.N.R.S., Paris.
- BRUN A., 1966. Révision de la stratigraphie des dépôts quaternaires dans la basse vallée de la Dranse. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Paris, vol. VIII, fasc. 5, 399-404.
- BRUN A., DELIBRIAS G., 1967. Datations et caractéristiques palynologiques des sédiments glaciaires de la coupe d'Armoy. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 264, 215-217.
- BRUN A., 1977. Données floristique et paléoclimatologique du pléistocène supérieur dans le Chablais. Résultats synthétiques et chronostratigraphiques. Bull. Ass. Fr. d'Etude du Quaternaire, 3, 39-54.
- BURRI M., 1963. Le quaternaire des Dranses. Mém. Soc. Vaud. Sc. Nat., Lausanne, vol. 13 ; Bull. Labo. Géol., Université de Lausanne, n° 142.

- GAGNEBIN E., 1937. Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., 59, 335-416.
- MEYBECK M., HUBERT P., OLIVE Ph., SIWERTZ E., GLANGEAUD L., 1969. Nouvelles données obtenues par sismique continue, sur la structure lémanique. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 269, 2503-2508.
- OLIVE Ph., 1972. La région du Lac Léman depuis 15 000 ans : données paléoclimatologiques et préhistoriques. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol. XIV, fasc. 3, 259-264.
- SARTIGES (de) B., 1978. Infiltration des eaux et relation entre aquifères profonds et superficiels : hydrogéologie du plateau de Thollon, de la montagne des Mémises et de la vallée de l'Ugine. Thèse 3ème cycle, Université de Grenoble.
- SIWERTZ E., 1970. Géologie des Préalpes du Chablais. Rev. Sci. Nat., n° 99, Mars-Avril.
- TRICART J., 1963. Géomorphologie des régions froides. P.U.F., Paris.
- VIAL R., 1975. Le Quaternaire dans le Bas-Chablais (Haute-Savoie). Les derniers épisodes de retrait glaciaire. Ecol. Alp., t. 51, 129-144.
- VIAL R., JAMIER D., OLIVE Ph., 1976. Adaptation de la morphologie quaternaire à la structure tectonique dans la région du Bas-Chablais. Rev. Géogr. Alp., t. 64, vol. 1, 79-92.
- VIAL R., 1976. Etude géologique et hydrogéologique de la région de Thonon-Douvaine (Haute-Savoie). Thèse 3ème cycle, Université de Grenoble.

CLIMATOLOGIE :

- BAKALOWICZ M., 1974. L'évapotranspiration réelle. Recherche d'une méthode opérationnelle d'évaluation journalière. C.T.G.R.E.F. d'Antony, étude n° 2, Août.

- BAKALOWICZ M., OBERLIN G., 1972. Pour une méthodologie des évaluations de l'évapotranspiration. *J. Hydrol.*, vol. XV, n° 3, p. 187.
- BLAVOUX B., DUSSART B., MANEGLIER H., SALVETTI Cl., 1962. La région du Léman au point de vue hydrométéorologique. *Le Globe*, t. 102, 49-68.
- BOUCHET R.J., 1961. Signification et portée agronomique de l'ETP. *Ann. Agron.*, vol. XII, n° 1, 51-63.
- BOUCHET R.J., 1963. Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole. Ed. INRA, Paris, 152-232 ; *Ann. Agron.*, vol. XIV, n° 5, 743-824.
- BROCHET P., GERBIER N., 1972. Une méthode pratique de calcul de l'évapotranspiration potentielle. *Ann. Agron.*, vol. XXIII, n° 1, 31-49.
- BROCHET P., GERBIER N., 1977. Une méthode opérationnelle pratique de calcul de l'évapotranspiration potentielle. *La Météorologie*, VIème série, n° 11, 25-31.
- BRUNT D., 1939. *Physical and dynamical meteorology*. Cambridge University Press.
- BULTOT F., DUPRIEZ G.L., BODEUX A., 1972. Interception de la pluie par la végétation forestière. Estimation de l'interception à l'aide d'un modèle mathématique. *J. of Hydrol.*, vol. 17, 193-223.
- COUTAGNE H., 1954. Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère. Le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. *La Houille Blanche*, n° 3.
- CHOISNEL E., 1977. Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. *La Météorologie*, VIème série, n° 11, 103-159.
- CHIOLEY Th.R.E., PIKE J.G., 1970. A generalised computer program for the solution of the Penman equation for evapotranspiration. *J. of Hydrol.*, vol. X, n° 1, 75-90.

- GOENANA M., OBERLIN G., 1977. Etude critique d'une approche de l'ETR journalière d'un bassin versant à partir d'une estimation locale du rayonnement net. La Météorologie, VIème série, n° 11, 77-88.
- HAMON W.R., 1963. Computation of direct runoff-amounts from storm, rainfall. A.I.H.S. Publ., 63, Berteley, 56-62.
- ITIER B., 1977. Détermination des corrections à apporter aux mesures et aux estimations de l'évapotranspiration en régime advectif. La Météorologie, VIème série, n° 11, 55-60.
- MERTZ J., 1957. Essai de classification des types de temps sur les Alpes d'après la disposition des isohyptes à 500 mb. La Météorologie, IV, n° 45-46, 237-244.
- PARCEVAUX (de) S., 1963. Transpiration végétale et production de matière sèche. Essai d'interprétation en fonction des facteurs du milieu. Ann. Agron., vol. XIV, n° 5, 659-742.
- PENMAN H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc., London, A 193, 120-145.
- PENMAN H.L., 1956. Evaporation : an introductory survey. Netherlands J. of Agric. Sci., vol. IV, 9-29.
- PEYEREMORTE P., ROSSET J.M., 1977. Variabilité des coefficients culturaux "K". Conséquence pour la définition d'une méthode d'irrigation basé sur le concept d'ETP. La Météorologie, VIème série, n° 11, 61-66.
- RIOU C., 1970. Quelques exemples d'application des mesures de rayonnement à la détermination de l'évapotranspiration en climat tropical. Cahiers O.R.S.T.O.M., Hydrol., vol. VII, n° 4.
- SANSON J., 1948. Climatologie appliquée. Ed. Blondel la Rougery, 1949.
- SEJUN B., 1977. Estimation de l'ETP en climat méditerranéen du SE de la France. La Météorologie, VIème série, n° 11, 33-40.

THORNTHWAITE C.W., 1954. The measurement of potential evapotranspiration.  
Sea Brook, New Jersey.

TURC L., 1954. Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations  
l'évaporation et l'écoulement. Ann. Agron., vol. 4, 491-595.

TURC L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, ETP. Ann.  
Agron., Vol. 12, n° 1, 13-49.

VIERS G., 1968. Eléments de climatologie. F. Nathan, Paris.

WARD R.C., 1971. Measuring evapotranspiration : a review. J. of Hydrol.,  
vol. 13, n° 1, 1-21.

#### HUMIDIMETRIE :

BURN K.N., 1966. Effects of iron on the determination of moisture content  
by the neutron method. Canadian J. Earth Sci., vol. 3, n° 1,  
129-132.

CAMUS H., 1973. Règles d'emploi de l'humidimètre à neutrons à l'échelle  
d'un bassin versant. O.R.S.T.O.M., Serv. Hydrol., note  
technique n° 34.

CARDON D., 1972. Analyse des facteurs responsables de la dispersion des  
mesures neutroniques dans un sol donné et application à la  
mesure de la variation du stock d'eau du sol. Cahiers de  
l'O.R.S.T.O.M., Hydrol., vol. IX, n° 4, 27-36.

CANNEL G.H., ASBELL C.W., 1970. Effect of soil profile variation and  
related factors on neutron moderation measurement. Soil Sci.,  
vol. 117, n° 2, 124-127.

CARDON D., 1972. Analyse des facteurs responsables de la dispersion des  
mesures neutroniques dans un sol donné, et application à la  
mesure de la variation du stock d'eau du sol. Cahiers de  
l'O.R.S.T.O.M., Hydrol., vol. IX, n° 4.



CARPENTER, 1972. Installation of soil moisture access tubes in gravels and cabbles. Soil Sci., vol. 113, n° 6, 453-455.

CHRISTENSEN E., 1974. Use of gamma density gauge in combination with the neutron moisture probe. In : Isotopes and radiation techniques in soil physics and irrigation studies, I.A.E.A. Vienne, IAEA-SM-1976/1.

CHRISTENSEN E., 1978. Comparaison of methods of calibration of a neutron probe by gravimetry or neutron capture model a comment. J. of Hydrol., vol. 39, n° 3/4, 387-388.

CLINE R.G., JEFFERS B.L., 1975. Installation of neutron probe access tubes in story and boulderey forest soil. Soil Sci., vol.. 120, n° 1, 71-72.

COUCHAT P., RAMODIHARILAFY J., 1972. La mesure neutronique de l'humidité des sols caillouteux. Intern. J. of Applied Radiation and Isotopes, vol. 23, 229-235.

DICKEY D.D., FERGUSON H., BROWN P., 1964. Influence of neutron meter access tube on soil temperature and water under Winter conditions. Soil Sci. Soc. Am. Proced., vol. 28, n° 1, 134-135.

GASSARA A., KHANFIR R., 1976. Détermination de l'humidité du sol par la méthode gamma-neutronique. D.E.A., Paris VI.

HANKS R.J., BOWER S.A., 1960. Neutron meter access tube influences soil temperature. Soil Sci. Soc. Am. Proc., vol. 24, 62-63.

HAVERKAMP R., THONY J.L., VAUCLIN M., 1976. Mesure de l'humidité superficielle au moyen d'une sonde de profondeur. Colloque GFHN, Cadarache.

HERBAUD J., 1967. Renseignements concernant les humidimètres et les densimètres à rayon  $\delta$  adaptés aux mesures dans le sol. Serv. Hydrol. O.R.S.T.O.M., note technique n° 10.

- KRISTENSEN K.J., 1973. Depth intervals and top soil moisture measurement with the neutron depth probe. *Nordic Hydrology*, 4, 77-85.
- MOUTONNET P., BUSCARLET L.A., MARCESSE J., 1967. Emploi d'un humidimètre à neutrons de profondeur associé à un réflecteur pour la mesure de la teneur en eau des sols au voisinage de la surface. *Annales Institut Tech. du Bâtiment et des Travaux Publics (I.T.B.T.P.)*, 233, p. 602.
- NORMAND M., 1969. La mesure de l'humidité du sol. Application aux problèmes d'hydraulique agricole. *Bull. Tech. du Génie Rural*, n° 103.
- NORMAND M., 1973. Une méthode d'étalonnage d'un humidimètre à neutrons utilisant les mesures de densité du gamma densimètre associé. Colloque sur l'emploi des Isotopes et des Rayonnements dans les études sur la physique du sol. Vienne, IAEA-SM-176, 24, p. 53.
- POURRUT P., ZEBROWSKI C., 1970. Détermination de certaines caractéristiques intrinsèques et hydrodynamiques des sols par utilisation des méthodes neutroniques en république malgache. *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, vol. VII, n° 1, p. 37-64.
- RAWITZ E., 1968. Installation and field calibration of neutron. Scatter equipment for hydrologis research in heterogeneous and stony soils. *Water Resources Res.*, vol. 5, n° 2, pp. 519-523.
- SICOT A.M., 1975. Initiation à la mesure de l'humidité du sol par la radiométrie. Application à la détermination de la capacité au champ. D.E.A., CRGREF, Antony.
- THONY J.L., VACHAUD G., VAUCLIN M., 1976. Considérations sur l'étalonnage des sondes à neutrons. Réunion du G.F.H.N., Cadarache.
- VACHAUD G., 1977. Exemples d'application et interprétation d'essai. Réunion du G.F.H.N., Grenoble.

VACHAUD G., ROYER J.M., COOPER J.D., 1977. Comparison of methods of calibration of a neutron probe by gravimetry or a neutron capture model. J. of Hydrol., vol. 34, p. 343-356.

Neutron moisture gauges. 1970. Technical report n° 112, I.A.E.A. Vienna.

HYDROLOGIE, HYDROGEOLOGIE, HYDROPEDOLOGIE :

ARDESTANI H., 1965. Monographie de la Dranse d'Abondance. Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI.

BAVER L.D., 1956. Soil physics. John Wiley and Sons, Inc., New York.

BETREMIEUX 1975. Réflexions à propos de la capacité au champ et de sa mesure. 22ème réunion du G.E.P.P.A., C.N.R.A. Versailles.

BLAVOUX B., 1966. Les sources minérales d'Evian. Etude climatologique, hydrogéologique et hydrochimique des formations fluvioglaciales quaternaires du Bas-Chablais. Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI.

BLAVOUX B., 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène-18 et du tritium. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Paris VI.

CALLEDE J., 1977. Oscillations journalières du débit des rivières en l'absence de précipitations. Thèse de Docteur Ingénieur, ORSTOM, Paris.

CASTANY G., MARGAT J., 1977. Dictionnaire Français d'hydrogéologie. BRGM, Orléans.

DEMOLON A., 1966. Dynamique du sol. Dunod, Paris.

DRAY M., 1970. Etude hydrogéologique du quaternaire de la région de Thonon (Haute-Savoie). Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI.

- DUBREUIL P., 1967. La transformation des hauteurs en débit. ORSTOM, service hydrologique, note technique n° 7.
- DUBREUIL P., 1974. Initiation à l'analyse hydrologique. Masson et Cie, ORSTOM, Paris.
- DUCHAUFOR P., 1960. Précis de pédologie. Masson et Cie, Paris.
- FARDJAH M., 1978. Dynamique comparée de l'eau du sol sous futaie de hêtre et en clairière à calamagrostis epigeios en forêt de Fontainebleau. Thèse Docteur-Ingénieur, Université de Paris-Sud, Orsay.
- GAUCHER G., 1968. Traité de pédologie agricole. Le sol et ses caractéristiques agronomiques. Ed. Dunod, Paris.
- HAUBERT M., 1975. Bilan hydrochimique d'un bassin versant de moyenne montagne : la Dranse de Bellevaux (Brévon) - Haute Savoie. Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI.
- HEYDARPOUR D., 1974. Estimation de la composante souterraine de l'hydrogramme par les méthodes physico-chimiques. Thèse 3ème cycle; Université de Paris VI.
- HILLEL D., 1974. L'eau et le sol. Principes et processus physiques. Ed. Vander, Louvain.
- JEREMIE J.J., 1976. Contribution à l'étude des paramètres hydrologiques de la région lémanique. Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI.
- LIVET M., FREMION M., 1978. Importance de la composante horizontale de l'écoulement dans la zone non saturée. Réunion du G.F.H.N., Cadarache.
- MEROT P., 1978. Le bocage en Bretagne granitique. Une approche de la circulation des eaux. Thèse 3ème cycle, Université de Rennes.

- MUTIN P., 1969. Etude des mouvements de l'eau dans un sol argileux. Bassin versant représentatif de Miela. Bull. B.R.G.M., 2ème série, section III, n° 4, p. 47-60.
- NAKAMURA R., 1971. Runoff analysis by electrical conductance of water. J. of Hydrol., vol. 14, n° 3, p. 197-212.
- OBERLIN G., 1971. Les bassins versants représentatifs de l'Orgeval. Etude du bassin de la Gouge. Bull. Technique du Génie Rural, n° 109.
- POLLET P., 1976. Cartographie des sols du bassin expérimental du Maravant et ses interprétations hydrologiques. D.E.A. Fédéral, Université de Paris VI.
- POIREE M., OLLIER C., 1971. Irrigation. Les réseaux d'irrigation. Théorie technique et économie des arrosages. Ed. Eyrolles, Paris.
- RAVIER F., 1954. Méthodes d'investigation basée sur la mesure des résistivités des eaux courantes. La Houille Blanche, numéro spécial A, p. 57-76.
- REMIERAS G., 1960. L'hydrologie de l'ingénieur. Ed. Eyrolles, Paris.
- ROCHE M., 1963. Hydrologie de surface. Ed. Gauthier-Villars, Paris.
- SAYAR M., 1966. Le bassin de la Dranse de Morzine. Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI.
- SIWERTZ E., 1973. Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène-18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin versant de Thonon. Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI.
- THONY J.L., 1970. Etude expérimentale des phénomènes d'hysteresis dans les écoulements en milieu poreux non saturé. Thèse de Docteur-Ingénieur, Université de Grenoble.

LISTE DES TABLEAUX

L I S T E    D E S    T A B L E A U X

	Pages
Tableau II.1. - Pluviométrie annuelle sur le versant d'Evian.....	19
Tableau II.2. - Répartition des pluies sur le plateau de Vinzier.	22
Tableau II.3. - Pluviométrie mensuelle sur le Maravant.....	24
Tableau II.4. - Nombre de jours de pluie par mois.....	35
Tableau II.5. - Répartition de la pluie annuelle par classe de hauteurs journalières.....	36
Tableau II.6. - Nivométrie à Vinzier.....	38
Tableau III.1. - Evaporation potentielle sur le versant d'Evian...	41
Tableau III.2. - Evapotranspiration potentielle au Maravant.....	44
Tableau III.3. - Evapotranspiration réelle au Maravant.....	50
Tableau IV.1. - Ecoulements annuels du Maravant.....	56
Tableau IV.2. - Débits moyens mensuels du Maravant.....	57
Tableau IV.3. - Coefficients d'écoulements du bassin.....	59
Tableau IV.4. - Débits journaliers caractéristiques.....	61
Tableau IV.5. - Paramètres saisonniers de l'équation de tarissement.....	62
Tableau V.1. - Influence du temps de comptage.....	74
Tableau V.2. - Influence de la densité.....	75
Tableau VI.1. - Caractéristiques des profils neutroniques.....	82
Tableau VI.2. - Caractéristiques des piézomètres.....	85
Tableau VI.3. - Bilans des réserves du sol.....	94
Tableau VI.4. - Coefficients de ruissellement.....	95
Tableau VI.5. - Evolution des coefficients de remplissage.....	98
Tableau VII.1. - Conductivité des sources du Maravant.....	114
Tableau VII.2. - Analyse chimique des eaux du Maravant.....	115

LISTE DES FIGURES



L I S T E   D E S   F I G U R E S

	Pages
Figure 1.1. - Cadre géographique général de la région étudiée.....	2
Figure 1.2. - Carte géologique du plateau de Vinzier.....	3
Figure 1.3. - Structure de la terminaison des préalpes.....	6
Figure 1.4. - Coupe à travers le Quaternaire du versant d'Evian...	7
Figure 1.5. - Carte du bassin versant du Maravant.....	9
Figure 1.6. - Courbe hypsométrique du bassin du Maravant.....	11
Figure 1.7. - carte pédologique du Maravant.....	12
Figure 1.8. - Schéma phytosociologique du Maravant.....	13
Figure 2.1. - Coefficients pluviométriques du versant d'Evian.....	17
Figure 2.2. - Vents saisonniers à Thonon-Rives.....	18
Figure 2.3. - Pluviométrie 1976 sur le versant d'Evian.....	19
Figure 2.4. - Pluviométrie 1977 sur le versant d'Evian.....	20
Figure 2.5. - Amplitudes des pluies mensuelles sur le Maravant....	25
Figure 2.6. - Précipitations mensuelles sur le Maravant.....	25
Figure 2.7. - Interception sous forêt.....	29
Figure 2.8. - Méthode de Thiessen sur le Maravant.....	30
Figure 2.9. - Pondération pluviométrique sur le Maravant.....	31
Figure 2.10. - Tendances des variations spatiales de la pluie.....	34
Figure 2.11. - Précipitations annuelles par classes de hauteurs journalières.....	37
Figure 3.1. - Evolution de l'EP et de l'ETP sur le versant d'Evian	42
Figure 3.2. - Variations des termes R et A de Penman sur le Maravant.....	48
Figure 3.3. - Répartition mensuelle de l'ETR.....	52
Figure 4.1. - Courbe de tarage du Maravant.....	54
Figure 4.2. - Débits mensuels du Maravant.....	57
Figure 4.3. - Courbes de fonctionnement du Maravant.....	58

	Pages
Figure 4.4. - Débits journaliers de 1976 et 1977.....	60
Figure 4.5. - Courbes de tarissement.....	63
Figure 4.6. - Tarissement sous évapotranspiration.....	65
Figure 5.1. - Etalonnage de l'humidimètre par le constructeur.....	68
Figure 5.2. - Sphères d'influences de l'humidimètre.....	69
Figure 5.3. - Variations du faisceau d'étalonnage.....	71
Figure 5.4. - Etalonnage du tube M.P.....	73
Figure 5.5. - Lissage de l'humidimètre.....	78
Figure 6.1. - Toposéquence des sols du bassin du Maravant.....	80
Figure 6.2. - Maximum et minimum d'humidité observés.....	81
Figure 6.3. - Infiltration et drainage.....	86
Figure 6.4. - Relation entre les débits et les piézomètres.....	89
Figure 6.5. - Niveau artésien de la moraine.....	87
Figure 6.6. - Liaisons entre les débits et le piézomètre du bas-fond	88
Figure 6.7. - Carte hydrodynamique simplifiée.....	92
Figure 6.8. - Débits d'étiage de septembre 1977.....	98
Figure 6.9. - Etiage de septembre 1977.....	99
Figure 6.10. - Hydrogramme d'une crue d'hiver.....	103
Figure 6.11. - Profils hydriques d'une crue d'hiver.....	104
Figure 6.12. - Hydrogramme d'une crue d'été.....	106
Figure 6.13. - Profils hydriques d'une crue d'été.....	107
Figure 6.14. - Recharge automnale.....	109
Figure 6.15. - Schémas d'écoulement superficiel.....	112
Figure 7.1. - Points de prélèvements du bassin.....	116
Figure 7.2. - Coupes topographiques du bassin.....	118

ANNEXE

## L I S T E D E S A N N E X E S

### ANNEXE DU CHAPITRE 2 :

- Pluviométrie journalière 1976-1977 à la Ferme du Maravant.

### ANNEXE DU CHAPITRE 3 :

- Coefficients régionaux pour l'ETP.
- Climatologie mensuelle 1976-1977 au Maravant.
- Rayonnement global, température, humidité de l'air journalière de 1977.

### ANNEXE DU CHAPITRE 4 :

- Débits journaliers du Maravant en 1976 et 1977.

### ANNEXE DU CHAPITRE 6 :

- Profils pédologiques des profils neutroniques.

	J	F	M	M	M	J	J	A	S	O	N	D
1		1,4				4,7			0,2	3,1		20,4
2		0,3				1,6			24	16,6	11	1,5
3					0,1	0,4			7,7	0,2	1,8	1,2
4		7			0,1					21,6		3,4
5		7,2					0,1		0,1	0,2		2,8
6		2,1					1,7		0,1	0,1	12	20
7	0,1	1	12	13,6							8,2	19
8	0,2	0,4		0,1				1,2	0,4		0,3	
9		9					0,1	25,3	47		0,2	49,2
10	2,1	5,7			9,6			15,7			23	1
11				0,1	4				5,7			
12		5,1			0,4		3,5		7,2	12,6	1	1,6
13		17	6		6,8				14,8	3,7	11,7	5,2
14	0,2	5		0,6					1,4	11,3		
15	0,1	0,1						9	9,4			
16	2,1		2	0,1				16,7	2,6	0,3		0,1
17	0,1						5,3	0,1	0,1			0,1
18					1		5,4		0,1	6,2		2,0
19	0,2			0,5	19,8		31,6	0,1	0,2	1,5		1,8
20	2			0,1	5,4		1,0		0,3	1,1		1,6
21	0,3				1		23		0,2	0,1		0,2
22			6	4,9	0,1		11,5	0,1	0,1	0,2		0,1
23	2,6		0,8	4,7	0,1					0,5	1,6	0,2
24	1,6		1	9			0,1				1	0,2
25	3,3			7	32		1,6		0,2		0,8	
26	1,5			0,2	4,2	0,6	10,6		0,2	0,1	0,2	0,1
27	1			0,1				1,5	5,2	1,4		
28	2,5			0,1				2,1	18,2	2,2	0,6	
29					11,8	0,4		7,1		0,1	7	1,3
30	0,6				0,8	0,1		9,3	0,3	3,8		3,1
31	1,5		0,1				5	0,6				5,6
Valeur mensuelle	22	(61)	(28)	41	97	88	100	88	146	67	80	142
Coefficient pluviométrique mensuel	0,28	0,85	0,37	0,56	1,27	0,11	1,31	1,17	1,88	1,14	1,08	1,88

(Dépouillée 7 h - 7 h)

ANNEXE 2 - PLUVIOMETRIE JOURNALIERE A LA FERME DU MARAVANT EN 1976 (en mm).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1	22,2			7	6,5			0,1	3,2	5,5	27,7	
2	4,4			8,5	0,2			0,1	0,2	0,2		
3	0,6			7	0,1				0,1			0,5
4	0,7			5,8	0,9		0,6		0,1		5,6	0,2
5		40		4,6	0,1	12,4	18,2		0,1			1,2
6	0,1			1,2							0,4	1,6
7	0,3			19	2,5	6,0	5,6	21,8		7,5		0,2
8	0,1	14,3	4,2	1,8	18,3	6,2	13,4		9,3	1,8		16,2
9	0,1	25		2,5		8,2	4,6	1,0	0,1	13,2		4,2
10		16		7	7,2	8,0		0,1		3,3		0,2
11	57	7	16,3	7				0,1		0,3		
12		3,2	9,1	4,3	44					0,1	6,6	12,6
13		7,3	0,9	13,2	0,1	2,8	6,0			0,2	13,8	0,2
14		0,7	12,2	4	1,7	6,0	7,0	0,1	0,2	0,3	16,4	0,1
15	18	2,6		3	0,6		0,1			0,2	4,5	
16		0,6		1			3,8	2,6	0,1	0,4	4,6	
17		16		1			0,1	20,6		0,4	1,6	0,2
18				5		19,8		3,5		0,1	2,8	0,2
19			5	18,7	0,2	9,6		10,5			2,3	
20		28,6			1,1	10,3	0,6	0,7	0,6	0,2	0,4	
21		10			9,2	12,2		0,7	0,2	0,1	4,4	2,9
22	15	6,6			8,0	6,5		4,2	0,1		2,0	
23		5,8	5,4	2	2,3	0,6		12	7,3	3,8	2,6	1,2
24		18,6		1,6		0,3		0,1	7	23	16,2	13,1
25		3		2	0,1	3,7	19,8			35	2,0	0,8
26	29	1,5	5,3		18,6	20	0,6	3,9	0,2			
27		0,1	12,3	2	0,1	0,1	9,6	19,2		10,2		24
28		2,6	11,3	61			5	7,6	1,0	0,2	3,0	
29				28		32	11,7	6,0			2,0	1,4
30	28		0,2	20		4,2	37,3	0,1				0,5
31			2,0		0,1		34,0					7,0
<i>Valeur mensuelle</i>	175	210	84	217	122	169	178	115	23,8	107	119	89
<i>Coefficient pluviométrique mensuel</i>	1,28	1,70	0,61	1,53	0,95	1,27	1,30	0,84	0,18	0,79	0,89	0,65

(Dépouillée 7 h - 7 h)

ANNEXE 2 - PLUVIOMETRIE JOURNALIERE A LA FERME DU MARAVANT EN 1977 (en mm).

### ANNEXE 3

#### ETP Thornthwaite (1954).

C'est une formule liant l'ETP à la température et à l'ensoleillement théorique (latitude et mois).

$$E = C \cdot tm^\alpha$$

E = évapotranspiration en cm

tm = température mensuelle en °C

C et  $\alpha$  sont des coefficients qui dépendent du mois et de la latitude.

Pour la région lémanique, les coefficients mensuels sont :

J	0,79	M	1,29	S	1,04
F	0,81	J	1,31	O	0,94
M	1,02	J	1,32	N	0,79
A	1,13	A	1,22	D	0,74

$\alpha$  est calculé avec un indice thermique mensuel :

$$I = \frac{12}{\sum_{m=1}^{12} \left(\frac{tm}{5}\right)} 1,51$$

$$\alpha = 0,4924 + 1792 \cdot 10^{-5} I - 771 \cdot 10^{-7} I^2 + 675 \cdot 10^{-9} I^3$$

#### ETP Turc (formule 1961).

Turc a créé une série de formules par des études statistiques d'un grand nombre de bassins, cette formule est utilisable au mois :

$$ETP = (I_g + 50) \frac{0,40 \cdot t}{t + 15} \text{ si } U > 50 \%$$

$I_g$ , la radiation globale moyenne peut être mesurée au pyranomètre ou calculée à partir de la durée d'ensoleillement

Hr est l'humidité relative.

Coefficients de correction mensuel :

	Août	Septembre	Octobre
ETP Thornthwaite	0,83	0,68	0,52
ETP Turc	0,92	0,79	0,81

- Albédo estimé au Maravant :

J*	F*	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D*
0,15	0,15	0,20	0,25	0,30	0,30	0,30	0,25	0,20	0,15	0,15	0,15

\* albédo parfois corrigé à cause de la couverture de neige, celle-ci pouvant renvoyer jusqu'à 80 % du rayonnement.



	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
1	- 4	- 4	0,6		2	9	13	12	11	8	3	- 3		
2	- 3	- 6	2		6	10	15	12	12	5	4	- 2		
3	- 1	- 3	4		7	10	17	13	12	5	11	- 2		
4	- 2	1	8		7	11	16	15	12	7	8	- 3		
5	- 3	3	4	2	4	11	16	16	12	10	5	- 2		
6	- 4	3	3	5	4	10	17	16	12	12	5	- 0		
7	- 5	4	5	3	4	14	17	13	13	9	6	1		
8	- 5	3	6	- 1	3	11	14	13	13	8	5	2		
9	- 5	2	6	- 1	5	13	14	13	10	8	5	1		
10	- 2	2	6	- 2	6	12	15	13	8	6	4	0		
11	- 4	2	3	- 0	8	12	15	12	10	5	5	1		
12	- 6	0	2	1	9	14	17	13	12	5	8	4		
13	- 7	- 2	3	5	7	13	18	12	11	4	1	3		
14	- 3	- 2	1	2	6	9	15	12	9	5	4	2		
15	- 3	- 1	2	- 0	7	10	15	14	9	4	3	1		
16	- 4	- 1	6	1	7	13	13	15	9	5	1	0		
17	- 5	0	7	3	8	15	12	14	7	5	0	- 0		
18	- 5	3	3	7	9	12	17	13	5	4	- 1	- 1		
19	- 4	6	3	4	11	13	18	11	5	4	- 2	- 1		
20	- 3	6	2	4	9	13	16	11	4	5	- 1	- 2		
21	- 5	2	3	6	10	12	13	10	4	6	1	- 1		
22	- 3	- 2	4	10	9	11	14	11	5	7	- 0	2		
23	- 2	1	5	11	9	13	16	10	5	7	0	3		
24	- 2	1	3	8	12	13	18	11	5	8	2	5		
25	- 0	1	4	8	12	12	13	13	7	7	- 1	3		
26	2	- 1	6	10	10	10	10	11	8	6	- 1	2		
27	0	- 2	5	9	9	12	12	9	7	6	- 3	3		
28	- 2	- 2		7	10	13	13	11	9	5	- 4	2		
29	- 2			3	11	12	12	12	9	4	- 4	1		
30	- 2			4		11	12	12	9	4	- 3	2		
31	- 2				11		9	13		4		- 0		
<i>Moyenne mensuelle</i>	- 3	0,4	3,9	4,2	7,8	11,7	14,6	12,4	8,9	7	2,2	0,6	<i>Moyenne annuelle</i>	5,8

ANNEXE 3 - TEMPERATURE JOURNALIERE AU MARAVANT EN 1977.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
1	84		71	72	89	77	73	73	85	78	86			
2	85		76	74	76	67	73	73	85	83	86			
3	85		73	74	76	72	68	68	80	78	76			
4	85		71	72	76	72	73	63	80	73	81			
5	85		71	72	71	72	78	73	75	73	81			
6	85		71	67	66	57	73	73	80		88			
7	85	76	71	72	71	62	73	80	75	81	91			
8	85	76	71	72	81	72	80	78	80	83	83			
9	85	81	76	72	71	77	83	78	75	93	76			
10	91	81	76	73	76	79	78	78	75	88	71			
11	81	82	81	74	66	79	78	78	70	85	71			
12	81	82	71		66	77	68	73	70	81	66			
13	83	82	66		76	77	78	73	80	83	91			
14	83	87	76		71	84	78	73	85	88	91			
15	84	87			76	77	78	68	80	90	86			
16	84	86			71	77	78	78	80	88	84			
17	84	83			71	67	73	78	80	93	81			
18	84	81			76	72	68	78	85	83	86			
19	84	74			76	72	63	83	85	73	81			
20	84	77			78	72	71	83	88	73	71			
21	84	91		70	78	87	73	83	85	78	91			
22	84	91	81	60	81	87	68	83	80	83	86			
23	84	87	76	60	86	77	68	86	80	83	81			
24	84	81	81	80	76	77	63	78	90	88	76			
25		81	81	85	66	82	83	73	85	88	86			
26		81	81	60	86	82	73	88	80	90	86			
27		83	81	65	76	72	78	88	82	88	81			
28		83	81	87	71	72	83	85	75	88	76			
29			78	87	56	82	85	88	82	88	78			
30			78	87	66	82	88	78	78	83	81			
31			78		76		88	78		73				
<i>Moyenne mensuelle</i>	85	82	76	72	74	75	75	78	80	83	82		<i>Moyenne annuelle</i>	79

ANNEXE 3. - HUMIDITE RELATIVE DE L'AIR AU MARAVANT EN 1977 (en %).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Température (1)	- 5	- 3,2	0,2	5,3	9,6	14,8	15,9	12,7	8,1	5,7	1,5	- 2,6	5,2
Humidité relative de l'air (%)	80	85	60	60	60	61	64	68	75	77	80	81	71
Insolation journalière moyenne (heure)	2,8	2,7	6,3	8,3	8,9	10,9	8,7	8,3	4,9	3,7	2	0,7	5,8
E <sub>g</sub> journalier moyen (cal/jour)	93,1	126,6	302,8	424	506	602	493	441	287	181	92	43	701
Vitesse du vent (2) (m/s)	2,7	2,1	3	4,2	2,8	3,4	2,9	2,5	2,1	1,4	3,6	3,1	2,8
Pression atmosphérique (3) (mb)	920	918	916	912	915	918	916	917	915	909	916	910	915
Albédo (4)	0,36	0,31	0,30	0,25	0,30	0,30	0,30	0,25	0,25	0,20	0,15	0,36	0,28

(1) Température journalière  $\frac{T_{max} - T_{min}}{2}$  rapportée à 900 m.

(2) Vitesse du vent moyen journalier en m/s, mesuré à 10 m du sol.

(3) Pression en millibars rapportée à 900 m.

(4) Albédo pondéré par la valeur de la neige (= 0,3) pour les mois de J, F, M et Décembre.

ANNEXE 2 - CLIMATOLOGIE AU MARAVANT EN 1976.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Température	- 3	0,4	3,5	4,2	7,8	11,6	14,6	12,4	8,9	7,0	2,2	0,6	5,8
Humidité relative de l'air (%)	0,85	0,82	0,76	0,72	0,74	0,74	0,75	0,78	0,80	0,83	0,82	0,85	0,79
Insolation journalière moyenne (heure)	0,9	2,7	4,6	4,3	6,5	6,7	8,1	7,4	6,5	3,3	3,2	1,3	4,7
R <sub>g</sub> journalier moyen (cal/jour)	68	138	238	294	426	424	512	420	339	165	106	59	287
Vitesse du vent (m/s)	3,0	3,4	3,1	3,6	3,1	3,1	2,7	2,3	2,6	1,8	3,8	2,1	2,8
Pression atmosphérique (mb)	913	911	918	913	914	920	914	913	920	918	914	920	918
Albédo	0,47	0,26	0,20	0,25	0,30	0,30	0,30	0,25	0,25	0,20	0,15	0,21	0,28

ANNEXE 3 - CLIMATOLOGIE AU MARAVANT EN 1977

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1	17	81	203	275	206	651	572	510	165	179	177	14
2	120	203	191	191	502	672	622	562	409	230	43	65
3	53	170	258	249	196	555	562	620	467	373	151	124
4	69	96	258	263	464	672	517	593	323	325	50	31
5	26	74	361	478	493	297	581	555	455	242	227	38
6	36	72	349	467	514	182	541	579	476	299	55	10
7	19	177	347	105	474	500	761	323	455	100	100	127
8	141	55	318	57	165	313	376	512	455	141	170	17
9	50	62	344	127	608	457	335	445	474	110	199	31
10	81	41	306	325	213	273	789	600	423	69	182	98
11	19		77	263	459	500	517	531	464	311	194	86
12	57	208	244	266	318	553	665	483	462	244	50	45
13	175	129	172	227	438	278	586	541	397	201	29	112
14	29	242	96	189	495	136	555	526	266	127	31	100
15	81	93	419	426	476	433	639	555	409	132	120	57
16	69	62	388	603	366	69	388	378	306	141	129	36
17	127	213	287	395	608	684	550	347	249	96	91	33
18	67	74	55	514	261	392	593	457	158	134	105	48
19	26	132	256	100	376	579	639	263	232	179	182	65
20	96	215	144	402	428	517	581	376	201	148	179	45
21	38	103	275	457	493	230	584	203	234	120	12	33
22	69	139	304	533	541	177	658	203	397	112	77	96
23	84	65	148	175	239	660	672	438	316	57	115	31
24	50	278	84	167	524	388	656	591	129	141	60	72
25	50	129	447	447	395	270	115	529	242	65	62	96
26	26	156	211	584	215	376	278	110	340	96	60	36
27	69	132	148	117	392	689	577	60	337	127	29	12
28	69	215	146	103	591	663	488	77	349	74	158	108
29	60	263	175	89	622	156	201	158	120	201	112	45
30	165		72	244	507	397	213	407	333	172	43	41
31	65		292		629		72	495		156		72

<i>Moyenne mensuelle</i>	68	139	238	294	426	424	512	420	339	165	106	60	<i>Moyenne annuelle</i>	266,6
<i>Minimum journalier</i>	17	41	55	57	165	69	72	60	120	57	12	10	<i>Total annuel</i>	97 311
<i>Maximum journalier</i>	175	278	447	603	629	689	789	620	476	373	227	127		

ANNEXE 3 - RAYONNEMENT GLOBAL JOURNALIER EN Cal A THONON EN 1977.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1	13,2	5,4	10,5	11	9,6	3,6	-	-	-	5,4	6,1	97	
2	"	5,1	13,7	10,6	7,7	-	-	-	-	6	5,4	251	
3	"	4,8	12,6	9,6	6,3	3,3	-	-	7	12,9	9,9	148	
4	13	"	58,8	8,5	5,7	3	-	-	1,3	17,1	9,6	108	
5	"	10,7	53,4	"	5,1	2,7	-	-	0,6	39,5	7,7	88,6	
6	11,8	9,0	34,8	"	4,2	2,2	-	-	0,4	30,2	6,8	67,8	
7	9,9	8	30,2	14,9	3,7	1,9	-	-	-	25,4	21,6	295	
8	8,9	7,8	27,6	18,8	3,5	1,8	-	-	-	21,2	19,4	372	
9	8,5	7,6	"	11,8	3	1,6	-	-	0,8	17,6	17,5	425	
10	"	8,1	24,6	10,6	2,6	1,2	-	1,5	17,1	14,5	26,4	890	
11	"	10,7	21,8	9,5	5,1	4	-	2,2	4,8	13	95,6	248	
12	8,1	11,8	24,6	8,9	4,1	1,3	-	-	6,2	"	62,3	158	
13	7,6	33,3	32	7,6	4,9	1,1	-	-	11,9	20	55,2	125	
14	"	44	36,7	"	3,7	0,5	-	-	13,6	20,6	83,2	109	
15	"	32,9	38,7	"	3	-	-	-	10,6	25	62	83,1	
16	7	25,4	35,7	6,8	2,7	-	-	0,5	15	17,6	49,3	64,4	
17	6,8	23,1	35,6	6,6	2,5	-	-	1,2	13	14,5	42,1	53,2	
18	"	24,2	32,8	5,8	4	-	-	0,7	10,6	13	32,8	47,3	
19	5,7	25,3	31,4	5,4	9,8	-	-	-	9	14,7	30,2	42,1	
20	5,4	26,5	28,4	4,8	7,1	-	-	-	8,5	13	25,4	34,8	
21	"	27,6	25,4	4,5	5,2	-	Traces	-	7,7	11,4	20,5	30,1	
22	"	"	21,2	4	3,5	-	-	-	6,4	10,6	17,6	24,7	
23	5,7	29,3	23,3	8	2,7	-	-	-	4,9	9,5	15,9	17,6	
24	6,4	"	24,6	11,1	2,5	-	-	-	4,5	8,9	15,1	15,1	
25	6,1	27,6	20,5	11,5	10,5	-	-	-	4	8,5	14,4	13	
26	5,7	30,3	19,2	46,7	22,6	-	-	-	3,5	"	12,6	12,4	
27	5,4	35,7	17,6	69,9	8,4	-	-	-	3,3	"	11	11,8	
28	"	51,8	15,1	33,3	5	-	-	-	5,3	"	10,1	10,6	
29	"	77,9	13	16,1	3,9	-	-	-	11,3	8,4	8,1	"	
30	"	"	"	11,8	6,1	-	-	-	6,9	7,6	18,3	9,5	
31	"	"	12,4	"	3,9	-	-	-	-	7,5	"	9	
Q (l/s)	8	23	37	13,3	5,5	1	-	0,2	6,1	14,6	27,4	125	21,8
%	3	8	14	5	2	0,3	-	0,09	2	6	10	48	7,3
Q (l/s/km <sup>2</sup> )	2,6	7,7	12,3	4,4	1,8	0,3	-	0,7	2	4,9	9,1	42	
Lame	7	19,2	33	11,5	4,9	0,8	-	0,2	5,3	13	23,7	111	230
Volume	21,2	57,6	99	34,4	14,7	2,5	-	0,5	15,8	39,1	71	33,5	889
Valeurs instantanées													
Maximum	13,2	108	144	114	53	5,4	-	4,2	53	57	128	1 530	1 500
Minimum	5,4	4,8	11,8	4	1,8					5,4	5,4	10,6	

ANNEXE 4 - DEBITS JOURNALIERS DU MARAVANT EN 1976 (l/s).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
1	33,3	110	92,7	72,9	433	22,4	93,2	342	52,4	2,4	150	45,1	
2	27,6	83	78,8	104	201	20	60	109	47,2	5,1	82,5	40	
3	17,5	69	62,3	102	129	19	48,9	71,1	39	4,9	63,2	34,2	
4	15,9	90,7	49,3	75,2	108	18,6	54,3	55,2	31,6	5	59,2	33	
5	15,6	646	45,4	107	83	17,3	101	43,9	26,7	4,1	56,9	29,2	
6	14,7	899	39,8	82	65	22,2	38,9	35,8	23,5	3	51,7	35,4	
7	13,6	469	34,8	95,5	53,1	17,8	23,5	73,9	20,4	2,3	44	47,7	
8	12,8	293	32,8	160	64,8	21,4	44,7	66,1	19,4	4,2	40,5	44,9	
9	11,8	442	31	131	84,2	23,9	57,7	37,4	24	3,9	35,1	163	
10	11,8	636	27,6	120	54	23,9	36,5	30,5	20,5	8,8	31,6	145	
11	11,4	346	35	103	52,4	22,5	22,4	25,5	15,4	5,5	26,7	84,6	
12	11,2	220	79,9	78,8	87,8	17,8	16,9	24,4	11,2	3,6	25,5	86,4	
13	10,6	184	46,8	165	259	14,5	16,5	21,3	10,6	3,3	42,9	209	
14	10,6	144	51,6	392	110	15,3	16,2	18,5	9,8	2,6	44,7	116	
15	25	120	62,4	231	75	16	18	15,7	9	2,3	94,2	74,3	
16	9,6	109	49,3	161	62,3	13,7	13,7	14,5	8,3	2,3	76,7	59,9	
17	8,5	124	42,1	123	56,1	10,6	13,2	14,5	7	2,3	61,5	54,6	
18	8,5	177	38,7	85,5	50,9	18,1	10,6	39,6	5,9	2,3	54,7	51,7	
19	9,6	131	37,5	132	48,5	31,1	9,8	29,2	5,3	2,1	52,4	47,4	
20	11,2	136	32,8	135	46,7	17	8,3	34	5,3	1,8	118,8	44	
21	10,6	324	31,4	105	44,9	27,9	7,6	24,4	5,3	1,6	56,4	42	
22	10,6	224	28,1	71,9	51,2	46,5	7,6	20,8	4,9	1,5	55,4	42	
23	46,9	193	25	57,4	50,3	47,7	7	57	4	1,6	50,9	38,9	
24	45	180	23,1	73,7	42,9	40,5	6,4	36,1	3,9	2,3	54,9	40,3	
25	84,6	287	21,2	62,1	34,4	37,3	14,1	27,9	5,7	111	77,8	65,6	
26	660	178	19,9	49,3	33	68,8	13,6	25,5	4,5	118	67,2	49,5	
27	510	134	21,2	42,1	50,3	62,8	9,1	53,6	3,4	52,4	60,7	134	
28	227	108	61,6	170	47,5	52,4	10	61	2,8	59,6	54,6	156	
29	177		69	546	37,5	63,1	13,9	76,6	2,6	51,7	53,5	76,2	
30	146		66,6	408	31	17,9	39,1	74,2	2,4	45,1	48,1	59,9	
31	121		56		27,3		660	55,3		37,5		54,1	

Moyenne mensuelle	75,1	252	44,9	141	83,3	33,6	48	52,1	14,4	17,8	57,4	71,1	74,8
% écoulement	8,4	28,3	5	15,8	9,4	3,8	5,4	5,9	1,6	3	6,4	8	100
Q (l/s/km <sup>2</sup> )	24,9	84	15	47,1	27,8	11,2	16	17,4	4,8	5,9	19,1	23,7	24,7
Lame écoulée (mm)	67	203	40	122	74,4	29	43	46,5	12,4	16	49,6	63,5	780
Volume écoulé (10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> )	201	610	120	365	231	87	129	140	37	48	149	190	2 340
Valeurs instantanées													
Maximum	1 163	1 442	108	1 472	747	234	1 251	961	52	229	224	264	1 400
Minimum	8,5	66	19	39	25	10	5	14,5	2,3	1,5	22	25	1,5

ANNEXE 4 - DEBITS JOURNALIERS DU MARAVANT EN 1977 (l/s).

Topographie :

*Localisation* - Dans le bois du Maravant.

*Altitude* - 873,2 m.

*Situation* - Replat sur une butte.

*Végétation* - Sous forêt mixte hêtraie-chênaie pessière, peu de sous-bois.

Coupe pédologique sommaire :

Sol brun acide.

- A<sub>0</sub> ( 0 - 1 cm) : Horizon d'accumulation de matières organiques mal décomposées.
- A<sub>11</sub> ( 1 - 5 cm) : Horizon fortement organique, brun noir ; pas d'éléments grossiers ; structure grumeleuse ; très nombreuses racines ; transition nette.
- A<sub>12</sub> ( 9 - 15 cm) : Horizon fortement organique ; structure polyédrique émoussée ; quelques cailloux ; très nombreuses racines ; transition nette.
- (B) (15 - 35 cm) : Horizon jaune peu organique ; structure polyédrique très émoussée avec des agrégats ; ≈ 20 % de cailloux ; racines abondantes ; transition nette.
- C (35 - 55 cm) : Horizon d'altération morainique jaune ; structure polyédrique très émoussée avec des agrégats ; quelques racines ; ≈ 40 % de cailloux avec blocs d'Alpin ; transition progressive.
- (55 et plus) : Moraine remaniée, sableuse ocre ; peu de racines ; nombreux blocs alpins émoussés.

Granulométrie :

En % du poids de la terre séchée à l'air.

	Profondeur (cm)	Argiles (%)	Limons			Sables		
			Lf	Lg	Lt	Sf	Sg	St
A <sub>11</sub>	1 - 5	30	20	12	32	17	15	34
A <sub>12</sub>	10 - 15	32	24	13	37	19	12	31
B	20 - 25	30	29	14	43	18	11	29
C	50 - 60	27	16	11	27	35	12	47
	110 - 120	27	23	9	32	21	23	44
	160 - 180	26	24	14	38	15	21	36

## PROFIL DE MI -PENTE (Tnp)

### Topographie :

*Localisation* - Mi -pente au Nord du Bois du Maravant.

*Altitude* - 862,7 m.

*Situation* - Longue pente douce 6 %.

*Végétation* - Prairie naturelle.

### Coupe pédologique sommaire :

Sol brun faiblement lessivé.

- A<sub>11</sub> ( 0 - 5 cm) : Horizon organique, brun foncé ; structure polyédrique émoussée ; chevelu racinaire dense ; pas d'éléments grossiers ; transition graduelle.
- A<sub>12</sub> ( 5 - 20 cm) : Horizon moins organique ; structure polyédrique à agrégat ; racines très abondantes ; cailloux ; transition graduelle.
- (B) (20 - 50 cm) : Horizon brun, peu organique ; structure polyédrique anguleuse à agrégat ; peu de racines ; peu de cailloux.
- C (50 - 80 cm) : Horizon argilo-sableux d'altération de la moraine.
- (80 et plus) : Moraine remaniée décarbonatée argileuse ; nombreux cailloux.

### Granulométrie :

	Profondeur (cm)	Argile (%)	Limons			Sables		
			Lf	Lg	Lt	Sf	Sg	St
A	10 - 20	36	25	17		11	11	22
B	20 - 30	32	24	9	33	18	19	27
	40 - 50	37	24	10	34	14	15	29
C	70 - 80	30	26	9	35	15	20	35
	90 - 100	31	33	10	33	13	13	26



## PROFIL DE BAS DE PENTE (Tbp)

### Topographie :

*Localisation* - NE de la Ferme du Maravant.

*Altitude* - 848,6 m.

*Situation* - Bas de pente douce 3 %.

*Végétation* - Prairie naturelle.

### Coupe pédologique sommaire :

Sol brun faiblement lessivé, hydromorphe en profondeur. Même type de sol que le précédent, assez évolué, mais légèrement plus acide, plus profond et moins argileux.

- A<sub>11</sub> ( 0 - 5 cm) : Horizon organique, brun foncé ; structure polyédrique très émoussée ; très nombreuses racines.
- A<sub>12</sub> ( 5 - 20 cm) : Horizon moins organique, brun gris, presque réduit ; nombreuses racines ; peu de cailloux.
- (B) ( 20 - 60 cm) : Horizon brun clair, peu organique ; structure polyédrique anguleuse à agrégats ; quelques racines, graveleuses ; peu de cailloux.
- C ( 60 - 70 cm) : Horizon de pseudo-gley, argilo-sableux, d'altération de la moraine ; traces d'oxydo-réduction ; forte charge de graviers.
- ( 80 et plus ) : Moraine remaniée décarbonatée sableuse ; aspect réduit ; nombreux cailloux et blocs.
- (105 cm) : Fin banc plus graveleux.
- (150 - 160 cm) : Front de décarbonatation au niveau d'un banc graveleux.
- (200 cm) : Moraine limono-argileuse, compacte avec blocs alpins très altérés.

### Granulométrie :

	Profondeur (cm)	Argile (%)	Limons			Sables		
			Lf	Lg	Lt	Sf	Sg	St
B	30 - 40	34	26	11	37	14	12	26
BC	60 - 70	26	25	13	38	19	15	34
C	80 - 90	19	25	11	36	21	23	44
	110 - 130	20	21	15	36	20	25	45
	130 - 150	18	22	14	36	23	24	47