Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène-18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin de Thonon

Erik Siwertz

▶ **To cite this version:**

Erik Siwertz. Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène-18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin de Thonon. Géomorphologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1973. Français. NNT : . tel-00822177

HAL Id: tel-00822177

https://theses.hal.science/tel-00822177

Submitted on 14 May 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 033066 4

UNIVERSITE DE PARIS VI

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DE LOMBEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

12 DEC. 1977

Texte

2 fascicules

ETUDE EXPERIMENTALE PAR LE TRITIUM ET L'OXYGENE-18 DE L'INFILTRATION SUR LES LYSIMETRES ET LE BASSIN DE THONON

Erik Siwertz

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

27 AOUT 2003

CENTRE DE RECHERCHES GEODYNAMIQUES

74 203 THONON - LES - BAINS FRANCE

1973

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE DE PARIS VI

pour l'obtention du

DOCTORAT DE 3ème CYCLE

SPECIALITE GEODYNAMIQUE EXTERNE

par Erik SIWERTZ

ETUDE EXPERIMENTALE PAR LE TRITIUM ET L'OXYGENE-18 DE L'INFILTRATION SUR LES LYSIMETRES ET LE BASSIN VERSANT DE THONON

Soutenue le : 7 Avril 1973

Devant la Commission composée de :

Président	L. GLANGEAUD
Examinateurs	G. LUCAS
	Ph. OLIVE
Invités	A. FEODOROFF
	A. MARCE

CENTRE DE RECHERCHES GEODYNAMIQUES

74203 THONON (FRANCE)

10151-229

AVANT - PROPOS

AVANT - PROPOS

C'est pour moi un agréable devoir de remercier tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce travail :

- Monsieur le Professeur L. Glangeaud, membre de l'Institut, qui me fait l'honneur de présider le jury et qui m'a accepté dans son Laboratoire de Thonon-les-Bains où j'ai trouvé, comme Assistant, le cadre idéal pour l'accomplissement de mon travail. Il m'a constamment fait profiter de sa grande expérience dans l'interprétation des phénomènes complexes de la géodynamique externe.

- Monsieur le Professeur G. Lucas, qui a bien voulu examiner et critiquer ce travail.

- Monsieur Ph. Olive, Sous-Directeur du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon qui, par ses conseils, ses critiques, son soutien continuel n'a cesser de m'encourager à aller plus avant. Son action au sein de l'équipe qu'il anime depuis 1968 a permis, à moi-même et à mes camarades de travail : Edith Crouzet-Benedetti, Monique Lugrin, Pierre Hubert, Michel Meybeck, Michel Haubert et Jacques Vieillefon de travailler de concert à la réalisation de nos objectifs.

- Monsieur A. Féodoroff, qui m'a fait profiter de la large expérience qu'il a de la zone non saturée.

Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur A. Marcé, pour sa présence dans mon jury. Avec Messieurs F. Mangano et Ph. Olive, il a été à l'origine, dès 1968, des expériences de traçage de l'infiltration à Thonon. En plus des analyses dont il s'est chargé, je n'ai cessé de trouver auprès de lui encouragements et conseils, tout particulièrement dans le domaine de l'oxygène-18.

Mes remerciements vont aussi à Madame S. Chessel, pour le soin avec lequel elle a réalisé près de 1 000 analyses de tritium, et surtout à Monsieur B. Blavoux pour les résultats d'O-18 qu'il m'a communiqué et les nombreuses discussions que nous avons eu à leur propos.

Je dois également beaucoup à toute l'équipe technique : Mesdames O. Contamine, C. Duchamp, L. Ferrari, A. Noir et Messieurs R. Carrier et B. Chassaing, pour leur aimable collaboration et surtout à Messieurs F. Chessel et G. Olivier, qui ont assuré avec diligence les nombreux prélèvements ainsi que la maintenance et le contrôle de l'appareillage du bassin des Blaves.

Enfin, Madame J. Tessier et Mesdemoiselles A.M. Chiara et M. Lecraz, par leur soin, leur compétence et leur gentillesse ont permis la réalisation technique de ce travail. Je les en remercie sincèrement.

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o

o-o-o-o-o-o-o

S O M M A I R E

Pages

INTRODUCTION.

0.1. - Les différents types d'eau dans le sol..... 1

0.2. - Méthodes d'étude des mouvements de l'eau..... 4

CHAPITRE 1 : ETUDE A L'ECHELLE METRIQUE.

1.1. - Paramètres affectant l'évapotranspiration..... 15

1.2. - Evapotranspiration calculée..... 20

1.3. - Evaporation et évapotranspiration mesurée..... 24

1.4. - Evaluation quantitative de la recharge à Thonon..... 27

1.5. - Etude isotopique..... 33

CHAPITRE 2 : ETUDE A L'ECHELLE KILOMETRIQUE.

2.1. - Le bassin versant des Blaves..... 62

2.2. - Hydroclimatologie..... 71

2.3. - Hydrologie et hydrogéologie..... 83

2.4. - Infiltration et écoulement sur le Bassin des Blaves : étude isotopique..... 97

2.5. - Conclusion générale de l'étude à l'échelle kilomètrique..... 130

CONCLUSIONS..... 132

TABLEAUX HORS-TEXTE..... 137

BIBLIOGRAPHIE..... 152

LISTE DES FIGURES..... 161

LISTE DES TABLEAUX..... 165

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
27 AOUT 2003

INTRODUCTION

INTRODUCTION

L'étude systématique des concentrations en tritium et en oxygène-18 dans les eaux superficielles et souterraines a permis de mettre en évidence certaines modalités des circulations. Les premiers bilans réalisés ont montré, entre autres, que l'incertitude la plus importante était commise dans l'évaluation de l'infiltration. Aussi, le but de cette étude a été de préciser ce paramètre en utilisant les techniques isotopiques depuis l'échelle du mètre (lysimètre), jusqu'à celle du kilomètre (bassin versant).

La notion d'infiltration couvre l'ensemble des processus qui régissent le mouvement descendant de l'eau météorique à travers *la zone non saturée* vers *la zone saturée*. Elle se caractérise donc par un *transfert d'eau*. Ce transfert fait intervenir l'eau de pluie, mais dès que celle-ci a pénétré dans le sol, interviennent également les diverses eaux antérieures présentes dans la zone non saturée. Le rôle de chacune de ces eaux lors du processus varie considérablement suivant leurs proportions respectives, c'est-à-dire suivant *l'état de saturation du sol*.

On différencie généralement : *l'eau de constitution, l'eau de rétention et l'eau de gravité* ou gravifique.

0.1. - LES DIFFERENTS TYPES D'EAU DANS LE SOL.

0.1.1. - L'eau de constitution.

Dans les conditions naturelles, *l'eau de constitution, qui fait partie de la composition chimique des masses minérales*, n'est pas mobile. Elle n'intervient donc pas dans le bilan.

0.1.2. - L'eau de rétention.

Les eaux de rétention, dont la caractéristique principale est d'échapper à l'action de la pesanteur, sont plus ou moins liées au sol. Cette liaison est fonction de l'énergie nécessaire pour mobiliser ces eaux et permet ainsi leur classification. L'étude des mouvements de ces eaux doit tenir compte des gradients de potentiel d'énergie ψ. Dans la terminologie de l'utilisation des potentiels d'énergie, on pose $pF = \log \psi$ (✢), ce qui permet de distinguer :

- *L'eau hygroscopique,* qui est soumise aux forces d'adsorption. L'énergie de liaison de ce type d'eau va de pF 6,7 à pF 5,3, soit un potentiel matriciel de 5 400 à 200 bars, pour les 4 premières couches moléculaires d'eau obsorbée sur une montmorillonite (Van Olphen, in Stewart 1972). Il s'agit de la "tenaciously adsorbed water" des auteurs anglo-saxons.

- *L'eau pelliculaire,* est également soumise aux forces d'attraction moléculaire. Elle entoure les particules du sol d'une couche dont l'épaisseur ne dépasse pas 0,1 µ. Du point de vue du potentiel, *elle correspond à pF > 5.*

- *L'eau capillaire,* également appelée eau de tension superficielle, en raison des énergies mises en jeu. Le pF est compris entre 3 et 5.

0.1.3. - L'eau gravifique.

Pour les valeurs de pF < 3, on entre dans le domaine de *l'eau gravifique* circulant sous l'action de la pesanteur. Cette valeur correspond au potentiel de la *capacité au champ* (specific yield des auteurs anglo-saxons). Son volume est au plus égal à la différence entre le volume d'eau de saturation (pF = 0) et celui d'eau de rétention (pF ≃ 3).

=-=

(✢) - *Conformément à la définition de Schofield (1935), le pF est le logarithme à base 10 de la pression exprimée en cm - eau.*

Le tableau ci-dessous résume ces données :

Pression (Bar)	pF	Types d'eau		Forces principales mises en jeu
	- ∞	Eau gravifique		gravité,...
	0			
1	2,7			
		Eau de rétention	Eau capillaire	tension superficielle,...
100	5			
			Eau pelliculaire Eau hygroscopique	attraction moléculaire,...
≃ 10 000	≃ 7			
		Eau de constitution		

En réalité, les limites entre ces différentes catégories d'eau ne sont pas nettement tranchées et dépendent en particulier de la structure du sol, de sa granulométrie, du régime hydrique au moment de la mesure (humectation ou desséchement), etc...

Une liaison est possible entre la *porosité*, c'est-à-dire l'ensemble des vides contenus dans une roche et le type d'eau susceptible de remplir les vides. On distingue ainsi :

- *Une microporosité* intéressant les pores dont le rayon est inférieur à 0,1 µ : c'est le domaine de l'eau de rétention.

- *La porosité capillaire* pour des pores dont le rayon est compris entre 0,1 et 2 500 µ. L'essentiel des mouvements des eaux y est régi par *les forces capillaires. La gravité peut jouer également un rôle dans le cas d'une eau capillaire continue.*

- *La macroporosité* du sol pour les pores dont les rayons sont > 2 500 µ où l'eau est soumise à l'influence de la pesanteur (eau gravifique).

0.2. - *METHODES D'ETUDE DES MOUVEMENTS DE L'EAU.*

Pour évaluer les mouvements respectifs de ces différentes eaux lors de l'infiltration, *on dispose de 3 méthodes : la mesure de la teneur en eau associée à celle de la porosité, la mesure des potentiels* et enfin *le traçage direct des molécules d'eau.*

0.2.1. - *Mesure de la teneur en eau.*

Pour effectuer cette mesure, on utilise des méthodes gravimétriques, densimétriques, neutroniques, et plus récemment capacitives qui fournissent ce que l'on appelle un *profil hydrique.* L'évolution dans le temps de ce profil renseigne sur les mouvements d'eau. Aux erreurs de mesure près (1 à 10 % suivant la technique utilisée), la signification de la méthode est surtout liée à la répartition des mesures dans le temps. Cette méthode a été très utilisée par les agronomes.

Feodoroff (1965) mettait ainsi en évidence 2 phénomènes : "une masse d'eau se déplace vers la profondeur sous l'effet de la *gravité et de la succion* en suivant un chemin préférentiel correspondant à des pores relativement gros. Simultanément, des pores plus fins, *encore vides,* prélèvent par succion sur cette masse, des quantités d'eau qui suivent un cheminement latéral et échappent ainsi au mouvement descendant".

Cette méthode est limitée par 2 faits :

- Tout écoulement en régime permanent, le sol étant provisoirement et/ou localement saturé, n'est pas décelable.

- En l'absence d'un enregistrement continu, *des transferts rapides* ne modifiant pas ou très peu l'humidité globale du sol ne peuvent pas être mis en évidence. Mutin et al (1969) signalent ce problème en insistant sur la discontinuité du phénomène de transfert. Holmes et al (1970) lors d'expérimentations dans le SE de l'Australie, ont constaté qu'au moment où les précipitations deviennent supérieures à l'évapotranspiration, il se produit une remontée de la nappe traduisant donc un apport d'eau. Les investigations menées parallèlement à l'aide de sondes à neutrons et de cases lysimètriques ne permettent pas de déceler ces transferts. Le

décalage, de près de 30 jours, observé entre la remontée de la nappe et le début du drainage des lysimètres est interprété comme "résultant de nombreuses situations locales favorisant une infiltration rapide de l'eau".

Mutin et al (1969) mentionnent, pour le bassin de Mielan, la possibilité d'un réseau de macroporosité à partir de 0,8 m de profondeur. Ce réseau aurait une évolution hydrique propre, de nature à expliquer en totalité ou en partie, les variations d'humidité observées. En surface, les fortes variations d'humidité provoquent la formation d'un réseau de canalicules qui augmente la vitesse de pénétration de l'eau.

Pourrot (1968) signale le rôle de la macroporosité ("porosité tubulaire") qui serait responsable de la transmission rapide à des niveaux inférieurs d'une partie de l'eau, la microporosité (porosité capillaire) n'étant pas encore saturée. Dans sa thèse, Féodoroff (1965) aboutissait à des conclusions similaires, ainsi que récemment sur le site expérimental des Dombes (Feodoroff et al, 1972).

Ces résultats témoignent, à notre avis, de l'importance des zones à écoulement préférentiel qui peuvent être liéesà la macroporosité.

Les méthodes basées sur l'évolution de profils d'humidités permettent donc d'étudier les mouvements d'eau en régime non saturé *lorsque ces mouvements intéressent essentiellement les eaux capillaires.* Les transferts d'eau gravifique liés à la macroporosité du sol ne sont que difficilement décelés. En effet, ils interviennent plus particulièrement lorsque le terrain est sec et sont dans ce cas la plupart du temps trop rapides pour être mesurés.

0.2.2. - *La mesure des gradients de potentiel.*

Parmi les potentiels, c'est-à-dire les moteurs du mouvement de l'eau, les plus importants sont la gravité, les tensions capillaires ou osmotiques, la température etc... Jusqu'à présent, l'effort

essentiel a porté sur l'étude des tensions ou des pressions interstitielles en utilisant *les tensiomètres*.

Les résultats se traduisent par des *gradients de tension* qui, dans les limites d'utilisation des appareils, peuvent renseigner sur le sens d'éventuels transferts d'eau.

Sormail et al (1969) définissent clairement ces limites :

- Le tensiomètre est destiné à mesurer des "pressions d'eau" dans un sol non saturé, c'est-à-dire comportant une phase gazeuse. Mais les mesures tensiométriques nécessitent la continuité d'eau liquide entre l'eau du sol et l'eau du manomètre. Il ne faut donc pas qu'il se crée une dépression au-delà de laquelle la phase gazeuse dans le sol peut pénétrer dans les pores de la capsule poreuse et la désaturer. Au-delà de cette pression, appelée *pression critique d'entrée d'air*, les indications du tensiomètre désamorcé sont inutilisables. Cette pression critique expérimentale est de l'ordre de 1 bar (pF ≃ 3). Elle est donc largement inférieure aux succions auxquelles on peut s'attendre dans un sol désaturé (par exemple 10 bars, pF = 4) pour "le point de flétrissement" des agronomes.

- Enfin, les tensiomètres ne donnent aucune indication lors d'une phase saturée du régime du sol. Ils se comportent alors comme des piézomètres en donnant la hauteur de charge à la pression atmosphérique.

Ces limites définies, les tensiomètres ont permis de préciser les mécanismes de l'infiltration intervenant après une pluie. Féodoroff et al (1969), à la suite d'une série d'expériences "in situ" aboutissent à la conclusion suivante : "seule la fraction de pluie qui n'est pas utilisée à recombler la réserve du sol poursuit sa progression en profondeur". Ces auteurs évaluent la vitesse de progression à environ 50 cm/j, le passage de la "vague d'infiltration" n'entrainant qu'une faible remontée de la teneur en eau du sol.

Ces résultats sont apparemment en contradiction avec certaines conclusions exposées plus haut (Pourrot, 1968). Des anomalies dans les réactions de la nappe à la suite de la pluie peuvent être expliquées par un transfert d'eau ayant échappé aux mesures tensiométriques.

Cette faible variation d'humidité doit être liée, à notre avis, à l'importance de la macroporosité du sol.

Enfin, Hallaire et al (1958 a et b), notaient le rôle essentiel de la fréquence et de la qualité des contacts entre films liquides pour définir le *potentiel efficace* qui régit le mouvement de l'eau. L'évolution d'un profil hydrique dans un sol non saturé est déterminée par *la structure du milieu et l'humidité initiale* dont dépend la continuité du réseau liquide. *Le potentiel efficace* ainsi déterminé diffère *du potentiel matriciel* mesuré et caractérisé en fonction de l'humidité dans les conditions d'équilibre (Hallaire, 1962). Ces observations, reprises récemment par Puech (1972 a et b), *montrent le rôle essentiel de l'humidité initiale du sol* et de sa texture. La cessibilité de l'eau d'un sol varie donc considérablement en raison de l'inégale répartition des réserves hydriques utiles dans des pores de tailles variables.

D'après Mutin (Mutin et al, 1969) "l'application de la théorie de l'écoulement lié à un gradient de charge hydraulique n'a pas permis une interprétation qualitative cohérente des transferts d'eau dans le sol à partir des mesures discontinues de pressions interstitielles et de charges hydrauliques effectuées sur des tensiomètres distants de 1 mètre". Les mesures effectuées sur *des couples de tensiomètres* distants de 0,4 mètre conduisent à une interprétation plus cohérente et permettent de définir dans le sol deux domaines :

- *Un domaine superficiel* où semblent dominer les mouvements ascendants. Les mouvements descendants dus à l'infiltration y sont de brève durée et faute d'enregistrements continus risquent d'échapper à l'observation.

- *Un domaine profond* où les gradients de charge hydraulique indiquent une permanence de mouvements descendants.

0.2.3. - *Le traçage de l'eau*.

L'étude de l'infiltration ne peut donc pas se faire uniquement à partir des seules mesures d'humidité et de tensions. La discontinuité des phénomènes, les limites physiques des appareillages et l'hétérogénéité des sols naturels conduisent à envisager une

méthode donnant directement la vitesse des molécules d'eau dans le sol. Le traçage, en utilisant les isotopes constituants de la molécule d'eau, peut contribuer à améliorer cette connaissance. En effet, en différenciant les divers types d'eau intervenant dans le processus, on pourra *caractériser qualitativement* l'infiltration.

Parmi les variétés isotopiques de la molécule d'eau, quatre sont réellement utilisées en hydrologie isotopique :

$^{1}H^{1}H^{16}O$	(masse 18)	avec ^{1}H, protium
$^{2}H^{1}H^{16}O$	(masse 19)	avec ^{2}H, deutérium
$^{3}H^{1}H^{16}O$	(masse 20)	avec ^{3}H, tritium
$^{1}H^{1}H^{18}O$	(masse 20)	avec ^{18}O, oxygène-18

le tritium, ^{3}H, est l'isotope radioactif de l'hydrogène. Les mesures réalisées à Thonon, ont été effectuées par comptage en scintillation liquide après enrichissement électrolytique. Les résultats sont exprimés en UT : 1 UT correspond à 1 atome de ^{3}H pour 10^{18} atomes de ^{1}H. L'erreur sur les analyses est de ± 5 %.

l'oxygène-18, ^{18}O, est l'un des isotopes stables de l'oxygène. Les mesures sont effectuées par spectrométrie de masse (A. Marcé et B. Blavoux) et les résultats exprimés en unité δ à ± 0,1 °/₀₀, soit en part pour mille de différence par rapport au standard international de référence le SMOW (✣). Une concentration de 1 δ correspond environ à 2 ppm d'^{18}O.

L'objection qui revient le plus souvent, quant à l'emploi des techniques isotopiques fait état *d'adsorption temporaire*, voire *fixation définitive* des molécules d'eaux ($^{1}H^{3}H^{16}O$ et $^{1}H^{1}H^{18}O$) dans

---

(✣) $\delta^{18}O = \left[\left(R_{échantillon} - R_{SMOW}\right)/R_{SMOW}\right] \times 1\,000$ avec $R = {}^{18}O/{}^{16}O$.
SMOW = Standard Mean Ocean Water.

le sol et particulièrement dans les argiles. Ceci revient à dire qu'une eau aurait un comportement différent suivant qu'elle est plus ou moins riche en variétés isotopiques lourdes.

Urey (1947) a émis une théorie de la variation de la composition isotopique des éléments basée sur des raisonnements thermodynamiques. Il en résulte qu'entre deux phases en contact (par exemple vapeur/liquide), il se produit un enrichissement de l'une par rapport à l'autre pour un isotope donné d'un même élément. On définit ainsi un facteur d'enrichissement *ou facteur de fractionnement*, α, qui, à l'équilibre, peut s'exprimer par le rapport des concentrations isotopiques dans les différentes phases.

L'exemple le plus typique est celui de l'eau où α dépend des pressions de vapeur partielle de chacune des espèces isotopiques. La pression de vapeur de $^{1}H\ ^{1}H\ ^{18}O$ étant plus basse que celle de $^{1}H^{1}H^{16}O$, il en résulte des concentrations en ^{18}O *plus fortes dans la phase liquide que dans la phase vapeur*. Notons bien que ce phénomène est faible, c'est-à-dire que *le facteur de fractionnement est proche de l'unité*. Ainsi, à la température ordinaire et à l'équilibre, la vapeur est appauvrie d'environ 10 % en ^{3}H, de 5 % en ^{2}H et de 1 % en ^{18}O, par rapport à la phase liquide (Epstein et al, 1970). Dans le cas de la condensation de la vapeur, le coefficient α est l'inverse de celui intervenant lors de la vaporisation. Il faut noter enfin que le fractionnement est une fonction inverse de la température.

Ces données théoriques sont délicates à appliquer, et les résultats expérimentaux diffèrent sensiblement. Ce désaccord peut s'expliquer par les raisons suivantes :

- Les calculs thermodynamiques sont menés sur des *systèmes fermés* (échanges d'énergie mais non de matière) qui sont proches de l'équilibre. Or, *les systèmes naturels sont ouverts* (échanges d'énergie et de matière) et les conditions d'équilibres ne sont pas atteintes car l'évolution y est irréversible.

- Les calculs sont faits pour des substances pures et des mélanges simples. Or, dans la nature les mélanges sont complexes et les impuretés présentes.

- Enfin, aucune information ne peut être donnée sur les vitesses de réaction, car dans les calculs thermodynamiques, le facteur temps n'intervient pas.

D'un point de vue expérimental, des essais ont été effectués afin d'étudier le comportement de molécules tritiées ou contenant de l'oxygène-18 en contact avec le sol.

A) ETUDES DE LABORATOIRE.

Stewart (1965) à partir d'une série d'expériences réalisées sur des argiles concluait : *"la concentration en tritium de l'eau fortement adsorbée est plus faible que celle de l'eau libre. Il apparaît donc que le tritium a une lente intéraction avec l'argile"*. Dans ce travail, les échantillons d'argiles étaient séchés à 110° puis mélangés à de l'eau tritiée, et l'eau adsorbée analysée après extraction sous vide à 110°. Le même Stewart (1967) met en évidence une dilution du tritium et du deutérium au cours de la progression du front d'humectation dans un sol initialement sec. Mais récemment (Stewart, 1972), après avoir repris les expériences de 1965, *il montre que la différence d'état physique entre l'eau fortement adsorbée* (tenaciously adsorbed water = eau hygroscopique) *et l'eau libre n'apparaît pas comme suffisante pour entrainer un fractionnement isotopique appréciable.* Dans cette deuxième série d'expérience, Steward a utilisé deux méthodes : dans un cas il réalise la séparation entre l'eau libre et l'eau adsorbée avec un système de pompe à vide (34 bars). *Le rapport $^{3}H^{1}H^{16}O$ adsorbé/$^{3}H^{1}H^{16}O$ libre reste très proche de 1,* ce qui exclut l'existence d'un fractionnement. Dans le second cas, l'argile passée au four à 110°C, a été placée dans un dessicateur en atmosphère contrôlée avec une concentration en ^{3}H connue, la pression de vapeur dans le dessicateur correspondant à un potentiel matriciel de 200 bars. *Là aussi, le rapport $^{3}H^{1}H^{16}O$ adsorbé/$^{3}H^{1}H^{16}O$ libre est égal à 1.*

Dans le cas de la kaolinite, on obtient, pour cette dernière expérience, un rapport égal à 0,90. Il faut en conclure que l'eau adsorbée à la surface de kaolinite a moins tendance à s'échanger avec celle adsorbée sur les autres minéraux argileux. En effet, lorsque le sol séché est placé dans le dessicateur, la vapeur d'eau appauvrie (de l'ordre de 10 %) par rapport à la phase liquide, est adsorbée et retenue avec très peu d'échanges ultérieurs dans le cas de la

Kaolinite. On obtient donc, pour ce minéral, un rapport $^{3}H^{1}H^{16}O$ adsorbé/$^{3}H^{1}H^{16}O$ libre d'environ 0,90, c'est-à-dire égal à celui de $^{3}H^{1}H^{16}O$ vapeur/$^{3}H^{1}H^{16}O$ liquide à l'équilibre. Ces résultats sont en accord avec ceux de travaux en cours au BRGM (Bosch et al, à paraître) mettant en oeuvre les molécules marquées. Au niveau des phénomènes d'échanges dans les argiles, les kaolinites sont en effet particulières : faible surface spécifique et faible CEC (capacité d'échange cationnique) (Sergeev, 1971).

- Biggar et al (1962) ont réalisé des expériences sur des colonnes horizontales de 7 cm de diamètre d'un sol homogène soumises à un flux d'eau uniforme sous pression constante. Le but était de préciser, en particulier, les interactions entre le milieu poreux et le traceur. Deux traceurs ont été utilisés le Cl Na et le ^{3}H (0,01 mc/litre, soit 3 10^{6} UT). *La rapidité de l'apparition du traceur ainsi que l'évolution de sa concentration en fonction du volume drainé excluent un modèle de non mélange.* Dans le cas d'un flux d'eau faible, le rôle de la diffusion peut entrer en concurrence avec la dispersion hydrodynamique et la légère différence constatée dans le comportement de l'eau tritiée et du Cl Na peut s'expliquer par la différence entre les coefficients de diffusion du tritium et du chlore. *Le traceur ayant le plus grand coefficient de diffusion apparaît dans l'effluent après celui qui a le plus faible coefficient. Le chlore apparaît donc dans leurs expériences avant le tritium. Rappelons (Wang et al, 1953) que le coefficient de diffusion de $^{1}H^{3}H^{16}O$ est le même aux erreurs expérimentales près, que celui de $^{1}H^{1}H^{16}O$. En réalité, c'est donc le chlore qui, dans ces expériences, présente un comportement particulier.* Nakayama et al (1963) ont d'ailleurs précisé la valeur du coefficient de diffusion de l'eau tritiée dans un milieu poreux. Pour une porosité totale variant de 44 à 56 %, c'est-à-dire dans le domaine des argiles et des silts, et pour une teneur en eau de 36 à 44 %, le coefficient de diffusion D, exprimé en cm^2/s, varie de 0,9 10^{-5} à 1,1 10^{-5}.

Epstein et Salvin (1970) ont montré que si on observait pour certains sols un fractionnement de quelques pourcents entre l'eau capillaire et gravifique et l'eau adsorbée, *cette source de fractionnement ne peut pas entrainer un retard appréciable dans le mouvement du traceur comparé au mouvement général de l'eau.*

Les expériences de Horton et Hawkins (1965) et en particulier le bilan réalisé après traçage avec une injection de 15 10^6 UT montre que l'ensemble du tritium apporté a été récupéré. Des expériences en cours (Marcé et al, à paraître) montrent que, même avec un temps de contact de plusieurs années, *on n'observe pas de fixation préférentielle de molécules d'eau contenant de l'oxygène-18 ou du tritium sur divers minéraux argileux.*

Les résultats obtenus par Mamy (1972) au CNRA de Versailles confirment ce fait : les premières couches d'eau adsorbées à la surface de particules argileuses sont dans un état de dissociation très élevé, elles présentent donc un caractère acide très marqué et le temps de vie d'un proton dans une molécule d'eau est de l'ordre de 10^{-9} seconde alors que pour l'eau libre, ce temps de vie est de l'ordre de 10^{-3} secondes. *Les protons de l'eau adsorbée sont donc extrêmement mobiles,* ce qui va en sens contraire d'une éventuelle fixation de proton ^1H ou de ^2H ou ^3H.

A partir de l'ensemble de ces études de laboratoire, on peut donc conclure qu'il n'y a pas de différence actuellement mesurable entre les comportements des molécules $^1H^3H^{16}O$ et $^1H^1H^{18}O$ et celui de $^1H^1H^{16}O$.

B) ETUDES DE TERRAIN.

Parmi les études de terrain sur la propagation de traceurs isotopiques dans la zone non saturée les plus importantes ont été réalisées par *l'équipe de l'Université de Heidelberg sous la direction de K.O. Munnich.* Dès 1963, des recherches étaient menées pour mettre en évidence les modalités du transfert des molécules d'eau à travers la zone non saturée. Ainsi cette équipe montrait que l'eau de pluie traverse la zone non saturée très lentement et que sa vitesse réelle dépend étroitement de l'humidité du sol (Zimmermann et al, 1965). *Pour une teneur en eau proche de la capacité au champ, cette vitesse est de l'ordre du mètre par an.*

A la suite d'une injection d'eau contenant du deutérium, les phénomènes de diffusion aboutissent à un certain étalement du pic qui demeure, malgré tout, individualisé dans le sol. Ces auteurs pensent que l'ensemble de l'eau dans le sol se déplace à la même

vitesse par couches différenciées se poussant chacune vers le bas. L'examen des profils de sol obtenus suggère en effet ce phénomène. Malgré tout, Munnich insiste sur le rôle possible de discontinuité dans le sol permettant un transfert rapide de l'eau, phénomène qui, dans son schéma entraîne une augmentation de la teneur en ^2H dans l'eau atteignant la nappe. De plus, l'étude a été effectuée à partir de carottes prélevées dans le sol et *la discontinuité des prélèvements entraîne le risque de passer à côté d'un phénomène rapide mais essentiel.* Enfin les concentrations en ^2H utilisées ainsi que la limite de détection des appareils de mesure ne permettent pas de mettre en évidence *un étalement du pic d'injection limitant le phénomène de "piston-flow" + diffusion* décrit par les auteurs (CB Taylor, communication personnelle).

La même équipe (Zimmermann et al, 1967) conclut, que dans la plupart des sols, le modèle "piston-flow" avec dispersion de chaque impulsion de recharge due uniquement à la diffusion est prépondérant. Toute l'eau du profil se déplace effectivement car le phénomène de diffusion est suffisamment rapide pour que l'équilibre isotopique se réalise entre l'eau dans les pores de différentes dimensions.

Par contre, Allison (C.B. Allison et al, 1971 et 1972) montre que le phénomène de piston ne peut, à lui seul, expliquer les transferts dans la zone non saturée, qu'il y ait ou qu'il n'y ait pas de discontinuité dans le sol (racine, trou de vers, fentes de retrait, etc...). En appliquant l'équation de Zimmermann (Zimmermann et al, 1967) et les données météorologiques et hydrologiques de Holmes (Holmes et al, 1970) la concentration en ^3H dans un aquifère superficiel du SE australien ne devrait pas dépasser 1,5 UT. Or, on mesure de 7 à 12 UT. Il est donc probable que *les forces de dispersion* dans un sol argileux sont largement supérieures à celles dues uniquement à la diffusion, de telle sorte que le profil de sol peut se comporter comme un milieu de mélange homogène "well mixed reservoir".

Ces études dans le but de déterminer la T.I.F. (tritium input fonction, Dincer et al, 1967) ont également été réalisées en Angleterre (Smith et al, 1970). Dans une formation crayeuse, là

vitesse de circulation peut être estimée à environ 1 mètre par an, le mouvement de l'eau étant essentiellement lié à la circulation entre les particules du sol. Le rôle des fissures est limité et représente probablement 15 % du phénomène. L'étude d'une carotte argileuse suggère un processus similaire faisant largement appel au piston-flow. Ces résultats ont été repris récemment (Olive, 1970) et peuvent parfaitement s'expliquer avec un modèle de mélange.

De toute manière, que le mécanisme invoqué soit un déplacement sans mélange de type piston, un mélange limité dû à la diffusion ou un mélange total avec prépondérance du phénomène de dispersion, aucun auteur ne signale dans ses travaux de perturbations introduites par une modification dans la composition isotopique de l'eau à la suite d'échanges avec le sol.

Il s'agit là, en effet, d'un faux problème car le deutérium, le tritium ou l'oxygène-18 ne sont pas des marqueurs de l'eau. C'est l'eau elle-même. Toutes les eaux du globe en contiennent dans de diverses proportions et en contiendront toujours.

L'étude qui suit va permettre de préciser les modalités de circulation de l'eau, en insistant sur le temps, c'est-à-dire en introduisant dans le schéma la durée réelle des processus.

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o
o-o-o-o-o-o-o

PREMIER CHAPITRE

PREMIER CHAPITRE

ETUDE A L'ECHELLE METRIQUE

Afin de mesurer la quantité d'eau disponible pour l'écoulement (O), nous avons utilisé les résultats hydrométéorologiques de la station de Thonon-C.R.G. (pluviométrie (P) température (T), humidité de l'air etc...), ainsi que ceux obtenus sur les lysimètres installés au Centre de Recherches Géodynamiques depuis 1963. En annexe 1, figurent la description de ces installations ainsi que les résultats bruts.

L'étude a porté sur la période 1966-1970. Pour certains paramètres, les résultats de l'année 1971 ont été utilisés dans la mesure où ils permettaient de préciser les conclusions de l'étude.

1.1. - PARAMETRES AFFECTANT L'EVAPOTRANSPIRATION.

1.1.1. - Précipitations : étude à l'échelle annuelle.

Nous avons comparé nos résultats de 1966 à 1970 à ceux des stations de Thonon-Rives, Genève, Lausanne et Montreux.

Sur le tableau ci-après, figurent les moyennes pour diverses périodes de référence. (Les détails de l'étude statistique, ainsi que l'étude de la précision des mesures, figurent en annexe 1.1.).

Pluviométrie moyenne en mm

Stations	1900-1970	1966-1970	1890-1964	1890-1966	1890-1970
Thonon-Rives	996	906	994	996	990
Genève	901	1 060			
Lausanne	1 070	1 182			
Montreux	1 160	1 270			
Thonon-CRG		1 014			

Pluviométrie en mm

Année	Thonon-C.R.G.	Thonon-Rives	Etude statistique
1966	992	897	Année décennale Humide 1 201
1967	963	859	
1968	1 201	1 099	Année décennale Sèche 785
1969	837	703	
1970	1 083	974	Année centenaire Humide 1 375
1971	669	578	Année centenaire Sèche 615

Ces tableaux amènent les remarques suivantes :

- *La pluviométrie moyenne à la station de Thonon-C.R.G. est d'environ 1 000 mm.*

- *La période d'étude (1966-1970) couvre un domaine allant de l'année décennale sèche à l'année décennale humide.*

- *On constate un léger désaccord entre les valeurs de la station de Thonon-Rives et les autres stations.* Les moyennes 1966-1970 sont systématiquement plus fortes que celles de la période 1900-1970, sauf à Thonon-Rives. Ceci est confirmé par l'analyse des

précipitations moyennes annuelles à Thonon-Rives et Thonon-C.R.G.. La différence d'altitude entre ces deux stations ne peut expliquer les quelques 100 mm d'écart que l'on observe chaque année. L'explication tient peut être à une mesure par défaut des précipitations à Rives, les plus grands déficits étant constatés lors des mois d'hiver. Le pluviographe thermostaté du C.R.G. permet probablement une mesure plus réaliste des précipitations neigeuses.

1.1.2. - *Précipitations : étude à l'échelle mensuelle et journalière.*

- *La variabilité des précipitations à l'échelle de la saison a été considérable de 1966 à 1970 :* la durée de retour de l'été 1968 peut être évaluée à 20 ans (de Saintignon, 1969) et celle de l'automne 1969 à 100 ans. L'enneigement de l'hiver 1969-1970 a été exceptionnel avec une durée de retour évaluée à 50 ans.

Il existe *deux maximums de pluviométrie (en août* avec 13 % des précipitations annuelles et *novembre* avec 12 %) et deux minimums (*décembre-janvier* avec 6 % des précipitations et *octobre* avec également 6 % des précipitations).

- Cette répartition est également celle des averses importantes (égales ou supérieures à 20 mm en 24 h) au C.R.G. de 1968 à 1970. Les caractéristiques de ces averses ainsi que les intensités maximales mesurées figurent en annexe. Le tableau ci-dessous donne cette répartition :

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Nombre d'averse dont l'intensité est ⩾ 20 mm/24 h de 1968 à 1970 au C.R.G.	1	3	3	7	2	5	2	6	3	2	9	2

50 % des averses ont donc lieu pendant la saison chaude (d'avril à août) avec des intensités souvent importantes (≃ 10 mm/h, voir annexe). Le maximum enregistré est de 30 mm/h sur un intervalle de référence de 1 heure (juin 1970).

Ainsi que cela pourra être observé, les précipitations d'été jouent un rôle important dans l'infiltration surtout si leur intensité est forte, cette importance est donc accrue par la répartition des pluies à Thonon.

- *La participation de la neige dans les précipitations est de 6 % à Thonon.* Elle a lieu de novembre à mars, avec un maximum en janvier (80 % des précipitations de janvier sont sous la forme de neige). La comparaison des diverses techniques de mesure amène la relation suivante : 1 cm de neige ≃ 1 mm d'eau.

1.1.3. - Températures.

Les températures moyennes annuelles ont été calculées au C.R.G. par intégration des enregistrements hebdomadaires.

	Stations				
				THONON	
Période	Genève	Lausanne	Montreux	Rives	CRG
1946-1970	10,44°	9,68°	10,34°	10,54°	
1966-1970	10,30°	9,32°	10,14°	10,44°	8,6°

On constate (tableau ci-dessus) *que la moyenne 1966-1970 est plus froide d'environ 0,2° que la moyenne 1946-1970. De plus, il apparaît une différence de 1,8° entre la moyenne 1966-1970 à la station de Thonon-Rives et celle de Thonon-C.R.G.* Cet écart provient du mode de calcul des températures moyennes. Les mesures réalisées suivant les normes de l'O.M.M. ne tiennent compte en effet que de 3 températures diurnes/jour.

- La température moyenne annuelle au C.R.G. a varié considérablement de 1966 à 1970 (tableau ci-dessous) :

	1966	1967	1968	1969	1970
Température moyenne annuelle C.R.G. en °C	9,2	8,8	7,5	8,0	9,6

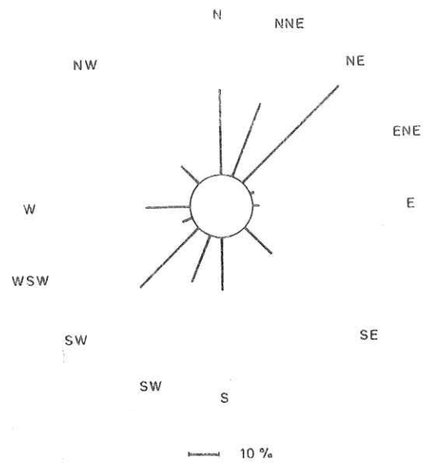
On doit donc s'attendre à des variations de l'évapotranspiration potentielle.

1.1.4. - Humidité atmosphérique.

L'humidité de l'air enregistrée au C.R.G. de 1966 à 1970 donne une valeur moyenne de 77 %. L'écart d'une année à l'autre n'excède pas 2 % et l'amplitude de variation durant l'année est de l'ordre de 10 %. Cette moyenne est constante pour l'ensemble des rives du lac (Genève 76 % et Lausanne 78 %, Mercanton 1952). Il faut voir là l'effet tampon dû au Léman. *Cette forte humidité limite le pouvoir évaporant de l'atmosphère.*

1.1.5. - Les vents.

Le régime général des vents sur le Léman (figure 1) indique deux directions principales : NE ("la Bise") et SW ("le Vent"). Ces directions sont sensiblement respectées chaque mois. Une liaison entre la direction du vent et la pluviométrie peut être mise en évidence (figure 2) : la plupart des précipitations sont dues aux vents du secteur SW. Cette corrélation valable à l'échelle mensuelle l'est également à l'échelle annuelle. Les calmes, c'est-à-dire les périodes où le vent ne souffle pas, représentent 57 % de l'année. Le vent souffle donc presque un jour sur deux à Thonon, accentuant ainsi l'évapotranspiration surtout en été. En cette saison, les calmes ne représentent que 47 % et les vents du NE dominent.



VENTS MOYENS ANNUELS

STATION THONON C.R.G.

(1952 - 1960)

Figure : 1

1.1.6. - Conclusions.

- La pluviométrie moyenne à Thonon est de 1 000 mm.

- 35 % des précipitations annuelles ont lieu pendant la période estivale (de juin à septembre) avec des intensités maximales.

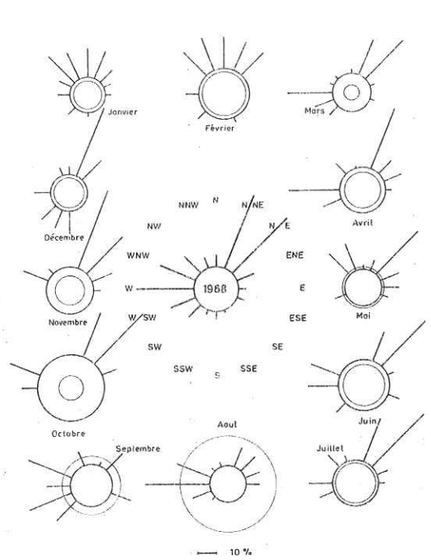
- La température moyenne annuelle telle qu'elle a été calculée est de 8°6, soit inférieure de plus de 1° à la mesure classique.

- L'humidité atmosphérique est forte et constante au cours de l'année (77 ± 12 %).

1.2. - *EVAPOTRANSPIRATION CALCULEE.*

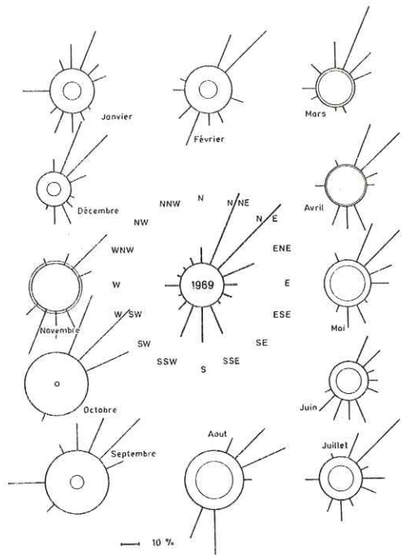
1.2.1. - Echelle annuelle : déficit d'écoulement.

Le déficit d'écoulement "D" a été calculé par les formules donnant D en fonction de la température "T" : D = f (T) (Coutagne 1954) et en fonction de la température et des



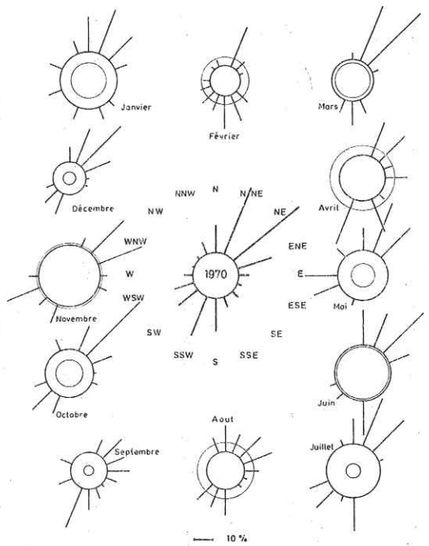
VENTS MOYENS MENSUELS

STATION THONON C.R.G.



VENTS MOYENS MENSUELS

STATION THONON C.R.G.



VENTS MOYENS MENSUELS

STATION THONON C.R.G.

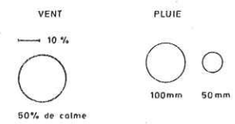


Figure : 2

précipitations "P" : D = f (P/T) (Turc, 1959). Les résultats pour la station de Thonon-C.R.G. sont regroupés sur le tableau ci-dessous :

Année	T°C	P en mm	D en mm	
			COUTAGNE	TURC
1966	9,2	992	486	500
1967	8,8	963	474	486
1968	7,5	1 201	435	472
1969	8,0	837	450	452
1970	9,6	1 083	498	520
MOYENNE	8,6	1 014	468	486

Ce tableau permet de faire les remarques suivantes :

1) - Ces formules étant à la limite de leur application dans le cas de Thonon (voir annexe), *le meilleur accord est réalisé pour les années où la pluviométrie est proche de 800 mm* (pluviométrie moyenne des zones où ces formules ont été élaborées). Ceci sera confirmé par les résultats lysimètriques (1.3. et tableau ci-dessous) :

Année	P en mm	D en mm		
		COUTAGNE	TURC	LYSIMETRE A
1964 (+)	802	474	468	486
1969	837	450	452	429

(+) - *Blavoux, 1966.*

2) - Malgré la variabilité de P (36 %) et T (24 %) celle de D n'excède pas 14 % dans le cas de la formule de Turc. Il existe en effet une relation entre la température et les précipitations : les années humides ayant des températures moyennes annuelles plus basses (cf. tableau précédent). Ceci explique les faibles variations de D calculées par la formule de Turc où D = f (P/T).

1.2.2. - *Echelle mensuelle : Evapotranspiration potentielle.*

L'évapotranspiration potentielle à l'échelle mensuelle a été calculée par 3 méthodes : Turc (Turc et al, 1963), Thornthwaite (Thornthwaite, 1948 et 1954) et Primault (Primault, 1963).

Les limites de ces méthodes, les détails des calculs ainsi que les résultats complets sont donnés en annexe 1.2. L'évapotranspiration potentielle annuelle calculée par ces méthodes figurent sur le tableau ci-dessous :

Année	ETP annuelle en mm		
	TURC	THORNTHWAITE	PRIMAULT
1966	663	632	533
1967	660	595	574
1968	569	555	483
1969	624	594	530
1970	671	624	553
MOYENNE	637	600	535

Ces valeurs d'évapotranspiration potentielle ne peuvent être assimilées à l'évapotranspiration réelle que si la quantité d'eau présente dans le sol est suffisante. C'est apparemment le cas à Thonon, où les réserves du sol, *évaluées à 200 mm*, ne sont jamais totalement absorbées par l'évapotranspiration.

L'évapotranspiration calculée par ces méthodes (600 mm environ) est supérieure d'environ 20 % au déficit d'écoulement calculé à l'échelle annuelle (480 mm).

La formule de Primault, basée sur l'humidité relative et l'insolation donne une valeur de l'évapotranspiration proche du déficit d'écoulement calculé par la méthode de Turc ainsi que des valeurs lysimétriques. Ceci confirme l'importance du rôle joué par l'humidité atmosphérique due au Léman sur le site de Thonon.

1.2.3. - Evapotranspiration calculée : conclusions.

- A l'échelle annuelle ce terme du bilan peut être évalué entre 480 mm (déficit d'écoulement) et 600 mm (évapotranspiration potentielle).

- A l'échelle mensuelle, seule l'évapotranspiration des mois de juin à octobre évaluée selon Thornthwaite est supérieure ou du même ordre de grandeur que les précipitations. Le déficit moyen 1966-1970 sur cette période de 5 mois est de 20 mm.

1.3. - EVAPORATION ET EVAPOTRANSPIRATION MESUREE.

Deux approches sont possibles : la méthode directe en utilisant le lysimètre et la méthode indirecte où l'on mesure le pouvoir évaporant de l'atmosphère.

1.3.1. - Mesure du pouvoir évaporant de l'atmosphère : Piche et Bac de 1 m².

Année	Evaporation en mm	
	PICHE	BAC
1966	465	605
1967	407	566
1968	402	524
1969	420	528
1970	423	540
MOYENNE	423	553

Les résultats (tableau ci-contre) varient peu d'une année à l'autre. L'écart par rapport à la moyenne est inférieur à 10 % malgré la disparité constatée dans la pluviométrie. La forte humidité relative due au lac Léman joue en effet le rôle de tampon réduisant les variations du pouvoir évaporant de l'atmosphère.

La corrélation entre l'évaporation donnée par le Piche et le Bac à l'échelle mensuelle est bonne (coefficient de corrélation 0,88) (figure 3). A l'échelle annuelle le rapport Piche/Bac est de 0,76 ± 0,02, *ce rapport, remarquablement constant, est un encouragement pour l'utilisation du Piche, plus représentatif et plus aisé à mettre en oeuvre que le Bac.*

L'évaporation moyenne donnée par le Piche de 1966 à 1970, (423 mm), est proche des valeurs moyennes de déficit d'écoulement calculées (468 mm et 486 mm).

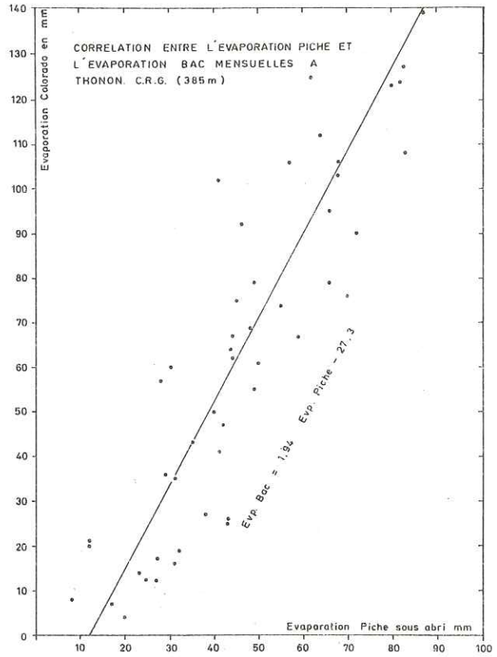


Figure : 3

1.3.2. - Mesure lysimètriques (+).

Les lysimètres sont très employés car "ils sont les seuls à apporter de la lumière, sur cette partie du cycle de l'eau dans le sol" (Schleifer, 1959) et "en ce qui concerne les grandeurs moyennes annuelles de l'évaporation et de l'écoulement, les désaccords entre les cases lysimètriques et le milieu naturel sont généralement trop faibles pour que nous puissions les mettre en évidence" (Turc, 1959). *G. Castany (1967) résume parfaitement le problème : "pour l'hydrogéologue, les lysimètres sont les seuls dispositifs expérimentaux qui permettent d'évaluer avec le plus de précision l'infiltration".*

Les résultats présentés ci-dessous concernent le lysimètre A du C.R.G. (annexe 1-3, tableau 1-3-3).

Résultats à l'échelle annuelle :

- Pour une période de l'ordre de l'année, on considère généralement que les variations du stock d'eau dans le lysimètre sont négligeables par rapport aux autres facteurs. On peut admettre alors que l'évapotranspiration réelle (E_r) est égale au déficit d'écoulement D : $E_r = D = P - Q$, où P représente les précipitations et Q le drainage.

- Le tableau ci-dessous récapitule 4 années de mesures :

Année	P en mm	Q en mm	D en mm	D/P
1964	802	316	486	0,61
1969	837	408	429	0,51
1970	1 083	708	377	0,35
1971	669	282	387	0,58

(+) - *Une étude bibliographique sommaire sur l'utilisation des lysimètres en hydrogéologie figure en annexe 1-3.*

Le déficit d'écoulement mesuré varie peu (moins de 15 % d'écart à la moyenne). La variation des précipitations, considérable d'une année à l'autre, entraine des différences sensibles dans *la hauteur d'eau disponible pour l'écoulement.* : Q. La répartition saisonnière des précipitations influe beaucoup sur cette variation. Ainsi, le fort écoulement de l'année 1970 (65 % de P) est dû aux neiges de janvier à avril (422 mm), dont 90 % ont alimenté le drainage. Pour la même période, les précipitations n'étaient que de 257 mm en 1964, 288 mm en 1969 et 223 mm en 1971, dont respectivement 56 %, 80 % et 79 % ont été drainés.

On peut donc évaluer l'évapotranspiration annuelle mesurée à Thonon à 425 ± 45 mm.

1.3.3. - Conclusions.

Un très bon accord apparaît entre la moyenne des résultats lysimètriques et la moyenne du Piche (avec 455 mm, la valeur du Piche en 1971 cadre très bien avec l'ensemble des résultats (+).

Pour le site de Thonon, la mesure du Piche est donc représentative de l'évapotranspiration réelle qui peut être évaluée à 425 ± 25 mm.

1.4. - CONCLUSION A L'ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION : EVALUATION QUANTITATIVE DE LA RECHARGE A THONON.

Nous définirons la recharge Q comme la quantité d'eau disponible pour l'écoulement, c'est-à-dire la quantité d'eau susceptible de réalimenter les eaux souterraines.

(+) - *Les faibles variations mises en évidence d'une année à l'autre par ces deux méthodes justifie à notre avis la comparaison de ces deux périodes différentes.*

Ce résultat apparaît clairement si on considère (tableau ci-dessous) *le bilan de l'eau à Thonon de juillet 1969 à janvier 1970 :*

Période	P	ET	P - ET	"Réserves"	I_p	I_r	I lysim.
06/69	105	85	20	max.	20	20	10
7-10/69	200	350	- 150	- 150	0	0	5 (+)
11/69	125	20	105	- 45	105	0	95
7-11/69	325	370	- 45	- 45	105	0	95
12/69	35	0	35	- 10	35	0	30
7-12/69	360	370	- 10	- 10	140	0	125
01/70	85	5	80	max.	80	70	80
7-69/1/70	445	375	70		220	70	215

Bilan de l'infiltration à Thonon de juin 1969 à janvier 1970.

Les résultats sont exprimés en mm.

P = Précipitations.

ET = Evapotranspiration calculée par la méthode de Thornthwaite.

"Réserves" = déficit hydrique théorique du sol.

I_p = Infiltration potentielle mensuelle.

I_r = Infiltration ("water surplus" de Thornthwaite).

(+) - *5 mm ont été drainé le 8/7/1969 et peuvent être interprêtés comme un reliquat de l'écoulement de juin.*

a) En juin 1969, les précipitations (P) sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle (ET), les réserves du sol n'ont pas encore été entamées et l'infiltration réelle I_r est égale à la différence P - ET. Elle représente le "water surplus" de Thornthwaite. Le lysimètre montre un drainage du même ordre.

b) A la fin d'octobre 1969, suivant le schéma de Thornthwaite, les précipitations présentent *un déficit de 150 mm par rapport à l'évapotranspiration*. 150 mm ont donc été prélevés dans les réserves du sol. L'écoulement potentiel est nul, de même que le "water surplus".

c) *En novembre 1969, les précipitations redeviennent supérieures à l'évapotranspiration* (P - ET = 105 mm), le schéma de Thornthwaite voudrait que cet excédent contribue à *reconstituer les réserves du sol, or on constate un drainage de 95 mm dans le lysimètre.*

d) A la suite des précipitations de décembre, le bilan donne toujours un déficit de saturation de 10 mm, *or, 125 mm ont été drainés,* la hauteur d'eau théoriquement disponible pour l'écoulement étant de 140 mm.

e) A la fin de janvier 1970, le schéma de Thornthwaite autorise une reprise de l'écoulement de 70 mm et *le lysimètre draine 80 mm. Au total, 205 mm ont été drainés alors que la hauteur d'eau théoriquement disponible pour l'écoulement est de 220 mm.*

- *Plusieurs facteurs permettent d'expliquer ces résultats :*

Le premier tient à la formule de Thornthwaite elle-même : une même température, pour un mois donné, entrainera une évapotranspiration différente parce que *la température moyenne des 11 autres mois* aura été différente.

- De plus, la formule de Thornthwaite ne tient pas compte de la répartition des précipitations dans le mois. Il est probable que l'intensité des précipitations joue un rôle important. La figure 4 représente, mois par mois (+), la relation entre la

---

(+) - *Les mois d'hiver avec précipitations sous forme de neige n'ont pas été pris en compte.*

différence Δ entre l'évapotranspiration calculée (Thornthwaite) et le déficit d'écoulement du lysimètre A et l'intensité moyenne des précipitations. Il apparaît clairement que cette différence, exprimée en pourcent des précipitations mensuelles, croit avec l'intensité des précipitations.

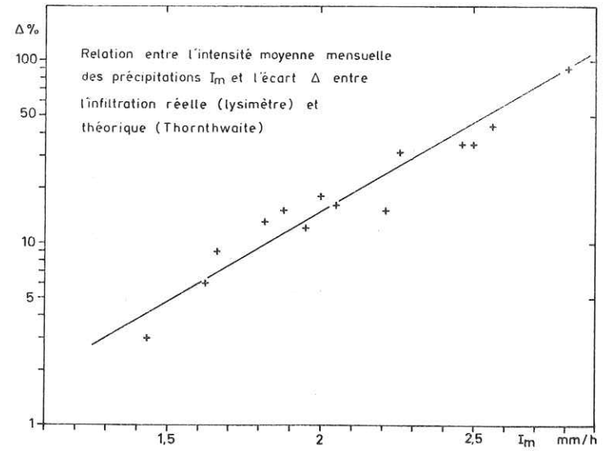


Figure : 4

Le volume d'eau disponible dans le premier mètre du sol à Thonon en l'absence de drainage, avant que les réserves au sens de Thornthwaite du terme (réserve utile à la végétation), soit entamées est donc d'au moins 150 mm. L'hypothèse d'un comportement particulier du premier mètre peut être écartée, en effet, Mutin (1969) signale que les plus fortes variations de la teneur en eau dans un sol argileux (bassin de Mielan) se produisent dans la zone superficielle de 0 à - 60 cm. Ces résultats, obtenus grâce à des mesures "in situ" à l'aide de sonde à neutrons, montrent que les écarts maximums qui s'y développent représentent 40 à 60 % des écarts totaux observés entre la surface et 3,5 m de profondeur.

1.4.3. - Conclusions.

Sur le tableau ci-après, figure la hauteur d'eau disponible pour l'écoulement à Thonon (385 m). A partir de l'ensemble des résultats lysimètriques, il est possible de déterminer la relation entre les précipitations et le drainage dans un domaine allant de l'année décennale sèche à l'année décennale humide (figure 5). Cette relation linéaire est égale à : Q = 1,08 P - 480.

Année	Précipitation P en mm	Ecoulement Q = P - ET en mm
1966	990	560 ± 100
1967	965	510 ± 100
1968	1 200	820 ± 80
1969	835	410 ± 40
1970	1 085	700 ± 70
1971	670	280 ± 30

Pour une moyenne de pluviométrie proche de 1 000 mm, la hauteur d'eau disponible pour l'écoulement est donc comprise entre 500 et 600 mm.

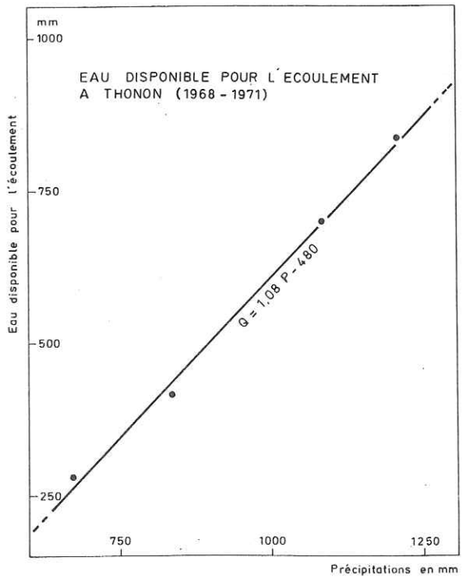


Figure : 5

1.5. - *ETUDE ISOTOPIQUE*.

Afin de préciser *les mécanismes* intervenant lors de la percolation de l'eau, nous avons donc suivi la progression dans le sol en fonction du temps *des molécules d'eau* en les caractérisant par leur concentration en ^{18}O et ^{3}H.

En effet, après avoir étudié les *relations quantitatives* entre la pluie et la recharge, il apparaît nécessaire de préciser leurs *relations qualitatives*. L'étude isotopique, à l'aide du tritium et de l'oxygène-18 nous permet de tenter de mettre au point *une fonction de transfert* entre la pluie et la recharge.

Deux types d'expériences ont été conduites dans ce but depuis 1968 :

- Dans un cas l'évolution de la concentration naturelle en ^{3}H et ^{18}O a été suivie sur un échantillon moyen mensuel des précipitations et des eaux de drainage du lysimètre.

- Dans l'autre cas, de l'eau avec une concentration en ^{18}O et ^{3}H déterminée a été injectée, et on a suivi sa progression dans le terrain à la suite des précipitations ou d'un arrosage avec une eau de composition isotopique connue.

Ne disposant que de 40 mois de mesures isotopiques pour calculer la teneur en ^{3}H et ^{18}O de la recharge, il a fallut mettre au point la relation liant la concentration isotopique de la recharge avec celle des précipitations sur cet intervalle. *Les mesures de concentration isotopique dans les précipitations depuis 1965 peuvent alors être valorisées et permettrent de calculer la teneur de la recharge de 1966 à 1971*. Les résultats des expériences lysimétriques ont permis la réalisation de cette opération.

1.5.1. - *Expérience sur le lysimètre B.*

A) EXPERIENCE 1970.

L'expérience a débuté le 16/1/70 par un apport de 50 litres d'eau d'Evian (tableau 1-5-1), afin de combler un éventuel déficit de saturation du sol. Ensuite, sur le lysimètre B (figure 6) isolé

des précipitations, mais non de l'évapotranspiration, un signal constitué de 10 litres d'eau d'Evian avec une concentration de 83 900 UT a été injecté le 2/2/70. L'eau d'Evian a été choisie en raison de sa composition isotopique particulière : teneur en ^{3}H de l'ordre de 15 UT (tableau ci-dessous) et concentration en ^{18}O constante et égal à - 11 δ.

13/01/70	13 ± 3 UT		23/10/70	17 ± 4 UT
13/04/70	19 ± 4 UT	(+)	30/08/71	13,1 ± 0,8 UT 14,1 ± 0,9 UT
31/08/70	11 ± 3 UT			
(++)			15/11/71	18 ± 4 UT

(+) *Détermination de C.B. TAYLOR.*

Le signal a été entrainé par un apport hebdomadaire de 10 litres (soit 10 mm) d'eau d'Evian.

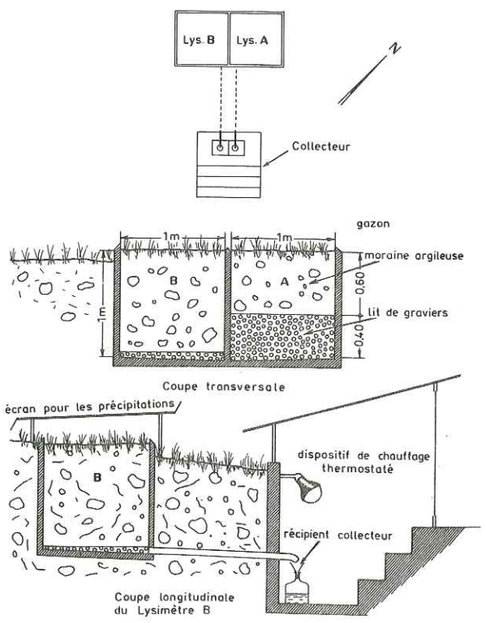


Figure : 6

(++) - *Les prélèvements d'eau d'Evian pour arrosage ont été fait par tranches de 200 litres.*

- Résultats.

Les résultats complets figurent sur les tableaux 1-5-1 à 1-5-7.

1) Au moment de l'injection, le 2/2/70, la teneur en ^{3}H est d'environ 200 UT et celle en ^{18}O de - 7,5 δ. Rapidement (dès le 23/2), la concentration en ^{3}H augmente de façon significative (elle passe de 200 UT le 30/1 à 550 UT le 2/3), alors que celle en ^{18}O baisse. *Cette réaction rapide suggère l'existence de zones à circulation préférentielle dans le terrain.*

2) La sortie du traceur se poursuit pendant 24 mois avec des concentrations qui ne dépassent pas 3 % de celle de l'injection. *La durée du passage ainsi que les concentrations mesurées excluent donc un modèle de circulation de type "piston" c'est-à-dire sans mélange.*

3) Entre le 16/1 et le 30/3, 150 litres d'eau d'Evian ont été apportés et 151 litres drainés Le 30/3, l'eau drainée a la concentration en ^{18}O de celle d'Evian (- 11 δ) mais la concentration en tritium n'est que de 830 UT, *ce qui exclut la possibilité d'un mélange homogène dans le lysimètre* (il faudrait en effet faire intervenir 800 litres d'eau pour expliquer cette dilution).

En fait, c'est essentiellement l'eau contenue dans les zones à écoulement préférentiel, *c'est-à-dire dans la macroporosité du terrain*, qui a été remplacée à ce stade de l'expérience. *Son volume peut être évalué à 150 litres qui correspondent donc à l'eau gravifique.*

4) Le 30/3, la quantité de tritium récupérée (ΣS) ne dépasse pas 10 % de la totalité des apports (ΣA) (figure 7 et tableau 1-5-8). Ceci implique que 90 % de l'eau fortement tritiée de l'injection demeurent dans le lysimètre. Les expériences de Horton (Horton et al, 1965) ont mis en évidence le rôle de la circulation capillaire pour expliquer ce résultat.

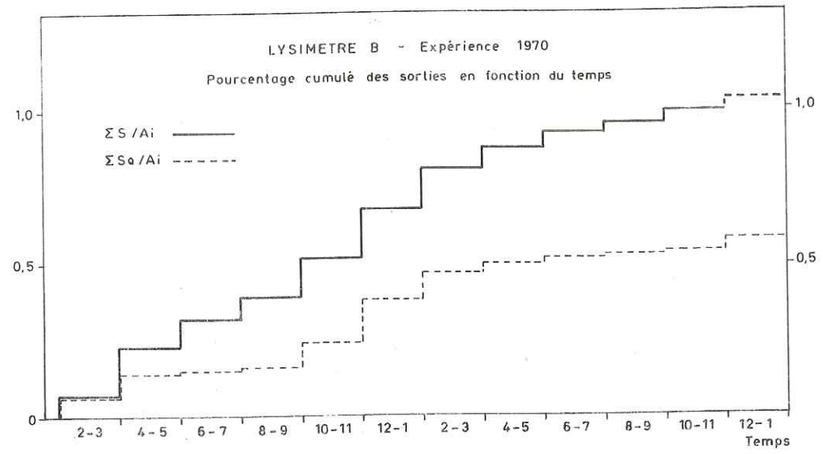


Figure : 7

C'est donc à l'eau de rétention contenue dans la microporosité que s'est mélangée la majeure partie des 10 litres d'eau tritiée du signal. L'eau d'Evian apportée après l'injection s'est également mélangée à l'eau de rétention, mais il ne faut pas perdre de vue que l'on a introduit un signal ponctuel d'eau tritiée alors que le traçage par l'^{18}O de l'eau d'Evian est continu, le mélange avec l'eau de rétention est donc proportionnellement moins sensible avec l'oxygène-18.

L'évolution des concentrations en tritium et oxygène-18 durant les périodes de désaturation confirmera cette hypothèse.

5) Afin de préciser ces résultats, on a porté (figure 8) l'évolution des concentrations en tritium C en fonction du volume drainé Q. Deux phénomènes apparaissent alors clairement :

- Les concentrations suivent une répartition sensiblement gaussienne. *La propagation de l'eau dans le lysimètre est donc soumise à un régime de mélange caractérisé par la dispersion des molécules d'eau.*

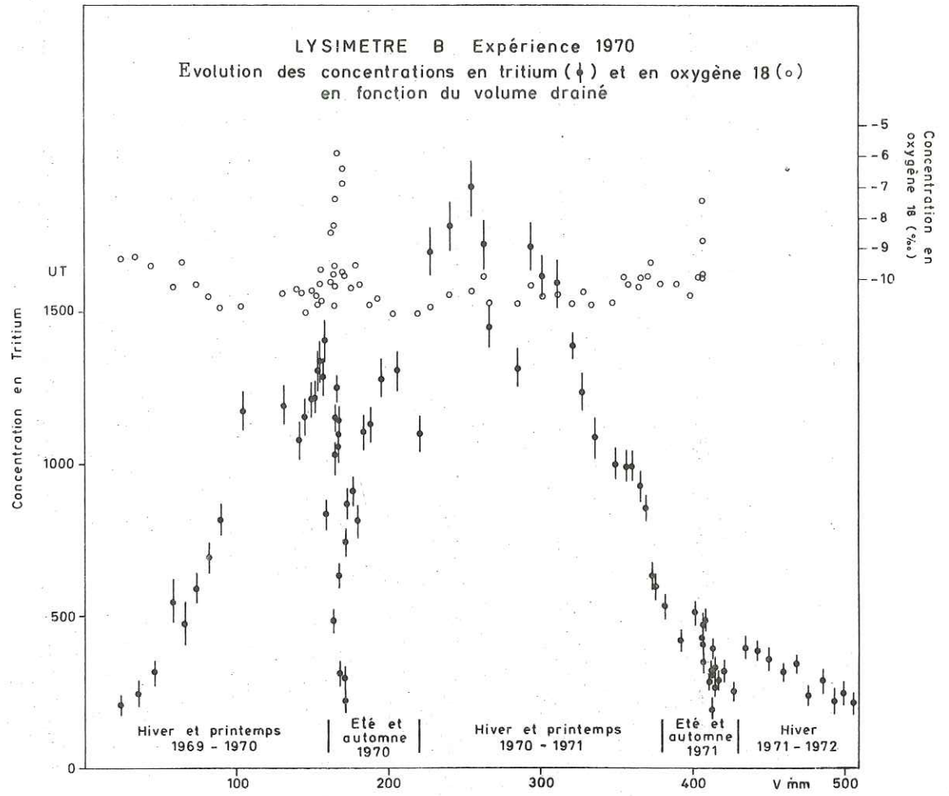


Figure : 8

- 2 anomalies apparaissent dans cette distribution. Elles correspondent toutes deux au 2 périodes estivales durant laquelle il y a désaturation relative du terrain. Parallèlement à une baisse de la concentration en ^{3}H, dans les eaux drainées, la concentration en ^{18}O augmente (figure 8). Cette augmentation, qui résulte des phénomènes complexes de fractionnement isotopique accompagnant l'évaporation, montre que *l'on est en présence d'eau qui percole rapidement puisque cette eau est drainée au moment même où l'évaporation se produit.* Ceci est confirmé par la baisse des concentrations en ^{3}H qui se rapprochent de celles de l'eau d'Evian. *En effet, l'eau circulant alors dans la macroporosité du sol,* voit son contact avec l'eau de rétention limité. De ce fait, *elle n'est que peu affectée par les fortes concentrations en tritium de l'eau de*

rétention située dans la microporosité du terrain. Progressivement, la teneur en eau du sol augmentant, le temps de contact entre l'eau gravifique et l'eau liée est plus long. Les concentrations en tritium croissent alors pour se rapprocher de *la valeur théorique* que l'on peut calculer en ajustant (figure 9) la distribution expérimentale C = f (θ) avec une loi normale.

$$C_a = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\,\pi}} e^{-\frac{(\theta - \theta m)^2}{2\sigma^2}}$$

où $C = 5\ 10^5\ C_a$

et $\sigma = 100$

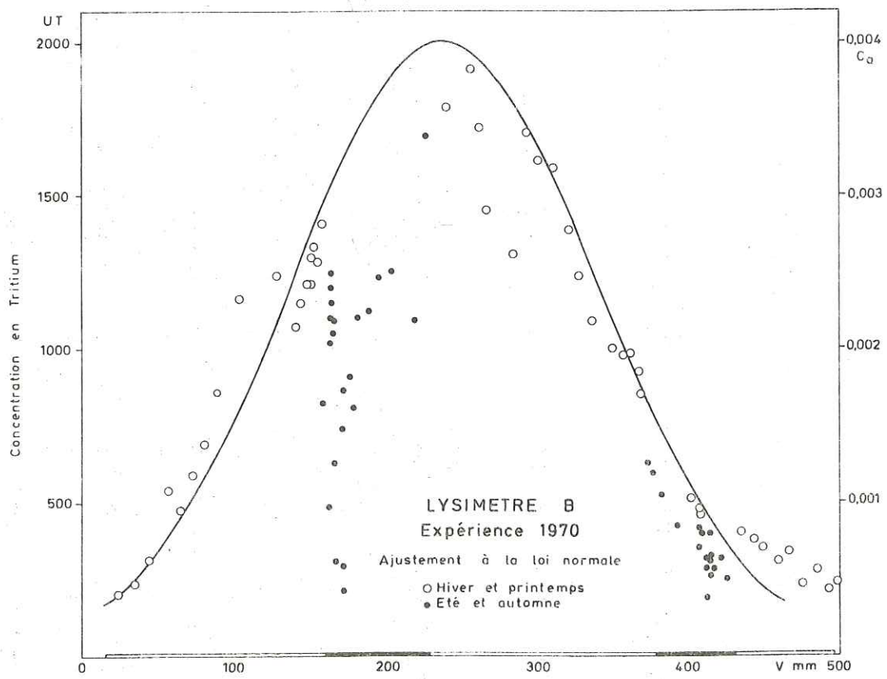


Figure : 9

Pour les points correspondants à *la période hiver et printemps* (c'est-à-dire de décembre à mai), l'accord entre les valeurs expérimentales et la distribution théorique est excellent. Le sol est alors proche de la saturation et *le phénomène dominant l'infiltration de l'eau est un mélange dispersif* (+). De juin à novembre, les points expérimentaux C = f (θ) échappent à la distribution traduisant ainsi *le changement fondamental dans le mécanisme de l'infiltration*. Ce changement intervient donc *en été-automne*, en période de désaturation relative.

6) Du 2/2/70 au 31/1/72, durée de l'expérience, le bilan volumétrique en mm sur le lysimètre B est le suivant :

Entrée (P)	Sortie (Q) ou drainage	Déficit d'écoulement	Q/P
1 011 mm	510 mm	501 mm	0,50

Le bilan à l'échelle mensuelle est illustré sur la figure 10, où est portée l'évolution de l'évapotranspiration et du drainage.

(+) - *Cet accord avec une distribution gaussienne nous permet d'évaluer le coefficient de dispersion "D" associé à ce mélange par la méthode de Day (1956) (annexe 1). Cette valeur est égale à 0,4 10^{-5} cm^2/s ; elle est donc plus proche du domaine de la diffusion stricte que de celui de la dispersion (10^{-3} à 10^{-4} cm^2/c (B. Taylor comm. pers.).*

En utilisant ^{18}O, le coefficient de dispersion a été calculé (annexe 1) en utilisant l'équation de dispersion dans le cas d'un traceur à injection continue (Fried et al, 1971), la valeur trouvée est du même ordre (D = 2,7 10^{-5} cm^2/s) et proche de celle citée pour l'argile avec 20 % d'humidité volumique (Nakayama et al, 1963).

Sur le lysimètre A, fonctionnant en régime naturel, ce bilan pour la même période est :

Entrée (P)	Sortie (Q) ou drainage	Déficit d'écoulement	Q/P
1 683 mm	824 mm	759 mm	0,49

Le rapport Q/P est identique dans les deux expériences. *Le système d'arrosage du lysimètre B n'a donc pas perturbé de façon significative le régime du lysimètre.*

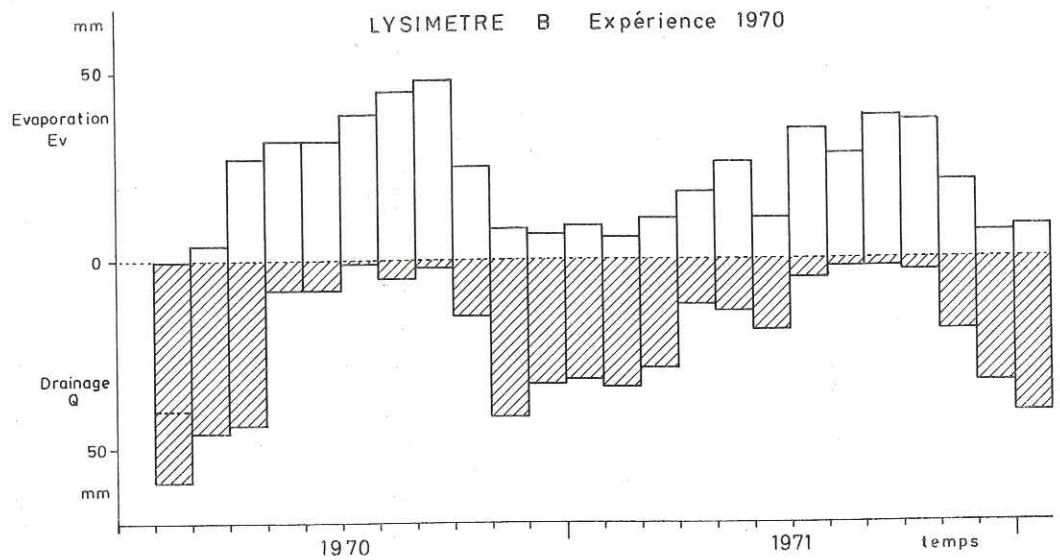


Figure : 10

La figure 9 montre qu'un volume d'environ 500 litres (soit une hauteur d'eau de 500 mm) est nécessaire pour renouveler l'eau dans le lysimètre. En effet, après que cette hauteur d'eau ait transité dans le lysimètre, les concentrations dans les eaux drainées sont similaires à celles d'avant l'injection. Le bilan mois par mois, exprimé en nanocuries (nCi), (tableau 1-5-8 et figure 7) confirment ce résultat. *En effet, l'évolution des pourcentages*

cumulés en fonction du temps montre, qu'aux erreurs de mesure près, toute la quantité de tritium injectée était sortie à la fin de l'expérience (+).

L'étude hydrométéorologique a montré que la hauteur d'eau disponible pour l'écoulement à Thonon était de l'ordre de 600 mm par an. *On peut donc penser que le temps de séjour moyen d'une molécule d'eau dans le premier mètre du sol est de l'ordre de l'année.* Ce temps de séjour est lié *au processus d'infiltration lente et dispersive* qui a lieu en hiver et au printemps, intéressant dans le cas de cette expérience *75 % de l'eau drainée.*

Le processus d'infiltration rapide et sans mélange, que nous qualifierons d'amixtique, ne rend compte que de 25 % du drainage et entraine, par contre, *un temps de séjour de l'eau dans le premier mètre de l'ordre du mois.*

Les phénomènes d'évapotranspiration, en modifiant la teneur en eau du sol influe donc fondamentalement sur le mécanisme de l'infiltration. *Ils influent également sur les caractéristiques isotopiques de l'eau qui s'infiltre.* Ainsi, en ce qui concerne l'^{18}O, il est intéressant de noter les modifications introduites entre l'eau qui pénètre dans le sol et celle qui a transité dans 1 mètre de terrain.

Entre le 30/3/70 où la concentration en ^{18}O est égale à - 11 δ (valeur de l'eau d'Evian) et le 27/3/71 où elle est égale à - 10,8 δ (tableau 1-5-7), on peut réaliser un bilan car les volumes drainés à ces deux dates étant équivalents, on peut supposer la variation des réserves dans le lysimètre comme nulle.

=-=

(+) - *Sur le tableau 1-5-8, il apparait même que la quantité de tritium récupéré est légérement supérieure à la somme des apports. Ceci s'explique car à l'échelle de 24 mois, on a affecté à l'eau évapotranspirée, la même concentration en tritium qu'à l'eau drainée. Or, on sait que l'eau évapotranspirée à une concentration en ^{3}H inférieure d'environ 10 % à celle de l'eau drainée.*

Entrée	Sortie par drainage
502 mm	259 mm
- 11 δ	- 10,5 δ

L'enrichissement en ^{18}O résultant est donc de 0,5°/₀₀ à l'échelle annuelle (+). Cette valeur est en bon accord avec celles citées par Gat : 0,5 et 0,7 °/₀₀ (Gat et al, 1967), lors d'expériences d'irrigation en Israel.

B) EXPERIENCE LYSIMETRE B, 1968.

Cette expérience qui a débuté le 13/2/1968 a été le premier essai effectué au C.R.G. de traçage isotopique de l'infiltration. Ces résultats, dont l'interprétation était rendue délicate par le nombre des paramètres, nous ont conduit à réaliser l'expérience 1970 où la plupart des influences extérieures étaient contrôlées. A la suite de cette seconde expérience, l'interprétation de la première a été alors possible.

Le 13/2/1968, 10,2 litres d'eau avec une concentration de 32 250 UT ont été introduites dans le lysimètre B. La propagation de ce signal a été assurée par les précipitations naturelles sur le lysimètre. Toutes les précipitations (45 analyses) et 120 échantillons d'eau de drainage ont été analysés entre le 13/2 et le 1/7/1968. La conduite générale de l'essai est schématisée sur la figure 11.

(+) - *Cet enrichissement peut atteindre en été 5 °/₀₀, par exemple le 17/8/1970 (échantillon 30, tableau 1-5-7).*

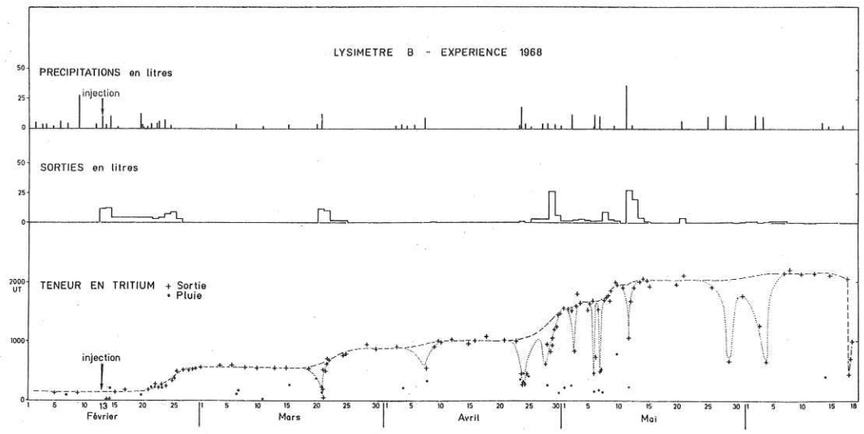


Figure : 11

- Résultats.

Sur la figure 11, l'évolution des concentration en tritium dans les eaux drainées montre deux phénomènes :

- Les concentrations en ^{3}H augmentent dès le 20/2 et atteignent un maximum au début de juin avec près de 2 000 UT. *Ici encore, un mécanisme de circulation de type "piston flow" n'est pas possible, la concentration maximum mesurée ne dépasse pas 7 % de celle de l'injection.*

- A la suite d'une averse de l'ordre de 20 mm, à la reprise de l'écoulement, les concentrations en ^{3}H de l'eau drainée baissent et à la limite (cas du 24/4/68) peuvent avoir la concentration en tritium des précipitations. *Il faut donc envisager l'existence de drains d'écoulement préférentiel fonctionnant, à la suite d'un tarissement, à la faveur d'une averse importante.*

Afin de préciser les parts respectives des deux processus de l'infiltration lors de cette expérience, on a porté sur la figure 12 l'évolution des concentration en fonction du volume drainé. *Comme pour l'expérience de 1970, la plupart des points*

expérimentaux C = f (Q) sont sensiblement répartis suivant une distribution gaussienne (+).

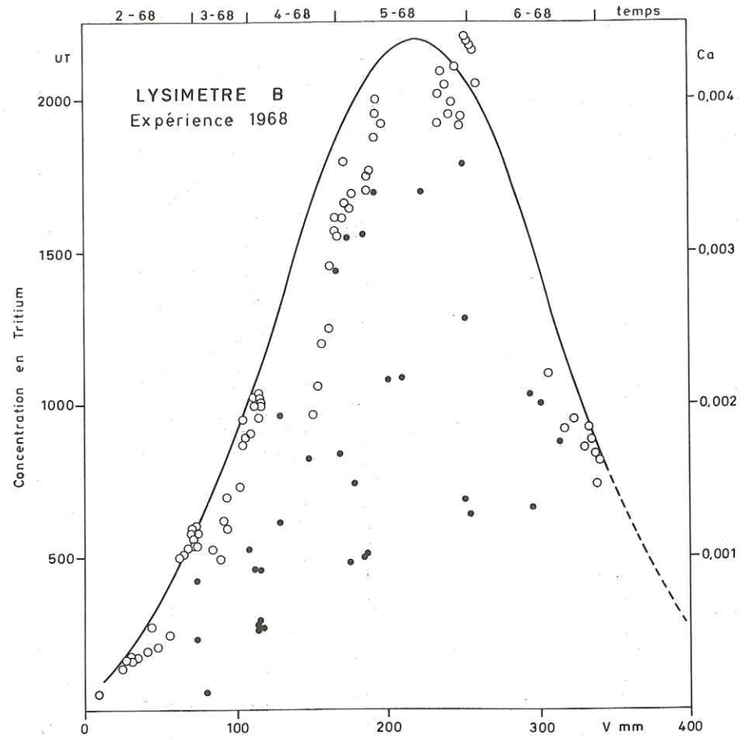


Figure : 12

Sur cette figure, il est *possible de différencier les eaux dont les concentrations reflètent le mécanisme d'infiltration lente et dispersive (proche de la courbe théorique) de celles où le processus rapide domine (concentration proche de celle des apports).*

(+) - *Cet ajustement permet le calcul du coefficient de dispersion associé à ce mécanisme. Il est du même ordre de celui calculé précédemment D = 0,2 10^{-5} cm^2/s.*

Dans le bilan volumétrique de l'expérience (tableau ci-dessous) :

Période	Entrée P en mm	Sortie Q en mm	P-Q (en mm)
13/2 - 29/2/68	63	73	- (+)
3/68	36	37	-
4/68	89	57	32
5/68	101	85	16
6/68	99	87	12

il est donc possible de faire la part *du mécanisme d'infiltration rapide qui ne représente que 20 % du drainage total* (68 mm sur 339 mm), 80 % de l'eau drainée ayant subit un mélange identique à celui décrit pour l'expérience 1970.

Réalisé à partir des concentrations moyennes mensuelles dans les précipitations et le drainage (tableau ci-dessous), le bilan isotopique est en accord avec les résultats du calcul théorique.

Période	Concentration en tritium	
	Entrée (UT)	Sortie (UT)
13/2 au 28/2	187	223
3/68	267	548
4/68	382	875
5/68	286	1 567
6/68	350	1 954

(+) *L'excédent de drainage de février correspond à un reliquat d'écoulement dû aux précipitations du 1/2 au 13/2, soit 54 mm.*

En effet, le pourcentage cumulé des sorties en fonction du temps (figure 13 et tableau 1-5-9) atteint 50 % le 13/5/68 alors que 219 litres ont été drainés (✦) et par ailleurs la courbe de la figure 12 indique une concentration maximum pour Q = 220 litres.

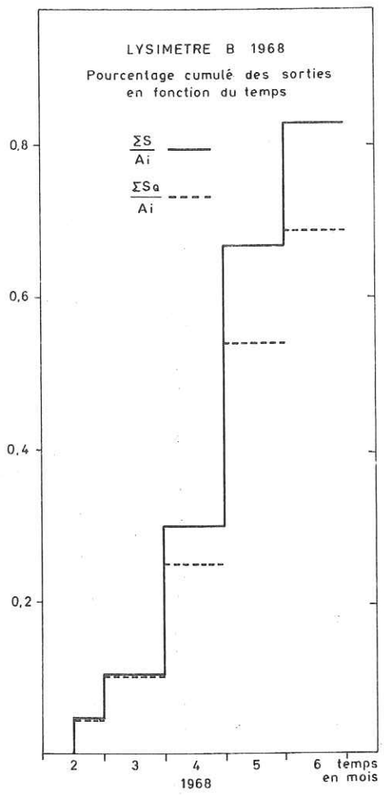


Figure : 13

L'extrapolation de la courbe théorique C = f (Q) montre que la concentration dans l'eau drainée sera sensiblement égale à la concentration avant injection lorsque 450 à 500 mm auront été drainés. *Le temps de résidence moyen de l'eau sera donc, là encore, de l'ordre de l'année.*

C) CONCLUSIONS SUR LES EXPERIENCES DU LYSIMETRE B.

Trois types de conclusions peuvent être tirés de ces expériences :

1) Résultats théoriques.

80 % des transferts d'eau dans la zone non saturée sont associés à *des phénomènes de mélange. Les coefficients de dispersion*

(✦) - *Le bilan a été réalisé de la même façon que pour l'expérience lysimètre B 1970.*

liés à ces mélanges sont *de l'ordre de* 10^{-5} cm^2/s. Une variation d'un facteur 4 du flux d'eau (✦), entraine une variation d'un facteur 2 du coefficient de dispersion (tableau ci-dessous) :

Expériences	Flux U en cm/s	Coefficient de dispersion D en cm^2/s	Rapport des concentrations C_m/C_o
Lysimètre B 1968	$3,13\ 10^{-6}$	$0,18\ 10^{-5}$	0,068
Lysimètre B 1970	$0,88\ 10^{-6}$	$0,39\ 10^{-5}$	0,024

Si U augmente, D diminue et C_m/C_o, c'est-à-dire la concentration maximum mesurée sur la concentration du traceur, augmente.

20 % environ de l'eau drainée chaque année à Thonon transite rapidement dans la zone non saturée (25 % dans le cas de l'expérience lysimètre B 1970 et 20 % dans le cas de l'expérience lysimètre B 1968). Cette eau circule dans la macroporosité du sol et son transit est donc lié à la désaturation estivale et se fait *alors pratiquement sans mélange.*

2) Résultats pratiques.

a) Ce double mécanisme de l'infiltration est lié au rythme saisonnier. On est donc amené, dans un premier temps, à séparer l'année en deux périodes :

- *de décembre à mai,* (c'est-à-dire en hiver et au printemps), le sol étant proche de la saturation, *le mécanisme dominant est l'infiltration lente et dispersive.* Ce mécanisme entraine un temps de séjour moyen de l'eau de l'ordre de l'année, puisqu'une hauteur d'eau de l'ordre de 500 mm, c'est-à-dire équivalente à celle disponible pour l'écoulement lors d'une année moyenne à Thonon est nécessaire pour renouveler toute l'eau dans le 1er mètre du sol.

(✦) - *Ce flux, exprimé en Cm/s est égal à V/t, V étant le volume drainé par unité de surface.*

- *de juin à novembre*, (c'est-à-dire en été et à l'automne) *c'est l'infiltration rapide et amixtique* qui domine, le transfert de l'eau étant alors quasiment instantané, si on le compare à celui de l'infiltration lente.

3) Résultats méthodologiques.

- Il apparaît clairement que les isotopes constituants de la molécule d'eau peuvent contribuer grandement à préciser les mécanismes de l'infiltration. *En particulier, la circulation rapide dans la macroporosité du sol*, qui n'est pas accessible par les mesures tensiométriques ou neutroniques, peut être mise en évidence.

- *La durée réelle des transferts peut être appréciée*, ce qui permet de souligner la très grande différence (facteur 1 000) entre *les vitesses apparentes* de l'eau dans le sol fondées sur la vitesse de réaction entre la pluie et le drainage (de l'ordre de 10 cm/h) et *la vitesse réelle* (de l'ordre de 0,01 cm/h).

1.5.2. - *Expérience lysimètre A*.

La connaissance des mécanismes et de la durée réelle du transfert de l'eau de pluie dans la zone non saturée permet de déterminer la relation entre la concentration en tritium dans les précipitations et celle de l'eau constituant la recharge des eaux souterraines. Un modèle rendant compte de cette relation a pu être établi. La validité des résultats a été contrôlée à l'aide des mesures effectuées de septembre 1968 à novembre 1971 sur les eaux drainées par le lysimètre A. Les résultats de ces analyses figurent sur les tableaux 1-5-12.

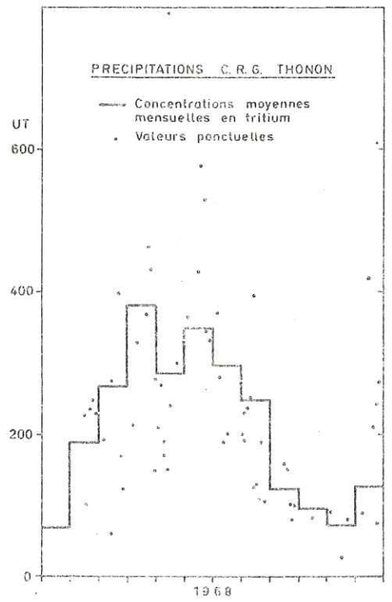
A) LES PRECIPITATIONS A THONON.

L'évolution dans le temps des précipitations à Thonon a déjà fait l'objet de publications (Olive, 1970, Bosch et al, 1970). La composition isotopique de l'eau de pluie subit des variations considérables dans le temps. Ces variations sont de 3 ordres de grandeurs.

1) *A l'échelle multiannuelle :* la concentration de certaines variétés isotopiques et en particulier du tritium, a été multipliée par un facteur mille en 1962-1963 à la suite des expériences thermonucléaires américaines et russes, (Bosch et al, 1970), la concentration moyenne annuelle en tritium dans les précipitations à Thonon est ainsi passée de 10 UT avant 1953 à 300 UT en 1954 et 3 000 UT en 1963 (Olive, 1970). Depuis 1963, la concentration en tritium dans les précipitations baisse et depuis 1967 (tableaux 1-5-10), elle se stabilise à environ 200 UT à la faveur des expériences thermonucléaires de la République Populaire Chinoise.

2) *A l'échelle annuelle :* on note pour le tritium, comme pour la quasi totalité des radionucléïdes, produits de fission ou de fusion, un maximum de concentration aux mois de mai-juin-juillet. Il s'agit du "pic estival". Ce phénomène est en liaison avec la circulation générale de l'atmosphère.

3) *A l'échelle de l'averse :* on observe une importante dispersion des valeurs. Sur la figure 14, nous avons porté les moyennes mensuelles des concentrations en tritium à Thonon pour 1968 ainsi que les valeurs ponctuelles de 77 averses dans l'année (tableaux 1-5-11). Le phénomène de pic estival est bien net pour les moyennes mensuelles, il apparaît également pour les valeurs ponctuelles. Les fortes concentrations en décembre 1968 sont vraisemblablement dues aux explosions thermonucléaires américaines du 8/12/68 et chinoises du 27/12/68.



Ces variations de 3ème ordre sont en liaison avec des facteurs locaux : direction des vents, provenance des masses nuageuses, etc...

Les tableaux 1-5-10 où sont portées les concentrations moyennes mensuelles et annuelles des précipitations, ainsi que les hauteurs correspondantes constituent les valeurs d'entrées de notre modèle.

B) LES EAUX DE DRAINAGE DU LYSIMETRE A.

Un échantillon moyen mensuel pondéré des sorties du lysimètre A a été analysé de septembre 1968 à novembre 1971 (tableaux 1-5-12). Sur la figure 15, où sont portées les concentrations moyennes mensuelles dans les précipitations et dans les eaux de drainage du lysimètre, on observe bien le phénomène de tampon déjà signalé par Brinckmann (Brinckmann et al, 1963). En effet, l'écart maximum entre les concentrations dans les sorties (168 UT) est deux fois plus faible que celui dans les précipitations (300 UT). *Il faut voir là une conséquence du mélange des eaux.*

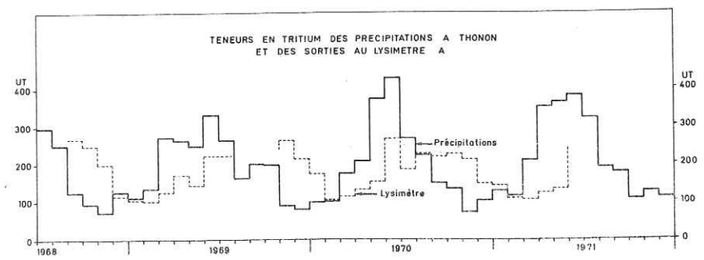


Figure : 15

Pour tenir compte des résultats des expériences sur le lysimètre B, la concentration en ^3H de la recharge annuelle a été calculée à partir *de la moyenne pondérée des sorties de décembre à mai* (période hiver-été) *et de juin à novembre* (période été-automne). On obtient ainsi (tableau ci-après) la concentration de la recharge pour 3 années (1969-1970 et 1971).

Année de recharge	Période	Hauteur de la recharge en mm	Concentration en tritium de la recharge (UT)	
1969	12/68 au 05/69 06/69 au 11/69	340 110	130 (258)	*(161)* (+)
1970	12/69 au 05/70 06/70 au 11/70	453 269	137 226	*170*
1971	12/70 au 05/71 06/71 au 11/71	213 78	124 240	*153*

La concentration de la recharge est donc inférieure à celle des précipitations. Cela tient à la participation importante (70 % en moyenne) des eaux hivernales, avec des concentrations en tritium faibles (figure 15), bien mélangées dans l'écoulement.

Ces valeurs ont été comparées à celles obtenues par le calcul à partir des précipitations.

C) MODELE DE TRANSFERT ENTRE LES PRECIPITATIONS ET LA RECHARGE.

A la suite des expériences réalisées, on peut estimer que lorsque le sol est proche de la saturation *(hiver, printemps)*, le transfert étant lent, *les relations volumétriques* entre l'eau qui s'infiltre et l'eau qui est drainée sont liées à *des phénomènes de mise en charge*. Le volume d'eau infiltré est alors égal au volume drainé. A titre d'hypothèse, il a été admis qu'en été et automne, ces relations volumétriques étant directes, le volume d'eau qui est drainé correspond bien à celui qui s'est infiltré à ce moment. On peut donc, en première approximation, fixer la participation de chaque mois à la hauteur écoulée pendant ce mois.

(+) - *Cette valeur est très affectée par la très faible concentration de la recharge estivale du fait du manque de drainage de juillet à octobre (automne sec de 1969, voir chapitre 1.1.).*

La limite entre ces deux périodes où le mécanisme d'infiltration change radicalement n'est pas absolue. Ainsi, le mois de novembre, pendant lequel se produit généralement la reprise de l'écoulement participe *du point de vue volumétrique à l'infiltration hivernale* et le mois d'avril *à l'infiltration estivale*. Du point de vue de la hauteur d'eau disponible pour l'infiltration, l'année a donc été également séparée en deux périodes : *de novembre à avril* (hiver et printemps) *et de mai à octobre* (été et automne).

Sur le tableau ci-dessous, figurent les concentrations moyennes pondérées pour ces différentes périodes.

Année n	Période	Hauteur infiltrée en mm I	Concentration moyenne pondérée en tritium (UT) I_n
1969	11/68 au 04/69	375	172
	05/69 au 10/69	53	251
1970	11/69 au 04/70	481	136
	05/70 au 10/70	136	272
1971	11/70 au 04/71	348	123
	05/71 au 10/71	42	364

Un mécanisme de mélange analogue à celui utilisé pour l'étude de la dynamique des eaux superficielles (voir chapitre 2.5.) a été utilisé. *On a considéré que la concentration en tritium E_n de la recharge de l'année "n" était le reflet d'un mélange comportant un pourcentage α d'eau de concentration I_n infiltrées pendant l'année n dans un milieu homogène de concentration E_{n-1}.*

L'âge moyen des eaux de recharge, de l'ordre de un an, nous a conduit à évaluer la participation de l'eau infiltrée durant l'année n à 80 %. L'équation du mélange est donc :

$$E_n = \alpha\, I_n + \lambda\,(1 - \alpha)\, E_{n-1} \qquad (1)$$

avec α coefficient de recharge égal à 0,8 et λ= 0,95 (coefficient de décroissance radioactive du tritium pour 1 an).

Un mécanisme de ce type à d'ailleurs été utilisé par Guégan (Guégan, 1972) pour calculer la recharge dans la zone de Pierrelate.

En tenant compte de l'importance relative des deux périodes d'infiltration dans l'année, il est possible de calculer la concentration I_n.

$$I_n = a\, I_{H.P.} + (1 - a)\, I_{E.A.}$$

$I_{H.P.}$ = concentration moyenne des eaux infiltrées pendant la période hiver-printemps (du 1/11 au 30/4).

$I_{E.A.}$ = concentration moyenne des eaux infiltrées pendant la période été-automne (du 1/5 au 31/10).

Le coefficient "a" étant fonction de la hauteur d'eau h infiltrée : $a = \frac{hI_{HP}}{\Sigma hI_n}$ on peut déterminer "a" pour les années 1969 à 1971.

Année	a	1 - a
1969	0,85	0,15
1970	0,8	0,2
1971	0,9	0,1

Le modèle a été vérifié expérimentalement pour l'année 1971 en utilisant comme valeur E_{n-1} la teneur de la recharge calculée à partir des données du lysimètre, soit E_{1970} = 170 UT. *Le calcul donne une concentration de 151 UT, alors que la valeur mesurée est de 153 UT, soit moins de 3 % d'écart.*

Pour la période antérieure à juillet 1968 (*), l'absence de résultats sur les lysimètres du C.R.G. nous a conduit à utiliser pour le calcul *les hauteurs d'eau disponibles pour l'écoulement* estiméesà partir de la formule de Thornthwaite (voir chapitre 1.2. et tableaux 1-2-5 à 1-2-9).

Les éléments du calcul pour la station de Thonon sont portés sur le tableau ci-dessous :

Année	Période	Infiltration potentielle en mm	Concentration moyenne pondérée en tritium I_n (UT)
1966	H.P.	505	169
	E.A.	62	311
1967	H.P.	287	143
	E.A.	72	311
1968	H.P.	475	120
	E.A.	294	220

Pour les années 1969 et 1970, le même calcul a été réalisé afin de comparer les résultats obtenus à partir *des valeurs de l'infiltration potentielle* données par la méthode de Thornthwaite et ceux du lysimètre A.

(*) - *Ne disposant pas de données précises pour évaluer l'évapotranspiration pour les années antérieures à 1966, on a utilisé la série des E_n calculée pour l'Europe Occidentale (Olive, 1970).*

Année	Période	Potentiel: Infiltration potentielle en mm (Thornthwaite)	Potentiel: Concentration moyenne pondérée en tritium (UT) I_n	Réel: Infiltration sur lysimètre en mm	Réel: Concentration moyenne pondérée en tritium (UT) I_n
1969	H.P.	348	169	375	172
	E.A.	28	306	53	251
1970	H.P.	530	135	481	136
	E.A.	75	259	136	272

Les concentrations en tritium résultantes sont comparables et il est donc possible d'utiliser les valeurs de I_p, infiltration potentielle pour calculer la série des I_n dans la formule de mélange.

$$E_n = \alpha I_n + \lambda (1 - \alpha) E_{n-1}$$

On aboutit ainsi à la série des E_n, concentration en tritium de la recharge. Les résultats du calcul pour les différents éléments de base (lysimètre A et Thornthwaite), ainsi que la valeur mesurée, figurent sur le tableau ci-dessous :

Année	E_n calculée: par le Lysimètre	E_n calculée: par la méthode de Thornthwaite	E_n mesurée: Lysimètre A
1966	-	261 UT	
1967	-	191 UT	
1968	(170) UT	165 UT	
1969	180 UT	177 UT	(161) UT
1970	165 UT	157 UT	170 UT
1971	151 UT	-	153 UT

L'accord entre les valeurs calculées et mesurées est correct. L'écart maximum est de 10 % pour l'année 1969, il est dû à la sécheresse exceptionnelle de l'automne 1969 qui a perturbé le régime normal de l'infiltration.

Afin de pouvoir comparer la concentration de la recharge à Thonon avec celle du *bassin versant des Blaves* qui a servi de terrain d'expérimentation et de vérification de nos résultats, *la recharge à Thonon a été fixée à la moyenne entre les valeurs données par le lysimètre et celles données par la méthode de Thornthwaite*. En effet, à la station des Blaves, (voir chapitre 2.2), seule l'infiltration potentielle à partir de la méthode de Thornthwaite a pu être calculée.

Les valeurs de recharge E_n retenues pour la station de Thonon sont donc :

Année	E_n (UT)
1965	603 (+)
1966	261
1967	191
1968	167
1969	178
1970	161
1971	151

D) TENEUR EN OXYGENE DE LA RECHARGE.

A la suite du transfert dans la zone non saturée, et en liaison avec les phénomènes d'évapotranspiration et de fractionnement qui les accompagnent, des modifications sont introduites dans la composition isotopique en oxygène de la pluie.

(+) - *Valeur estimée (Olive, 1970).*

- 56 -

L'accord entre les valeurs calculées et mesurées est correct. L'écart maximum est de 10 % pour l'année 1969, il est dû à la sécheresse exceptionnelle de l'automne 1969 qui a perturbé le régime normal de l'infiltration.

Afin de pouvoir comparer la concentration de la recharge à Thonon avec celle du *bassin versant des Blaves* qui a servi de terrain d'expérimentation et de vérification de nos résultats, *la recharge à Thonon a été fixée à la moyenne entre les valeurs données par le lysimètre et celles données par la méthode de Thornthwaite*. En effet, à la station des Blaves, (voir chapitre 2.2), seule l'infiltration potentielle à partir de la méthode de Thornthwaite a pu être calculée.

Les valeurs de recharge E_n retenues pour la station de Thonon sont donc :

Année	E_n (UT)
1965	603 (+)
1966	261
1967	191
1968	167
1969	178
1970	161
1971	151

D) TENEUR EN OXYGENE DE LA RECHARGE.

A la suite du transfert dans la zone non saturée, et en liaison avec les phénomènes d'évapotranspiration et de fractionnement qui les accompagnent, des modifications sont introduites dans la composition isotopique en oxygène de la pluie.

(+) - *Valeur estimée (Olive, 1970).*

Année	Période	Potentiel : Infiltration potentielle en mm (Thornthwaite)	Potentiel : Concentration moyenne pondérée en tritium (UT) I_n	Réel : Infiltration sur lysimètre en mm	Réel : Concentration moyenne pondérée en tritium (UT)
1969	H.P.	348	169	375	172
	E.A.	28	306	53	251
1970	H.P.	530	135	481	136
	E.A.	75	259	136	272

Les concentrations en tritium résultantes sont comparables e il est donc possible d'utiliser les valeurs de I_p, infiltration potentielle pour calculer la série des I_n dans la formule de mélange.

$$E_n = \alpha\, I_n + \lambda\,(1 - \alpha)\, E_{n-1}$$

On aboutit ainsi à la série des E_n, <u>concentration en tritium de la recharge</u>. Les résultats du calcul pour les différents éléments de base (lysimètre A et Thornthwaite), ainsi que la valeur mesurée, figurent sur le tableau ci-dessous :

Année	E_n calculée : par le Lysimètre	E_n calculée : par la méthode de Thornthwaite	E_n mesurée : Lysimètre A
1966	-	261 UT	
1967	-	191 UT	
1968	(170) UT	165 UT	
1969	180 UT	177 UT	(161) UT
1970	165 UT	157 UT	170 UT
1971	151 UT	-	153 UT

Ainsi, l'évaporation enrichit la phase liquide par rapport à la phase gazeuse. De plus, l'enrichissement résultant de ce fractionnement est très sensible car les eaux de pluie estivales (et donc enrichies en ^{18}O), transitent rapidement sans se mélanger aux eaux d'hiver dont la concentration en oxygène-18 est plus faible (+).

Il en résulte que les eaux de drainage sont enrichies en oxygène-18 par rapport aux précipitations.

La comparaison entre la concentration moyenne pondérée en ^{18}O des eaux de drainage du lysimètre A de septembre 1968 à avril 1970, avec la moyenne pondérée des précipitations sur la même période (tableau 1-5-13) indique que *cet enrichissement est de l'ordre de 0,8 °/oo* (tableau ci-dessous) :

	Précipitations	Recharge
$\delta\ ^{18}O$ Concentration moyenne pondérée	- 10,4	- 9,6

On trouve une valeur du même ordre que celle obtenue pour le lysimètre B lors de l'expérience de 1970.

(+) - *Comme les précipitations résultent d'une série complexe d'évaporations et de condensations successives, on constate que c'est en hiver (et/ou en altitude) c'est-à-dire en milieu froid que les pluies sont les plus appauvries en isotopes lourds.*

E) CONCLUSION SUR L'EXPERIENCE LYSIMETRE A.

Les concentrations en tritium et oxygène-18 des eaux infiltrées en conditions naturelles sur le lysimètre A confirment donc le double processus de l'infiltration mis en évidence à la suite des expériences de traçage sur le lysimètre B.

La concentration en tritium de la recherche annuelle, E_n, est un mélange de 80 % de celle des eaux de pluie de l'année et de 20 % de celle de l'eau résultant du mélange des recharges antérieures. La concentration de la participation des pluies de chaque année résulte elle-même du mélange plus ou moins parfait entre les eaux provenant des deux mécanismes d'infiltration.

F) APPLICATION A LA CAROTTE EVIAN - VILLA-MAGNIN.

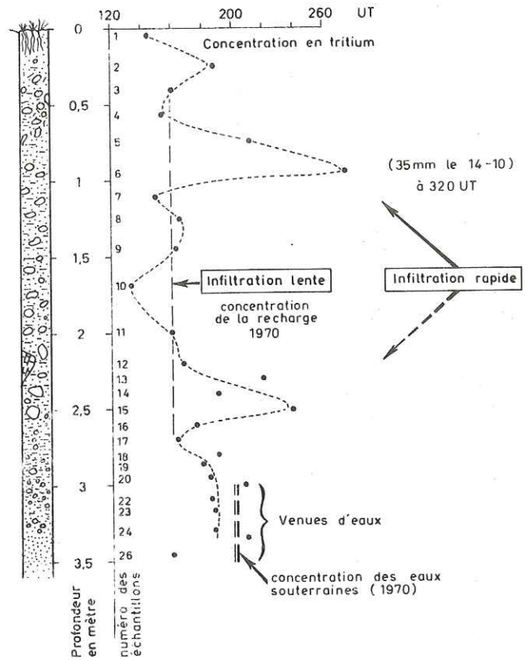
A l'échelle du mètre, les résultats théoriques ont été comparés, avec *les mesures réalisées* sur une carotte prélevée dans la zone non saturée sur le bassin d'Evian.

Une carotte de 3,5 mètres a été prélevée à sec sur le bassin d'Evian dans les formations superficielles similaires à celles du bassin des Blaves. La concentration en tritium *de l'eau interstitielle* a été mesurée après extraction sous vide à 60° suivie d'un contrôle à 110°. Le tableau 1-5-14 et la figure 16 présentent les résultats de ces analyses.

a) La carotte ayant été prélevée le 23 octobre 1970, la concentration en ^3H en surface (144 UT) est très proche de celle de l'averse de 15 mm du 19 au 20 octobre 1970, soit 154 UT (tableau 1-5-11).

b) Les deux mécanismes de l'infiltration peuvent être différenciés sur cet "instantané" dans la zone non saturée.

- *Le mécanisme lent et dispersif* qui entraine des concentrations en tritium proche de *la valeur calculée et mesurée* de la recharge de l'année 1970, soit 161 UT.



PROFIL DE TRITIUM
DANS LA PARTIE SUPERFICIELLE
DE LA CAROTTE EVIAN - VILLA MAGNIN
(23 octobre 1970)

Figure : 16

- *Le mécanisme rapide* sans mélange peut expliquer le pic à 1 mètre de profondeur (averse de 35 mm le 14/10/70 avec une concentration de 320 UT) et celui de - 2,5 m (précipitation de l'été 1970 ?).

c) Enfin, dans la zone saturée, les concentrations mesurées (192 UT en moyenne) sont égales à la concentration théorique de l'année 1970 dans une formation aquifère superficielle, telle qu'on peut la calculer à l'aide du modèle de circulation qui a été mis au point pour rendre compte de la dynamique des eaux sur le bassin des Blaves (199 UT en 1970 avec $\alpha = 0,4$, voir chapitre 2.5.).

Ces résultats, à l'échelle d'une carotte, font la transition avec l'étude à l'échelle du bassin versant, niveau où il a été possible *d'appliquer en vraie grandeur* les résultats expérimentaux sur lysimètre.

1.6. - *CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE A L'ECHELLE METRIQUE*.

Les résultats obtenus à cette échelle ont permis de déterminer *quantitativement* et *qualitativement* la hauteur d'eau disponible pour la recharge des eaux souterraines.

1) La hauteur d'eau disponible pour l'écoulement à Thonon est comprise entre 300 mm (année décennale sèche) et 800 mm (année décennale humide), elle est liée à la pluviométrie par la relation :

$$O = 1{,}08\ P - 480$$

où O (écoulement) et P (précipitation) sont exprimées en millimètres.

2) L'étude isotopique conduit à séparer l'année en 2 parties : *hiver et printemps* (de décembre à mai) et *été et automne* (de juin à novembre), la "recharge" définie sur cet intervalle est de 600 ± 150 mm (moyenne sur la période 1966-1970).

Les participations des 2 périodes hiver-printemps et été-automne sont *respectivement à Thonon, de 80 % et 20 % de l'eau annuelle disponible pour l'écoulement. Le processus essentiel régissant l'infiltration de l'eau est le mécanisme hivernal, c'est-à-dire un mélange dispersif caractéristique d'un milieu proche de la saturation.*

L'étude réalisée à cette première échelle a permis la hiérarchisation dans le temps et l'espace des phénomènes intervenant au niveau métrique. Cette opération effectuée, il a été possible, en tenant compte du changement d'échelle, de réaliser le transfert au niveau kilométrique.

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o

o-o-o-o-o-o-o

DEUXIEME CHAPITRE

DEUXIEME CHAPITRE

ETUDE A L'ECHELLE DU KILOMETRE

2.1. - *LE BASSIN VERSANT DES BLAVES.*

2.1.1. - Généralités.

Sur le bassin du Pamphiot qui couvre une superficie de 36 km^2 sur la rive sud du Léman au Sud-Est de Thonon (figure 17), le sous-bassin des Blaves a été installé dans le cadre de la Décennie Hydrologique Internationale (code DHI AE 6614). Le bassin mesure 24 km^2 sur lesquels ont été définis deux sous-bassins expérimentaux : *le sous bassin des Pont des Blaves* et celui de *Charmoisy*. Le tableau ci-dessous résume les données essentielles de ce bassin (+).

Dénomination	Superficie (en km^2)	Altitude (en m)		
		minimum	moyenne	maximum
Charmoisy	5,7	623	1 040	1 411
Pont des Blaves	16,0	578	810	1 411
Blaves	24	542	710	1 411

L'étude a portée sur *le sous-bassin de Pont des Blaves* dans lequel est emboité celui de Charmoisy.

(+) - *Les données classiques du complexe physique du bassin, les courbes hypsométriques ainsi que les fréquences altimétriques sur les divers sous-bassins figurent en annexe 2.1.*

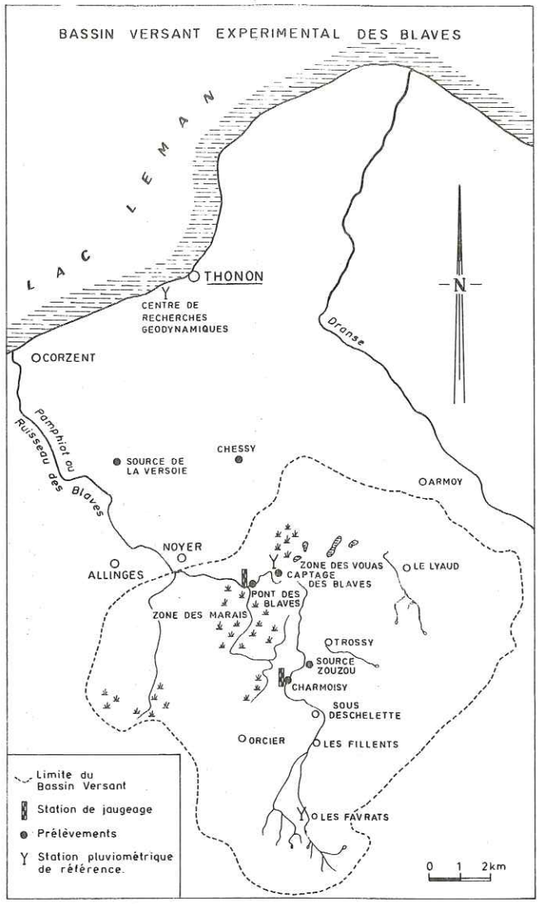


Figure : 17

Dans le sous-bassin de Pont des Blaves (16 km^2), il faut distinguer *une zone basse :* le Plateau des Blaves, qui, avec une superficie de 5,4 km^2 couvre 34 % du sous-bassin et *une zone haute :* le synclinal de Jouvernésinaz (66 % de la superficie avec 10,6 km^2). L'altitude moyenne de ces 2 zones est respectivement de 660 m et 980 m.

- Activité humaine.

La population varie entre 1 500 et 2 000 habitants suivant la saison. L'activité agricole est essentiellement l'élevage, les prairies couvrant 65 % du plateau des Blaves et 35 % du synclinal de Jouvernésinaz.

2.1.2. - *Cadre géologique.*

A) FORMATIONS ANTEQUATERNAIRES.

Le bassin se situe au front des Préalpes du Chablais. Il est important de noter les grands traits structuraux des Préalpes dans cette zone frontale. Reposant sur la molasse autochtone du bassin molassique suisse, on trouve deux unités préalpines : la nappe Ultrahélvétique et la nappe des Préalpes Médianes plastiques.

L'autochtone molassique n'affleure pas sur le bassin car il est masqué par un épais recouvrement quaternaire.

Il existe un témoin de la nappe inférieure des Préalpes (colline des Allinges), c'est-à-dire de *la nappe Ultrahélvétique* (figure 18). Elle forme la limite Ouest du bassin. Cette butte est constituée de grès calcaires localement conglomératiques d'âge éocène. Le contact tectonique majeur entre l'Ultrahélvétique et la Molasse n'est pas visible.

Reposant sur le flysch ultrahélvétique, on trouve la nappe des Médianes plastiques. Le terme plastique rend compte de la tectonique très souple de cette unité. En effet, le front de cette nappe forme une suite de synclinaux et d'anticlinaux légèrement déversés vers le nord (figure 19). Cette tectonique souple est liée à la stratigraphie de cette unité qui comprend plusieurs niveaux non compétants (+). *Le trias gypseux,* qui n'affleure pas sur le bassin, joue un rôle tectonique important au niveau des contacts anormaux entre Médianes et Ultrahélvétique. De plus, sa présence est sensible dans la composition chimique des eaux du bassin (Dray, 1971).

(+) - *Le détail de la stratigraphie figure en annexe 2.1.*

Figure : 18

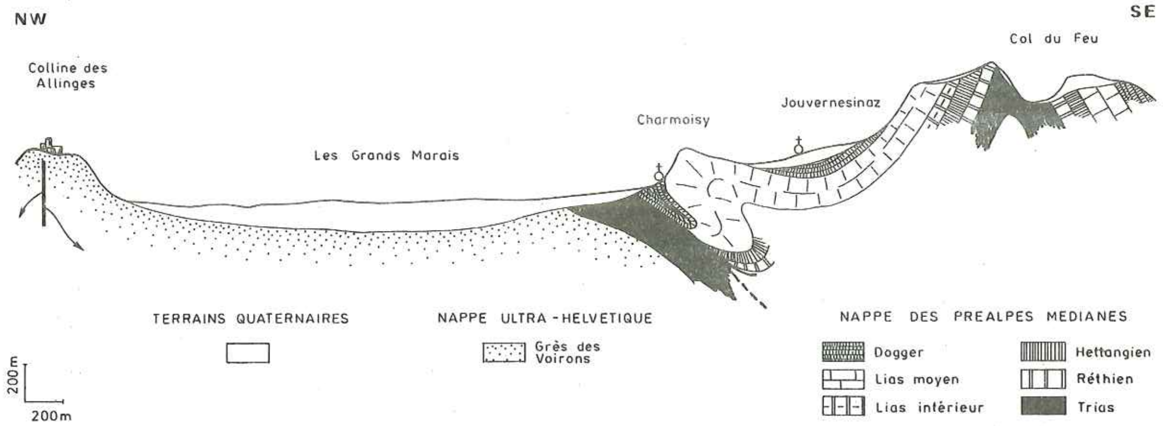


Figure : 19

B) FORMATIONS QUATERNAIRES.

Le quaternaire du Bas-Chablais a fait l'objet de nombreuses études depuis celle de A. Morlot (1858) qui mettait en évidence deux phases glaciaires séparées par un niveau repère constitué par une épaisse série conglomératique remarquablement cimentée : *le conglomérat des Dranses*. Deux études récentes (Bakalowicz, Olive et Siwertz 1970 et Blavoux et al, 1971) ont fait le point sur la stratigraphie de ces formations quaternaires. Le tableau et la figure 20 résument ces données.

Seuls les deux termes supérieurs de cette série affleurent sur le bassin des Blaves : *les terrasses de Thonon et la moraine du Würm A*.

1) *Les terrasses de Thonon* (fluvioglaciaire supérieur).

C'est un ensemble de sédiments graveleux et sableux avec des éléments parfois très grossiers d'origine locale ou rhodannienne (+). Il s'agit d'un matériel torrentiel avec une structure localement deltaïque que l'on qualifie généralement *de fluvioglaciaire*.

=-=

(+) - *Les caractéristiques granulométriques de cette formation figurent en annexe 2.1.*

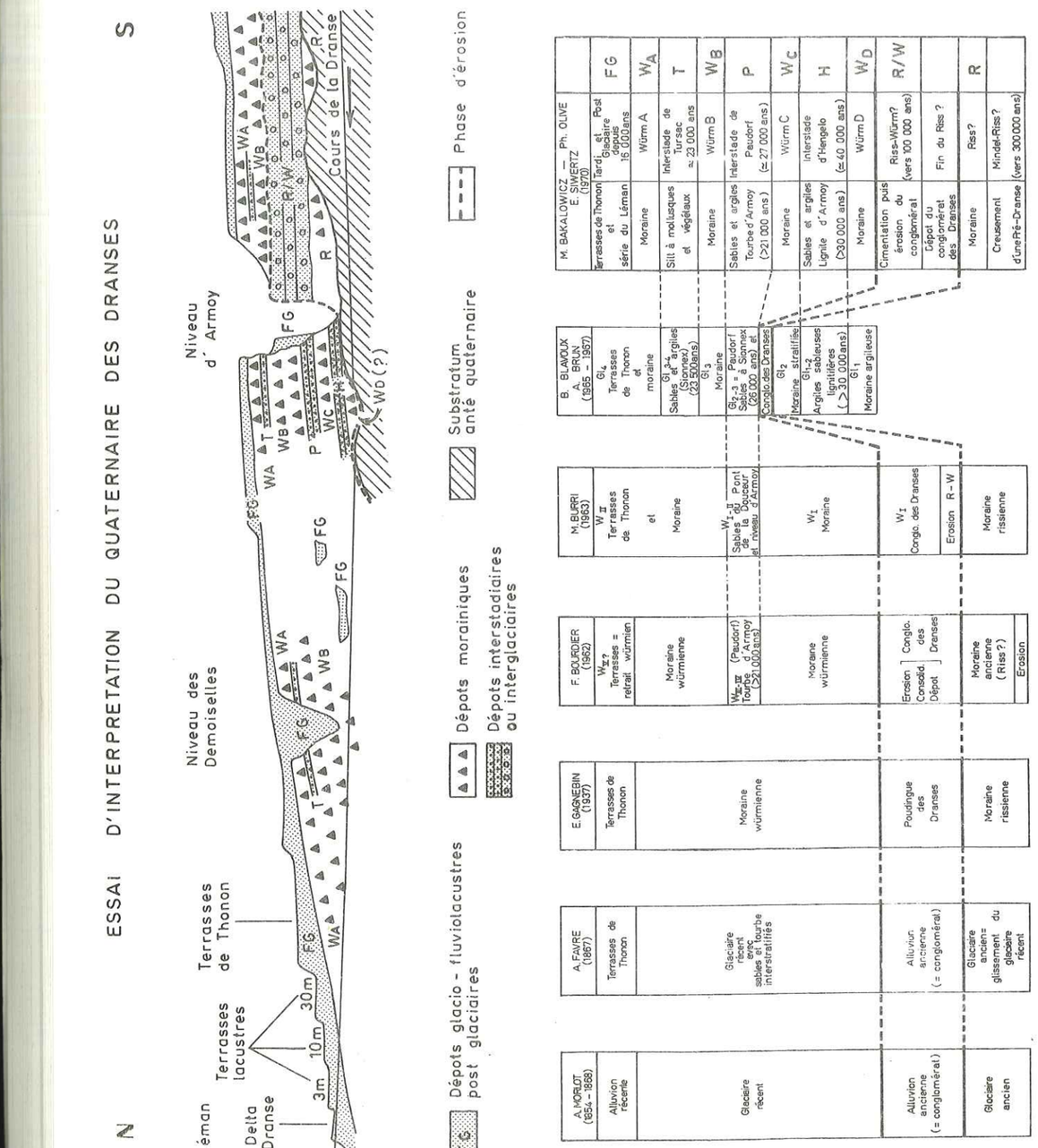


Figure : 20

Ces terrasses s'étagent sur la rive gauche de la Dranse de 710 m à 420 m d'altitude. Gagnebin (1937) a dénombré 14 terrasses qui sont un magnifique exemple de ce qui est connu sous le nom de *"Kame terrace"*, (Flint, 1957). C'est un dépôt qui s'est fait dans un lac entre le glacier du Rhône et les Monts d'Hermone. Ce mode de formation, contre le flanc même du glacier, explique les pendages verticaux, les failles de tassement et des décrochements que l'on constate (photo). La surface de ces formations présente des dépressions grossièrement circulaires, dolines périglaciaires suivant Gagnebin (1937) et qui sont connues dans la région sous le nom de "Vouas". Ces entonnoirs sont dus à la fonte de blocs de glace emprisonnés lors du dépôt : il s'agit de *"Kettle"* habituellement liés aux "kame terraces".

Ces formations ont un âge compris entre 16 000 ans et 10 000 ans (datation d'une dent de Mammouth dans la terrasse de 540 m, 14 000 ans BP, Blavoux et al (1971), le glacier du Rhône s'étant retiré il y a 10 000 ans environ (Olive, 1972).

Ces terrasses, dont l'épaisseur est de l'ordre de la dizaine de mètres (33 mètres à Chessy) reposent sur la moraine du Würm A (qui forme donc le mur de cette formation du point de vue hydrogéologique).

2) *Les formations morainiques.*

Un sondage profond à Chessy (Dray, 1971) a permis d'évaluer l'épaisseur de la moraine supérieure du complexe würmien à 52 mètres. La stratigraphie dans ce sondage qui a atteint le substratum à 173 m de profondeur montre deux niveaux sablo-argileux interstadaires au sein du würm. Ceci est en accord avec le schéma général de la région (Bakalowicz et al, 1970).

2.1.3. - *Esquisse hydrogéologique.*

A) L'unité la plus importante est formée par les *terrasses de Thonon*. Les terrains fluvioglaciaires qui les constituent abritent *deux nappes aquifères.*

a) *Une nappe libre,* dont la surface piézométrique se situe quelques mètres sous la surface. C'est la *nappe supérieure des terrasses,* elle affleure au fond des "Vouas", ces dépressions creusées à la surface du fluvioglaciaire (figure 17).

b) *Une nappe localement captive,* à Chessy par exemple, (Blanc et al, 1969) isolée de la nappe phréatique par un toit de silt argileux qui forme un niveau discontinu au sein des terrasses. Le mur de cette *nappe inférieure* des terrasses est constitué par la moraine würmienne.

L'alimentation en eau de l'agglomération de Thonon repose en partie sur l'exploitation de ces nappes. De plus, *La Versoie, eau minérale de Thonon,* est captée dans la nappe supérieure des terrasses. Les essais de pompages réalisés depuis 1960 grâce aux installations de la Versoie (figure 21) indiquent *une transmissivité moyenne de 10^{-3} m^2/s. Cette valeur correspond à la nappe supérieure dans la zone basse des terrasses,* en dehors du bassin versant des Blaves. Il n'y a malheureusement pas d'ouvrage qui aurait permis un essai de pompage dans la zone haute des terrasses

afin d'évaluer la transmissivité moyenne de la nappe superficielle sur la bassin. L'homogénéité, à l'échelle kilométrique, des formations fluvioglaciaires superficielles permet malgré tout d'utiliser pour cette zone la valeur déterminée à la Versoie.

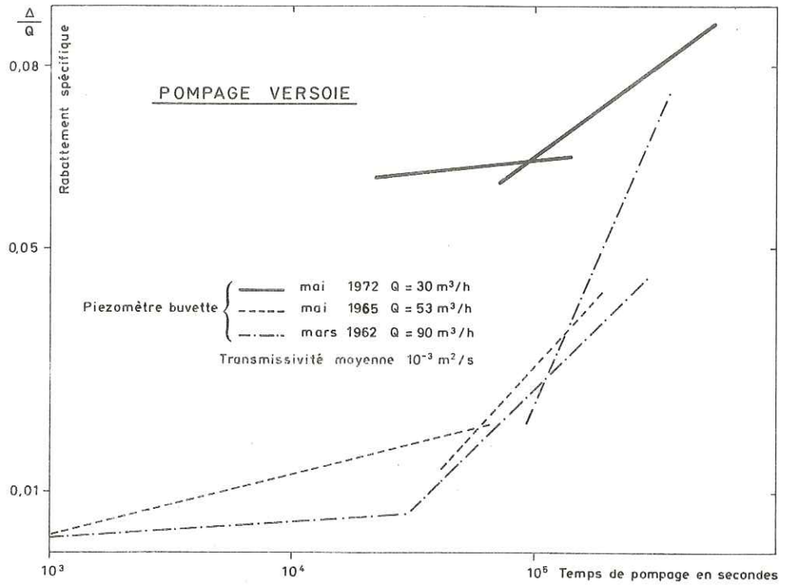


Figure : 21

B) Au sein de la moraine würmienne existent deux niveaux sablo-argileux aquifères, respectivement Chessy 3 et Chessy 4 (Blanc et al, 1969). La nappe Chessy 4 a été testée par pompage durant 30 heures (Dray, 1970), l'essai indiquant une transmissivité de 10^{-5} m^2/s, ce qui correspond à une perméabilité de l'ordre de 10^{-4} cm/s. Cette nappe, *nappe profonde du bassin des Blaves,* est artésienne. Le toit de la nappe est à - 80 mètres et le niveau statique à - 23 mètres.

27 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

C) Le substratum antéquaternaire joue d'abord le rôle d'imperméable vis-à-vis du Quaternaire (+). Par contre, le substratum influe sur la qualité chimique des eaux qui circulent à son contact dans le quaternaire. Ainsi, les concentrations en sulfates sont plus élevées dans les sources situées au niveau du contact anormal entre la nappe des Préalpes Médianes Plastiques et la nappe Ultrahélvétique. Ces fortes concentrations (de 50 à 1 500 mg/l de SO_4^{--}) sont liées à la présence du gypse triasique au niveau du contact tectonique (figure 19).

2.2. - *HYDROCLIMATOLOGIE*.

Les mesures ont été réalisées de 1968 à 1970 sur un réseau installé en accord avec les normes de la Décennie Hydrologique Internationale (++) (figure 22). Certaines valeurs de 1965 à 1967 ont été également utilisées alors que l'équipement du bassin n'était pas terminé.

Les principaux paramètres affectant *l'évapotranspiration* ont été mesurés afin de pouvoir évaluer ce terme du bilan sur le bassin. *La quantité d'eau disponible pour l'écoulement* a été déduite de ces mesures et *la recharge*, telle qu'elle a été définie dans le chapitre 1.4. a pu ainsi être calculée.

(+) - *L'étude des concentrations en oxygène-18 dans les différentes eaux du bassin (voir 2.5.) indiquent que si il y a un apport d'eau provenant du substratum, cet apport ne peut être que très faible.*

(++) - *Le détail de l'installation du bassin ainsi que les résultats complets des mesures figurent en annexe 2.2.*

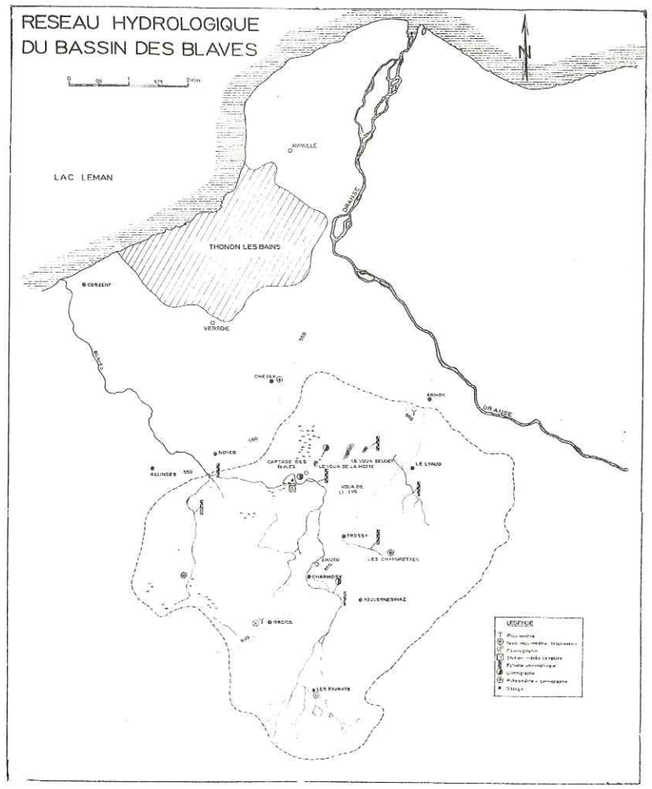


Figure : 22

2.2.1. - *Paramètre affectant l'évapotranspiration.*

A) PRECIPITATIONS (+).

- *A l'échelle annuelle* et à partir de la moyenne 1966-1970 sur l'ensemble de nos stations sur le bassin Thonon-Evian (tableaux 2-2-1 à 2-2-9 et figure 23) il a été

(+) - *L'étude détaillée du régime des différentes stations (répartition mensuelle des précipitations, intensités maximums, nivométrie etc... figurent à l'annexe 2.2.*

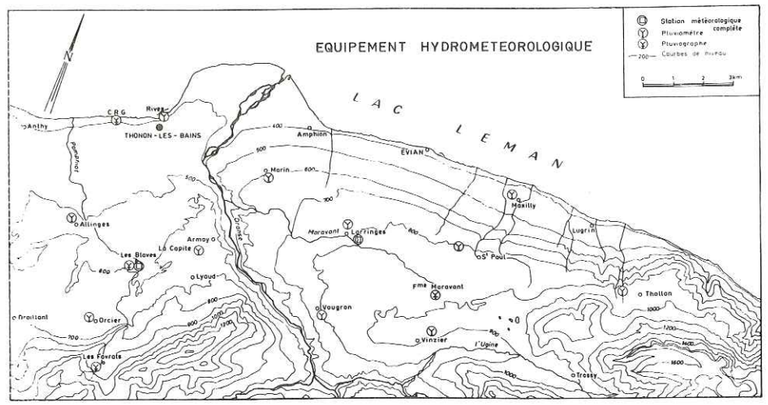


Figure : 23

possible de calculer la relation entre la hauteur annuelle de précipitation et l'altitude. Cette relation (figure 24) est :

$$P = 0{,}6\ h + 770$$

P = précipitation en millimètres

h = altitude en mètre

Le gradient altimétrique de précipitation est donc de 0,6 mm par mètre.

En tenant compte de ce gradient, des mesures sur les stations de référence du bassin et sur 4 stations secondaires (tableau 2-2-10), *les courbes isohyètes pour les années 1968, 1969 et 1970*, ainsi que les courbes moyennes 1966-1970 (figure 25) ont pu être tracées.

Il est ainsi possible d'évaluer les hauteurs moyennes annuelles de précipitations sur les différentes unités du bassin :

Année	Précipitation en mm		
	Bassin de 16 km² (Pont des Blaves)	Synclinal de Jouvernésinaz	Plateau des Blaves
1968	1 396 mm	1 465 mm	1 260 mm
1969	1 103 mm	1 165 mm	983 mm
1970	1 316 mm	1 360 mm	1 230 mm
1968 - 1970	1 271 mm	1 330 mm	1 156 mm

Sur le même intervalle, les précipitations moyennes à Thonon C.R.G. sont de 1 040 mm.

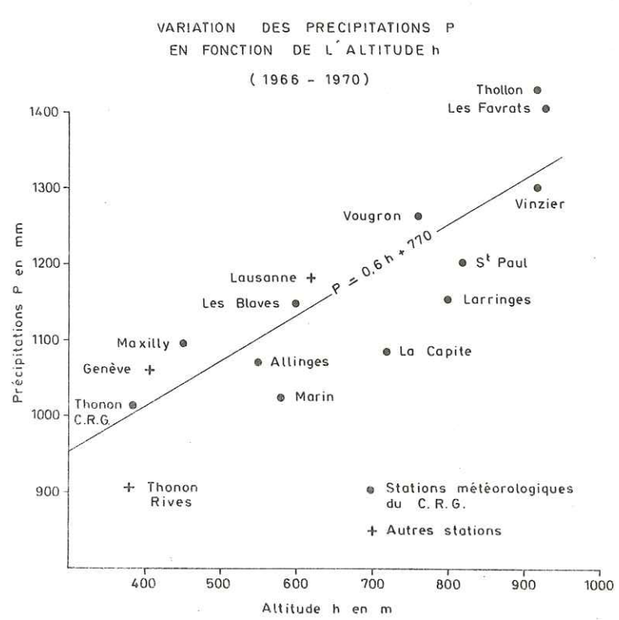


Figure : 24

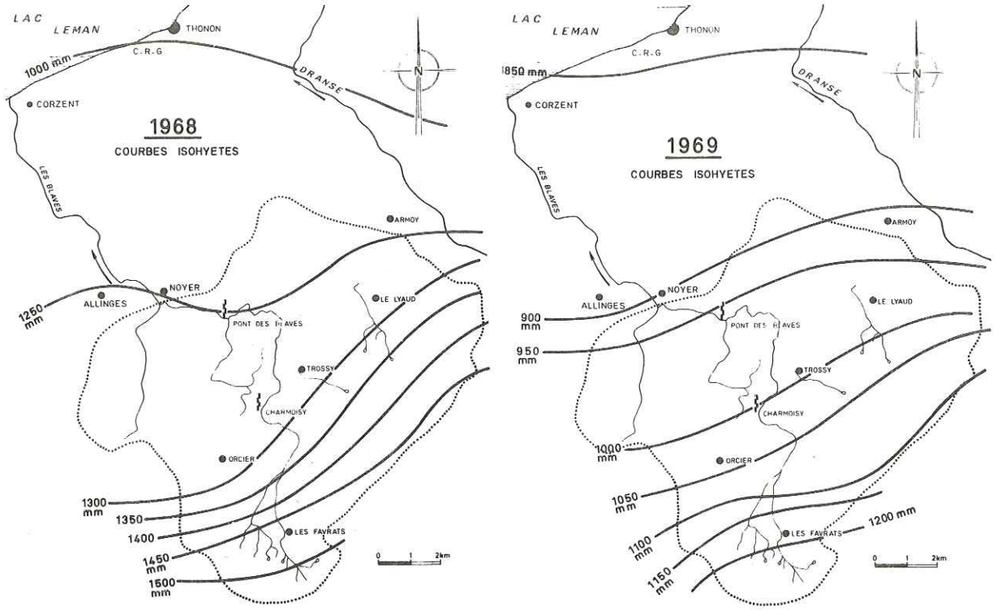


Figure : 25

B) TEMPERATURES.

Les températures moyennes mensuelles et annuelles aux stations des Blaves et de Larringes figurent sur les tableaux 2-2-11 et 2-2-12. La station de Larringes n'est pas située sur le bassin des Blaves, mais à 800 mètres d'altitude sur celui d'Evian (figure 23). L'exposition des 2 versants étant identique, il est donc probable que les températures mesurées à cette altitude sont représentatives de celles du bassin des Blaves. Afin de vérifier si la station de Larringes ne présentait pas un comportement particulier, on a réalisé (figure 26) une corrélation à l'échelle mensuelle sur la période 1966-1970, entre la station des Blaves et celle de Larringes. La corrélation est excellente (coefficient de corrélation 0,98) et justifie l'utilisation de la station de Larringes.

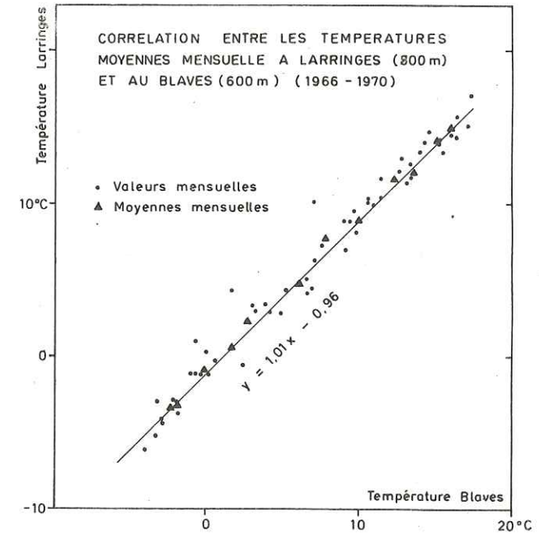


Figure : 26

Gradient altimétrique de température.

A partir des 3 stations Thonon C.R.G., Blaves et Larringes, il est possible de calculer le gradient altimétrique moyen de température sur la période 1966-1970. Entre Thonon C.R.G. et Larringes, ce gradient est de 0,65°C pour 100 m. Cette valeur est légèrement supérieure au gradient moyen d'Angot (0,53°/100 m).

Cette différence apparaît mieux après l'examen du gradient entre Thonon C.R.G. (385 m au bord du lac) et les Blaves (600 m) et entre les Blaves et Larringes (800 m). Sur la période 1966-1970, le gradient est de 0,88°/100 m entre 385 m et 600 m d'altitude, alors qu'il n'est que de 0,4°/100 m entre 600 m et 800 m. *Il faut voir là l'influence du lac Léman.* La surface du lac, ainsi que son volume (89 km^3) joue le rôle d'un tampon réchauffant la température de l'air de ses rives en hiver et la rafraichissant en été. Cette influence est d'ailleurs différente suivant la période de l'année.

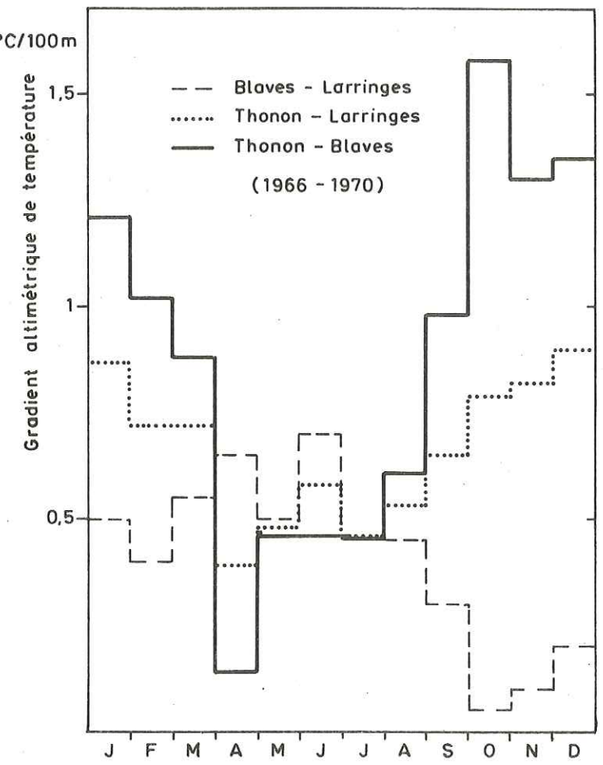
Sur la figure 27, les variations du gradient altimétrique de température pour les 12 mois de l'année entre les 3 stations entrainent plusieurs remarques :

1) L'amplitude des variations du gradient est forte, 1,44°C par 100 m entre Thonon et les Blaves, (maximum en octobre avec 1,58°C/100 m et minimum en avril avec 0,14°C/100 m) alors qu'elle est plus réduite entre les Blaves et Larringes avec 0,65°/100 m (maximum 0,7°/100 m ; minimum 0,05°/100 m).

2) Le gradient entre Thonon et les Blaves est minimum au printemps et en été (de mai à août), sa valeur est alors proche de celle d'Angot. *Le rôle modérateur du lac est donc moins important lorsqu'il s'agit de rafraichir la température de l'air en été.* Ceci est explicable si on considère que la température des eaux du lac en surface de mai à août est très proche de celle de l'air : la différence moyenne entre la température de l'eau du lac en surface et celle de l'air est de 0,1° durant cette période (moyenne 1966-1970). Par contre, de septembre à avril, le gradient altimétrique de température est beaucoup plus élevé (moyenne : 1,0°/100 m), la différence entre la température des eaux de surface du lac et celle de l'air étant importante : 2,6 ° en moyenne pour la période 1966-1970.

3) Le gradient entre les Blaves et Larringes est très proche de celui d'Angot de janvier à septembre (moyenne : 0,51°/100 m), par contre, à l'automne et au début de l'hiver, on observe une diminution de la valeur (0,15°/100 m, moyenne d'octobre à décembre) pouvant aller jusqu'à une inversion (cas du mois d'octobre). Ce phénomène est aussi une conséquence de la

présence du lac Léman. A cette période de l'année, la différence de température qui existe entre l'eau de surface du lac et l'air à Thonon (4,6° en moyenne de 1966 à 1970) entraîne la formation d'un brouillard, le "couvercle", qui s'élève jusqu'à 600 m d'altitude. En conséquence, l'insolation est plus faible en-dessous de 600 m qu'au-dessus et *il en résulte un abaissement relatif de la température à la station des Blaves.*



EVOLUTION SAISONNIERE DU GRADIENT ALTIMETRIQUE DE TEMPERATURE

Figure : 27

C) CONCLUSIONS.

Du fait de la présence du lac Léman, *le gradient altimétrique de température n'est constant ni dans le temps, ni dans l'espace.* Pour une étude à l'échelle de l'année, on peut éliminer la variation dans le temps et utiliser une valeur moyenne mais la variation dans l'espace conduit à donner 2 valeurs de ce gradient : de 400 à 600 m d'altitude : 0,9°C pour 100 m ; au-dessus de 600 m : 0,45°C pour 100 m.

2.2.2. - *Evapotranspiration.*

L'évapotranspiration a été évaluée à la station des Blaves par les mêmes méthodes que celles qui ont été utilisées pour la station de Thonon C.R.G.

A) POUVOIR EVAPORANT DE L'ATMOSPHERE.

A la station des Blaves, les résultats (tableaux 1-3-1 et 1-3-2) sont assez discontinus mais en utilisant les valeurs de Thonon pour les mois manquants, *l'évaporation piche,* moyenne 1967-1970 *à 530 mm.* La valeur donnée par le Piche s'écarte sensiblement de celle de Thonon (425 mm) à la suite d'erreur de manipulation de l'observateur. Le résultat du bac de 1 m^2 se situe mieux par rapport à celle de Thonon. Le rôle du lac sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère apparaît clairement sur le tableau suivant :

	Evaporation sur le bac de 1 m^2 en mm		
	Thonon	Blaves	Larringes (✦)
Moyenne 1966 - 1970	555	530	365

(✦) - *Blavoux, Dray, Siwertz : à paraître dans "La Météorologie".*

On constate que le gradient altimétrique du pouvoir évaporant de l'atmosphère n'est pas constant de 400 à 800 m d'altitude, en effet, il est de 12 mm/100 m entre Thonon et les Blaves et de 82 mm/100 m entre les Blaves et Larringes. *Ces résultats confirment que l'influence du lac Léman se fait sentir au moins jusqu'aux Blaves à 600 m d'altitude.*

B) DEFICIT D'ECOULEMENT (échelle annuelle).

Le tableau ci-dessous résume les résultats du calcul à partir de la formule de Turc (annexe 1.2).

Année	Déficit d'écoulement en mm	
	Station des Blaves	Station de Larringes
1966	456 mm	450 mm
1967	455 mm	442 mm
1968	449 mm	428 mm
1969	432 mm	403 mm
1970	454 mm	421 mm
MOYENNE 1966-1970	449 mm	429 mm

Avec la formule de Coutagne, *le déficit d'écoulement moyen (1966-1970) est de 410 mm* à la station des Blaves. Cette valeur ne peut être donnée qu'à titre indicatif car avec des précipitations moyennes 1966-1970 de 1 146 mm, la station des Blaves se situe légèrement en dehors du domaine d'application de la formule.

Compte tenu de la valeur trouvée à la station de Thonon (486 mm), *le gradient altimétrique est donc de 18,5 mm/100 m entre Thonon et les Blaves et de 10 mm/100 m entre les Blaves et Larringes.*

C) EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.

A la station des Blaves, l'évapotranspiration a été calculée par les formules de Turc et de Thornthwaite, les résultats à l'échelle mensuelle figurent sur les tableaux 2-2-13 et 2-2-14 (annexe 2.2).

Les moyennes 1966-1970 sont respectivement de 550 mm avec la méthode de Thornthwaite et de 589 mm avec la méthode de Turc. Ces moyennes diffèrent sensiblement de celles de la station de Thonon qui sont, rappelons-le, 610 mm avec la méthode de Thornthwaite et 637 mm avec la méthode de Turc. Le gradient altimétrique entre Thonon et les Blaves est de 30 mm/100 m (Thornthwaite) et de 48 mm/100 m (Turc).

D) CONCLUSION : EVAPOTRANSPIRATION SUR LE BASSIN DES BLAVES.

Les valeurs absolues d'évaporation mesurée, de déficit d'écoulement ou d'évapotranspiration calculée sont difficiles à comparer directement en des sites différents. Par contre, il est possible de considérer les gradients d'évapotranspiration entre les différentes stations et pour les différentes méthodes :

Méthodes	Gradient THONON-BLAVES
Evaporation BAC	12 mm/100 m
Déficit d'écoulement TURC	18 mm/100 m
Evapotranspiration potentielle TURC	25 mm/100 m
Evapotranspiration potentielle THORNTHWAITE	30 mm/100 m

La valeur moyenne obtenue est de 20 mm/100 m, et à partir des données de Thonon, qui sont les plus complètes, il est donc possible d'évaluer l'évapotranspiration réelle annuelle en mm sur le bassin des Blaves.

Année	Evapotranspiration réelle			
	Thonon	Bassin des Blaves (16 km²)	Zone basse (Plateau)	Zone haute (Synclinal)
1968	(450) mm	375 mm	400 mm	350 mm
1969	429 mm	355 mm	380 mm	330 mm
1970	377 mm	305 mm	330 mm	275 mm
Moyenne 68-70	420 mm	345 mm	370 mm	320 mm
Moyenne 66-70	425 mm	350 mm	375 mm	325 mm

2.2.3. - *Conclusion à l'étude hydroclimatologie : évaluation quantitative de la recharge sur le bassin des Blaves.*

Durant la période 1968-1970, pour laquelle on dispose (voir chapitre 2.3 et 2.4) *de mesures hydrologiques* sur le bassin, *la lame d'eau disponible pour l'écoulement*, c'est-à-dire la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration réelle sur le bassin est donc de l'ordre de :

Période 1968-1970	Eau disponible pour l'écoulement en mm	Précipitations en mm
Bassin de Pont des Blaves (16 km²)	925 mm	1 270
Zone basse (Plateau des Blaves)	780 mm	1 155
Zone haute (Synclinal)	1 005 mm	1 330
Thonon C.R.G.	645 mm	1 040

A partir de ces résultats, l'étude hydrologique et hydrogéologique sur le bassin permettra de dégager la participation des diverses fractions de l'écoulement : *ruissellement, écoulement de surface et écoulement souterrain.*

2.3. - *ECOULEMENT SUR LE BASSIN DES BLAVES : HYDROLOGIE ET HYDROGEOLOGIE.*

2.3.1. - *Hydrologie.*

Le débit du ruisseau des Blaves ou Pamphiot a été suivi de février 1968 à décembre 1970, aux stations de Charmoisy et des Blaves (figure 17).

Le Pamphiot est issu d'une série de sources étagées entre 980 et 1 120 m d'altitude dans les formations de pente et la moraine remaniée qui recouvre le lias du synclinal de Jouvernésinaz (chapitre 2.1). Son cours suit le fond de ce synclinal jusqu'à l'altitude de 810 m, puis plonge à la faveur d'un petit accident cassant, vers le plateau des Blaves, au niveau de Charmoisy.

Sur les formations quaternaires au nord des Préalpes Médiannes, il est alimenté par les trop pleins des Grands Marais et par les nappes superficielles des terrasses entre les Moulins d'Amphion et les Blaves (figure 18).

La pente du thalweg est de 15 m pour 100 m dans le synclinal de Jouvernésinaz et de 2 m pour 100 m sur le plateau des Blaves.

Si la limite du bassin versant topographique est aisée à définir pour la zone haute (sous-bassin de Charmoisy), par contre, elle est plus délicate dans la zone basse et particulièrement au niveau du marais d'Aviet (figure 18), l'ambiguité portant sur 0,8 km^2, soit 5 % de la superficie du bassin.

A) DEBITMETRIE.

Les débits moyens journaliers (+) ainsi que la courbe de débits classés pour les années 1968, 1969 et 1970 (figure 28) à cette même station, permettent de dégager les débits significatifs suivants (++) :

	1968	1969	1970	1968-1970
Débit moyen (l/s)	193	160	168	174
Débit spécifique (l/s/km^2)	12,06	10,0	10,50	10,85
Débit caractéristique maximum l/s	(390)	440	500	445
Débit caractéristique moyen l/s	190	150	120	155
Débit caractéristique d'étiage l/s	35	30	20	25

CONCLUSION.

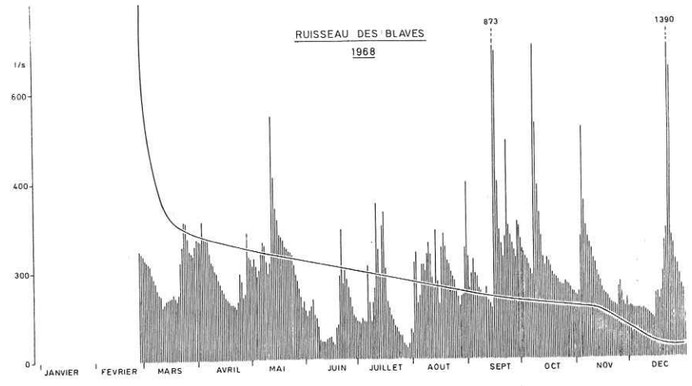
Le débit moyen interannuel 1968-1970 du ruisseau des Blaves à la station de Pont des Blaves est de 174 l/s, cela correspond à un débit spécifique de 10,9 l/s/km^2 et à une lame d'eau écoulée de 343 mm, soit 27 % des précipitations.

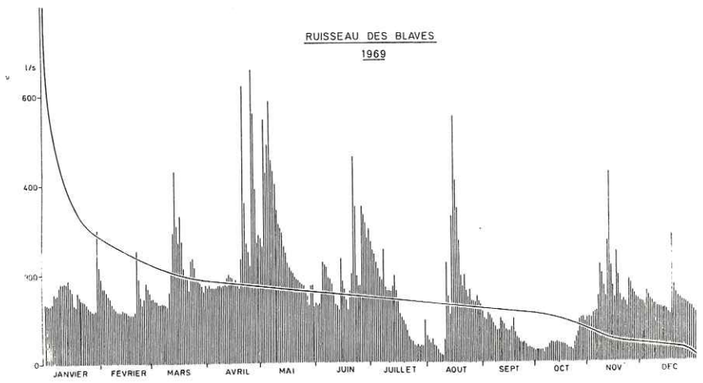
B) ETUDE DES CRUES : PARTICIPATION DES EAUX SOUTERRAINES A L'ECOULEMENT LORS DES CRUES.

Dans le but de déterminer lors d'une crue, les parts respectives des eaux de ruissellement, *c'est-à-dire des eaux qui ne pénètrent pas dans le sol*, et des eaux souterraines, *c'est-à-dire des eaux qui, pendant un temps plus ou moins long, ont transité*

(+) - *Les débits ont été mesurés au micromoulinet au 2 stations de Charmoisy et de Pont des Blaves. La précision sur ces mesures est comprise entre 5 et 10 %, suivant le débit mesuré. Sur la figure 29, est portée la courbe de tarage de la section de référence à Pont des Blaves.*

(++) - *Les débits moyens mensuels, leur répartition statistique et les débits relatifs figurent à l'annexe 2.3.*





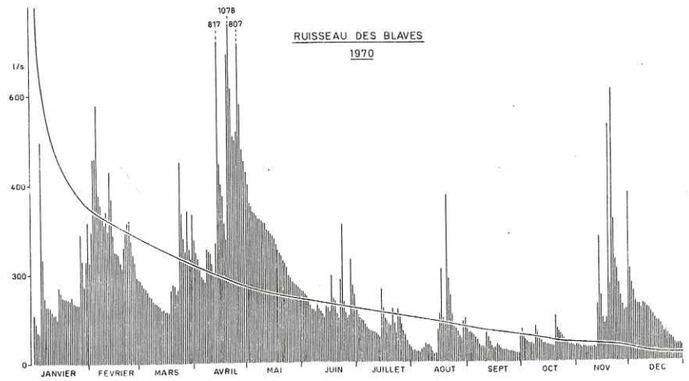


Figure : 28

dans le sol, une méthode expérimentale basée sur la concentration en tritium dans les précipitations et dans la rivière a été mise au point (Crouzet et al, 1970) pour analyser l'hydrogramme d'une crue.

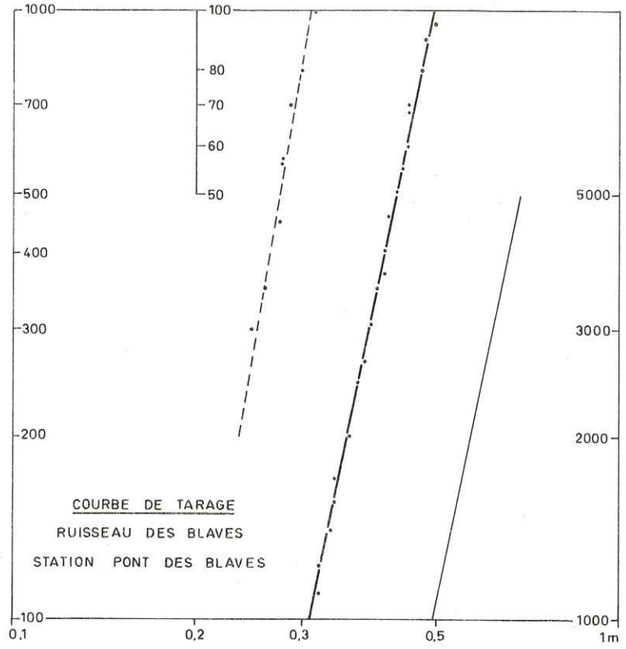
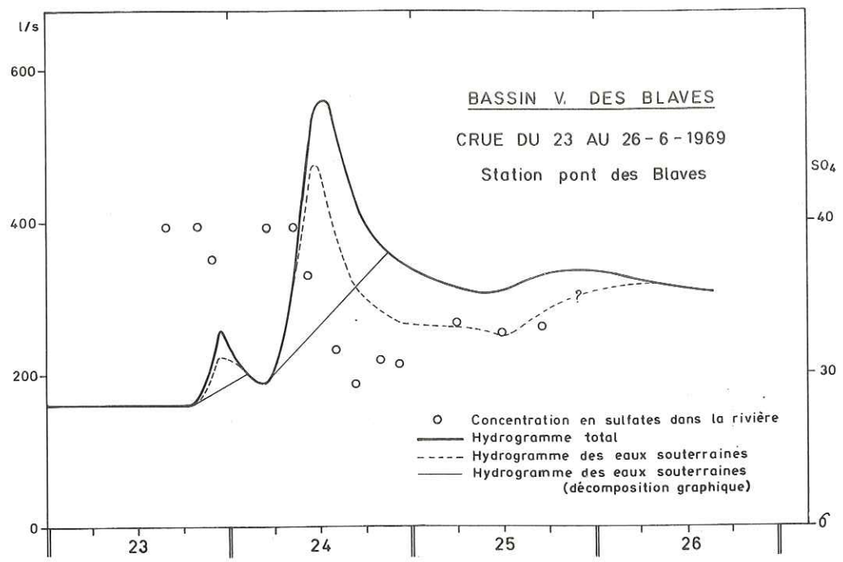


Figure : 29

Le détail de cette méthode et les applications aux crues sur le bassin figurent à l'annexe 2.3. Sur la crue du 23 au 25 juin 1969, on a comparé les résultats de la méthode avec le tritium avec ceux obtenus à partir de la concentration en sulfates dans les eaux (figure 30). Les résultats sont similaires, la source de sulfates dans la rivière étant constituée essentiellement par les eaux souterraines.

Les résultats obtenus par cette méthode ont été appliqués aux 92 crues étudiées sur le bassin de 1968 à 1970. Les crues dont le débit de pointe a dépassé 1 000 l/s sont illustrées en annexe.



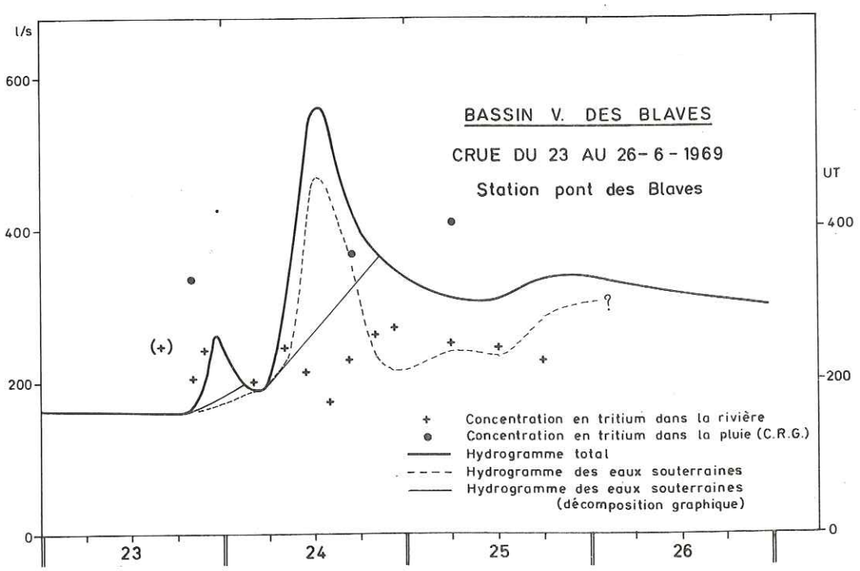


Figure : 30

Il est ainsi possible d'évaluer *le volume ruisselé au sens strict* V_r, *à l'échelle annuelle*, et de le comparer à l'ensemble *du volume écoulé* et au *volume des précipitations* sur le bassin (16 km^2). Les résultats figurent sur le tableau ci-dessous :

Année	Volume des précipitations V_o (10^3 m^3)	Volume écoulé V (10^3 m^3)	Volume ruisselé V_r (10^3 m^3)	V_r/V	V_r/V_o
1968	22 336	6 083	308	0,05	0,014
1969	17 648	5 058	188	0,04	0,011
1970	21 056	5 285	259	0,05	0,012

CONCLUSION.

Le volume ruisselé V_r défini comme étant le volume des eaux qui ruissellent à la surface sans avoir pénétré dans le sol, ne représente que 5 % du volume d'eau écoulé dans la rivière à l'échelle de 1'année. *Compte tenu de la précision de la mesure sur les débits, on peut donc, dans une première approximation, considérer que toute l'eau écoulée sur le bassin est de l'eau ayant transité dans le sol.*

2.3.2. - *Hydrogéologie*.

A) ETAT DES ETUDES.

Une étude hydrogéologique réalisée à partir de mesures piézométriques et débitmétriques a porté sur 1'année 1965 (Dray, 1970). Elle a comporté également une prospection géoélectrique superficielle (BEGG, 1966) et un sondage profond (Solétanche, 1967).

L'essentiel de 1'étude a été effectuée sur la zone des terrasses de Thonon (Plateau des Blaves) où est implantée la majorité des captages alimentant les communes rurales du plateau et l'agglomération de Thonon.

1) *Géophysique*.

On remarque 2 axes d'écoulement préférentiel dirigés tous deux vers l'exutoire du bassin des Blaves :

- L'un de ces axes prend naissance dans la zone du Lyaud (figure 31) avec une direction sensiblement NW puis, au niveau de la barre des Chavannes, il prend une direction W vers Noyer.

- Le second prend naissance vers Maugny, à l'W d'Orcier, et a une direction sensiblement Nord vers Noyer.

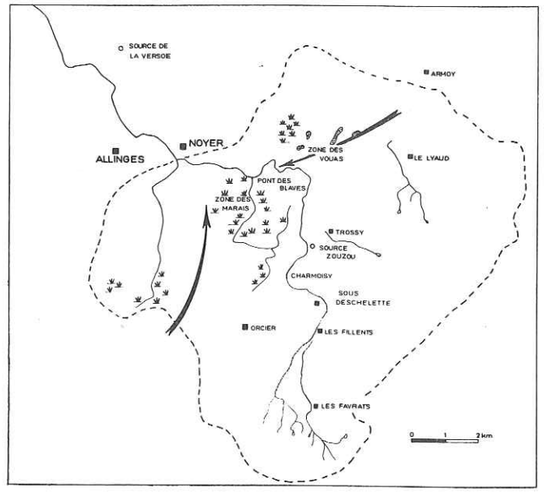


Figure : 31

Ces axes d'écoulement correspondent à des zones de dépression dans la moraine formant le substratum des terrasses de Thonon. Ils sont peut-être la trace d'anciens réseaux de drainage.

En conclusion, il ne semble pas exister de possibilité d'écoulement vers l'Est, c'est-à-dire vers la vallée de la Dranse. Vers le Nord, la barre des Chavannes qui est le prolongement du pointement Ultrahélvétique des Allinges, s'oppose à l'écoulement tant de surface que souterrain. *Le seul exutoire est donc le verrou de Noyer entre les Allinges et les Chavannes.*

2) *Sondage Chessy 1*.

Les études géologiques (Dray, 1971) hydrogéologiques et géochimiques (Blanc et al, 1969 et Blavoux et al, 1971) sur ce sondage ont donné les résultats suivants :

Quatre formations aquifères ont été recoupées. Les deux premières (Chessy 1 et 2) sont incluses dans les terrasses de Thonon (voir chapitre 2.1). Les nappes Chessy 3 et Chessy 4 sont situées dans les formations interstadiaires du complexe würmien. Seule la nappe Chessy 4 a été testée par pompage suffisamment longtemps pour permettre une interprétation de l'essai. Située dans l'interstade, entre la moraine B et C (probablement Paudorf, voir chapitre 2.1), cette nappe a une transmissivité de 5.10^{-5} m^2/s.

3) *Piézométrie et débitmétrie*.

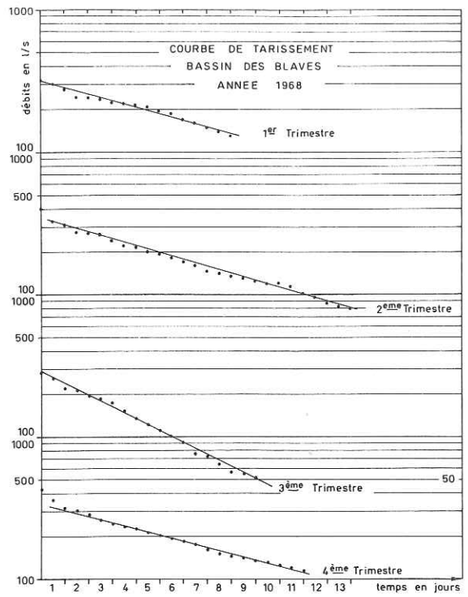
La nappe superficielle des terrasses est à son niveau maximum d'avril à juin et à son minimum d'octobre à décembre. L'amplitude des variations est de l'ordre de 250 cm. L'ensemble des sources captées dans cette formation superficielle donne un débit de 150 l/s (période 1965-1966).

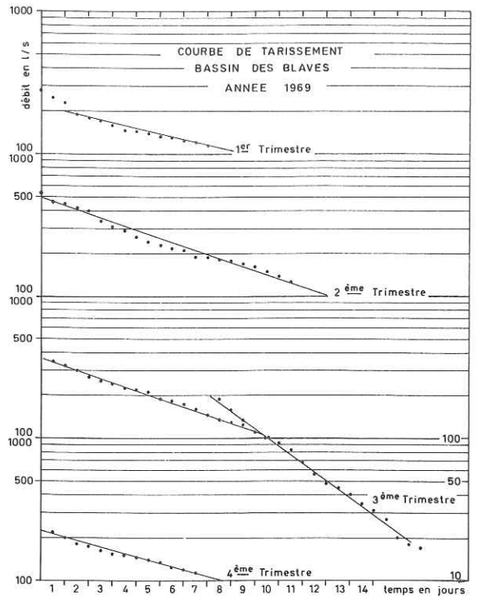
B) HYDROGEOLOGIE DE LA NAPPE SUPERFICIELLE DU PLATEAU DES BLAVES.

La nappe superficielle circulant dans les terrasses de Thonon affleure en plusieurs points du bassin des Blaves au fond de dépressions circulaires, les vouas, dont l'origine est liée au retrait glaciaire il y a 10 000 ans.

Les variations piézométriques de cette nappe, en liaison avec le débit du ruisseau des Blaves et le volume des réserves alimentant le ruisseau à l'étiage, ont été suivis de 1968 à 1970.

Sur la figure 32 sont représentées les différentes courbes de tarissement pour les 4 trimestres des années 1968 à 1970. Ces courbes de tarissement ont été obtenues par juxtaposition de périodes de décrue en régime non influencé (c'est-à-dire sans précipitation), avec des débits initiaux de plus en plus faibles.





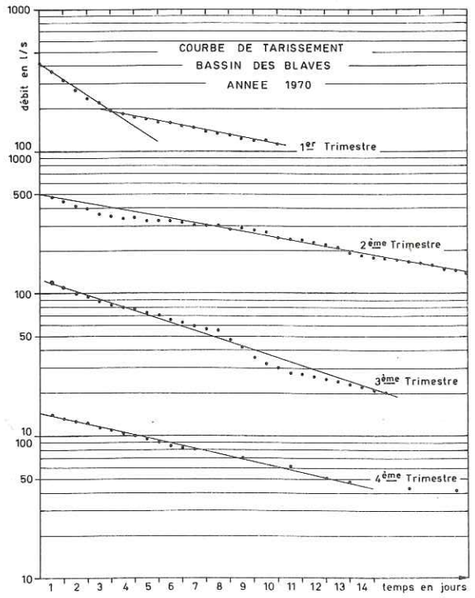


Figure : 32

La formule de Maillet :

$$Q_t = Q_o e^{-at}$$

où Q_t est le débit à l'instant t et Q_o le débit à l'instant t_o, début de la décrue, permet de calculer *le coefficient "a" caractéristique de la capacité de rétention du bassin à partir d'un instant t_o choisi.*

Le tableau ci-dessous donne la valeur de "a" pour les 12 trimestres d'étude. *La valeur moyenne de "a" obtenue est 0,0655.*

Trimestres	1968	1969	1970
1e	0,0520	0,0660	0,0352
2e	0,0567	0,0660	0,0352
3e	0,0976	0,0664 0,138	0,0896
4e	0,0493	0,0521	0,0428

L'intégrale de l'équation $Q_t = Q_o e^{-at}$ permet de calculer la capacité d'emmagasinement du bassin, *c'est-à-dire d'en évaluer les réserves superficielles*. Cette estimation peut être considérée comme par défaut, car il conviendrait d'ajouter à ce volume les pertes par évapotranspiration.

On a :

$$V = \int_{t_o}^{\infty} Q_t \, dt = \int_{t_o}^{\infty} Q_o e^{-at} = \frac{Q_o}{a}$$

Sur le tableau 2-3-1, figurent les résultats de cette évaluation des réserves superficielles, le débit initial Q_o étant pris comme débit moyen du trimestre. *Il est intéressant de comparer les variations de ces réserves superficielles avec les variations piézométriques de la nappe mesurée au Voua de la Motte* (figure 33).

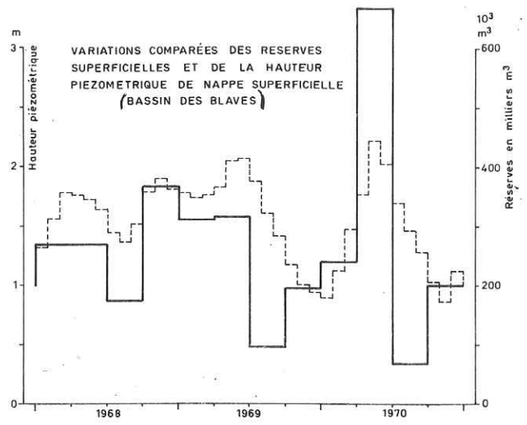


Figure : 33

Les réactions de la nappe sont déphasées par rapport aux variations du volume d'eau disponible calculé par l'intégration de la formule de Maillet. Les variations piézométriques sont en effet retardées par un effet d'inertie lors de la mise en charge de la nappe par les eaux superficielles qui s'infiltrent.

Si on exprime $V = \int_{t_o}^{t} Q_o e^{-at}$ en millimètres d'eau répartis sur le bassin, il apparaît que cette hauteur "h" varie entre 40 et 4 mm alors que les fluctuations annuelles de la nappe au Voua de la Motte sont de l'ordre de 150 cm. Entre le début et la fin de l'étude, la hauteur d'eau "h" disponible est passée de 20 mm à 12 mm alors que la nappe accusait une différence du niveau piézométrique de 54 cm (155 cm en moyenne le 1er trimestre 1968, 101 cm, 4e trimestre 1970).

CONCLUSION.

La notion de variation des réserves dans l'établissement d'un bilan hydrologique est difficile à apprécier :

En raisonnant sur la variation piézométrique, la puissance de l'aquifère supérieur étant évaluée à 30 mètres, *la variation de 0,5 m observée correspond à 2 % du volume d'eau dans cette formation, quelque soit son coefficient d'emmagasinement.* Dans le cas des terrasses de Thonon, un essai de pompage de longue durée réalisé en mai 1972 sur les installations de la Versoie, a permis de fixer la transmissivité moyenne à $T = 10^{-3}$ m²/s et le coefficient d'emmagasinement à 5 %. Avec ce coefficient d'emmagasinement (5 %), *la variation des réserves* sur le bassin peut être évaluée à 540 mm X 0,05, soit *27 mm*.

En raisonnant sur *la variation de la capacité d'emmagasinement*, le chiffre trouvé est du même ordre : ≃ 10 mm, soit moins de 3 % de la hauteur d'eau écoulée pendant l'année.

Ces valeurs se situent dans le domaine de la marge d'erreur sur les différentes mesures exécutées pour l'établissement d'un bilan de bassin. En première approximation, il est donc possible de les négliger.

2.3.3. - *Bilan sur le bassin des Blaves.*

EVALUATION CLASSIQUE.

Les termes du bilan hydrologique d'un bassin se décomposent en deux familles, les apports ou Entrées et les pertes ou Sorties :

On écrit généralement :

$$E = S \pm \varepsilon$$

Si aux erreurs de mesure près ε est significatif, il y a déséquilibre du bilan et des écoulements non décelés peuvent être

mis en évidence (+). Finalement, le bilan sur le bassin s'écrit :

$$P + Q_E = ET_r + Q + Q_s$$

P (précipitation), ET_r (évapotranspiration réelle) et Q (débit superficiel) étant mesurés, c'est donc l'égalité Q_E (débit d'apport de nappes extérieures au système) = Q_s (écoulement de nappe vers l'extérieur du système) qui régit l'équilibre du bassin.

Les tableaux ci-dessous résument ce bilan sur les différentes unités du bassin.

A) SOUS-BASSIN DE CHARMOISY (5,7 km^2).

Volume en 10 m /an				
P	Q_E	ET_r	Q (++)	Q_s
7 581	0	1 824	2 680 + 427	2 650

L'écoulement souterrain vers l'extérieur du système peut donc être évalué à 2,650 10^3 m^3/an, soit 465 10^3 m^3/an/km^2.

Ces résultats peuvent être utilisés pour calculer le bilan du synclinal de Jouvernésinaz (10,6 km^2), dont le sous-bassin de Charmoisy est bien représentatif.

(+) - *La distinction entre les différents termes du bilan et leurs relations et la précision de leur évaluation figurent en annexe 2.3.*

(++) - *Le débit moyen à la station de Charmoisy est de 85 l/s, soit 14,9 l/s/km^2. L'écoulement souterrain capté représente 15 l/s dans le bassin de Charmoisy. On peut évaluer à 10 % la fraction de ce débit restitué sur le bassin.*

Deux ruisseaux, les ruisseaux du Lyaud et de Trossy (figure 17), drainent le restant du synclinal de Jouvernésinaz. Leur débit spécifique, mesuré en 1968 et 1969, est du même ordre que celui du ruisseau des Blaves : 14,3 l/s/km^2, mais ils se perdent dans les marais du plateau dès leur débouché du synclinal, *et alimentent ainsi la nappe superficielle. Cet apport peut donc être considéré comme un apport souterrain et correspond à 14,3 X 4,9 = 70 l/s, soit 2 208 10^3 m^3/an.*

L'écoulement en provenance du synclinal de Jouvernésinaz et alimentant le plateau des Blaves s'élève donc à *2 680 10^3 m^3/an* provenant du ruisseau des Blaves, plus *2 208 10^3 m^3/an* qui alimentent la nappe superficielle et 465 X 10,6 km^2 = *4 930 10^3 m^3/an* provenant de l'écoulement souterrain excédentaire. *L'apport total est donc 9 818 10^3 m^3/an.*

B) SOUS-BASSIN DU PLATEAU DES BLAVES (5,4 km^2).

Volume en 10^3 m^3/an				
P	Q_E	ET_r	Q (+)	Q_s
6 242	2 680 2 208 4 930	1 998	5 487 3 468	5 106

L'écoulement souterrain en dehors du système peut donc être évalué à 5 106 10^3 m^3/an, soit 162 l/s.

(+) - *Le débit superficiel est de 174 l/s (voir chapitre 2.3.1) et le débit souterrain capté mesuré de 1968 à 1970 a été de 110 l/s.*

L'étude isotopique réalisée à partir des concentrations en tritium et oxygène-18 dans la recharge et dans les eaux des diverses formations aquifères du bassin va permettre de préciser ce bilan en différenciant en particulier la part des eaux souterraines superficielles et profondes.

2.4. - *INFILTRATION ET ECOULEMENT SUR LE BASSIN DES BLAVES. ETUDE ISOTOPIQUE.*

L'étude hydroclimatologique à la station des Blaves permet de calculer de la même façon qu'à la station de Thonon, *les caractéristiques qualitatives de la recharge.*

2.4.1. - *Recharge sur le bassin.*

A) CONCENTRATION EN TRITIUM.

La relation entre la concentration en tritium dans les précipitations et dans la recharge mise au point à la station de Thonon a été appliquée à celle des Blaves.

La concentration I_n de la formule

$$E_n = \alpha\, I_n + \lambda\,(1 - \alpha)\, E_{n-1}$$

a été évaluée à partir de la moyenne pondérée de la concentration en tritium des hauteurs d'eau succeptibles de s'infiltrer (infiltration potentielle) à l'échelle mensuelle. Cette infiltration potentielle a été calculée à partir de la formule de Thornthwaite par différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (tableau 2-4-1).

Les éléments du calcul ainsi que les résultats du modèle figurent sur le tableau ci-dessous :

Année	Période	Infiltration potentielle en mm	Concentration moyenne pondérée en tritium (UT) I_n	Concentration en tritium E_n de la recharge
1966	H.P. E.A.	585 139	165 322	*272 UT*
1967	H.P. E.A.	338 161	122 266	*184 UT*
1968	H.P. E.A.	451 370	154 200	*175 UT*
1969	H.P. E.A.	376 145	174 270	*195 UT*
1970	H.P. E.A.	595 135	136 242	*163 UT*

En raison des différences qui ont pu être mises en évidence entre l'infiltration potentielle déterminée à partir d'une formule théorique et l'infiltration réelle mesurée sur lysimètre, on a tenu compte des résultats acquis à Thonon pour fixer la concentration en tritium de la recharge sur le bassin. *Les résultats définitifs, pris comme étant la moyenne des valeurs de Thonon (voir chapitre 1.5.2.1) et les Blaves figurent sur le tableau 2-4-2. Ces valeurs constituent la série des E_n, recharge annuelle qui a été utilisée dans le modèle de circulation des eaux sur le bassin des Blaves (chapitre 2.4.2).*

B) CONCENTRATION EN OXYGENE-18.

Les concentrations en oxygène-18 dans les précipitations ont été mesurées à Thonon ; cette concentration étant liée à la température de l'air, Dansgaard (1964) a pu mettre au point une relation donnant la concentration moyenne annuelle en ^{18}O des précipitations en fonction de la température moyenne annuelle. Cette relation est :

$$\delta\,^{18}O = 0{,}7\ t - 13{,}9$$

Ne disposant que de 3 années de mesures à Thonon pour lesquelles la température mesurée est cohérente (voir chapitre 1.1), il était délicat de tenter une corrélation avec la droite de Dansgaard. Afin de disposer de plus de données, on a tenté une corrélation à l'échelle mensuelle. *A cette échelle, il semble plus justifié de relier les* $\delta\ ^{18}O$ *moyens mensuels à la température moyenne mensuelle de l'air durant les épisodes pluvieux*. Cette température a été calculée par intégration des enregistrements thermographiques *durant les pluies*. La figure 34 présente le résultat de cette corrélation. Un calcul de régression linéaire donne l'équation suivante :

$$\delta\ ^{18}O = 0{,}55\ t - 13{,}8 \quad (1)$$

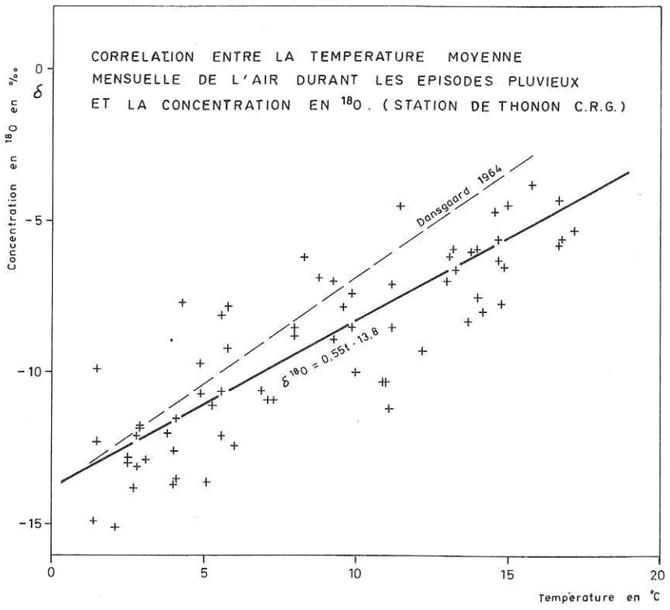


Figure : 34

Ce résultat est proche de celui de Dansgaard (1964) la pente étant légèrement plus faible. Oeschger (Siegenthaler et al, 1970) obtient un résultat comparable lors d'une tentative identique pour la station de Meiringen (600 m), la pente obtenue étant de 0,38 °/₀₀ par degré.

050 033066 4

Mook (1970) signale également ce phénomène à la suite de l'étude de la concentration en ^{18}O des pluies à Groningen. La corrélation entre la concentration en ^{18}O des précipitations et la température moyenne mensuelle a une pente de 0,22°/₀₀/°C. Mook attribue cette diminution de la pente par rapport à celle de Dansgaard à une variation saisonnière de la température, plus importante pour des stations continentales que pour les stations côtières dont s'est essentiellement servi Dansgaard pour le calcul de sa corrélation.

La moyenne interannuelle (1967-1969) (+) de la concentration en ^{18}O dans les précipitations à Thonon est de - 9,6 °/₀₀. Sur cette même période, *la moyenne de la température durant les épisodes pluvieux* (8,23°C) diffère très peu de celle de toute l'année (8,1°C), et la relation entre la température et la concentration en ^{18}O est tout à fait en accord avec celle définie plus haut (1) (figure 34).

Le facteur de variation de la concentration en ^{18}O *en fonction de la température peut donc être évalué à Thonon à* 0,55 °/₀₀/°C. Comme la température de l'air est, à un instant donné, fonction de l'altitude du point de mesure, il est donc possible de mettre en évidence la relation entre *la concentration en* ^{18}O *de la pluie et l'altitude du point de prélèvement*. Le gradient altimétrique moyen de température sur le bassin étant de 0,65°C/100 m, *le gradient altimétrique de concentration en* ^{18}O *dans les précipitations est donc de 1 δ pour 350 m*.

Calculée à partir de la station de Thonon, de celle de Vienne (AIEA) et des stations dans les Alpes du Nord citées par Siegenthaler (1970), la corrélation entre l'altitude et la concentration en ^{18}O des pluies (figure 35) donne également *un gradient de 1 δ pour 350 mètres*, donc tout à fait en accord avec le gradient théorique calculé.

(+) - *Année 1967 et 1968, B. BLAVOUX, comm. pers.*

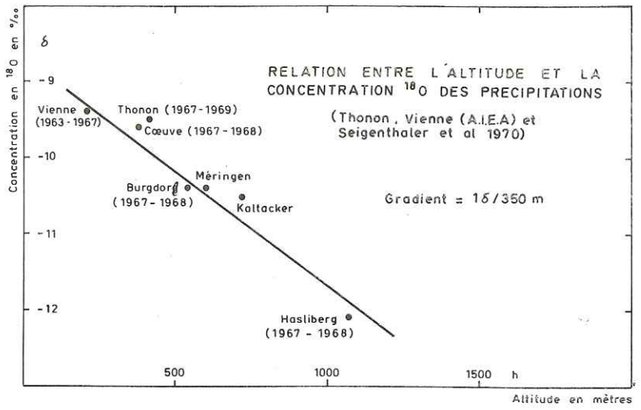


Figure : 35

Finalement, il est donc possible de déterminer l'aire d'alimentation d'un système aquifère grâce à la concentration en oxygène-18 de ses eaux.

2.4.2. - *Modèle de circulation*.

Le bassin des Blaves a servi de champ d'expérimentation pour vérifier le bien fondé des hypothèses sur la circulation des eaux dans la zone non saturée du sol et dans la zone saturée.

L'étude des crues sur le bassin (voir chapitre 2.3) a montré que pratiquement toute l'eau mise en jeu dans le système hydrologique du bassin des Blaves a connu un transit souterrain. Les études à l'échelle du mètre ayant mis en évidence l'importance du processus de mélange par dispersion des eaux lors de la circulation dans la zone non saturée, *il faut donc voir dans les eaux qui circulent, dans le bassin versant des Blaves, le résultat d'un mélange entre les eaux provenant de toutes les précipitations infiltrées.*

Nous avons donc mis au point (Hubert et al, 1970) un modèle de mélange, en postulant que *les sorties* S_n étaient une

fonction linéaire des *entrées* E_n en considérant, dans une première approximation, que le volume de la recharge était constant d'une année à l'autre.

On peut donc écrire :

$$S_n = a_o E_n + a_1 E_{n-1} + a_2 E_{n-2} + a_p E_{n-p}$$

soit sour la forme condensée :

$$S_n = \sum_{p=o}^{p=\infty} a_p E_{n-p} \qquad \text{avec} \sum_{p=o}^{p=\infty} a_p = 1$$

De plus, on a été amené à supposer l'homogénéisation des nappes à l'échelle annuelle, ce qui se traduit par la relation :

$$S_n = \alpha E_n + \lambda (1 - \alpha) S_{n-1}$$

La recharge de teneur E_n se mélange donc à la nappe homogène et de teneur S_{n-1} à la fin de l'année n-1, et ceci dans des proportions respectivement α et $1 - \alpha$, α étant un paramètre compris entre 0 et 1, que nous avons appelé *coefficient de recharge*. λ est le facteur de décroissance du tritium égal à 0,95 pour 1 an. Cela nous a conduit à prendre $a_p = \alpha (1 - \alpha)^p$, ce qui satisfait bien la condition :

$$\sum_{p=1}^{p=\infty} \alpha (1 - \alpha) p = 1$$

Finalement, et en tenant compte de la décroissance du tritium, les sorties S_n s'expriment en fonction des recharges E_n par la relation :

$$S_n = \sum_{p=o}^{p=\infty} \alpha (1 - \alpha)^p \lambda^p E_{n-p}$$

Toutes les recharges antérieures déterminent l'état de la nappe, mais cette influence est pondérée par $\alpha (1 - \alpha)^p$ *qui diminue rapidement.*

2.4.3. - *Application au bassin des Blaves.*

De 1968 à 1971, la concentration en tritium du ruisseau des Blaves à Charmoisy et à Pont des Blaves ainsi que des eaux de trois sources ou captages représentatifs des différents aquifères du bassin, a été mesurée à partir de prélèvements hebdomadaires. On a également suivi l'évolution de la concentration en tritium dans la nappe Chessy IV.

Dans le but de préciser les relations dans l'espace entre les différentes formations aquifères, la concentration en oxygène-18 a également été analysée sur la période 1970-1971.

L'examen des concentrations en tritium permet de différencier *deux types d'eaux* (Olive, 1970). L'un de ces types est lié aux *circulations superficielles* et montre des concentrations de l'ordre de la centaine d'UT et l'autre, en liaison avec *des circulations profondes*, a des teneurs de l'ordre de 10 UT. Ces deux types fondamentaux se rencontrent sur le bassin.

2.4.3.1. - LES CIRCULATIONS SUPERFICIELLES.

A l'aide du modèle de mélange (voir chapitre 2.4.2) et à partir des valeurs E_n de recharge sur le bassin (tableau 2-4-2), *il est possible de calculer les valeurs théoriques* de la concentration en tritium dans une formation aquifère *en fonction de* α, le coefficient de recharge.

Les résultats de ce calcul, pour α variant de 0,25 à 0,45 figurent sur le tableau 2-4-3. La comparaison entre *les valeurs théoriques* calculées à partir de *la recharge* issue du mélange lié au double processus d'infiltration sur le bassin, et les *valeurs mesurées* permet de vérifier la validité des hypothèses avancées sur la circulation de l'eau dans le sol.

On a pu ainsi différencier, *au sein des circulations superficielles*, trois ensembles en liaison avec les facteurs géologiques, climatiques et humains.

A) REGIME NON PERTURBE : LE RUISSEAU DES BLAVES A CHARMOISY.

Fermé à Charmoisy, le bassin des Blaves présente une superficie de 5,7 km^2, essentiellement dans le synclinal de Jouvernésinaz. Les formations quaternaires qui remplissent le synclinal alimentent le ruisseau des Blaves avec un débit moyen à l'exutoire de 85 l/s (période 1968-1970).

Du point de vue isotopique, *les apports sont sensiblement homogènes sur toute la longueur du ruisseau* comme le prouve une série de mesures effectuées à l'étiage le 30/12/68.

Les précipitations des jours ayant précédé ce prélèvement avaient les valeurs suivantes :

Date	Hauteur	Concentration en tritium
21/12/68	1,8 mm	80 UT
22/12/68	6,2 mm	80 UT
23/12/68	7,7 mm	80 UT
24/12/68	12,1 mm	80 UT
25/12/68	18,5 mm	77 UT
26/12/68	8,5 mm	80 UT
27/12/68	1,0 mm	80 UT
28/12/68	1,6 mm	80 UT

Le long du ruisseau et en fonction de l'altitude, les concentrations sont les suivantes :

Les Favrats (921 m)	233 UT
Les Fillents (824 m)	235 UT
Sous Deschelette (739 m)	234 UT
Charmoisy (623 m)	234 UT

La concentration en ^3H mesurée à Charmoisy semble donc bien représentative de celle des eaux superficielles du bassin.

Les moyennes annuelles de concentration en tritium ont été réalisées à partir de prélèvements ponctuels pour 1968 (20 mesures) et 1969 (18 mesures) et à partir d'échantillons moyens mensuels pour 1970 et bimensuels pour 1971 (tableaux 2-4-4). Les échantillons moyens ont été réalisés à partir de prélèvements hebdomadaires.

Sur le tableau ci-dessous, figurent *les concentrations moyennes annuelles mesurées* S_n *et les concentrations théoriques calculées* S'_n *avec un coefficient* α *égal à 0,35.*

Année	S_n en UT	S'_n en UT
1968	282	295
1969	256	248
1970	207	210
1971	174	183

Pour cette valeur de α, l'écart entre la valeur calculée et la valeur mesurée est compris entre 2 et 5 %. *Cet accord permet de tirer les conclusions suivantes :*

1) 35 % des eaux superficielles du bassin de Charmoisy sont renouvelées chaque année. Ce renouvellement entraine un âge moyen de l'eau à l'exutoire de 2,5 ans (+).

=-=

(+) - *L'âge moyen de l'eau peut être évalué en fonction de* α *par la relation :*

$$T = \frac{2 - \alpha}{2\alpha} \quad \textit{(Olive, 1970)}$$

2) Le volume annuel écoulé sur le bassin représentant (chapitre 2.3) 5,7 10^6 m^3, il est possible de calculer *le volume d'eau intéressé par les circulations superficielles* par la relation :

$$T = V/\frac{dv}{dt}$$

où T est le temps de résidence de l'eau dans un réservoir de volume V avec un renouvellement dv pendant le temps dt.

Ce volume peut donc être évalué à *13* 10^6 m^3, soit 2,5 10^6 m^3/km^2. Il représente une tranche d'eau de 2,5 mètres répartie sur l'ensemble du bassin. En réalité, les terrains aquifères ne représentant que 70 % de la superficie du bassin (surface d'affleurement du quaternaire), *la tranche d'eau est de l'ordre de 3 mètres.*

La structure du synclinal permet d'envisager une épaisseur de terrain quaternaire comprise entre 30 et 60 mètres, ce qui entraine un *ceofficient d'emmagasinement global compris entre 5 et 10 %.*

3) La teneur en tritium de la recharge, calculée en tenant compte du double processus de l'infiltration permet d'améliorer la définition du modèle de mélange (Hubert et al, 1970) en particulier pour les eaux de la région de Thonon. L'accord entre les valeurs mesurées et calculées confirme donc le bien fondé des hypothèses sur les circulations à la fois dans la zone non saturée (modèle de recharge) et dans la zone saturée (modèle de circulation).

B) ROLE DE LA GEOLOGIE : EAU DE TYPE ZOUZOU.

La source Zouzou est située sous le flanc nord du synclinal de Jouvernésinaz (figures 17 et 19). Le bassin topographique de cette source (0,02 km^2) permettrait un débit théorique de 0,20 l/s, or le débit est de l'ordre de 5 l/s. Il faut donc envisager une alimentation extérieure. Celle-ci ne peut provenir que du synclinal de Jouvernésinaz. Les eaux de formations quaternaires qui remplissent cette gouttière, traversent la barre de Lias du flanc nord du

synclinal à la faveur de failles orientées sensiblement nord-ouest sud-est. Sur l'emplacement de certaines de ces failles s'est d'ailleurs installé un réseau de drainage superficiel (ruisseau de Trossy et ruisseau du Lyaud), dont les eaux se perdent sur le plateau des Blaves. Le ruisseau des Blaves traverse lui-même la barre de lias par une gorge installée sur l'emplacement de l'une de ces failles.

Les concentrations en ^3H ont été mesurées de 1968 à 1971 (tableaux 2-4-5). Les concentrations moyennes annuelles ne sont pas, comme dans le cas de Charmoisy, immédiatement expliquables par le modèle de circulation avec mélange (tableau 2-4-3), avec un coefficient $\alpha = 0,35$, c'est-à-dire celui de la zone d'alimentation supposée de la source.

En comparant, tableau suivant, les concentrations en tritium dans la source Zouzou et dans le ruisseau des Blaves à Charmoisy avec les concentrations théoriques calculées avec $\alpha = 0,35$, il apparaît :

Année	Concentration en tritium		
	S'_n avec $\alpha = 0,35$ (UT)	Charmoisy (UT)	Zouzou (UT)
1966	511		
1967	381		
1968	295	282	458
1969	248	256	371
1970	210	207	298
1971	183	174	206

que les concentrations en ^3H sont toujours plus élevées dans les eaux de Zouzou que dans celles de Charmoisy. Compte tenu de l'évolution dans la concentration de la recharge depuis 1962 (tableau 2-4-2), cela signifie que *des eaux plus anciennes*, donc de concentration en ^3H plus élevée participent au mélange aboutissant à la concentration mesurée dans Zouzou.

Il est possible de concevoir le mécanisme suivant :

Chaque année, des eaux de teneur en tritium S'_n, résultant du mélange avec un coefficient $\alpha = 0,35$, sont drainées par le système de failles du flanc Nord du synclinal de Jouvernésinaz (✣). Prises dans ce réseau de drainage, elles échappent à la recharge due aux précipitations mais, *un second mélange intervient entre les impulsions annuelles de teneurs* S'_n (tableau 2-4-6).

Le schéma est donc le suivant (figure 36) :

1) A partir des recharges E_n, la relation (1) permet de calculer la concentration S'_n des eaux dans le synclinal.

$$(1) \quad S'_n = \alpha E_n + \lambda (1 - \alpha) S_{n-1}$$

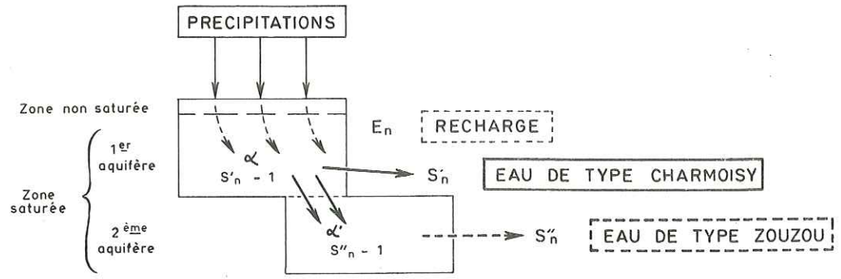
2) Les eaux de concentration S'_n deviennent *la recharge pour le second mélange* qui conduit à une concentration S''_n.

$$(2) \quad S''_n = \alpha' S'_n + \lambda (1 - \alpha') S''_{n-1}$$

Les résultats de ce second mélange, à partir d'eaux de concentration S'_n figurent sur le tableau 2-4-7. A la suite de premiers essais, il est apparu qu'il fallait pondérer *le coefficient* α' en fonction de la *hauteur de recharge annuelle*. On calcule ainsi un coefficient β tel que $\beta = \alpha \times \gamma$, γ étant lié à la recharge annuelle.

Pour que les conditions fixées au modèle soient respectées, il est évident que β *moyen durant la période d'étude doit rester égal à* α'.

(✣) - *La structure du synclinal, déversé vers le Nord, empêche un éventuel drainage vers le Sud. De plus, l'étude géologique de l'anticlinal des Monts d'Hermones ne fait pas apparaître de failles comme celles du flanc Nord du synclinal de Jouvernésinaz.*



MECANISMES DE CIRCULATION DANS LE CAS DE LA SOURCE ZOUZOU

Figure : 36

L'expression finale donnant S''_n, concentration en tritium des eaux de type Zouzou pour l'année n est donc :

$$(3) \quad S''_n = \beta\, S'_n + (1 - \beta)\, \lambda . S''_{n-1}$$

le coefficient γ a été calculé en fonction de l'infiltration hivernale de décembre à mai *(c'est-à-dire la mise en charge hivernale)* exprimée en millimètres sur le bassin des Blaves (voir chapitre 2.2) et tableau ci-après.

Année	Infiltration hivernale en mm	Coefficient γ
1965	520	1,1
1966	585	1,2
1967	340	0,7
1968	450	0,9
1969	375	0,8
1970	595	1,3
1971	420 (+)	0,9

(+) - *Données du lysimètre A.*

Les valeurs de β *pour différent* α' sont donc :

α'	0,3	0,35	0,40
Année			
1965	0,35	0,40	0,45
1966	0,40	0,45	0,50
1967	0,20	0,25	0,30
1968	0,25	0,30	0,35
1969	0,20	0,25	0,30
1970	0,45	0,50	0,55
1971	0,25	0,30	0,35
β moyen	0,3	0,35	0,40

L'expression (3) permet de calculer S''_n en fonction de β :

	Concentration en tritium en UT		
β moyen	0,3	0,35	0,40
Année			
1965	462	500	534
1966	467	491	510
1967	431	445	434
1968	381	385	371
1969	340	337	320
1970	273	265	253
1971	240	231	220

Le meilleur accord avec les concentrations mesurées est réalisé *pour* $\beta\ m = 0{,}35$, ce qui est logique étant donné la valeur de α valable pour le synclinal de Jouvernésinaz.

On a donc finalement :

Année	Teneurs mesurées S_n en UT	Teneurs calculées S''_n en UT	Ecart
1968	458	385	12 %
1969	371	337	10 %
1970	298	265	12 %
1971	206	231	11 %

L'écart observé, de l'ordre de 10 %, traduit l'erreur entraînée par les processus nécessairement imparfaits du mélange, erreur multipliée dans le cas de Zouzou par le mécanisme de mélange en cascade.

CONCLUSION.

Les analyses isotopiques permettent dans ce cas de mettre en évidence le transit isolé des précipitations par un système de failles drainantes, la géologie jouant ici un rôle essentiel. Les concentrations en ^{18}O dans les eaux de cette source confirmeront ce schéma (voir chapitre 2.4.3.1 F).

C) INFLUENCE HUMAINE : ROLE DES EXPLOITATIONS PAR POMPAGES. EXEMPLE DE LA SOURCE DE LA VERSOIE.

Les conditions d'exploitation ainsi que l'historique de l'ouvrage de captage ont déjà fait l'objet d'une description détaillée (Dray, 1970). La source exploitée est située en dehors du bassin versant des Blaves, *mais son comportement est caractéristique de la nappe superficielle des terrasses de Thonon.* De même que pour la nappe dans la zone des Blaves (Voua de la Motte, voir chapitre 2.3 et figure 2.14), la Versoie présente un minimum

piézométrique en mars, un maximum principal en juin dû à la fonte des neiges et un maximum secondaire en novembre-décembre dû aux pluies d'automne.

Les prélèvements sur cette source sont effectués depuis 1965 (tableaux 2-4-8).

En comparant les valeurs mesurées S_n aux valeurs calculées S'_n, avec $\alpha = 0{,}4$ (tableau ci-dessous) :

Année	S_n en UT	S'_n en UT	Ecart
1965	709	715	+ 0,8 %
1966	447	514	+ 15 %
1967	365	368	+ 0,8 %
1968	292	278	- 5 %
1969	235	233	- 0,8 %
1970	216	199	- 8 %
1971	198	174	- 12 %

On constate un bon accord, ce qui revient à dire que *la lame d'eau écoulée en un an comprend 40 % d'eaux de moins d'un an, 64 % d'eaux de moins de 2 ans, 78 % d'eaux de moins de 3 ans, 87 % d'eaux de moins de 4 ans, 92 % d'eaux de moins de 5 ans et 95 % d'eaux de moins de 6 ans, plus de 99 % des eaux ayant un âge inférieur à 10 ans.*

L'écart entre la valeur mesurée et la valeur calculée ne dépasse pas 15 % (écart moyen 6 %), mais il est maximum pour les années 1966, 1970 et 1971. *Il faut voir là l'influence des pompages effectués sur la nappe au point de prélèvement.* Le débit de pompage, de l'ordre de 200 m^3/jour, crée à proximité du puits, un cône de dépression qui favorise *la percolation rapide* des pluies. *Cet effet est surtout sensible en été lorsque le cône de rabattement est plus prononcé* (demande d'eau accrue, etc...) *et les terrains secs.* Si on considère la moyenne pondérée des précipitations durant le pic estival P_E (de mai à

août, voir chapitre 1.5.2, et tableau ci-dessous).

Année	1966	1967	1968	1969	1970	1971
P_E	456 UT	338 UT	282 UT	253 UT	305 UT	315 UT

Il suffit d'une contamination de 20 % provenant des précipitations estivales aux abords immédiats de l'ouvrage pour rendre compte de la majeure partie des différences entre les valeurs mesurées et calculées.

L'expression $S''_n = 0,8\ S'_n + 0,2\ P_E$ qui traduit ce phénomène donne les valeurs suivantes :

Année	S''_n (calculées) (UT)	S_n (mesurées) (UT)	Ecart
1965	715	709	+ 0,8 %
1966	502	447	+ 12 %
1967	362	365	+ 0,8 %
1968	279	292	- 2 %
1969	237	235	- 0,8 %
1970	220	216	+ 2 %
1971	202	198	+ 2 %

CONCLUSIONS.

Le coefficient de recharge *pour la zone basse du bassin* est plus grand ($\alpha = 0,4$) que *pour la zone haute* (sous-bassin de Charmoisy $\alpha = 0,35$). En effet, *les terrasses de Thonon* qui couvrent près de 70 % de la superficie du plateau des Blaves sont plus *perméables* que les *formations glaciaires traditionnelles* qui tapissent le sous-bassin de Charmoisy. Cet écart est malgré tout faible. La différence entre les perméabilités théoriques de

l'argile à blocaux plus ou moins remaniée du synclinal de Jouvernésinaz ($K \simeq 10^{-4}\ 10^{-5}$ cm/s) et des formations fluvioglaciaires des terrasses de Thonon ($K \simeq 10^{-2}\ 10^{-3}$ cm/s) devrait se refléter dans le processus d'alimentation des eaux souterraines. Or l'écart est très peu sensible : *ces terrains qui, à l'échelle du mètre ont des caractéristiques très différentes réagissent donc de façon similaire à l'échelle du bassin versant.*

D) DOUBLE ALIMENTATION : LE CAPTAGE DES BLAVES.

- L'échantillonnage sur cette source est plus réduit (tableau 2-4-9), mais la stabilité du débit durant la période d'étude laisse présager une alimentation régulière et les prélèvements réalisés sont très probablement représentatifs de la teneur moyenne annuelle (tableau ci-dessous) :

Année	Concentration en tritium en UT
1968	370
1969	311
1970	258
1971	218

Le captage des Blaves est installé à la base des terrasses de Thonon et intéresse donc *la nappe inférieure des terrasses*. Le débit moyen interannuel (1968-1971) est de 85 litres par seconde.

- De la même façon que pour la source Zouzou, les teneurs en tritium mesurées dans les eaux du captage des Blaves, ne peuvent s'expliquer directement avec le modèle de mélange (tableau 2-4-3).

La situation de la nappe du captage des Blaves dans le complexe quaternaire du plateau des Blaves explique ce phénomène. En effet, cette formation aquifère est protégée, à son toit, *par la nappe supérieure des terrasses* (eau de type Versoie), qui empêche l'alimentation directe par les précipitations. Mais *cette eau de type Versoie* contribue elle-même à l'alimentation de la nappe inférieure. Par ailleurs, l'écoulement souterrain excédentaire provenant du synclinal Jouvernésinaz transite également à la base des terrasses : ce sont *les eaux de type Zouzou*.

Les concentrations en tritium dans la formation aquifère captée aux Blaves doivent donc refléter cette double alimentation :

- alimentation par les terrasses : eaux de type Versoie.
- alimentation par le synclinal : eaux de type Zouzou.

Concentration en tritium en UT			
Année	Eau de type Versoie (+) $\alpha = 0,4$	Zouzou	Captage des Blaves
1968	278	458	370
1969	233	371	311
1970	199	298	258
1971	174	206	218

(+) - *Afin d'éliminer l'influence du pompage sur la Versoie, les valeurs retenues pour cette eau sont celles calculées à partir de $\alpha = 0,4$ et non celles mesurées au captage.*

Dans l'hypothèse d'une participation égale de chaque type d'eau : 50 % d'eau de type Versoie et 50 % d'eau de type Zouzou, la corrélation entre la teneur en tritium mesurée et calculée est correcte :

Année	Valeur mesurée S_n en UT	Valeur calculée S'_n en UT
1968	370	368
1969	311	302
1970	258	249
1971	218	190

mais cela suppose des conditions hydroclimatologiques identiques de 1968 à 1971. Or, ceci n'a pas été le cas, il suffit de comparer les pluviomètries :

Années	Précipitations en mm
1968	1 202
1969	837
1970	1 083
1971	669

Si dans des conditions optimums, *la nappe superficielle étant en charge à la suite de fortes précipitations* (cas de 1968), la participation de chacun des types d'eau est égale, *en cas de déficit pluviomètrique la participation de l'eau ayant le temps de renouvellement le plus long sera plus importante*. En effet, une telle eau est moins sujette à des variations de débit dues aux conditions extérieures. Il est ainsi possible de déterminer les rapports suivants :

Année	Eau type Versoie	Eau type Zouzou
1968	0,5	0,5
1969	0,4	0,6
1970	0,45	0,55
1971	0,3	0,7

La corrélation entre la valeur calculée et la valeur mesurée est alors meilleure :

Année	Concentration en tritium en UT		Ecart
	Valeur mesurée S_n	Valeur calculée S'_n	
1968	370	368	- 0,5 %
1969	311	316	+ 1,5 %
1970	258	254	- 1,6 %
1971	218	197	- 9,6 %

CONCLUSION.

Le modèle de mélange ne rend compte que de la dynamique *de formations aquifères unitaires* à une certaine échelle d'espace : nappe superficielle à l'échelle d'une portion de bassin ou rivière à l'exutoire à l'échelle du bassin versant entier. A une échelle d'investigation plus fine, il faut tenir compte, en plus, de la situation géologique. *Malgré tout, le phénomène peut toujours se décomposer en une somme de processus élémentaires dont la dynamique peut être précisée et qui permet de reconstituer l'ensemble.*

Ainsi, on peut considérer que les eaux du captage des Blaves proviennent d'un mélange entre 40 % d'eau en provenance de

la nappe superficielle du plateau et 60 % d'eau en provenance du synclinal de Jouvernésinaz :

	Concentration en tritium			
	Eau type Versoie	Eau type Zouzou	Mélange	Captage des Blaves
Moyenne 1968-1971	221 UT	333 UT	288 UT	289 UT

E) RUISSEAU DES BLAVES A L'EXUTOIRE : SCHEMA GENERAL DE CIRCULATION.

En considérant le bassin des Blaves comme une unité, *dans un premier temps,* les concentrations en ^3H dans l'exutoire (tableaux 2-4-10) s'expliquent par le modèle avec un coefficient $\alpha = 0,375$, ce qui est logique compte tenu du coefficient de la zone haute ($\alpha = 0,35$) et de la zone basse ($\alpha = 0,4$).

Année	Concentration en tritium	
	S_n en UT	S'_n en UT avec $\alpha = 0,375$
1968	286	288
1969	235	241
1970	252	205
1971	205	178

Mais en réalité, le ruisseau des Blaves à l'exutoire reflète chacun des types d'alimentation déjà cités :

a) Alimentation directe par le ruisseau des Blaves en provenance du synclinal de Jouvernésinaz : *ce sont les eaux de type Charmoisy.*

b) Participation d'eau souterraine de type Zouzou par le biais de *la nappe du captage des Blaves.*

c) Participation d'eau de la nappe superficielle du plateau des Blaves : *ce sont les eaux de type Versoie.*

Sur le tableau ci-après, figurent les concentrations en tritium dans ces divers types d'eau.

Année	Concentration en tritium en UT			
	Charmoisy S_n	Versoie S'_n avec $\alpha = 0,4$	Blaves captage S_n	Blaves exutoire S_n
1968	282	278	370	286
1969	256	233	311	235
1970	207	199	258	252
1971	174	174	218	205

Le débit moyen interannuel (1968-1970) du ruisseau des Blaves à l'exutoire est de 174 l/s et celui à Charmoisy est de 85 l/s, ce dernier représente donc 50 % de l'écoulement superficiel à l'exutoire. Le reste est fourni par *la nappe superficielle du plateau* (eau de type Versoie) et, à proximité de l'exutoire par *la nappe inférieure* (eau de type captage des Blaves). La participation de la nappe inférieure peut devenir prépondérante lors d'étiages importants (été-automne 1970, hiver 70-71 et année 1971, voir chapitre 2.2), en effet, son débit est moins sujet aux variations dues au climat.

La répartition des divers types d'eaux en fonction des paramètres climatologiques peut donc s'établir ainsi :

Année	Eau type Charmoisy	Eau type Versoie	Eau type captage des Blaves
1968	50 %	45 %	5 %
1969	50 %	40 %	10 %
1970	50 %	10 %	40 %
1971	50 %	5 %	45 %

Finalement, à partir de l'ensemble de ces données, la comparaison entre les valeurs calculées et mesurées montrent un écart de l'ordre de 2 %.

Année	Concentration en tritium	
	S_n mesurée	S''_n calculée
1968	286 UT	285 UT
1969	235 UT	252 UT
1970	252 UT	227 UT
1971	205 UT	195 UT
MOYENNE 1968-1971	244 UT	240 UT

F) RELATIONS SPATIALES ENTRE LES DIVERSES FORMATIONS AQUIFERES : APPORTS DES DONNEES ISOTOPIQUES EN OXYGENE.

La concentration en oxygène-18 a été mesurée de 1970 à 1971 dans les eaux du bassin des Blaves. Les concentrations moyennes obtenues figurent sur le tableau ci-après :

	Altitude du point de prélèvement en m	Concentration en ^{18}O en °/₀₀
Chessy IV	550	- 9,4
Versoie	460	- 9,6
Captage des Blaves	590	- 9,8
Zouzou	620	- 10,0
Charmoisy	630	- 10,5

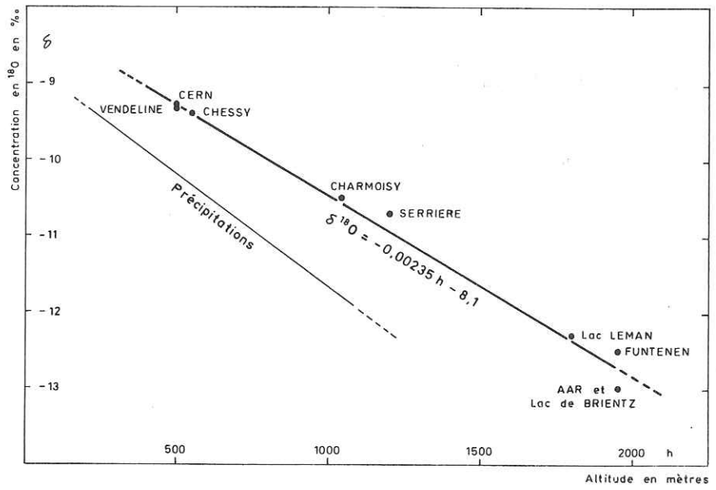
L'altitude moyenne du bassin d'alimentation de certaines de ces eaux peut être établie directement : 1 040 mètres pour le bassin de Charmoisy (voir annexe 2.1) et 550 mètres pour la nappe Chessy IV. Afin de préciser *la relation entre l'altitude moyenne du bassin d'alimentation et la concentration en ^{18}O des eaux infiltrées sur ce bassin*, diverses valeurs obtenues dans les Alpes du Nord ont été utilisées (tableau ci-dessous) :

		Concentration en ^{18}O en °/₀₀	Altitude moyenne du bassin d'alimentation en mètre
CERN	(rapport interne CERN MG/61/Rev. 1972)	- 9,3	500
Vendeline	(Siegenthaler et al, 1970)	- 9,3	500
Serrière	(Burger et al, 1971)	- 10,7	1 200
Lac Léman	(Fontes et al, 1970)	- 12,3	1 800
Funtenen	(Siegenthaler et al, 1970)	- 12,5	≃ 1 950
Aar et Lac de Brienz	(Siegenthaler et al, 1970	- 13	≃ 2 000

On obtient ainsi (figure 37) la relation suivante :

$$\delta\ ^{18}O = -\ 2{,}35\ 10^{-3}\ h\ -\ 8{,}1$$

où h est l'altitude moyenne du bassin d'alimentation. Cette équation correspond à un gradient de 1 $\delta\ ^{18}O$ pour environ 400 mètres de variation altimétrique, valeur très proche de celle calculée à partir des mesures thermomètriques (voir chapitre 2.4.1).



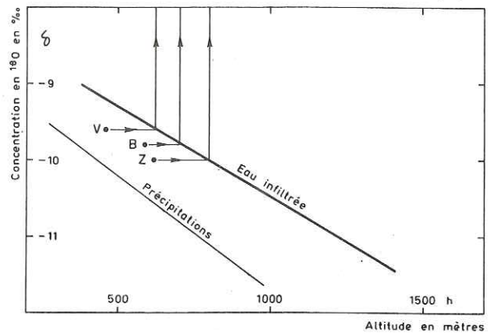
RELATION ENTRE LA CONCENTRATION ^{18}O DES EAUX INFILTREES ET L'ALTITUDE CONNUE DU BASSIN D'ALIMENTATION

Figure : 37

A partir de cette relation, il est aisé de déterminer l'altitude moyenne de l'aire d'alimentation d'une source ou d'une nappe aquifère dont la concentration moyenne en ^{18}O est connue. La figure 38 illustre cette détermination dans le cas de la source de la Versoie, de la nappe du captage des Blaves et de la source Zouzou.

Les hypothèses concernant la participation importante des eaux du synclinal de Jouvernésinaz dans celles de Zouzou et par conséquent dans la nappe du captage des Blaves sont donc vérifiées. De plus, la source de la Versoie, avec une aire d'alimentation située

en moyenne à 630 m, est donc bien représentative de la nappe superficielle du plateau dont l'altitude moyenne est de 660 mètres (✦).



DETERMINATION A L'AIDE D'^{18}O DE L'ALTITUDE INCONNUE D'UN BASSIN D'ALIMENTATION

(V = Versoie , B = Captage des Blaves , Z = Zouzou)

Figure : 38

Par ailleurs, il apparaît que les teneurs en ^{18}O dans les précipitations sont systèmatiquement plus faibles que celles de l'eau infiltrée à la même altitude, *le décalage étant de l'ordre de 0,8 °/₀₀.*

On vérifie donc à l'échelle du bassin versant l'enrichissement de l'ordre de 0,5 à 1 °/₀₀ dû au transit dans la zone non saturée et aux phénomènes complexes qui l'accompagnent mis en évidence dans nos expériences lysimètriques.

G) CONCLUSION : BILAN REEL DU BASSIN DES BLAVES. APPORT DES MESURES ISOTOPIQUES.

Outre la confirmation des hypothèses avancées quant au mécanisme de l'infiltration, l'accord entre les valeurs calculées et mesurées de la concentration en tritium dans les eaux du bassin permet d'envisager, sous cet aspect différent, la notion de bilan.

(✦) - *L'examen des concentrations mesurées sur le bassin montre enfin que l'hypothèse d'une participation notable d'eaux profondes provenant des Préalpes du Chablais peut être rejetée. En effet, l'altitude moyenne du massif étant de 1 500 mètres, ces eaux auraient une concentration en ^{18}O moyenne comprise entre - 11,5 et - 12 °/₀₀, valeurs qui n'apparaissent pas dans les eaux du bassin.*

Il est possible d'apprécier en effet les parts respectives de *l'écoulement de surface* et de *l'écoulement souterrain* et de différencier dans ce dernier *les circulations superficielles et les circulations profondes.*

De plus, *la notion de réserves, au sens large, c'est-à-dire du volume d'eau existant dans le sol et qui se renouvelle à la suite des recharges annuelles, peut être évaluée quantitativement.* On obtient ainsi une valeur réelle du *coefficient d'emmagasinement.*

1) *Ecoulement de surface :* il représente 5,5 10^6 m^3 par an. La méthode de séparation isotopique des composants de l'hydrogramme a permis d'évaluer à moins de 5 % la participation, dans cet écoulement, du ruissellement superficiel direct ; *on peut la négliger dans une première approximation.*

2) *Ecoulement souterrain capté. Sur l'ensemble du bassin,* il représente un volume annuel de 3,9 10^6 m^3.

3) *Ecoulement souterrain non capté.* Généralement, ce terme ne peut être apprécié sur *un bassin parfaitement individualisé,* que par différence entre *l'écoulement observé, l'évapotranspiration évaluée et les précipitations ; l'analyse isotopique nous permet de préciser cette évaluation.*

Le sous-bassin de Charmoisy ne bénéficiant d'aucun apport autre que les précipitations et dont la dynamique générale est clairement expliquée à l'aide du modèle de mélange (voir chapitre 2.5.2.1 A) a permis *d'évaluer à 9,8 10^6 l'écoulement global annuel qui alimente le plateau des Blaves, en provenance du synclinal de Jouvernésinaz :* 2,7 10^6 m^3/an passent par *le ruisseau des Blaves,* 2,2 10^6 m^3/an alimentent la nappe superficielle du plateau par l'intermédiaire *des ruisseaux de Trossy et du Lyaud* et enfin, 4,9 10^6 m^3/an, correspondant à *l'écoulement souterrain excédentaire* dans le synclinal de Jouvernésinaz, transitent, à la faveur du réseau de failles drainantes, vers le plateau des Blaves.

La nappe inférieure des terrasses (captage des Blaves) est alimentée pour *40 % par la nappe superficielle* et pour *60 % par les venues souterraines du synclinal (voir chapitre 2.5.2.1 D). Il faut donc envisager un apport de l'ordre de 3,3 10^6 m^3/an en provenance de la nappe superficielle du plateau des Blaves.*

Il est possible maintenant de préciser *le bilan de la nappe superficielle* du plateau des Blaves :

Entrées :

- précipitations 6,2 10^6 m^3/an.
- ruisseau des Blaves à Charmoisy 2,7 10^6 m^3/an.
- alimentation de la nappe superficielle 2,2 10^6 m^3/an.

TOTAL 11,1 10^6 m^3/an

Sorties :

- évapotranspiration 2,0 10^6 m^3/an.
- ruisseau des Blaves à l'exutoire 5,5 10^6 m^3/an.

TOTAL 7,5 10^6 m^3/an

L'excédent est donc de 11,1 - 7,5 = 3,6 10^6 m^3/an. Il est en bon accord avec les résultats isotopiques sur la nappe du captage des Blaves.

Le bilan réel sur *le plateau des Blaves* (5,4 km^2) est donc :

Entrées en 10^6 m^3/an		Sorties en 10^6 m^3/an	
Précipitations	6,2	- Evapotranspiration	2,0
- Ruisseau des Blaves à Charmoisy	2,7	- Ruisseau des Blaves à l'exutoire	5,5
- Apport superficiel	2,2	- Captage dans les eaux souterraines (débit mesuré)	3,5
- Apport profond	4,9		
TOTAL 17 10^6 m^3/an		TOTAL 11 10^6 m^3/an	

Le bilan montre donc un excédent de 6 10^6 m^3/an, ce qui, pour l'ensemble du bassin, correspond à *un débit disponible de 375 10^3 m^3/an/km^2.*

Le volume annuel qui transite dans la nappe du captage des Blaves est d'environ 8,2 10^6 m^3/an (3,3 10^6 en provenance de la nappe superficielle du plateau et 4,9 10^6 venant du synclinal de Jouvernésinaz). Les captages aménagés dans cette formation ne fournissent qu'un débit moyen de 3,5 10^6 m^3 par an. *On peut en conclure que près de 60 % de l'eau circulant dans ce système échappe au réseau de drainage mis en place pour l'alimentation de Thonon.*

Le coefficient d'emmagasinement dans le fluvioglaciaire des terrasses de Thonon, *calculé à la suite des essais de pompage* sur la source de la Versoie, est d'environ 5 %. *L'étude isotopique des eaux du bassin permet de calculer directement ce coefficient.* En effet, la relation $T = \frac{V}{dV/dt}$ où T est le temps de résidence de l'eau en année et dV le volume des entrées ou sorties annuelles, nous permet d'évaluer le volume d'eau de la nappe des Blaves.
T peut être évalué à 2,5ans et dV à 8,2 10^6 m^3. *V est donc de l'ordre de 20 10^6 m^3.* Ce volume représente sur la superficie de 5,4 km^2 du plateau une tranche d'eau de près de 4 mètres. L'épaisseur moyenne des terrasses de Thonon étant évaluée entre 30 et 40 mètres, *le coefficient d'emmagasinement global S est donc de l'ordre de 7,5 % à 10 %.*

Les termes supérieurs des terrains quaternaires couvrent une superficie d'environ 12 km^2 sur l'ensemble du bassin avec une épaisseur moyenne estimée à environ 30 mètres : *le volume d'eau disponible qu'ils contiennent, compte tenu de cette valeur du coefficient d'emmagasinement serait donc de l'ordre de 30 à 35 10^6 m^3 d'eau.*

Par ailleur, *le coefficient de recharge* α sur le bassin est compris entre 0,35 et 0,4, c'est-à-dire qu'en moyenne 38 % du volume des réserves telles qu'elles ont été définies, est renouvelé chaque année. Le volume d'eau qui transite annuellement dans le bassin peut être évalué à 15 10^6 m^3, ce qui, compte tenu de l'âge moyen de l'eau, correspond à un volume de réserve de 33 10^6 m^3.

L'accord entre le résultat de ces deux différentes déterminations permet de vérifier la validité des hypothèses sur le rôle du Quaternaire superficiel sur le bassin.

2.4.3.2. - LES CIRCULATIONS PROFONDES.

Le sondage de Chessy (Blanc et al, 1969) a mis en évidence 2 nappes profondes dans les formations quaternaires du bassin de Thonon (voir chapitre 2.1). L'équipement de ce forage ne permet actuellement de suivre que la nappe Chessy IV. La formation aquifère a été recoupée, lors de la réalisation du sondage, à - 68 m et le niveau statique est situé en moyenne à 23 mètres sous la surface du sol. La nappe est donc artésienne avec une charge de l'ordre de 4 atmosphères.

Le bilan sur le bassin des Blaves, montre qu'une réalimentation de ces eaux profondes est possible. La perméabilité théorique de la moraine du Würm A, qui forme le mur des terrasses de Thonon, est de 10^{-6} cm/s, *soit de l'ordre de la centaine de millimètres par an*. Cette valeur est du même ordre que l'excédent du bilan sur le bassin expérimental des Blaves.

A) ETUDE PIEZOMETRIQUE.

Les variations piézométriques de la nappe Chessy IV sont suivies depuis octobre 1967. Deux types de variations peuvent être mises en évidence (figure 39) :

- L'une, en liaison avec les variations de la pression atmosphérique, entraîne des fluctuations de l'ordre du centimètre. Ce type de variation est bien connu dans le cas des nappes artésiennes dont le niveau monte lors du passage d'une dépression.

- Le second type de variation a une période pluriannuelle et une amplitude de l'ordre de 0,5 mètres. On constate une évolution du même type sur les sondages d'Evian dont le niveau est mesuré depuis 1963.

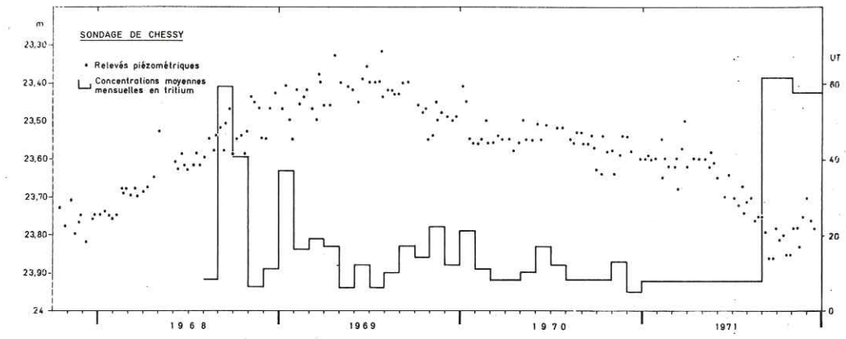


Figure : 39

La comparaison entre cette évolution piézométrique et celle de la pluviométrie est intéressante. A la suite d'une suggestion de Mr Degallier, on a comparé les variations piézomètriques de la nappe avec le cumul des écarts à la moyenne des précipitations $\Sigma P_i - \bar{P}$.

Sur la figure 40 sont portés *les niveaux piézomètriques moyens mensuels de 1967 à 1972*, ainsi que l'évolution de la fonction $\Sigma P_i - \bar{P}$ à l'échelle mensuelle depuis 1966.

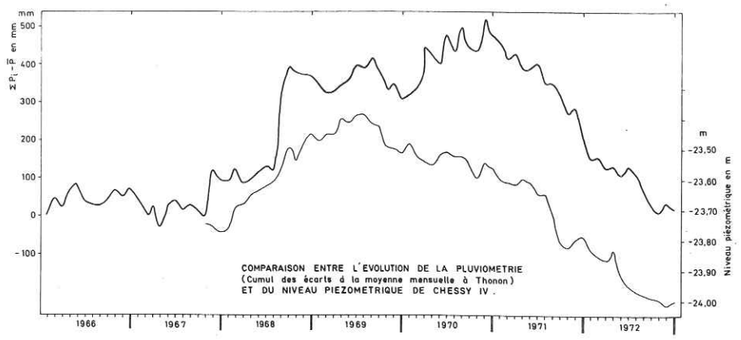


Figure : 40

La similitude de ces deux courbes montre l'étroite dépendance entre le niveau de la nappe et la pluviomètrie. *L'étude isotopique montre que cette relation est essentiellement liée à des phénomènes de mise en charge.*

B) ETUDE ISOTOPIQUE.

Les premiers résultats (Blanc et al, 1969) montraient une similitude avec l'eau d'Evian (Fontes et al, 1967). En effet, la concentration en tritium était faible (25 ± 2 UT et 30 ± 9 UT les 5 et 12 juillet 1967) et du même ordre que celle des eaux minérales d'Evian (5 ± 3 et 21 ± 14 UT les 6 et 24 juillet 1967). Les résultats depuis août 1968 (tableau 2-4-11 et figure 39) permettent de préciser cette première constatation et mettent en évidence un phénomène particulier.

A côté de valeurs très faibles, comprises entre 5 et 10 UT, qui constituent le niveau normal d'activité de la nappe, on observe une série de signaux dont les valeurs sont aux environs de 20 UT avec des pointes à 40 UT et même 60 UT.

Dans un premier temps, on constate une liaison entre la pluviomètrie et la concentration en tritium :

- En été, à la suite de précipitations très importantes, (août et septembre 1968), ou d'orages très violents (juin 1969, juin et juillet 1970) (voir annexe 1.1.).

- A la fin de l'automne, lorsque les précipitations redeviennent excédentaires à l'évapotranspiration.

Dans ces deux cas, *la teneur en tritium croît apparemment indépendamment de la piézométrie.* Il semble donc s'agir d'une contamination de la nappe par des eaux superficielles, la perturbation introduite dans le terrain par le forage pouvant jouer un rôle important dans ce phénomène.

2.5. - *CONCLUSION GENERALE DE L'ETUDE A L'ECHELLE KILOMETRIQUE.*

Après avoir déterminé quantitativement et qualitativement la recharge annuelle sur le bassin, le but était de chiffrer le volume d'eau intéressé par les circulations d'eau superficielle ou profonde.

1) *La recharge annuelle*, définie comme la quantité d'eau disponible pour l'écoulement, peut être évaluée à $0,9\ 10^6\ m^3/an/km^2$ sur le bassin versant des Blaves (période 1968- 1970) de 16 km^2.

Du point de vue qualitatif, la recharge résulte d'un *mélange* où la participation des eaux de pluies de décembre à mai est prépondérante.

L'étude de la concentration en oxygène-18 dans les précipitations à Thonon et dans les eaux du bassin des Blaves a permis de fixer la relation entre la teneur de l'eau infiltrée et l'altitude à $\delta\ ^{18}O = -2,35\ 10^{-3}\ h - 8,1$ *vérifiant ainsi à l'échelle du bassin le phénomène d'enrichissement en* ^{18}O *de la recharge par rapport aux précipitations.*

2) *Les circulations superficielles.*

L'accord entre les teneurs en ^3H *mesurées* dans les eaux du bassin et celles *calculées* grâce *à un modèle de mélange*, à partir des recharges annuelles évaluées précédemment, vérifie la validité du calcul de la recharge et des hypothèses qui l'accompagnent :

- Détermination de la recharge à partir de l'infiltration potentielle.

- Participation pour 80 % des eaux de pluie de l'année dans la recharge annuelle.

- Homogénéisation à l'échelle de l'année, des teneurs en tritium dans la zone non saturée.

A la suite de cette étude isotopique, il a été possible de réaliser le bilan sur le bassin et, compte tenu de l'âge moyen proche de 2 ans de ses eaux, de chiffrer les réserves à 35 10^6 m^3 dont plus de 15 % par an échappent au système par la voie de l'écoulement souterrain non capté.

L'évaluation de ces réserves permet de plus de fixer entre 7,5 et 10 % le coefficient d'emmagasinement moyen des formations quaternaires superficielles.

3) *Les circulations profondes.*

Le temps de renouvellement des eaux profondes est supérieur à 20 ans, car leur concentration en ^3H est, dans des conditions normales, inférieure à la limite de détection des appareils. L'étude isotopique de ces eaux met en évidence les difficultés de prélèvement dans les sondages profonds et les dangers de pollution qui les accompagnent.

L'étude des variations piézométriques montrent que les phénomènes de mise en charge de ces nappes profondes sont liés à une évolution pluriannuelle des précipitations.

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o

o-o-o-o-o-o-o

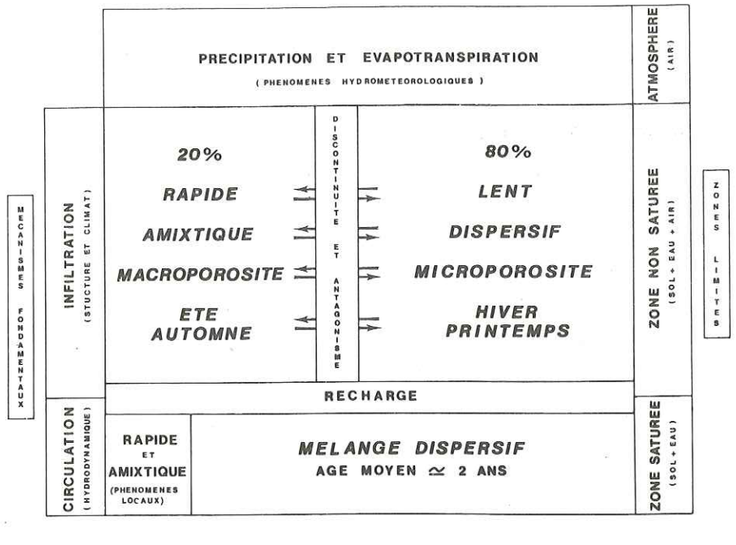
CONCLUSIONS

CONCLUSIONS

L'étude isotopique de l'infiltration a été développée depuis 5 ans au C.R.G. de Thonon. Ce travail a été mené parallèlement avec une étude systématique des paramètres hydrométéorologiques classiques dont on peut résumer ainsi les valeurs moyennes annuelles :

Thonon (385 m)	Pluviométrie	1 000 mm
	Température	8,6°C
	Humidité	77 %
	Evapotranspiration réelle	400 mm
Bas-Chablais (400 à 1 500 m)	Gradient pluviométrique	(+) 0,6 mm/m
	Gradient thermométrique	(-) 0,65°/100 m
	Gradient d'évaporation	(-) 0,2 mm/m
	Débit spécifique	11 l/s/km^2 (≃ 350 mm)

Plusieurs centaines d'analyses isotopiques de ^{3}H et ^{18}O dans les précipitations, les eaux de la zone non saturée (lysimètres et carotte), les eaux superficielles et souterraines de la région de Thonon ont permis de préciser certains mécanismes qui régissent la dynamique de l'eau dans le sol. Le tableau suivant résume l'essentiel des résultats :



On constate que :

1) Les mécanismes fondamentaux sont cohérents aux niveaux métriques et kilométriques. Deux processus, en effet, coexistent aussi bien au cours du transfert à travers la zone non saturée (infiltration) qu'à travers la zone saturée (circulation). La différence essentielle entre ces processus repose sur leurs temps de réaction. L'un de ces mécanismes est lent, il rend compte de 80 % du phénomène dans la zone non saturée et la quasi totalité dans la zone saturée où il entraîne un âge moyen de l'eau de l'ordre de 2 ans. Le second est plus rapide, environ 20 % de l'eau qui transite dans la zone non saturée le fait en moins d'un mois, grâce à la macroporosité du sol. Dans la zone saturée, un transit rapide peut également avoir lieu à la faveur de situations locales particulières (drains d'écoulement préférentiels, pompages, etc...).

2) Les mouvements de l'eau dans le sol sont associés à des phénomènes de mélange, tant dans la zone non saturée que dans les nappes superficielles. Il en résulte l'homogénéisation à 80 % de l'eau à l'échelle de l'année quelle que soit l'échelle d'espace que l'on considère.

3) L'existence de zones limites entre les différents ensembles de l'hydrosphère : atmosphère-zone non saturée-zone saturée, est à l'origine de modifications dans la qualité de l'eau lors de son transfert d'un ensemble à l'autre. Ainsi par exemple l'eau infiltrée se trouve enrichie de 0,5 à 1°/$_{oo}$ en ^{18}O par rapport aux précipitations.

La connaissance de ces mécanismes fondamentaux associée à celle des paramètres hydrométéorologiques classiques nous a permis de réaliser un bilan sur le Bas-Chablais (figure 41). Les volumes d'eau annuels disponibles pour la consommation peuvent être évalués à :

Ecoulement de surface	*≃ 350 10^3 m^3/km^2*
Ecoulement souterrain superficiel	*≃ 290 10^3 m^3/km^2*
Ecoulement souterrain profond	*≃ 175 10^3 m^3/km^2*

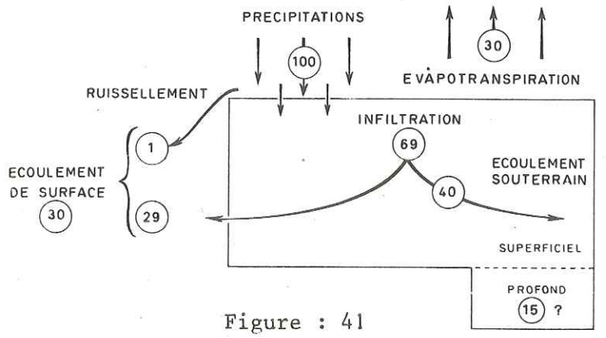


Figure : 41

Bilan global sur le Bas-Chablais,
les résultats sont exprimés en %
des précipitations moyennes

Notons que ces eaux sont différemment menacées par la pollution. Ainsi, l'écoulement de surface est d'ores et déjà plus ou moins condamné et l'écoulement souterrain superficiel est menacé par les rejets industriels. L'espoir réside donc dans les circulations souterraines profondes et l'un des objectifs de l'hydrogéologie moderne devrait être l'étude du renouvellement de l'eau dans ces formations aquifères. Les techniques isotopiques peuvent, à notre avis, contribuer grandement à ces études.

Le mouvement de l'eau dans le sous-sol est déterminé par le système de forces gravitaires, capillaires, chimiques, etc..., auquel elle est soumise. Ce mouvement tend à minimiser l'énergie totale du système constitué par le terrain, l'eau et l'air qui y coexistent. Ces forces et les énergies afférentes à ces forces sont diversement accessibles à nos mesures, si bien que l'étude expérimentale de ces différents facteurs pris un à un ne peut aboutir. Mais plus que les problèmes techniques posés par telle ou telle mesure, c'est le principe même de l'étude parcellaire d'un phénomène qui doit être mis en cause.

La connaissance rationnelle de la dynamique des eaux dans le sous-sol nécessite de se donner les moyens d'atteindre l'interdépendance espace-temps qui existe réellement, c'est-à-dire d'intégrer, au niveau étudié, les échelles spatiales et temporelles. L. GLANGEAUD (1970) a particulièrement insisté sur l'importance de cette démarche dans le raisonnement scientifique. Les techniques isotopiques permettent cette intégration. Ainsi, grâce au tritium, la durée réelle des processus peut être mesurée, ce qui permet donc de pouvoir comparer des phénomènes qui le sont réellement. Dans le cas étudié ici, il permet le transfert de l'échelle métrique à l'échelle kilométrique.

Par l'utilisation conjointe du tritium et de l'oxygène-18, deux éléments fondamentaux dans la dynamique des eaux dans la zone non saturée ont pu être mis en évidence : la discontinuité des phénomènes et leur antagonisme.

La discontinuité apparaît à la fois dans le temps : les mécanismes sont différents en été-automne et en hiver-printemps ; et dans l'espace : l'eau circule essentiellement dans la macroporosité du sol dans un cas et dans la microporosité dans l'autre.

Durant le processus d'infiltration rapide, l'eau qui transite, essentiellement de l'eau gravifique, se mélange très peu à l'eau de rétention présente dans le sol. Nous avons qualifié ce processus d'amixtique, par opposition au processus d'infiltration lent durant lequel le phénomène dominant est un mélange dispersif. Sauf aux périodes de passage d'un mécanisme à l'autre, les deux processus ne peuvent avoir lieu simultanément.

Enfin, sous un climat tempéré humide comme celui de Thonon, le mécanisme lent et dispersif domine largement. Ce rapport peut malgré tout se modifier si on fait varier des paramètres comme la géologie ou les conditions climatiques. Des expériences en cours sur des cases lysimètriques et des bassins versants expérimentaux en Sicile et dans le Sud de l'Espagne compléteront ce schéma.

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o
o-o-o-o-o-o-o

TABLEAUX HORS-TEXTE

STATION DE THONON C.R.G.

Bilan mensuel du lysimètre A

(Les résultats sont exprimés en mm)

1968	P							97	245	148	59	72	76		
	Q							43	184	136	58	74	72		
	D							54	61	12	1	0	4		
1969	P	51	52	84	101	85	104	66	95	34	5	123	37	837	
	Q	36	47	77	69	39	10	4	0	0	0	96	30	408	
	D	15	5	7	32	46	94	62	95	34	5	27	7	429	
1970	P	83	117	81	161	52	131	36	138	26	69	163	26	1 083	
	Q	81	117	56	141	16	44	2	30	5	29	159	26	706	
	D	2	0	25	20	36	87	34	108	21	40	4	0	377	
1971	P	65	25	97	36	76	99	20	80	34	39	91	7	669	
	Q	58	29	92	5	15	24	1	1	1	0	51	5	282	
	D	7	(+ 4)	5	31	61	75	19	79	33	39	40	2	387	

P = Précipitation.

Q = Ecoulement.

D = P - Q.

Tableau : I-3-3

EAU DISPONIBLE POUR L'ECOULEMENT EN MILLIMETRES A THONON

Année	Turc annuel	Coutagne	Thornwhaite		Turc		Primault		Lysimètre A
			I_p	I_r	I_p	I_r	I_p	I_r	
1966	492	506	491	360	489	329	561	459	
1967	477	489	453	368	445	303	511	389	
1968	729	766	657	646	656	632	725	718	(840)
07/68 au 12/68			366	355	398	382	*468*	461	*565*
1969	385	387	390	252	372	213	*394*	299	*408*
1970	563	585	617	449	594	412	*673*	533	*706*
1966-1970	529	547	522	415	511	378	573	479	

I_p = Infiltration potentielle.

I_r = Infiltration réelle.

Tableau : 1-4-1

LYSIMETRE B

Expérience 1970

Bilan en nanocurie

Date	E_i	ΣE	ΣS	A_i	$\Sigma S/A_i$	$\Sigma SQ/A_i$	$\Sigma SE_v/A_i$
03/70	4,428	4 428	194,294	2 731,581	0,071	0,067	0,004
05	3,211	36,539	635,811	2 739,108	0,232	0,141	0,091
07	3,936	40,475	879,319	2 718,392	0,323	0,150	0,173
09	4,920	45,395	1 047,911	2 698,846	0,388	0,155	0,233
11	4,428	49,823	1 392,803	2 678,985	0,520	0,241	0,279
01/71	3,936	53,759	1 820,649	2 658,810	0,685	0,375	0,310
03	3,936	57,695	2 144,982	2 638,817	0,813	0,475	0,338
05	3,444	61,139	2 310,359	2 618,512	0,882	0,501	0,381
07	3,444	64,583	2 411,287	2 598,389	0,928	0,520	0,408
09	3,444	68,027	2 482,696	2 578,447	0,963	0,526	0,4370
11	3,936	71,963	2 559,580	2 559,117	1,000	0,539	0,461
01/72	4,428	76,391	2 644,630	2 540,573	1,040	0,570	0,470

A_o = 2 751,920 nCi

$A_i = \lambda_2 (A_i - 1) + E_i$

E_i = Entrées du mois i

SQ = Sorties par drainage

SE_v = Sorties par evapotranspiration

Tableau : 1-5-8

LYSIMETRE B

Expérience 1968

Bilan en nanocurie

Date	E_i	ΣE	ΣS	A_i	$\Sigma S/A_i$	$\Sigma SQ/A_i$	$\Sigma SE_v/A_i$
13/2 au 28/2	32,5	1 111,5	53,4	1 111,5	0,048	0,048	-
03/68	31,5	1 143	119,9	1 137,5	0,105	0,105	-
04/68	111,5	1 254,5	375,3	1 243,3	0,302	0,228	0,074
05/68	94,7	1 349,2	894,4	1 331,8	0,672	0,541	0,131
06/68	113,7	1 462,9	1 198,1	1 438,8	0,833	0,686	0,147

A_o = 1 079 nCi

$A_i = \lambda (A_i - 1) + E_i$

E_i = Entrées du mois i

SO = Sorties par drainage

SE_v = Sorties par évapotranspiration

Tableau : 1-5-9

TENEURS MENSUELLES EN TRITIUM

DES PRECIPITATIONS A THONON (C.R.G.)

1966-1968

	1966		1967		1968	
Mois	UT	mm	UT	mm	UT	mm
1	220	74	120	47	68	72
2	194	120	167	51	190	107
3	78	57	205	84	267	36
4	200	120	394	20	382	89
5	310	93	328	140	286	101
6	585	33	450	90	350	99
7	668	73	420	51	295	97
8	339	72	202	94	248	245
9	204	83	187	68	123	148
10	187	106	85	59	95	59
11	132	60	88	204	73	72
12	109	101	66	55	125	76
	Moyenne UT 247	Total 992	Moyenne UT 213	Total 963	Moyenne UT 217	Total 1201

Tableau : 1-5-10

TENEURS MENSUELLES EN TRITIUM

DES PRECIPITATIONS A THONON (C.R.G.)

1969-1971

Mois	1969		1970		1971	
	UT	mm	UT	mm	UT	mm
1	112	51	99	83	127	65
2	135	52	102	117	96	25
3	272	84	177	81	209	96,5
4	264	101	209	161	349	36,5
5	250	85	376	52	362	75,5
6	333	104	372	131	380	99
7	263	66	271	36	318	20,5
8	161	95	223	138	190	80
9	201	34	150	26	178	33,5
10	198	5	134	69	106	39,5
11	90	123	71	163	123	91,5
12	80	37	105	26	109	6,5
	Moyenne UT 206	Total 837	Moyenne UT 189	Total 1 083	Moyenne UT 228	Total 669

Tableau : 1-5-10

LYSIMETRE A

1968

Mois	Sorties en millimètres	Concentration en tritium (UT)
07	43	-
08	184	(363)
09	136	268
10	58	249
11	74	200
12	72	116

Tableau : 1-5-12

LYSIMETRE A

1969

Mois	Sorties en millimètres	Concentration en tritium (UT)
01	36	105
02	47	103
03	77	125
04	69	173
05	39	144
06	10	222
07	4	
08	0	-
09	0	-
10	0	-
11	96	263
12	30	215

Tableau : 1-5-12

LYSIMETRE A

1970

Mois	Sorties en millimètres	Concentration en tritium (UT)
01	81	174
02	117	104
03	56	117
04	141	133
05	16	156
06	44	266
07	2	184
08	30	228
09	5	221
10	29	228
11	159	215
12	26	149

Tableau : 1-5-12

LYSIMETRE A

1971

Mois	Sorties en millimètres	Concentration en tritium (UT)
01	58,5	143
02	29	111
03	91,5	108
04	4,5	122
05	15,5	137
du 06 au 11	78	240

Tableau : 1-5-12

BASSIN VERSANT DES BLAVES,

INFILTRATION POTENTIELLE I_p EN mm

CALCULEE A PARTIR DE LA METHODE DE THORNWHAITE

1966-1970

1966		1967		1968		1969		1970	
Date	I_p	Date	I_p	Date	I_p	Date	I_p	Date	I_p
11/65	(117)	11/66	66	11/67	179	11/68	93	11/69	137
12/65	(136)	12/66	88	12/67	64	12/68	52	12/69	33
01/66	74	01/67	56	01/68	52	01/69	33	01/70	80
02	121	02	53	02	56	02	34	02	109
03	48	03	71	03	27	03	83	03	83
04	89	04	4	04	73	04	81	04	153
05	18	05	120	05	53	05	43	05	0
06	0	06	0	06	0	06	70	06	39
07	0	07	0	07	7	07	0	07	0
08	17	08	0	08	155	08	32	08	59
09	4	09	0	09	126	09	0	09	0
10	100	10	41	10	29	10	0	10	37
ANNEE	724	499		821		521		730	

Tableau : 2-4-1

BASSIN VERSANT DES BLAVES

Concentration en tritium de la recharge E_n

Année	
1952	15 UT
1953	20 UT
1954	140 UT
1955	140 UT
1956	70 UT
1957	110 UT
1958	150 UT
1959	200 UT
1960	180 UT
1961	130 UT
1962	210 UT
1963	930 UT
1964	1 410 UT
1965	603 UT
1966	267 UT
1967	188 UT
1968	171 UT
1969	187 UT
1970	164 UT
1971	151 UT

Tableau : 2-4-2

TENEUR EN TRITIUM S'_n DES EAUX SOUTERRAINES SUR LE BASSIN DES BLAVES EN FONCTION DE α (COEFFICIENT DE RECHARGE)

α	0,300	0,325	0,350	0,375	0,400
Année					
1964	676	715	753	797	832
1965	630	654	676	699	715
1966	499	506	511	515	514
1967	388	386	381	376	368
1968	309	303	295	288	278
1969	262	255	248	241	233
1970	223	217	210	205	199
1971	193	188	183	178	174

Tableau : 2-4-3

BASSIN VERSANT DES BLAVES

Teneurs en tritium S'_n des eaux souterraines

avec un coefficient de recharge α égal à 0,35

Année	
1951	10
1952	10
1953	15
1954	60
1955	90
1956	80
1957	90
1958	110
1959	140
1960	150
1961	140
1962	160
1963	420
1964	753
1965	676
1966	511
1967	381
1968	295
1969	248
1970	210
1971	183

Tableau : 2-4-6

BASSIN VERSANT DES BLAVES : SOURCE ZOUZOU

Teneur en tritium S''_n en fonction de α'

α'	0,3	0,35	0,4
Année			
1964	364	404	441
1965	445	487	521
1966	449	480	501
1967	413	430	438
1968	363	369	368
1969	316	315	309
1970	273	268	260
1971	237	230	222

Tableau : 2-4-7

BIBLIOGRAPHIE

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

ALLISON G.B., HOLMES J.W., HUGHUES M.W., 1971. Tritium fallout in southern Australia and its hydrologic implication. J. of Hydrology, 14, 307-321.

ALLISON G.B., HUGHUES M.W., 1972. Comparison of recharge to ground water under pasture and forest using environmental tritium. J. of Hydrology, 17, 81-95.

BAKALOWICZ M., OLIVE Ph., SIWERTZ E., 1970. Sur la position respective des niveaux d'Armoy et du conglomérat des Dranses. C.R. Acad. Sc., 271, 892-895.

BIGGAR J.W., NIELSEN D.R., 1962. Miscible displacement. 2 Behavior of tracer. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 26, 125-128.

BLANC P., DRAY M., OLIVE Ph., 1969. Nouvelles données sur les caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux du complexe quaternaire de la région de Thonon-les-Bains (Haute-Savoie). Rev. Géogr. Alpine, 57, 4, 823-830.

BLAVOUX B., 1966. Les sources minérales d'Evian. Etude climatologique, hydrogéologique et hydrochimique des formations fluvio-glaciaires quaternaires du Bas-Chablais. Thèse, 366 p., 93 fig., 32 tabl., Paris.

BLAVOUX B., DRAY M., 1971. Les sondages dans le complexe quaternaire du Bas Chablais et leurs enseignements stratigraphiques. Leur intérêt pour l'hydrogéologie et l'hydrochimie régionales. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., 8, 1, 17-34.

BLAVOUX B., SIWERTZ E., 1971. Traçage isotopique de l'infiltration sur lysimètre. C.R. Acad. Sc. Paris, 273, 2056-2059.

BOSCH B., GUEGAN B., HUBERT P., MARCE A., OLIVE Ph., SIWERTZ E., 1970. Les cycles atmosphère-hydrosphère du tritium sous les latitudes moyennes depuis 1952. C.R. Acad. Sc., 270, 267-270.

BRINKMAN R., EICHLER R., EHHALT D., MUNNICH K.O., 1963. Uber den deuterium gehalt von niederschlags und grundwasser. Naturwiss., 50, 611.

BURGER A., MARCE A., MATHEY B., OLIVE Ph., 1972. Tritium et oxygène 18 dans les bassins de l'Areuse et de la Serrière (Jura neuchatelois-Suisse). Ann. Sci. de l'Université de Besançon, Géologie, 15.

CASTANY G., 1963. Traité pratique des eaux souterraines. Dunod. Paris, 657 p.

CHARREAU C., JACQUINOT L., 1967. Etude au moyen de l'eau tritiée de la circulation de l'eau dans un sol sableux du Sénégal. Isotopes and radiation tech. in soil phys. and irrigation Studies I.A.E.A. Vienne.

CROUZET E., HUBERT P., OLIVE Ph., SIWERTZ E., MARCE A., 1970. Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. Journal Hydrol., 11, 217-229.

COREY J.C., HORTON J.H., 1968. Movement of water tagged with ^{2}H, ^{3}H, and ^{18}O through acid Kaolinic Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 32, 471-475.

COREY J.C., FENIMORE J.W., 1968. Tracing groundwater with chloride ions and tritium through acid Kaolinic. Soil. Int. Jour. of Applied Radiation and Isotopes, 19, 741-746.

COREY J.C., NIELSEN D.R., BIGGAR J.W., 1963. Miscible displacement in saturated and unsaturated sandstone. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 27, 258-262.

DANCKWERTS P.V., 1953. Continuous Flows Systems : distribution of residence times. Chem. Eng. Sci., 2, 1-3.

DANSGAARD W., 1964. Stable isotopes in precipitations, Tellus, 16, 436-468.

DAY P.R., 1956. Dispersion of a moving salt water boundary advancing through a saturated sand. Trans. Amer. Geophys. Un., 37, 595-601.

DAY P.R., *FORSYTHE W.M.*, 1957. Hydrodynamic dispersion of solutes in the soil moisture stream. Soil Sci. Amer. Proc., 21, 477-480.

DINCER D., *DAVIS G.H.*, 1967. International Assoc. of hydrogeologist Congress of Istanbul. Memoires, vol. 8, 276.

DRAY M., 1970. Etude hydrogéologique du Quaternaire de la région de Thonon (Haute-Savoie). Thèse, 146 p., 111 fig., 31 tabl., Paris.

ELRICK D.E., *AALDERS J.H.M.*, 1967. Mecanics of the movement of moisture and chemical substances in soils. Proc. of Hydro. Symp. n° 6, Soil moisture, Nat. Reseach. Counsil of Canada.

FEODOROFF A., 1962. Ressyage du sol et capacité de rétention pour l'eau. Ann. Agron., 13, 523-547.

FEODOROFF A., 1964. Remarques sur le mécanisme de l'infiltration de l'eau non saturante sur un sol initialement sec. C.R. Acad. Sc., Paris, 259, 4320-4322.

FEODOROFF A., 1965. Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante. Cas d'un sol initialement sec et d'un arrosage sans formation de plan d'eau en surface. Ann. Agron., 16, 127-175, 231-263.

FEODOROFF A., *BALLIF J.L.*, 1969. Etude de l'infiltration de la pluie in situ à l'aide de tensiomètres. Ann. Agron., 20, 475-504.

FEODOROFF A., *TOURNIER J.P.*, *DEVILLERS J.L.*, 1972. Etude de l'infiltration de l'eau dans un sol assaini par ados, dans les Dombes. Rapport interne S.P.E.P.E. Réunion de Versailles, 7-1, 7-13.

FLINT R.F., 1957. Glacial and pleistocene geology. John Wiley & Sons, New-York, 553 p.

FONTES J.C., *LETOLLE R.*, *OLIVE Ph.*, *BLAVOUX B.*, 1967. Oxygène 18 et tritium dans le bassin d'Evian. Isotopes in Hydrology, A.I.E.A., Vienne, 401-416.

FONTES J.C., *GONFIANTINI R.*, 1970. Composition isotopique et origine de la vapeur d'eau atmosphérique dans la région du lac Léman. Earth Planet. Sc. Letters, 7, 4, 325-329.

FRIED J.J., *COMBARNOUS M.A.*, 1971. Dispersion in porous media. Advance in Hydroscience, 7, 170-280.

GAGNEBIN E., 1937. Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. Bull. Lab. Géol. Géog. Phys. Minér. et Paléonto. de l'Univ. Lausanne, 58, 82 p.

GLANGEAUD L., 1970. La méthodologie géodynamique des ensembles naturels bornés (nods). Ses applications à l'évolution des grands ensembles mégamétriques terrestres. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., 8, 465-494.

GUEGAN B., 1972. Tritium et bilan hydrogéologique en cas de pollution de la nappe alluviale du Rhône à Pierrelatte (Drôme). Thèse, Paris.

HALLAIRE M., 1962. Le potentiel efficace de l'eau dans le sol en régime de desséchement. C.R. Acad. Sc., Paris, 254, 2047-2049.

HALLAIRE M., *HENIN S.*, 1958. Sur la non validité de l'équation de conductivité pour exprimer le mouvement de l'eau non saturante dans le sol. C.R. Acad. Sc., Paris, 246, 1720-1722.

HALLAIRE M., *HENIN S.*, 1958 b. Desséchement du sol et évolution des profils hydriques. C.R. Acad. Sc., Paris, 246, 2151-2153.

HASKELL C.C., *HAWKINS R.H.*, 1964. D_2O - ^{24}Na method for tracing soil moisture mouvement in the field. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 28, 725-728.

HOLMES J.W., *COLVILLE J.S.*, 1970. Grassland hydrology in a karstic region of southern Australia. Journ. of Hydrology, 10, 38-58.

HORTON J.H., *HAWKINS R.H.*, 1965. Flow path of rain from soil surface to the water table. Soil Sci., 100, 377-383.

HUBERT P., *MARCE A.*, *OLIVE Ph.*, *SIWERTZ E.*, 1970. Etude par le tritium de la dynamique des eaux souterraines. C.R. Acad. Sc., 270, 908-911.

KAUFMAN W.J., *ORLOB G.T.*, 1956. An evaluation of ground water tracers. Trans., Amer. Geophys. Union 37, 297-306.

MAMY J., 1972. Etude de l'hydratation des sols à l'échelle du minéral argileux. Rapport interne, S.P.E.P.E. Réunion de Versailles, 14-1, 14-11.

MOOK W.G., 1970. Stable carbon and oxygen isotopes of natural water in the Netherlands. Isotopes in Hydrology, A.I.E.A., Vienne, 163-190.

MUTIN P., *SOEKO F.A.*, 1969. Infiltration en milieu naturel argileux. Interprétation physique des phénomènes. La Houille Blanche, 8, 897-906.

NAKAYAMA F.S., *JACKSON R.D.*, 1963. Diffusion of tritiated water in soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 27, 255-258.

NIELSEN D.R., *BIGGAR J.W.*, *DAVIDSON J.M.*, 1962. Experimental consideration of analysis in unsaturated flow problems. Soil Sci. Soc. Amer., Proc., 26, 107-111.

OLIVE Ph., 1970. Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du tritium. Thèse d'Etat, 138 p., 54 fig., 20 tabl., Paris.

OLIVE Ph., 1972. La région du Lac Léman depuis 15.000 ans : données paléoclimatologiques et préhistoriques. A paraître à la revue de Géogr. Phys. et Géol. Dyn.

POPOU O.V., 1959. Lysimeters and hydraulic soil evaporimeters. U.G.G.I., A.I.H.S., 49, 26-37.

POURROT P., 1968. Utilisation pratique de l'humidimètre à neutron pour les mesures hydrologiques. Premiers résultats obtenus sur le bassin de la Tafaina. Cahiers ORSTOM, série hydrologie, 5, 2.

PRIMAULT B., 1963. Du calcul de l'évapotranspiration. Archiv. für Meteo., Geophys. und Bioklimatologie, 12, 1, 124-150.

PUECH J., 1972. Rôles de la texture et de l'humidité initiale de la cession d'eau de différentes terres. C.R. Acad. Sc., Paris, 275, 1347-1349.

PUECH J., 1972. Distribution des réserves utiles dans différentes terres et cessibilité de l'eau. C.R. Acad. Sc., Paris, 275, 1481-1483.

RODDA J.C., 1968. Rain fall measurement problem. I.U.G.G., A.I.H.S., 78, 215-231.

De SAINTIGNON M.F., 1970. La sécheresse d'octobre 1969 dans les Alpes françaises. Rev. Géogr. Alpine, LVIII, 2, 367-377.

De SAINTIGNON M.F., VIVIAN H., 1969. Les pluies d'Août et Septembre 1968 dans les Alpes françaises. Rev. Géogr. Alpine, LVII, 3, 335-360.

SAVIN S., EPSTEIN S., 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. Geoch. et Cosmo. Acta, 34, 25-42.

SCHOLLER H., 1968. Méthode pour obtenir le bilan des eaux souterraines. I.U.G.G., A.I.H.S., 77, 87-125.

SCHLEIGER H., 1959. Lysimètre test in Austria. I.U.G.G., A.I.H.S., 49, 54-74.

SERGEEV E.M., 1971. Les forces de cohésion et l'eau liée dans les argiles. Bull. B.R.G.M., (2), II, 1, 9-19.

SIEGENTHALER U., OESCHGER H., TONGIORGI E., 1970. Tritium and oxygene-18 in natural water samples from switzerland. Isotopes in Hydrology, A.I.E.A., Vienne, 373-385.

SMITH D.B., WEAN P.L., RICHARDS H.J., ROWE P.C., 1970. Water movement in the unsaturated zone of high and low permeability strata by measuring natural tritium. Isotopes in Hydrology, A.I.E.A., Vienne, 73-87.

SORMAIL L., VACHAUD G., 1969. Mesure des potentiels d'humidité dans les sols non saturés au moyen de tensiomètres classiques et osmotiques. La Houille Blanche, 8, 849-860.

STEWART G.L., 1965. Experiences using tritium in scientific hydrology. Proc. 6 th Int. Conf. Radiocarbon and tritium dating, Washington, 643-658.

STEWART G.L., 1967. Fractionation of tritium and deuterium in soil water. In G.E. Stout (ed), Isotopes techniques in the hydrologic cycle. Geophysical Monograph no11, 159-168.

STEWART G.L., 1972. Clay-water interaction, the behavior of ^{3}H and ^{2}H in adsorbed water, and the isotopic effect. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 36, 421-426.

THORNTHWAITE C.W., 1954. The measurement of potential evapotranspiration. John P. Mather, Seebrook, New Jersey, 225 p.

TURC L., 1959. Evaporation et écoulement en cases lysimétriques, au champ et dans les bassins de cours d'eau. U.G.G.I., A.I.H.S., 49, 75-83.

TURC L., GOBILLOT Th., HLAVERK R., LECARPENTIER C., 1963. Carte d'évapotranspiration potentielle. Interprétation et utilisation. Bull. Tech. Génie Rur., 60.

UREY H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. J. Chem. Soc., 562-581.

WALLIHAN E.S., 1940. An improvement in lysimeter design. Jour. Amer. Soc. Agron., 32, 395-404.

WANG J.A., ROBINSON C.V., EDELMAN I.S., 1953. Self diffusion and structure of liquid water. J. Amer. Chem. Soc., 75, 466-470.

YANKOWITCH L., 1935. An. du service Botanique de Tunisie. p. 692-693.

YOUNG E.G., 1957. Moisture profils during infiltration. Soil Sci., 84, 283-290.

ZIMMERMANN V., EHHALT D.D., MUNNICH K.O., 1967. Soil-water movement and evapotranspiration : change in the isotopic composition of water. Isotopes in Hydrology, A.I.E.A., Vienne, 567-586.

ZIMMERMANN V., MUNNICH K.O., ROETHER W., KRENTZ W., SCHUBACH K., SIEGEL O., 1965. Downward movement of soil moisture traced by means of hydrogen isotopes. Evaluation of evapotranspiration. Proc. 6 th. Int. Conf. Radiocarbon an tritium dating, Washington, 577-588.

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o
o-o-o-o-o-o-o

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Pages

Figure 1 - Vents moyens annuels à Thonon..... 20

Figure 2 - Pluviomètrie et vents moyens mensuel à Thonon..... 21

Figure 3 - Corrélation entre l'évaporation Piche et l'évaporation Bac à Thonon..... 25

Figure 4 - Relation entre l'intensité moyenne des précipitations et l'infiltration à Thonon..... 31

Figure 5 - Eau disponible pour l'écoulement à Thonon.... 32

Figure 6 - Les cases lysimètriques du Centre de Recherches Géodynamiques..... 34

Figure 7 - Bilan isotopique de l'expérience lysimètre B, 1970..... 36

Figure 8 - Evolution des concentrations en tritium et en oxygène-18 dans l'expérience lysimètre B 1970 37

Figure 9 - Expérience lysimètre B 1970, ajustement à une loi normale..... 38

Figure 10 - Bilan volumètrique de l'expérience lysimètre B 1970..... 40

Figure 11 - Description de l'expérience lysimètre B, 1968..... 43

Figure 12 - Expérience lysimètre B 1968 ajustement à une loi normale..... 44

Pages

Figure 13 - Bilan isotopique de l'expérience lysimètre B, 1968..... 46

Figure 14 - Concentration en tritium des précipitations de l'année 1968 à Thonon..... 49

Figure 15 - Comparaison entre la concentration en tritium des précipitations et des sorties moyennes mensuelles du lysimètre A..... 50

Figure 16 - Concentration en tritium dans les eaux interstitielles de la carotte Evian - Villa-Magnin.. 59

Figure 17 - Situation géographique du bassin des Blaves... 63

Figure 18 - Topographie du bassin des Blaves..... 65

Figure 19 - Coupe géologique dans le bassin des Blaves.... 66

Figure 20 - Le quaternaire de la vallée de la Dranse..... 67

Figure 21 - Résultats des essais de pompage sur la Versoie..... 70

Figure 22 - Equipement du bassin expérimental des Blaves.. 72

Figure 23 - Réseau hydrométéorologique du bassin Thonon-Evian..... 73

Figure 24 - Relation entre les hauteurs de précipitations moyennes annuelles et l'altitude..... 74

Figure 25 - Courbes isohyètes sur le bassin des Blaves.... 75

Figure 26 - Corrélation entre les températures moyennes mensuelles aux Blaves et à Larringes..... 76

Pages

Figure 27 - Evolution saisonnière du gradient altimétrique de température..... 78

Figure 28 - Débits moyens journaliers du ruisseau des Blaves à la station de Pont des Blaves..... 85

Figure 29 - Courbe de tarage de la station de Pont des Blaves..... 86

Figure 30 - Analyses de l'hydrogramme de la crue du 24 juin 1969 à la station de Pont des Blaves... 87

Figure 31 - Directions d'écoulement souterrain sur le bassin des Blaves..... 89

Figure 32 - Courbes de tarrissement trimestrielles du ruisseau des Blaves..... 91

Figure 33 - Variation piézométrique de la nappe superficielle du bassin et réserves superficielles.. 93

Figure 34 - Corrélation entre la température moyenne de l'aire durant les épisodes pluvieux et la concentration en oxygène-18 des pluies..... 99

Figure 35 - Relation entre la concentration en oxygène-18 des précipitations et l'altitude du point de prélèvement..... 101

Figure 36 - Mécansimes de circulation des eaux dans le cas de la source Zouzou..... 109

Figure 37 - Relation entre la concentration en oxygène-18 des eaux infiltrées et l'altitude connue du bassin..... 122

Figure 38 - Détermination à l'aide de l'oxygène-18 de l'altitude inconnue d'un bassin d'alimentation. 123

Pages

Figure 39 - Variation piézomètrique et concentration en tritium dans la nappe Chessy IV..... 128

Figure 40 - Relation entre les précipitations et la piézomètrie de la nappe Chessy IV..... 129

Figure 41 - Bilan global sur le Bas-Chablais..... 134

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o
o-o-o-o-o-o-o

LISTE DES TABLEAUX

L I S T E D E S T A B L E A U X

Pages

Tableau 1-1-1 - Précipitations à Thonon-C.R.G..... *Annexe*

Tableau 1-1-2 - Précipitations à Thonon-Rives..... *Annexe*

Tableau 1-1-3 - Précipitations à Lausanne..... *Annexe*

Tableaux 1-1-4 - Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h à Thonon-C.R.G..... *Annexe*

Tableau 1-1-5 - Intensités maximums des averses à Thonon-C.R.G..... *Annexe*

Tableau 1-1-6 - Températures moyennes mensuelles et annuelles à Thonon-C.R.G..... *Annexe*

Tableau 1-1-7 - Températures moyennes mensuelles et annuelles à Thonon-Rives..... *Annexe*

Tableau 1-1-8 - Températures moyennes mensuelles et annuelles à Lausanne..... *Annexe*

Tableau 1-1-9 - Humidité de l'air à Thonon-C.R.G..... *Annexe*

Tableau 1-2-1 - Evaluation de la radiation solaire globale sur le Bas-Chablais..... *Annexe*

Tableau 1-2-2 - Evapotranspiration potentielle mensuelle par la méthode de Turc à Thonon-C.R.G..... *Annexe*

Tableau 1-2-3 - Facteur de correction mensuel de l'évapotranspiration potentielle. Méthode de Thornthwaite..... *Annexe*

Pages

Tableau 1-2-4 - Evapotranspiration potentielle mensuelle par la méthode de Thornthwaite à Thonon-C.R.G..... *Annexe*

Tableau 1-2-5 - Bilan de l'eau à Thonon-C.R.G., année 1966..... *Annexe*

Tableau 1-2-6 - Bilan de l'eau à Thonon-C.R.G., année 1967..... *Annexe*

Tableau 1-2-7 - Bilan de l'eau à Thonon-C.R.G., année 1968..... *Annexe*

Tableau 1-2-8 - Bilan de l'eau à Thonon-C.R.G., année 1969..... *Annexe*

Tableau 1-2-9 - Bilan de l'eau à Thonon-C.R.G., année 1970..... *Annexe*

Tableau 1-2-10 - Evapotranspiration potentielle mensuelle par la méthode de Primault à Thonon-C.R.G..... *Annexe*

Tableau 1-3-1 - Evaporation mensuelle Piche à Thonon-C.R.G. et aux Blaves..... *Annexe*

Tableau 1-3-2 - Evaporation mensuelle Bac à Thonon-C.R.G. et aux Blaves..... *Annexe*

Tableau 1-3-3 - Bilan mensuel du lysimètre A..... 137

Tableau 1-4-1 - Eau disponible pour l'écoulement à Thonon-C.R.G. (1966 à 1970)..... 138

Tableau 1-5-1 - Lysimètre B. Expérience 1970 (Janvier à Mars). Résultats des analyses de tritium.... *Annexe*

Pages

Tableau 1-5-2 - Lysimètre B. Expérience 1970 (Avril à août). Résultats des analyses de tritium..... *Annexe*

Tableau 1-5-3 - Lysimètre B. Expérience 1970 (Septembre à Décembre). Résultats des analyses de tritium..... *Annexe*

Tableau 1-5-4 - Lysimètre B. Expérience 1971 (Janvier à Mai) Résultats des analyses de tritium..... *Annexe*

Tableau 1-5-5 - Lysimètre B. Expérience 1971 (Juin à Octobre). Résultats des analyses de tritium. *Annexe*

Tableau 1-5-6 - Lysimètre B. Expérience 1971 (Novembre à Janvier 1972). Résultats des analyses de tritium..... *Annexe*

Tableau 1-5-7 - Lysimètre B. Expérience 1970. Résultats des analyses d'oxygène-18..... *Annexe*

Tableau 1-5-8 - Bilan de l'expérience. Lysimètre B, 1970.... 139

Tableau 1-5-9 - Bilan de l'expérience. Lysimètre B, 1968.... 140

Tableaux 1-5-10 - Teneurs moyennes mensuelles et annuelles en tritium des précipitations à Thonon. Année 1966-1968..... 141

Teneurs moyennes mensuelles et annuelles en tritium des précipitations à Thonon. Année 1969-1971..... 142

Tableaux 1-5-11 - Concentration en tritium des averses ponctuelles à Thonon de 1968 à 1970..... *Annexe*

Pages

Tableaux 1-5-12 - Concentration en tritium des sorties du lysimètre A. Année 1968..... 143

Concentration en tritium des sorties du lysimètre A. Année 1969..... 144

Concentration en tritium des sorties du lysimètre A. Année 1970..... 145

Concentration en tritium des sorties du lysimètre A. Année 1971..... 146

Tableau 1-5-13 - Concentrations moyennes mensuelles en oxygène-18 des précipitations à Thonon et des sorties du lysimètre A..... *Annexe*

Tableau 1-5-14 - Concentration en tritium des eaux interstitielles de la carotte Evian-Villa Magnin..... *Annexe*

Tableau 2-2-1 - Précipitations à Allinges..... *Annexe*

Tableau 2-2-2 - Précipitations aux Blaves..... *Annexe*

Tableau 2-2-3 - Précipitations à la Capite..... *Annexe*

Tableau 2-2-4 - Précipitations à Larringes..... *Annexe*

Tableau 2-2-5 - Précipitations aux Favrats..... *Annexe*

Tableaux 2-2-6 - Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h aux Blaves..... *Annexe*

Tableaux 2-2-7 - Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h aux Favrats..... *Annexe*

Tableau 2-2-8 - Intensité maximum des averses aux Blaves. *Annexe*

Pages

Tableau 2-2-9 - Intensité maximum des averses aux Favrats..... *Annexe*

Tableau 2-2-10 - Nivomètrie sur le bassin des Blaves..... *Annexe*

Tableau 2-2-11 - Températures moyennes mensuelles et annuelles aux Blaves..... *Annexe*

Tableau 2-2-12 - Températures moyennes mensuelles et annuelles à Larringes..... *Annexe*

Tableau 2-2-13 - Evapotranspiration potentielle mensuelle par la méthode de Turc aux Blaves..... *Annexe*

Tableau 2-2-14 - Evapotranspiration potentielle mensuelle par la méthode de Thornthwaite aux Blaves..... *Annexe*

Tableau 2-3-1 - Réserves superficielles du bassin des Blaves..... *Annexe*

Tableau 2-4-1 - Infiltration potentielle sur le bassin des Blaves..... 147

Tableau 2-4-2 - Concentration en tritium de la recharge E_n..... 148

Tableau 2-4-3 - Concentration en tritium des eaux souterraines sur le bassin des Blaves en fonction de α (coefficient de recharge)..... 149

Tableaux 2-4-4 - Concentration en tritium des eaux à Charmoisy..... *Annexe*

Tableaux 2-4-5 - Concentration en tritium des eaux à Zouzou..... *Annexe*

Pages

Tableau 2-4-6 - Concentration en tritium S'_n des eaux souterraines avec $\alpha = 0,35$..... 150

Tableau 2-4-7 - Source Zouzou. Concentration en tritium S''_n en fonction de α'..... 151

Tableaux 2-4-8 - Concentration en tritium à la Versoie..... *Annexe*

Tableau 2-4-9 - Concentration en tritium au captage des Blaves..... *Annexe*

Tableaux 2-4-10 - Concentration en tritium à Pont des Blaves... *Annexe*

Tableau 2-4-11 - Concentration en tritium à Chessy..... *Annexe*

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o

o-o-o-o-o-o-o

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 033067 1

UNIVERSITE DE PARIS VI

12 DEC 1977

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

Annexe

ETUDE EXPERIMENTALE PAR LE TRITIUM ET L'OXYGENE-18 DE L'INFILTRATION SUR LES LYSIMETRES ET LE BASSIN DE THONON

Erik Siwertz

ANNEXE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

27 AOUT 2003

CENTRE DE RECHERCHES GEODYNAMIQUES

74 203 THONON - LES - BAINS FRANCE

1973

12 DEC. 19

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE DE PARIS VI

pour l'obtention du

DOCTORAT DE 3ème CYCLE

SPECIALITE GEODYNAMIQUE EXTERNE

par Erik SIWERTZ

ETUDE EXPERIMENTALE PAR LE TRITIUM ET L'OXYGENE-18 DE L'INFILTRATION SUR LES LYSIMETRES ET LE BASSIN VERSANT DE THONON

- A N N E X E -

Soutenue le : 7 Avril 1973

Devant la Commission composée de :

Président	L. GLANGEAUD
Examinateurs	G. LUCAS
	Ph. OLIVE
Invités	A. FEODOROFF
	A. MARCE

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

CENTRE DE RECHERCHES GEODYNAMIQUES

74203 THONON (FRANCE)

10151229

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT BOLOMIEU
Rue Maurice-Gignoux
38 - GRENOBLE

ANNEXE

ANNEXE A L'INTRODUCTION

0.1. - *LES DIFFERENTS TYPES D'EAU DANS LE SOL*.

Le terme *macroporosité* a été utilisé dans son sens large, c'est-à-dire la fraction ou le pourcentage du volume occupé par l'air lorsque le sol est proche de la capacité de rétention. Dans le cas des formations morainiques superficielles de la région de Thonon (voir granulomètrie ci-dessous), ce terme peut recouvrir également des discontinuités qui existent de façon permanente ou qui peuvent exister temporairement (fentes de retrait, galets, trous de vers...) dont le rayon, d'après Scholler (Scholler 1952, p. 24), est supérieur où de l'ordre de 2 500 µ.

Taille des éléments	Pourcentage	
5 à 50 mm	15 %	(galet)
1 à 5 mm	5 %	(sable graveleux)
0,5 à 1 mm	25 %	(sable grossier)
0,005 à 0,5	20 %	(sable fin à moyen)
inférieur à 0,05	35 %	(silt et argiles)

La fraction inférieure à 1 mm représente donc 80 % de ce terrain.

ANNEXE AU CHAPITRE 1

ANNEXE 1-1

EQUIPEMENT DE LA STATION METEOROLOGIQUE DU C.R.G. THONON.

- *Précipitations* : 1 pluviographe chauffant CERF 2 000 cm^2.
  1 pluviographe RICHARD 400 cm^2.
  3 pluviomètres Association.
  1 table à neige 1 m^2.
  1 tube à neige.

- *Evaporation* : 1 bac Orstom 1 m^2.
  1 piche.

- *Température* : Thermographe RICHARD (relevé hebdomadaire).
  Thermomètre de précision (1/10°).

- *Hydrométrie* : Hygromètre à cheveux RICHARD (relevé hebdomadaire).

- *Précision* : Barographe RICHARD (relevé hebdomadaire).

- *Vent* : Anémomètre et girouette enregistreurs (enregistrement journalier).
  Anémomètre totalisateur.

- *Radiation solaire* : Solarigraphe RICHARD.

PRECISIONS DES MESURES PLUVIOMETRIQUES.

Dans un premier temps, on a cherché à déterminer la précision des mesures pluviomètriques effectuées au C.R.G. La comparaison entre les 4 pluviomètres et les 2 pluviographes en fonctionnement durant l'année 1969 a donné les résultats suivants :

	Précision
Echelle de l'heure (averse)	10 à 15 %
Echelle mensuelle	3 à 6 %
Echelle annuelle	1 à 2 %

La différence entre le pluviomètre type Association et le pluviographe CERF est comprise entre 10 et 5 % suivant l'échelle de temps considérée.

A l'échelle mensuelle, qui est celle du calcul de certaines formules d'évapotranspiration potentielle, la précision sur la mesure de la pluviomètrie est donc de l'ordre de 5 %. A l'échelle annuelle, l'erreur descend à environ 1 %. Ces valeurs sont en bon accord avec les nombreuses expérimentations réalisées à ce sujet (Rodda, 1968).

ETUDE STATISTIQUE.

Cette étude a été réalisée dans le but de préciser la représentativité de la période d'étude 1966-1970.

- *A Lausanne*, la moyenne des 5 ans est de 1 182. La moyenne sur 70 ans (1901-1970) est de 1 070 mm avec un écart type de 168 mm (les 2 valeurs extrêmes ont été écartées de ce calcul, en effet, dans une distribution inférieure à 150 ou 200 valeurs, elles altèrent trop les données statistiques, car elles sont rarement à leur fréquence vraie), cette série de valeurs a été ajustée à la loi de Gauss (figure A1). Le χ^2 est de 2,36 pour un degré de liberté égal à 4, ce qui correspond à une probabilité de l'ordre de 65 % (figure A2).

Les mêmes calculs effectués sur Genève et Montreux donnent les résultats suivants :

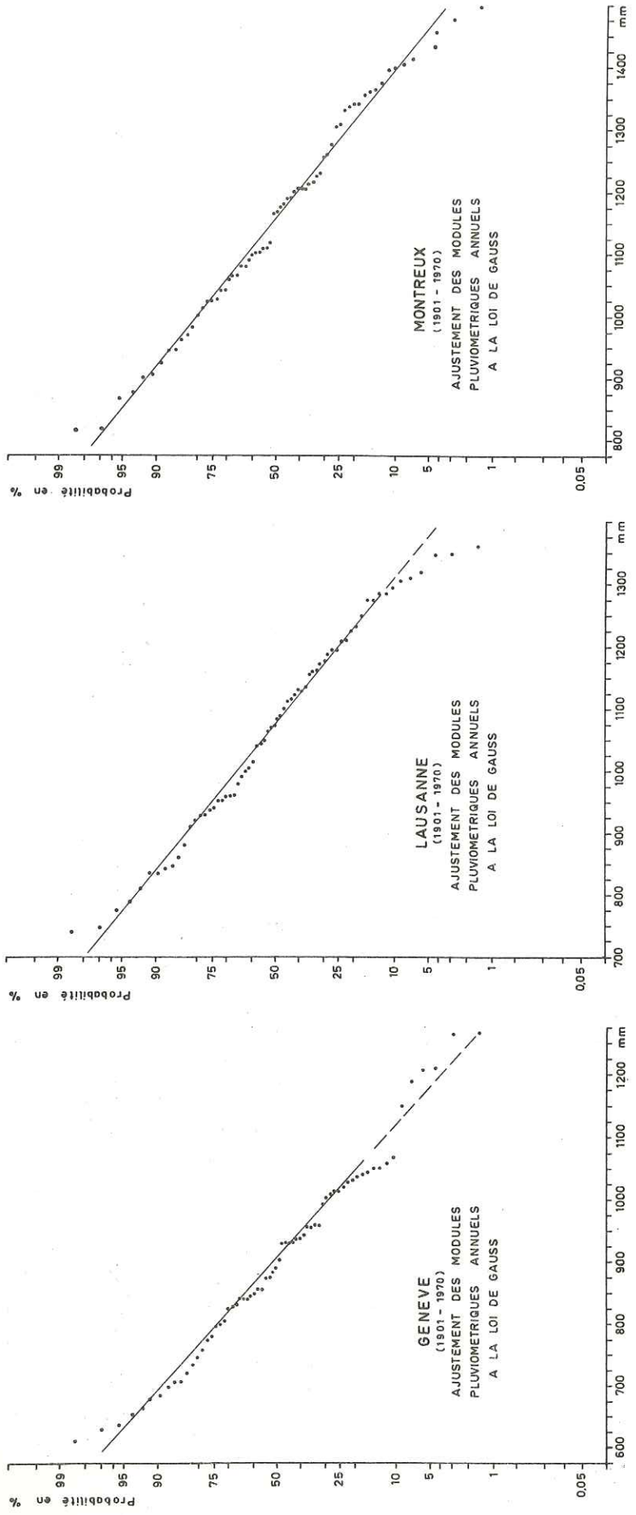


Figure : A1

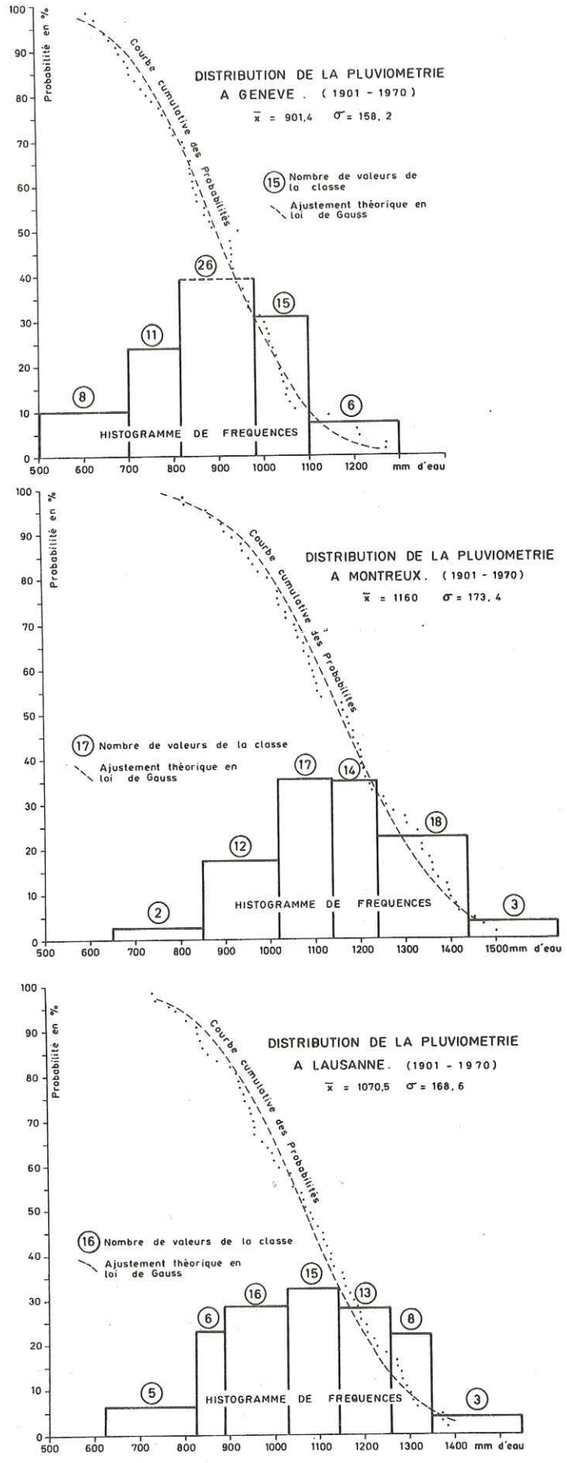


Figure : A2

- *Genève :*

Moyenne 1966-1970 : 1 060 mm. La série 1901-1970 a une moyenne de 901 mm, l'écart type étant de 158 mm. Il faut cependant signaler qu'en 1965, la station a été déplacée de Genève-ville à Genève-Cointrin. L'ajustement Gauss donne un χ^2 de 2,58 pour 3 degrés de liberté, ce qui correspond à une probabilité de 45 % (figure A1 et A2).

- *Montreux :*

Moyenne 1966-1970 : 1 270 mm. Pour la période 1901-1970, la moyenne est 1 160 mm, l'écart type 173. L'ajustement Gauss donne un χ^2 de 0,415 pour 3 degrés de liberté avec une probabilité de 90 % (figure A1 et A2).

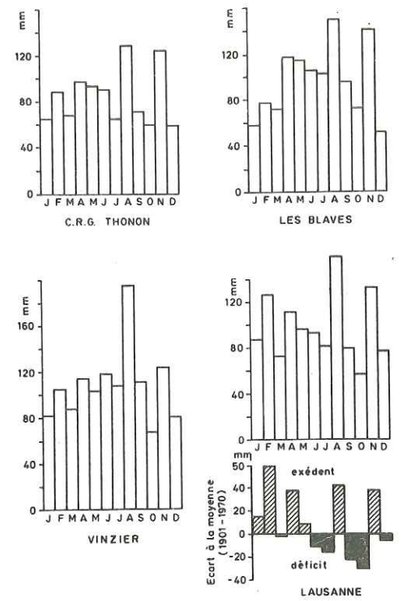
En conclusion, les données statistiques sur les stations à longue série ont montré que pour notre étude les précipitations étaient excédentaires (supérieurs à l'intervalle de confiance 97,5 %).

ETUDES DES AVERSES A THONON.

La répartition mensuelle des averses supérieures ou égales à 20 mm en 24 heures (tableau 1-1-4) est sensiblement la même que celle des précipitations (figure A3).

Sur le tableau 1-1-5, sont portées les intensités maximales enregistrées au C.R.G. pendant la période 1966-1970. Les maximums sur un intervalle de référence de 1 heure sont compris entre 25 et 30 mm/h et sont situés en juin et août. La figure A4 présente un ajustement Gauss des intensités maximales sur un intervalle de 30 minutes.

Si on compare l'ensemble de ces valeurs aux intensités décennales mesurées à Paris, on constate que les valeurs de Thonon sont de plus en plus fortes que celles de Paris à mesure que l'intervalle de référence augmente. Ainsi, pour une période de 5 ans, on a observé à Thonon 3,8 mm/h sur 24 heures, alors que sur ce même intervalle, on n'a observé à Paris que 3,1 mm/h en 50 ans.



REPARTITION MENSUELLE DES PRECIPITATIONS MOYENNES
(1966 - 1970)

Figure : A3

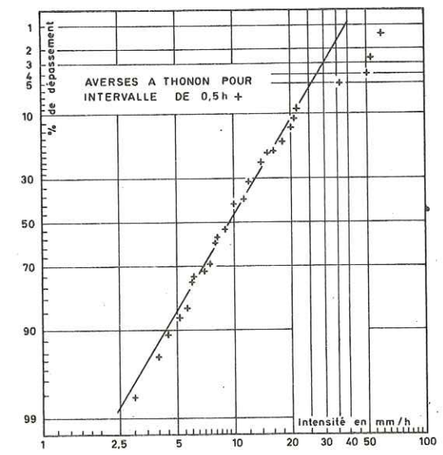


Figure : A4

ANNEXE 1-2

EVAPOTRANSPIRATION CALCULEE.

- *Formule de Coutagne.*

D = 210 + 30 UT avec D, déficit d'écoulement en mm et T température moyenne annuelle.

La formule est valable pour les régions comprises entre 30° et 60° de latitude nord ayant des précipitations comprises entre 960 et 640 mm.

Thonon, avec 1 014 mm de moyenne de précipitation de 1966-1970, est donc à la limite d'application.

La formule de Turc, qui utilise les données de nombreux bassins versants est applicable à tous les climats :

$$D = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \qquad L = 300 + 25\ T + 0,05\ T^3$$

P = Précipitation en mm

D = Déficit d'écoulement en mm

T = Température moyenne annuelle

A l'échelle mensuelle 3 méthodes ont été utilisées :

- *La méthode de Turc.*

Cette méthode (Turc et al, 1963) donne l'évapotranspiration potentielle, ETp, mensuelle en fonction de la température moyenne de l'air sous abri, T, de la radiation globale moyenne I_g et de l'humidité relative H_r.

Si $H_r > 50$, on a :

$$ETp = (I_g + 50)\ \frac{0,40\ T}{T + 15}$$

I_g est évalué en fonction de la radiation atteignant le sol, abstraction faite de l'atmosphère, I_gA et de l'insolation relative h/H par la relation :

$$I_g = I_gA\ (0,18 + 0,62\ \frac{h}{H})$$

Sur le tableau 1-2-1, nous avons porté l'évaluation de I_g pour le Bas-Chablais durant la période d'étude (l'insolation mensuelle h est donnée par la station INRA de Rives). Les résultats complets avec cette méthode figurent sur le tableau 1-2-2).

- *La méthode de Thornthnwaite.*

A partir d'abaques données par l'auteur (Thornthnwaite, 1954), on calcule pour chaque mois une évapotranspiration potentielle fonction de la température moyenne mensuelle par l'intermédiaire d'un indice thermique mensuel :

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,5}$$

et la durée astronomique du jour. L'évapotranspiration ainsi calculée est ajustée à l'aide d'un facteur de correction fonction de la latitude du lieu (tableau 1-2-3). Les résultats pour la période d'étude figurent sur le tableau 1-2-4. Ils sont proches de l'évaluation Turc (moyenne 1966-1970 = 600 mm).

Pour chaque année, le bilan de l'eau a été réalisé afin de comparer l'infiltration, ou excédent d'alimentation Thornthnwaite avec les données lysimètriques. Ces bilans sont portés sur les tableaux 1-2-5 à 1-2-9 et illustrés sur la figure A5.

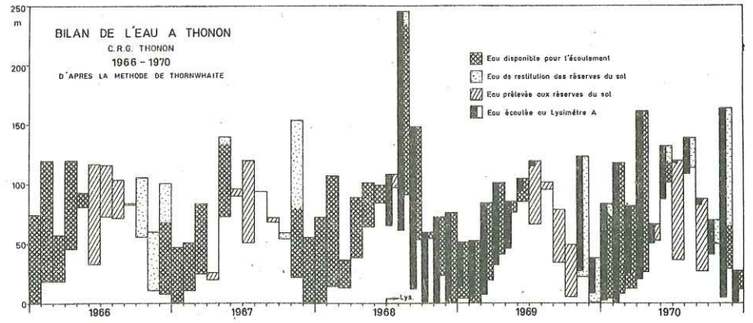


Figure : A5

DETERMINATION DU VOLUME DES RESERVES APPLICABLES AU CALCUL DE LA METHODE DE THORNTHNWAITE.

A Thonon, les réserves ont été précèdemment évaluées à 100 mm (Blavoux 1966, Dray 1970), c'est-à-dire la valeur classique utilisée généralement en France (Alery et al, 1965).

La valeur utilisée pour cette étude a été déterminée grâce aux expériences de traçage sur le lysimètre B (voir 1-5-1). En effet, l'ajustement des concentrations en tritium dans l'effluent en fonction du volume drainé, à une loi normale (figure 9 et 12) montre un maximum *pour un volume drainé de 200 mm*.

Ce volume correspond à 1 "pore volume" dans l'acceptation de Biggar (Biggar et Mielsen, 1962) du terme, c'est-à-dire à celui de *l'ensemble de l'eau* contenu dans le terrain.

- *La méthode de Primault.*

L'humidité relative jouant un rôle très important à cause de la proximité du lac, nous avons également calculé l'évapotranspiration potentielle par la formule de Primault.

Primault (1963) a mis au point une formule de calcul de l'évapotranspiration potentielle basée sur l'humidité relative et la durée d'insolation.

$$ETp = J.C. \left(1{,}03 \frac{H}{100}\right) (\Sigma Si + 2n)$$

ETp = évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm) pour un mois de n jours.
H = humidité relative en %.
ΣSi = insolation mensuelle en heure.
J = coefficient de correction mensuel (tableau suivant).
c = coefficient de correction altimètrique (= 0,95 pour 400 m d'altitude).

Janv.	0,11	Mai	0,93	Sept.	0,80
Fév.	0,17	Juin	1,05	Oct.	0,56
Mars	0,45	Juil.	1,11	Nov.	0,36
Avril	0,75	Août	1,02	Déc.	0,22

Facteur de correction mensuel J.

L'ensemble des résultats figure sur le tableau 1-2-10. Avec une moyenne de 535 mm, l'évapotranspiration potentielle calculée se rapproche de celle observée sur Bac et du déficit d'écoulement calculé par la méthode de Turc.

ANNEXE 1-3

PICHE ET BAC.

- Evaluation du pouvoir évaporant de l'atmosphère à l'aide du *Piche* (tableau 1-3-1). Les relevés sont hebdomadaires et pour les mois où les mesures manquent (gel de l'appareil), l'évaporation piche a été estimé en fonction des mesures partielles disponibles à 10 mm (janvier + février), 20 mm (mars), 45 mm (avril) et 5 mm (décembre).

- Evaporation à partir d'une surface d'eau libre : *Bac de 1 m^2* (tableau 1-3-2).

L'évaporation pendant que le bac était gelé a été fixé en fonction des mesures disponibles à 15 mm (janvier-février), 25 mm (mars), 50 mm (avril) et 5 mm (décembre).

MESURES LYSIMETRIQUES.

Un certain nombre de facteurs contribuent à limiter théoriquement l'emploi des lysimètres en hydrogéologie : taille limitée, modification dans la structure du sol de la mise en place, présence d'un fond drainant etc...

En réalité, des essais réalisés en URSS (Popov, 1959) ont montré que les résultats sur des petits et très grands lysimètres ne différaient pas dans la mesure où le sol introduit était peu perturbé. On considère généralement que le sol a repris se structure initiale au bout de 2 ans (Batisse, 1951). Nos lysimètres étant en fonctionnement depuis 8 ans, leurs contenu est donc maintenant stabilisé. Pour la plupart des auteurs, la perturbation introduite par le fond drainant ne semble pas essentielle (Wallihan, 1940 ; Yankowitch, 1935), de même que l'effet de paroi, du moment que la surface supérieure de la case est d'au moins 1 m^2 (Turc, 1959).

- *Composition des lysimètres A et B du C.R.G. de Thonon.*

La répartition du terrain dans le lysimètre A est la suivante :

- 10 cm de terre végétale
- 60 cm de moraine type "argile à blocaux"
- 30 cm de graviers de granulométrie homogène (éléments compris entre 2 et 5 mm) assurent le drainage de l'ensemble.

Le lysimètre B est constitué par les terrains suivants :

- 10 cm de terre végétale
- 90 cm d'argile à blocaux, une mince couche de gravier à la base assure le drainage.

Ces 2 cases fonctionnent *en drainage total*, l'eau étant recueillie sous un abri thermostaté dans des bidons plastiques. La fréquence des prélèvements est au moins hebdomadaire.

PRECISION DES MESURES.

La précision sur l'évaluation de l'infiltration I au niveau du lysimètre dépend de 2 facteurs :

- mesure volumétrique du drainage Q
- mesure des précipitations

L'erreur relative sur l'évaluation de I (infiltration sur le lysimètre) est donc :

$$\frac{\Delta I}{I} = \frac{\Delta Q}{Q} + \frac{\Delta P}{P}$$ (en négligeant la variation des réserves)

$\frac{\Delta P}{P}$ a été estimé de 2 à 5 %

$\frac{\Delta Q}{Q}$ (mesure sur éprouvette graduée de 1 litre = 1 %)

$\frac{\Delta I}{I}$ peut donc être estimé entre 3 et 6 %

ANNEXE 1-5

CALCUL DES COEFFICIENTS DE DISPERSION DANS LE CAS DE L'EXPERIENCE LYSIMETRE B 1970.

1) Dans le cas d'un traceur avec injection continue, en considèrant que le déplacement est unidirectionnel et s'effectue à une vitesse constante, la solution de l'équation de dispersion est (Fried et al, 1971) :

$$\frac{C}{Co} = 2\pi^{-1/2} \int_{\frac{x - Ut}{(2Dt)^{1/2}}}^{\infty} \exp(-\eta^2/2)\, d\eta$$

a un instant donné, x étant la variable, la solution de cette équation est une distribution normale : $1 - N\,[(x - m)/\sigma]$ avec :

$m = Ut$ U étant le flux et $\sigma = (2Dt)^{1/2}$

Si on suit l'évolution de C (concentration en O-18) à la base x du milieu non saturé, en posant $\sigma' = (t_{0.84} - t_{0.16}) / (2\, t_{0.5})$ et $t_{0.5} = x/U$, on a :

$$D = \frac{1}{2}\, \sigma'^2 \times U$$

En posant $V_i = Ut_i$ (V_i le volume recueilli à la base du système de section unitaire au temps t_i) σ' s'exprime comme suit :

$$\sigma' = (V_{0.84} - V_{0.16}) / (2\ V_{0.5})$$

On a construit graphiquement (figure A6) la distribution normale des C O-18 avec C initial = - 7,5 δ et Co = - 11 δ, ce qui donne :

$V_{0.16} = 5$ $\qquad$ $V_{0.84} = 14$ $\qquad$ et $\qquad$ $V_{0.5} = 9,5$

comme x = 100 cm et U = 151,7 litres/10^4 cm^2/73 jours, soit $2,4\ 10^{-6}$ cm/s.

On a donc : $D = 2,7\ 10^{-5}\ cm^2/s$.

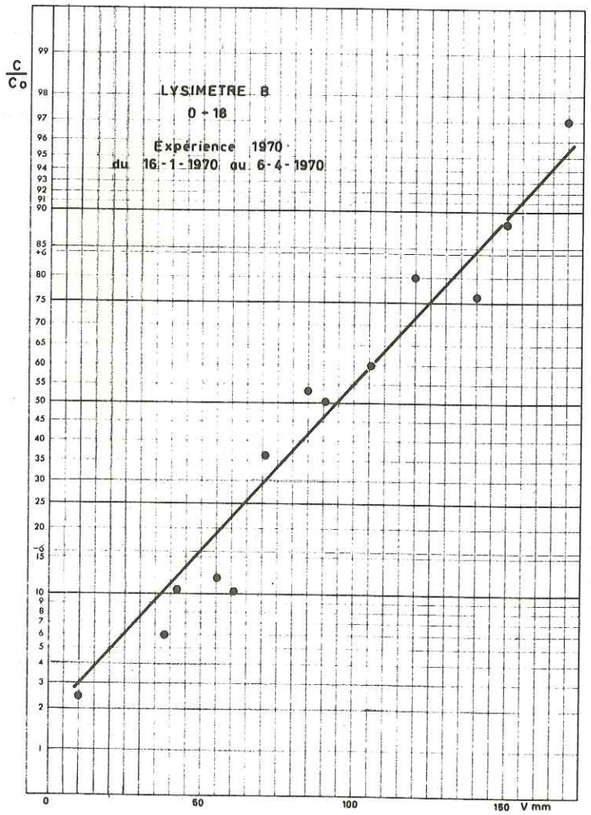


Figure : A6

2) En utilisant le tritium, l'accord entre les valeurs expérimentales et une distribution gaussienne permet d'évaluer le coefficient de dispersion par la méthode de Day (1956) dans laquelle on a la relation :

$$C = C_o\ x_o\ (4\ Dt)^{-1/2}\ \exp\ \overline{/-}\ (x - ut)^2 / 4D\underline{t}\overline{/}$$

C = concentration du traceur à la profondeur x

C_o = concentration initiale du traceur sur une épaisseur x_o

D = le coefficient de dispersion

v = la vitesse

Le coefficient D obtenu est égal à $0,39\ 10^{-5}$ cm^2/s.

MODELE DE TRANSFERT ENTRE LES PRECIPITATIONS ET LE DRAINAGE.

Les concentrations moyennes pondérées I_n ont été calculées à partir de la *concentration moyenne mensuelle des précipitations* qui se sont infiltrées pendant la période considérée. Le tableau suivant permet la comparaison entre la concentration en tritium des pluies et de l'eau infiltrée.

Année	Période	Précipitation		Infiltration	
		Hauteur (mm)	Concentration en tritium (UT)	Hauteur (mm)	Concentration en tritium (UT)
1966	H.P. (+)	626	204	505	169
	E.A.	460	345	62	311
1967	H.P.	363	160	287	143
	E.A.	502	304	72	311
1968	H.P.	563	161	475	120
	E.A.	749	236	294	220
1969	H.P.	436	177	375	172
	E.A.	389	248	53	251
1970	H.P.	602	114	481	136
	E.A.	452	270	136	272
1971	H.P.	412	140	348	123
	E.A.	348	278	42	364

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o

o-o-o-o-o-o-o

(+) - *Novembre 1965 : 143 mm à 170 UT ; Décembre 1965 : 112 mm à 114 UT.*

ANNEXE AU CHAPITRE 2

ANNEXE 2-1

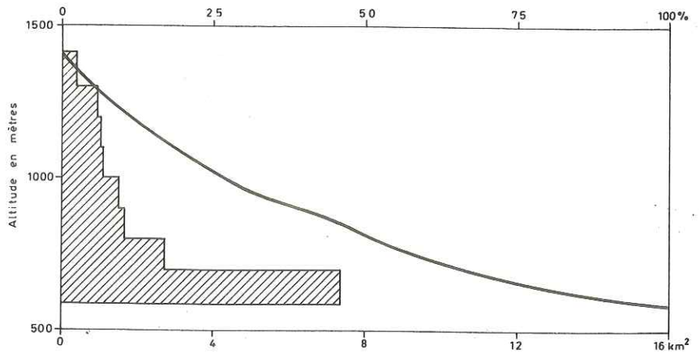
CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DU BASSIN DES BLAVES.

Les données classiques du complexe physique du bassin figurent sur le tableau ci-dessous.

Indice de compacité K	1,26
Longueur L (km) du rectangle équivalent	7,9
Indice de pente I_g (m/km)	110
Densité de drainage	1,04

Pour le bassin de 16 km^2, la répartition par tranches d'altitude de la superficie (en km^2) est la suivante (tableau ci-dessous et figure A7).

Altitude en m	Pourcentage
> 1 300	2,5
1 200 - 1 300	6,0
1 100 - 1 200	6,5
1 000 - 1 100	7,0
900 - 1 000	9,5
800 - 900	10,5
700 - 800	17,0
< 700	41



BASSIN VERSANT DES BLAVES (16 km²)
COURBE HYPSOMETRIQUE ET FREQUENCES ALTIMETRIQUES

Figure : A7

CADRE GEOLOGIQUE.

Stratigraphie des formations de la nappe des Préalpes Médianes sur le bassin des Blaves (d'après Badoux 1965).

- *Dogger* (I^6J^3) calcaire argileux en petits bancs. On note la présence de Cancellophycus. Ce calcaire est présent au coeur du synclinal de Jouvernésinaz, le principal affleurement étant situé au-dessus du Lyaud, sous le Clos (figure 18).

- *Lias moyen siliceux* (I^4S) série épaisse de calcaire siliceux noir. Cet ensemble forme l'ossature du synclinal de Jouvernésinaz (figure 19).

- *Lias inférieur* (I^3e) série peu épaisse (20 m) de calcaire grossier spathique clair, caractéristique de la zone frontale de la nappe.

- *Hettangien* (I^2) deux faciès sont classiques : au sommet des calcaires massifs à silex et à la base une alternance de calcaires et de marnes riches en lamellibranches.

- *Rethien* (I^1) schistes noirs et calcaires fins avec Avicula contorta.

- *Keuper* : 2 faciès : *la dolomie blonde* (t^3) qui est une alternance de dolomies claires et de marnes bigarrées, le gypse qui est présent au coeur de l'anticlinal du Mont d'Hermone.

CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES ET CALCIMETRIQUES DES FORMATIONS FLUVIOGLACIAIRES DES TERRASSES DE THONON.

Moyennes réalisées à partir des 18 prélèvements sur le bassin des Blaves.

Taille des éléments en mm	Pourcentage du poids total	Teneurs en $CaCO_3$
d > 10	22 %	
10 >d > 2,5	17 %	55 %
2,5 >d > 1	18 %	58 %
1 >d > 0,5	19 %	53 %
0,5 >d > 0,25	17 %	54 %
0,25 >d > 0,1	3 %	52 %
0,1 >d > 0,04	1 %	43 %
0,04 >d	3 %	49 %

ANNEXE 2-2

EQUIPEMENT HYDROMETEOROLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE DU BASSIN DES BLAVES (FIGURE 22).

- *Station météorologique des Blaves (600 m) :*

  - 1 pluviomètre Association
  - 1 pluviographe CERF 2 000
  - 1 bac 1 m^2
  - 1 piche
  - 1 barographe, hydrographe, thermographe

- *Poste pluviométrique :*

  - Pluviographe + pluviomètre Association + table à neige : Les Favrats (930 m)
  - Pluviomètres : La Capite (720 m)
    Orcier (650 m)
    Allinges (550 m)
  - Nivopluviomètres totalisateurs
    Macheron (600 m)
    Orcier (650 m)
    Voua de la Motte (600 m)
    Les Chavannes (850 m)
    Très-le-Mont (1380 m)

- *Hydrologie :*

  - Limnigraphes (OTT R-16)
    - Le Voua de la Motte
    - Pont des Blaves
    - Charmoisy
  - Bac jaugeur OTT : Source Zouzou
  - Station de jaugeage : - Le Lyaud
    - Trossy
    - Sous Deschelette
    - Noyer
    - Macheron
    - Captage des Blaves
  - Mesures piézomètriques : - Forage de Chessy
    - Voua de Lys
    - Voua de la Motte
    - Voua Bendet

PRECIPITATIONS.

Les tableaux 2-2-1 à 2-2-5 donnent les précipitations mensuelles sur les principales stations du bassin.

Les mesures nivométriques sont illustrés sur le tableau 2-2-10. Sur le site d'Orcier (650 mètres) durant l'année 1969 et 1970, la comparaison des données du pluviomètre, de la table à neige et du tube à neige montre que la relation mise en évidence à Thonon : 1 cm neige ≃ 1 mm d'eau est appliquable sur le bassin à l'échelle annuelle. Pour tenir compte des expériences menées à Thonon depuis 1969 et sur le bassin du Brévon depuis 1971, les valeurs données par les tubes à neige ont été majorées de 5 %.

- *Intensité des averses* (tableaux 2-2-8 et 2-2-9).

Les intensités maximales pour les petits intervalles (1 et 2 heures) sont du même ordre que celles mesurées à Thonon. Il s'agit d'averse de faible durée (1 à 6 heures) d'origine orageuse, et dont le sens de déplacement est généralement SW-NE. Il en résulte que les intensités maximum sont mesurées en altitude (par exemple le 22/6/70). Les intensités maximales sur de longs intervalles (6, 12 et 24 h), ont été mesurées lors d'averses d'origine océanique, les nuages provenant de l'W, on observe alors les valeurs maximales à basse altitude. C'est le cas par exemple, pour l'averse du 2/8/68 (tableau ci-après et figure A8).

Localisation	Thonon (400)	Blaves (600)	Favrats (930)
Durée en heure	28	27	25
Hauteur en millimètre	93	59	51
Intensité maximum en mm/h sur un intervalle de :			
1 h	25	11	9,6
2 h	16,5	6,5	5,3
6 h	9,8	3,1	3,0
12 h	6,2	3,0	2,8
24 h	3,8	2,4	2,1

ANNEXE 2-3

Le tableau ci-dessous résume les données relatives à la station de Pont des Blaves.

Mois	1968	1969	1970	Débit moyen (l/s)	Débit relatif (1968 - 1970)
J	0,93	0,97	1,14	175	1,01
F	0,98	0,89	1,83	214	1,23
M	1,02	1,25	1,15	197	1,13
A	1,01	1,53	2,44	283	1,63
M	1,21	1,73	1,58	259	1,48
J	0,52	1,29	0,83	149	0,86
J	0,63	0,78	0,50	110	0,63
A	1,03	0,94	0,48	143	0,82
S	1,40	0,44	0,24	127	0,73
O	1,21	0,33	0,32	114	0,66
N	0,98	1,03	0,90	169	0,97
D	1,07	0,86	0,57	146	0,84

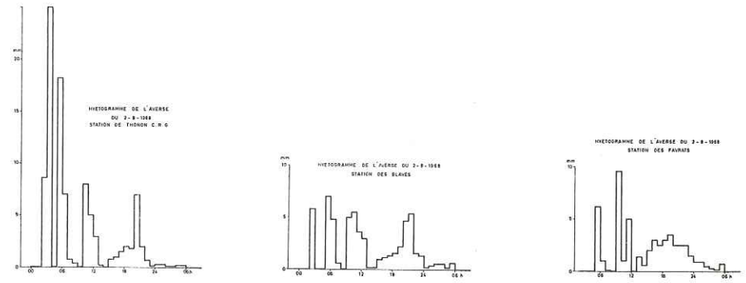
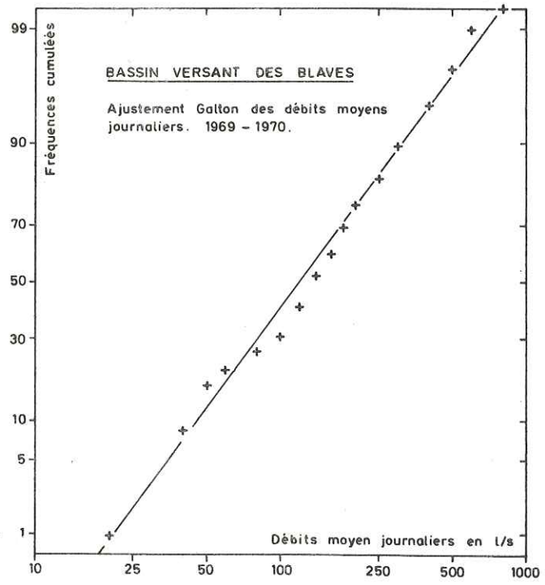


Figure : A8

Il existe un premier maximum de débit de mars à mai, dû à la fonte des neiges et un second en novembre-décembre, dû à la pluviomètrie de fin d'automne. A l'échelle de l'année, la répartition des débits mensuels peut s'écarter sensiblement de ce schéma moyen. En particulier en 1968, la forte pluviomètrie d'août et septembre a entraîné de forts débits et en 1970, l'enneigement exceptionnel a occasionné un débit moyen de 410 l/s durant le mois d'avril et la sécheresse d'août à octobre un étiage tout aussi exceptionnel (40 l/s en septembre 1970).

On a tenté un ajustement des débits moyens journaliers (période 1969-1970) à une distribution de Galton (figure A9). Il en ressort que 68 % des débits moyens journaliers sont compris entre 55 et 250 l/s et 98 % entre 20 et 650 l/s.



ETUDE DES CRUES. Figure : A9

Séparation des composants de l'hydrogramme.

En se fondant sur la mesure des teneurs en tritium dans les précipitations, la rivière et les eaux souterraines d'un même bassin versant, on a pu évaluer, à chaque instant, la participation de la pluie directement ruisselée au débit de la rivière.

Le principe de cette méthode est simple :

En période d'étiage, le débit de la rivière Q est uniquement dû aux débits cumulés q_s des eaux souterraines en amont du point de mesure :

$$Q = q_s \qquad (1)$$

En période de crue, au débit q_s s'ajoute le débit q_r dû au ruissellement :

$$Q = q_s + q_r \qquad (2)$$

En ce qui concerne le tritium, en appelant respectivement par a, a_r, a_s les concentrations en tritium de la rivière, des précipitations, dont une partie va ruisseler, et des eaux souterraines, on peut écrire qu'en période d'étiage :

$$Q.a = q_s.a_s \qquad (3)$$ car à l'étiage :

$$Q = q_s \quad (1) \text{ et } a = a_s$$

En période de crue :

$$Q.a = q_s.a_s + q_r.a_r \qquad (4)$$

Nous pouvons alors calculer le quotient $r = q_r/Q$ en éliminant q_s entre les équations (2) et (4).

$$r = q_r/Q = (a_s - a) / (a_s - a_r)$$

Ce qui donne :

$$r = q_r/Q = (1 - \rho) / (1 - \beta) \quad (5), \text{ avec}$$

$\rho = a/a_s$ et $\beta = a_r/a_s$ coefficients sans dimension toujours positifs.

Nous appelerons r le coefficient de ruissellement instantané :

$$r = (1 - \rho) / (1 - \beta)$$

ce rapport $r = q_f/Q$ mesure à chaque instant la fraction d'eau de pluie ruisselée dans le débit total.

Sur des axes de coordonnées ρ et β, les courbes $r = C^{te}$ sont des droites de pentes r appartenant au faisceau linéaire de sommet ρ = I et β = I. Seules nous intéressent les droites de pentes comprises entre O et 1 (O<r<I) correspondant aux couples ρ, β possibles : domaines A et B de la figure A10.

Cette figure permet de mieux comprendre l'indétermination intervenant pour ρ = 1 et β = 1 (c'est-à-dire lorsque $a = a_s = a_r$) ainsi que le peu de précision obtenue dans la détermination de r lorsque ρ et β sont voisins de 1.

Nous appelerons f, fraction ruisselée afférente à une averse, le rapport de V_r, intégrale prise entre le début et la fin de la crue due à cette averse, de la fonction $q_f = r.\ Q$, au volume V_o des pluies tombées sur le bassin versant.

$$f = V_r/V_o = 1/V_o \int^t r\ Q\ dt \qquad (6)$$

Il est important d'effectuer une étude précise de l'incertitude avec laquelle nous calculons les valeurs de r et de f.

Après avoir obtenu la différentielle logarithmique de l'expression (5) et, passant aux incertitudes, nous pouvons écrire, en admettant que les mesures des teneurs a, a_s et a_r sont faites avec la même précision p (c'est en principe le cas, car ces teneurs sont du même ordre de grandeur) :

$$\Delta r/r = p/100.\ \frac{|\rho - \beta| + \rho|1 - \beta| + \beta|1 - \rho|}{|1 - \rho||1 - \beta|} \qquad (7)$$

Nous devons étudier cette expression dans les deux cas correspondant aux régions (A) et (B) de la figure A10 précèdemment définies :

domaine A : ρ < 1 β > 1

domaine B : ρ > 1 β < 1

Dans chacun de ces cas, nous pouvons alors supprimer les valeurs absolues et simplifier ainsi l'expression (7) :

domaine A : $\Delta r/r = 2\ p\rho/100\ (1 - \rho)$

domaine B : $\Delta r/r = 2\ p\rho/100\ (\rho - 1)$

Ce qui peut se rassembler dans l'écriture unique :

$$\Delta r/r = 2\ p\rho/100|\rho - 1|$$

l'incertitude relative sur le coefficient de ruissellement ne dépend donc que de 2 facteurs p et ρ.

La précision relative p de la mesure des teneurs a, a_s et a_r est un facteur sur lequel nous pouvons jouer, alors que le coefficient ρ est une donnée. Sur la figure A11, nous avons tracé la courbe représentative des variations de Δr/r en fonction de ρ, dans un intervalle de 0,1 à 10, p étant considéré comme un paramètre à qui nous avons successivement attribué les valeurs 10 %, 5 % et 1 %.

Quelles que soient les valeurs de p, on remarque que l'incertitude sur r augmente indéfiniment lorsque ρ tend vers 1. Mais la valeur de p n'est pas indifférente. Admettant en effet que nous désirions obtenir r avec un précision relative de 20 %, nous avons rassemblé dans le tableau suivant, pour différentes valeurs de p, les intervalles hors desquels doit se trouver ρ :

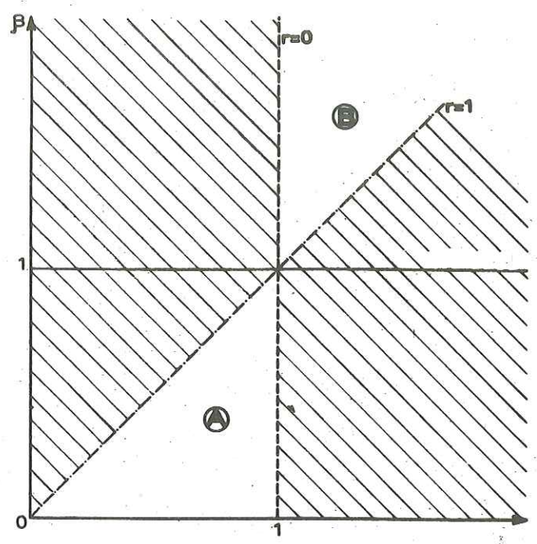


Figure : A10

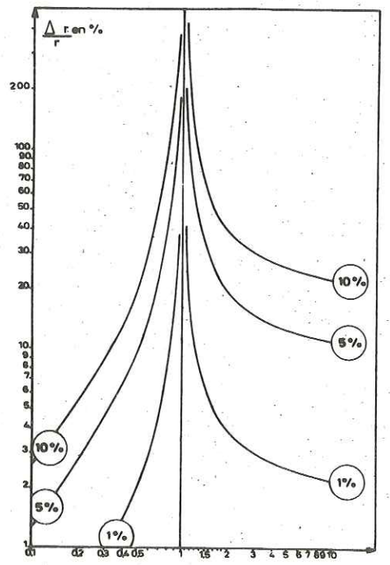


Figure : A11

p	Intervalle interdit à ρ
10	0,5 - ∞
5	0,7 - 2
1	0,9 - 1,1
0,5	0,95 - 1,05

Nous pouvons déterminer la valeur de p nécessaire en fonction de la précision Δr/r désirée et de la valeur de ρ déterminée par un premier comptage effectué à une précision p'. On juge de la validité du résultat en comparant p' à p, et en reprenant éventuellement les analyses.

La précision obtenue pour l'évaluation de la fraction ruisselée (cf. (6) :

$$f = V_r/V_o = 1/Vo \int_o^t r\ Q\ dt$$

dépend essentiellement de la précision sur r, V et Vo. En première approximation :

$$\Delta f/f < Maj\ \Delta r/r + Maj\ \ \Delta Q/Q + \Delta Vo/Vo$$

Compte tenu des précisions généralement obtenues (débitmètrie à 5 %, pluviomètrie ponctuelle à 10 %, coefficient de ruissellement à 20 %), la fraction ruisselée n'est pas connue à mieux que 40 % près.

Ainsi la mesure des teneurs en tritium dans les précipitations et la rivière permet de déterminer la participation réelle des eaux de pluie au débit des rivières en période de crue. Nous avons étudié par cette méthode 8 crues en 1968 et 1969 sur le bassin des Blaves (3 sur le sous-bassin de Charmoisy et 5 sur le

bassin fermé à Pont des Blaves). Les résultats montrent que la fraction ruisselée telle que nous l'avons définie (cf. (6)) est comprise entre 1 et 5 %.

Sur les tableaux ci-dessous, sont portés les éléments du calcul, les résultats étant illustrés par les figures A12 à

STATION DE PONT DES BLAVES.

Crue du 11/7/1968. (figure A12)

Précipitation	Hauteur (mm)	Concentration en tritium "a_r" (mesuré au CRG)
(de 04 h à 16 h)	31	189 UT

Rivière	Heure	Débit Q (l/s)	"a" (UT)	"r" (%)	qr (l/s)	qs (l/s)
	07	180	311	0	0	180
	10	920	274	0,30	276	644
	17	290	303	0,06	13	277

V_o = 462 10^3 m^3

V_r = 3,6 10^3 m^3

V = volume d'eau écoulé pendant la crue = 16,3 10^3 m^3

f = 0,0078

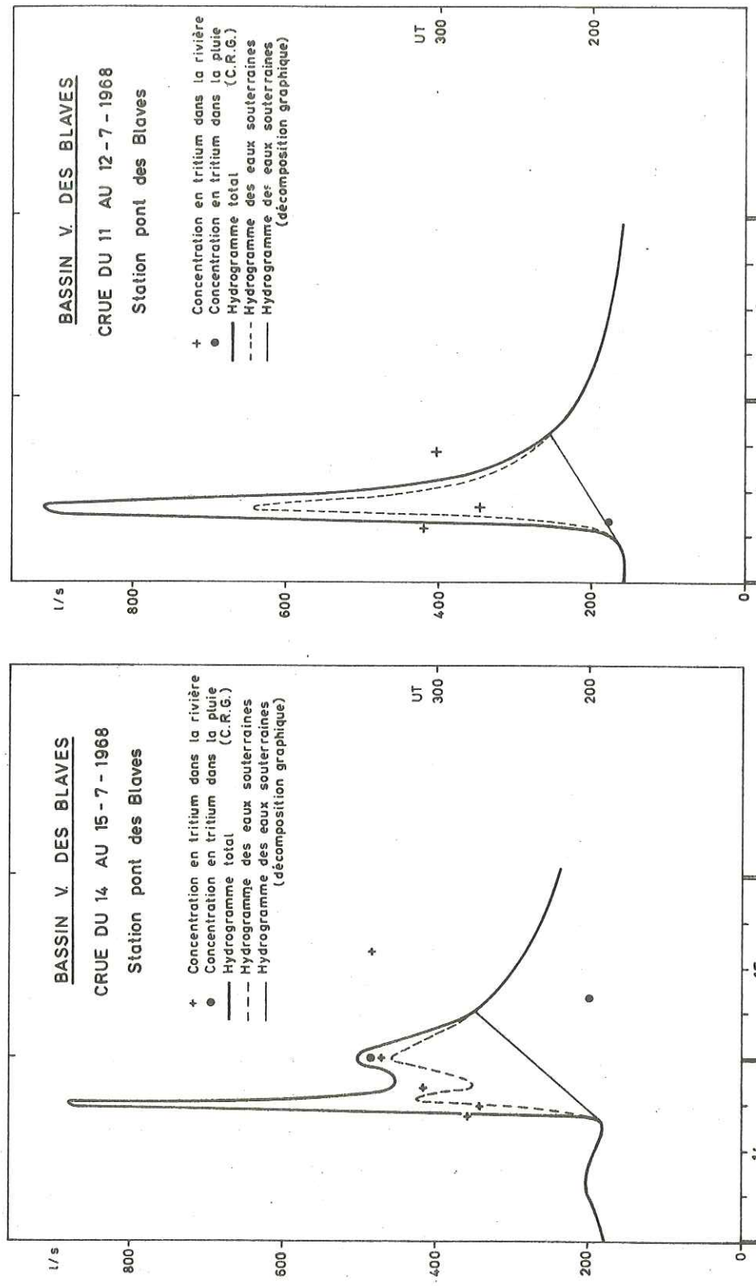


Figure : A12

Figure : A13

Crue du 14/7/1968 (figure A13)

Précipitations	Hauteur (mm)	Concentration en tritium "a_r" (UT) (mesurée au CRG)
(de 13 h à 04 h)	32,1	201

Rivière Date	Heure	Débit Q (l/s)	"a" (UT)	"r" (%)	qf (l/s)	qs (l/s)
14/08	15 h	180	(340)	0	0	180
	16 h	442	279	0,44	196	246
	17 h	800	276	0,46	368	432
	19 h	450	305	0,25	115	335
	22 h 30	500	336	0,03	15	485
15/08	13 h	280	340	0	0	280

V_o = 514 10^3 m^3
V_r = 5,8 10^3
V = 22,7 10^3
f = 0,011

Crues du 2 au 11/8/1968 (figure A14)

Précipitations	Hauteur (mm)	Concentration en tritium "a_r" (UT) (mesurée au CRG)
du 1/8 0 h au 10/8 24 h	102	02/8 227 05/8 249 09/8 394 10/8 529 (mesurée aux Favrats)

Rivière Date	Heure	Débit Q (l/s)	"a" (UT)	"r" (%)	qr (l/s)	qs (l/s)
02/08	00 h	58	(325)	0	0	58
	11 h	220	296	0,30	66	154
	14 h 30	270	276	0,50	135	135
05/08	15 h	115	323	0,04	5	110
	19 h	150	319	0,09	14	136
08/08	19 h 30	170	250	0	0	170
	22 h 30	400	272	0,16	64	336
09/08	10 h	220	266	0,17	37	183
10/08	08 h	300	344	0,34	102	198

Pour cet ensemble de crues :

V_o = 1 632 10^3 m^3
V_r = 21,2 10^3 m^3
V = 120 10^3 m^3
f = 0,013

Crues du 23 au 26/6/1969 (figure 30)

Précipitations	Hauteur (mm)	Concentration en tritium "a_r" (UT) (mesurée à Thonon)	
du 23 16 h au 25 24 h	32,4	23/6	337
		24/6	368
		25/6	415

Rivière Date	Heure	Débit Q (l/s)	"a" (UT)	"r" (%)	qr (l/s)	qs (l/s)
23/06	18 h	60	(200)	0	0	160
	20 h	170	206	0,04	7	163
	22 h 30	240	243	0,32	177	163
24/06	05 h 30	190	200	0	0	190
	08 h 30	300	241	0,25	75	225
	10 h 30	500	213	0,08	40	460
	14 h	520	(168 ?)			
	16 h 30	440	229	0,18	79	361
	20 h	370	261	0,37	137	233
	22 h 30	350	265	0,39	136	214
25/06	06 h	310	250	0,23	71	239
	12 h	310	251	0,24	74	236
	18 h	340	238	0,17	58	282

$V_o = 518\ 10^3\ m^3$

$V_r = 14,4\ 10^3\ m^3$

$V = 24,2\ 10^3\ m^3$

$f = 0,028$

Lors de cette crue, nous avons également analysé la concentration en sulfate dans la rivière et dans la pluie. En utilisant le même principe qu'avec le tritium, on peut réaliser la décomposition de l'hydrogramme en débit de ruissellement et en débit d'eaux souterraines. En appelant respectivement, dans l'expression (4), a, a_r, et a_s, les concentrations en sulfates de la rivière, des précipitations et des eaux souterraines.

Les éléments du calcul figurent sur le tableau ci-dessous :

Précipitations		Concentration en $SO_4^=$: 1,8 mg/l				
Rivière Date	Heure	Débit Q (l/s)	"a" (mg/l)	"r" (%)	qr (l/s)	qs (l/s)
23/06	18 h	160	39,8	0	0	160
	20 h	170	39,8	0	0	170
	22 h 30	240	37,6	0,06	14	226
24/06	05 h 30	190	39,8	0	0	190
	08 h 30	300	39,8	0	0	300
	10 h 30	500	36,5	0,08	40	460
	14 h	520	31,7	0,21	109	411
	16 h 30	440	29,5	0,27	119	321
	20 h	370	31,0	0,23	85	285
	22 h 30	350	30,7	0,24	84	266
25/06	06 h	310	33,4	0,15	47	263
	12 h	310	32,6	0,19	59	251
	18 h	340	33,1	0,18	61	279

Les résultats (figure 30), sont très semblables à ceux obtenus par la méthode de tritium,"f" étant de l'ordre de 3 %. Cette technique est applicable sur le bassin des Blaves car on trouve très peu de terrain contenant des sulfates à l'affleurement et on peut considérer que la seule source de sulfate dans la rivière est les eaux souterraines.

STATION DE CHARMOISY.

Sur le sous-bassin de Charmoisy, nous avons étudié la série de crues du 2/8 au 11/8 1968. Les résultats (figure A15) sont tout à fait comparables à ceux obtenus sur la station des Blaves.

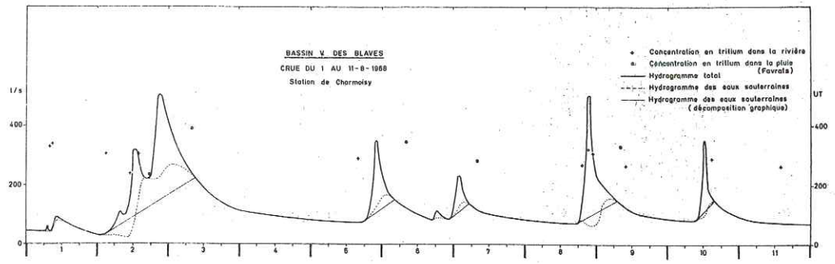


Figure : A15

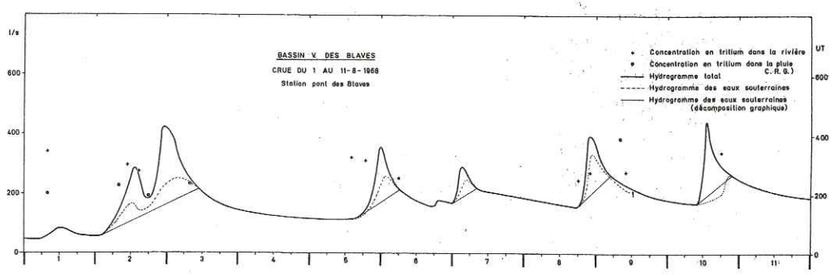


Figure : A14

V_o = 1 856 10^3 m^3 (116 mm de précipitation)

V_r = 22,1 10^3 m^3

V = 63 10^3 m^3

$$f = \frac{Vr}{Vo} = 0,012$$

Ces résultats ont été appliqués aux 92 crues que nous avons pu étudier sur le bassin de 1968 à 1970.

Les crues dont le débit de pointe a dépassé 1 000 1/s sont illustrées par les figures A16 à A20.

BILAN HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN.

Les termes du bilan, hydrogéologique global se décomposent en entrées E et sorties S.

ENTREES.

- *Alimentation directe :* précipitation totale (pluie, neige, précipitation occulte...). La densité des appareils de mesures, la période d'étude suffisamment longue pour une détermination efficace du gradient altimètrique de pluviomètrie entraine une précision de l'ordre de 10 % sur l'évaluation de ce paramètre.

- *Alimentation indirecte :* à déterminer.

SORTIES.

- *Evapotranspiration réelle :* c'est le terme le plus délicat à évaluer, la méthode du gradient moyen qui a été utilisé rapporté à la valeur sur le lysimètre A de Thonon permet cette évaluation avec une précision de l'ordre de 10 à 20 %.

- *Ecoulement de surface et prélèvement dans les eaux souterraines :* c'est le terme apprécié avec le plus de précision. Les stations du bassin étant équipées de limnigraphes, on peut évaluer l'écoulement de surface à 5 % près, la précision sur les débits pompés ou captés étant similaire.

- *Ecoulement souterrain en dehors du système :* à déterminer.

La variation des réserves mise en évidence sur le bassin peut donc être négligée dans l'établissement du bilan.

L'excèdent du bilan sur le bassin des Blaves (16 km^2) (2-4-3-1 G) est donc significatif :

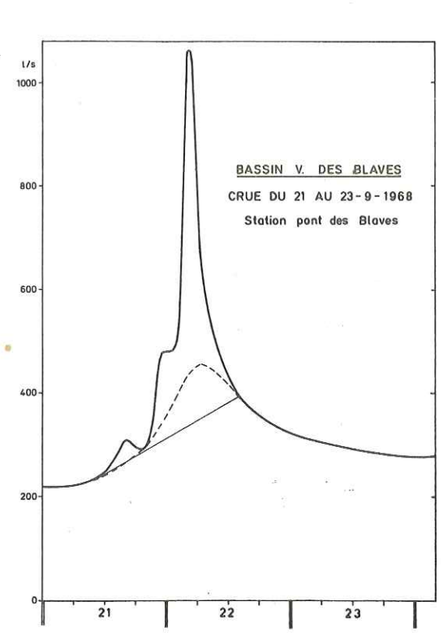
$$P + Q_E = ET_p + Q + Q_s$$

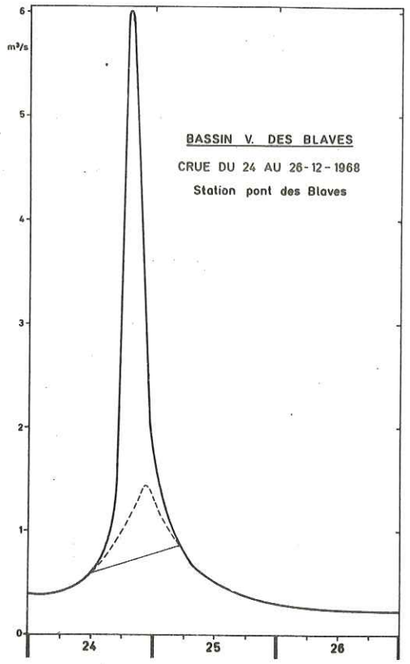
$$20,3 \pm 2 + Q_E = 5,5 \pm 1 + 8,9 \pm 0,4 + Q_s \quad (\text{en } 10^6 \text{ m}^3)$$

soit au minimum un excèdent de 2,3 10^6 m^3 par an et au maximum 9,3 10^6 m^3/an.

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o

o-o-o-o-o-o-o





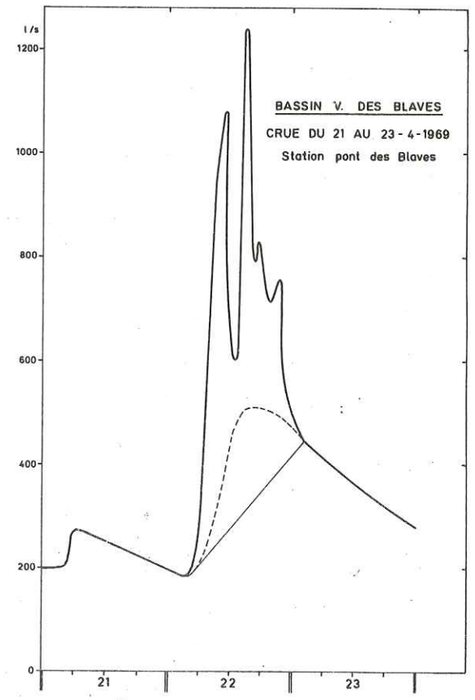
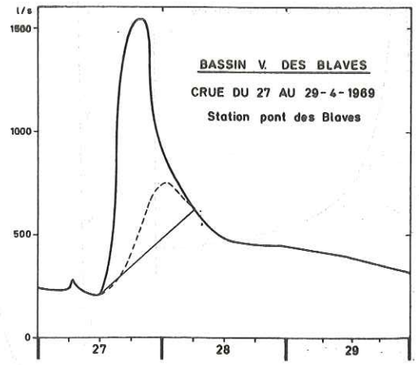


Figure : A16



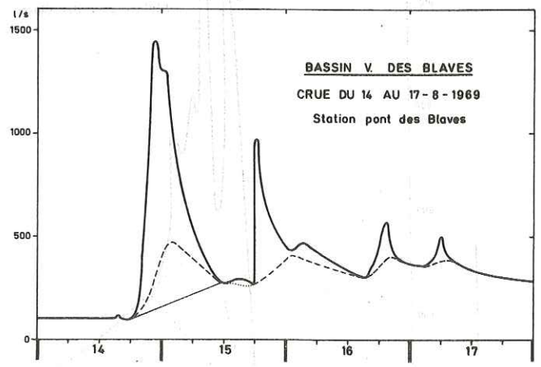
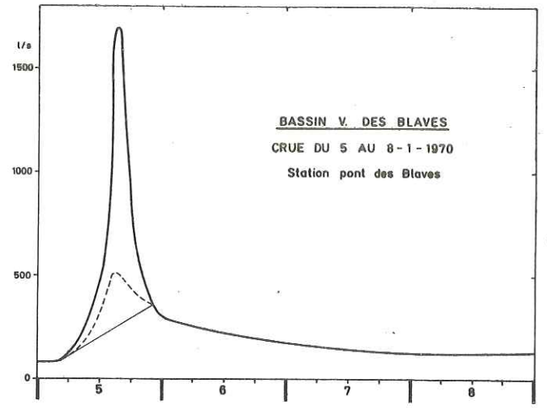
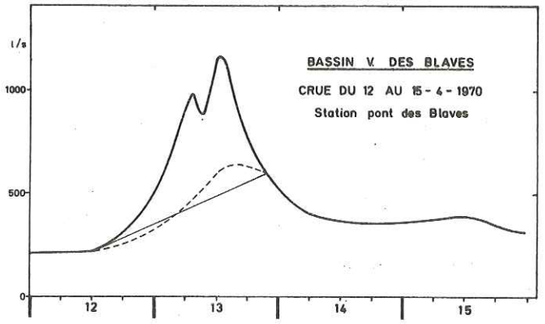


Figure : A17





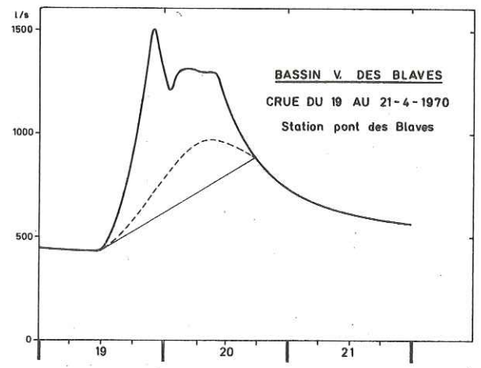
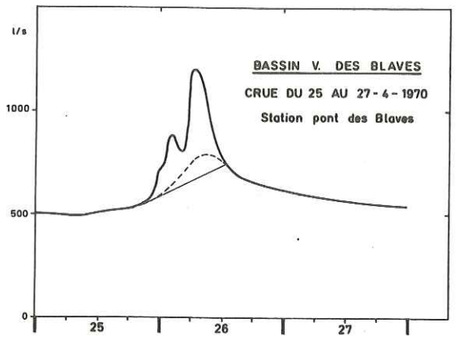
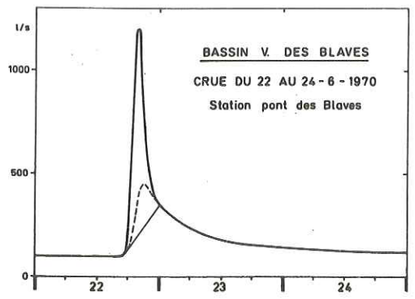


Figure : A18





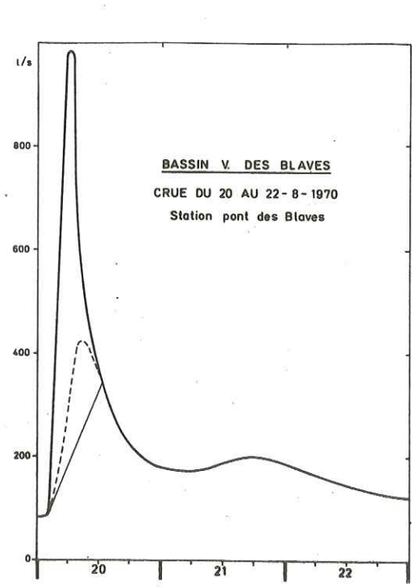
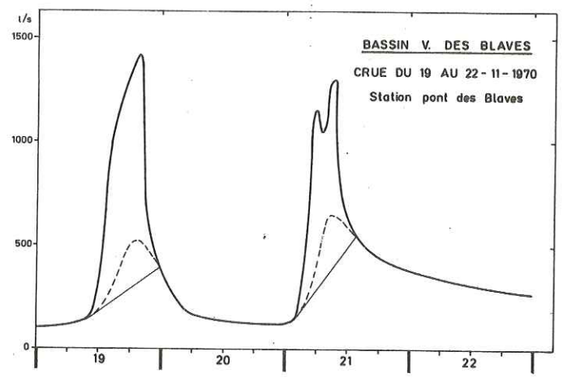


Figure : A19



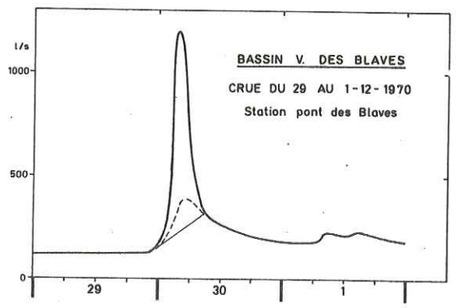


Figure : A20

LISTE DES TABLEAUX

Pages

Tableau 1-1-1 - Précipitations à Thonon-C.R.G..... 1

Tableau 1-1-2 - Précipitations à Thonon-Rives..... 2

Tableau 1-1-3 - Précipitations à Lausanne..... 3

Tableaux 1-1-4 - Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h à Thonon-C.R.G., année 1968..... 4

Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h à Thonon-C.R.G., année 1969..... 5

Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h à Thonon-C.R.G., année 1970..... 6

Tableau 1-1-5 - Intensités maximums des averses à Thonon-C.R.G..... 7

Tableau 1-1-6 - Températures moyennes mensuelles et annuelles à Thonon-C.R.G..... 8

Tableau 1-1-7 - Températures moyennes mensuelles et annuelles à Thonon-Rives..... 9

Tableau 1-1-8 - Températures moyennes mensuelles et annuelles à Lausanne..... 10

Tableau 1-1-9 - Humidité de l'air à Thonon-C.R.G..... 11

Tableau 1-2-1 - Evaluation de la radiation solaire globale sur le Bas-Chablais..... 12

Tableau 1-2-2 - Evapotranspiration potentielle mensuelle par la méthode de Turc à Thonon-C.R.G..... 13

Tableau 1-2-3 - Facteur de correction mensuel de l'évapotranspiration potentielle. Méthode de Thornthwaite..... 14

Pages

Tableau 1-2-4 - Evapotranspiration potentielle mensuelle par la méthode de Thornthwaite à Thonon-C.R.G..... 15

Tableau 1-2-5 - Bilan de l'eau à Thonon-C.R.G., année 1966.. 16

Tableau 1-2-6 - Bilan de l'eau à Thonon-C.R.G., année 1967.. 17

Tableau 1-2-7 - Bilan de l'eau à Thonon-C.R.G., année 1968.. 18

Tableau 1-2-8 - Bilan de l'eau à Thonon-C.R.G., année 1969.. 19

Tableau 1-2-9 - Bilan de l'eau à Thonon-C.R.G., année 1970.. 20

Tableau 1-2-10 - Evapotranspiration potentielle mensuelle par la méthode de Primault à Thonon-C.R.G..... 21

Tableau 1-2-3 - Evaporation mensuelle Piche à Thonon-C.R.G., et aux Blaves..... 22

Tableau 1-3-2 - Evaporation mensuelle Bac à Thonon-C.R.G. et aux Blaves..... 23

Tableau 1-5-1 - Lysimètre B. Expérience 1970 (Janvier à Mars). Résultats des analyses de tritium.... 24

Tableau 1-5-2 - Lysimètre B. Expérience 1970 (Avril à août). Résultats des analyses de tritium..... 25

Tableau 1-5-3 - Lysimètre B. Expérience 1970 (Septembre à Décembre). Résultats des analyses de tritium..... 26

Tableau 1-5-4 - Lysimètre B. Expérience 1971 (Janvier à Mai). Résultats des analyses de tritium..... 27

Tableau 1-5-5 - Lysimètre B. Expérience 1971 (Juin à Octobre). Résultats des analyses de tritium. 28

Pages

Tableau 1-5-6 - Lysimètre B. Expérience 1971 (Novembre à Janvier 1972). Résultats des analyses de tritium..... 29

Tableau 1-5-7 - Lysimètre B. Expérience 1970. Résultats des analyses d'oxygène-18..... 30

Tableaux 1-5-11 - Concentration en tritium des averses ponctuelles à Thonon de Janvier à Juin 1968..... 31

Concentration en tritium des averses ponctuelles à Thonon de Juillet à Décembre 1968. 32

Concentration en tritium des averses ponctuelles à Thonon de Janvier à Février 1969.. 33

Concentration en tritium des averses ponctuelles à Thonon de Mars à Juin 1969..... 34

Concentration en tritium des averses ponctuelles à Thonon de Juillet à Décembre 1969. 35

Concentration en tritium des averses ponctuelles à Thonon de Janvier à Décembre 1970. 36

Tableau 1-5-13 - Concentrations moyennes mensuelles en oxygène-18 des précipitations à Thonon et des sorties du lysimètre A..... 37

Tableau 1-5-14 - Concentration en tritium des eaux interstitielles de la carotte Evian - Villa-Magnin..... 38

Tableau 2-2-1 - Précipitations à Allinges..... 39

Tableau 2-2-2 - Précipitations aux Blaves..... 40

Tableau 2-2-3 - Précipitations à la Capite..... 41

Tableau 2-2-4 - Précipitations à Larringes..... 42

Tableau 2-2-5 - Précipitations aux Favrats..... 43

Pages

Tableaux 2-2-6 - Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h aux Blaves, année 1968..... 44

Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h aux Blaves, année 1969..... 45

Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h aux Blaves, année 1970..... 46

Tableaux 2-2-7 - Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h aux Favrats, année 1968..... 47

Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h aux Favrats, année 1969..... 48

Averses supérieures ou égales à 20 mm/24 h aux Favrats, année 1970..... 49

Tableau 2-2-8 - Intensité maximum des averses aux Blaves.... 50

Tableau 2-2-9 - Intensité maximum des averses aux Favrats... 51

Tableau 2-2-10 - Nivomètrie sur le bassin des Blaves..... 52

Tableau 2-2-11 - Températures moyennes mensuelles et annuelles au Blaves..... 53

Tableau 2-2-12 - Températures moyennes mensuelles et annuelles à Larringes..... 54

Tableau 2-2-13 - Evapotranspiration potentielle mensuelle par la méthode de Turc aux Blaves..... 55

Tableau 2-2-14 - Evapotranspiration potentielle mensuelle par la méthode de Thornthwaite aux Blaves..... 56

Tableau 2-3-1 - Réserves superficielles du bassin des Blaves..... 57

Pages

Tableaux 2-4-4 - Concentration en tritium des eaux à Charmoisy, année 1968..... 58

Concentration en tritium des eaux à Charmoisy, année 1969..... 59

Concentration en tritium des eaux à Charmoisy, années 1970-1971..... 60

Tableaux 2-4-5 - Concentration en tritium des eaux à Zouzou, année 1968..... 61

Concentration en tritium des eaux à Zouzou, année 1969..... 62

Concentration en tritium des eaux à Zouzou, années 1970-1971..... 63

Tableaux 2-4-8 - Concentration en tritium à la Versoie, années 1965, 1966, 1967..... 64

Concentration en tritium à la Versoie, années 1968, 1969, 1970..... 65

Concentration en tritium à la Versoie, année 1971..... 66

Tableau 2-4-9 - Concentration en tritium au captage des Blaves..... 67

Tableaux 2-4-10 - Concentration en tritium à Pont des Blaves, année 1968..... 68

Concentration en tritium à Pont des Blaves, année 1969..... 69

Concentration en tritium à Pont des Blaves, années 1970-1971..... 70

Tableau 2-4-11 - Concentration en tritium à Chessy..... 71

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o
o-o-o-o-o-o-o

LISTE DES FIGURES

Pages

Figure A1 - Ajustement Gauss de la pluviomètrie annuelle à Genève, Lausanne et Montreux..... 4

Figure A2 - Distribution de la pluviomètrie à Genève, Lausanne et Montreux..... 5

Figure A3 - Répartition mensuelle des précipitations moyennes à Thonon, aux Blaves et à Vinzier..... 7

Figure A4 - Ajustement Gauss des intensités, sur un intervalle de 30 minutes, des averses à Thonon..... 7

Figure A5 - Bilan de l'eau d'après la méthode de Thornthwhaite à Thonon..... 9

Figure A6 - Expérience lysimètre B 1970. Ajustement à une loi normale des concentrations relatives C/C_o en O-18 en fonction du volume drainé..... 14

Figure A7 - Courbe hypsomètrique et fréquences altimètriques sur le Bassin des Blaves..... 18

Figure A8 - Hyétogramme des averses à intensité maximum à Thonon, aux Blaves et aux Favrats..... 23

Figure A9 - Ajustement Galton des débits moyens journaliers à la station des Blaves..... 24

Figure A10 - Domaines d'utilisation de la méthode isotopique de séparation des composants d'un hydrogramme..... 28

Figure A11 - Variation de $\Delta r/r$ en fonction de ρ..... 28

Pages

Figures A12 et A13 - Crue du 11 et 14/7/68, station des Blaves.... 31

Figures A14 et A15 - Crue du 1 au 11/8/68 aux stations des Blaves et de Charmoisy..... 36

Figures A16 à A20 - Crues dont le débit a dépassé 1 000 l/s à la station des Blaves..... 39 à 43

o-o-o-o-o-o-o-o-o-o-o
o-o-o-o-o-o-o

TABLEAUX EN ANNEXE

PLUVIOMETRIE

Station	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
C.R.G.	1966	74	120	57	120	93	33	73	72	83	106	60	101	992
385 m	1967	47	51	84	20	140	90	51	94	68	59	204	55	963
	1968	72	107	36	89	101	99	97	245	148	59	72	76	1 201
	1969	51	52	84	101	85	104	66	95	34	5	123	37	837
	1970	83	117	81	161	52	131	36	138	26	69	163	26	1 083
		65	89	68	98	94	91	65	129	72	60	124	59	1 014

Tableau : 1-1-1

PLUVIOMETRIE

Station	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
Thonon	1966	71	121	21	114	77	34	73	73	84	93	55	84	897
Rives	1967	41	44	44	18	112	100	50	83	71	58	187	52	859
380 m	1968	61	91	32	77	101	73	118	221	136	61	67	61	1 099
	1969	30	39	73	75	71	92	54	96	34	1	108	30	703
	1970	73	131	64	129	35	124	27	125	36	59	156	15	974
		55	85	47	83	79	85	64	120	72	54	114	48	906

Tableau : 1-1-2

PLUVIOMETRIE

Station	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
Lausanne	1966	95	139	47	126	104	41	95	135	49	97	75	120	1 123
618 m	1967	55	72	100	20	160	69	87	97	86	63	221	83	1 113
	1968	140	100	45	88	82	59	110	339	175	61	76	99	1 374
	1969	61	73	80	133	82	149	63	105	41	3	127	60	977
	1970	93	250	92	193	65	152	53	122	47	62	165	26	1 320
		89	127	73	112	97	94	82	160	80	57	133	78	1 182

Tableau : 1-1-3

AVERSES SUPERIEURES OU EGALES
A 20 mm EN 24 HEURES

STATION C.R.G. (385 m)

1968

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm
09/02	06 h	18	28
21/03	13 h	07	25
24/04	11 h	06	23
27/04	16 h	13	26
11/05	18 h	19	31
19/06	00 h 30	01,30	34
05/07	21 h	05	33
11/07	05 h 30	03	20
02/08	02 h	21	92
05/08	13 h	09	20
14/08	04 h	22	25
14/09	22 h 30	24	74
21/09	03 h	23	33
28/09	07 h 30	11	20
08/10	10 h	10	45
02/11	11 h	24	24
03/11	21 h	22	35
22/12	15 h	21	22
24/12	20 h	24	29

Tableau : 1-1-4

AVERSES SUPERIEURES OU EGALES

A 20 mm EN 24 HEURES

STATION C.R.G. (385 m)

1969

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm
13/03	21 h	21	20
21/04	00 h	18	29
27/04	06 h	20	36
04/05	04 h	10	33
18/06	12 h	15	26
24/06	02 h	10	22
07/11	09 h	20	21
12/11	06 h	08	24

Tableau : 1-1-4

AVERSES SUPERIEURES OU EGALES
A 20 mm EN 24 HEURES

STATION C.R.G. (385 m)

1970

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm
04/01	16 h	24	36
02/02	12 h	24	20
05/02	01 h	12	23
22/03	15 h	20	20
07/04	03 h	17	24
12/04	17 h	19	20
19/04	11 h	24	37
14/06	17 h	01	22
17/06	00 h	04	45
16/08	17 h	14	26
20/08	02 h	09	23
21/08	05 h	05	22
09/10	00 h	18	20
13/11	05 h	15	20
13/11	21 h	11	29
19/11	02 h	16	34
21/11	01 h	11	32
29/11	23 h	10	21

Tableau : 1-1-4

ANALYSE DE 3 AVERSES A INTENSITE MAXIMUM

SUR UN INTERVALLE DE 1 h, 2 h, 6 h, 12 h, 24 h

STATION C.R.G. (1966-1970)

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm	Intensité maximum en mm/h sur un intervalle de : 1 h	2 h	6 h	12 h	24 h
17/06/70	00 h	04 h	45	*30*	*21,5*	-	-	-
19/06/68	00 h 30	01 h 30	34	*29*	-	-	-	-
02/08/68	02 h	28 h	93	*25*	*16,5*	*9,8*	*6,2*	*3,8*
21/08/68	05 h	05 h	21	16,5	*9,6*	-	-	-
08/10/68	10 h	10 h	45	7,0	6,5	*6,3*	-	-
14/09/68	22 h	25 h	74	8	7,5	*6,0*	*3,8*	*3,1*
15/11/67	09 h	46 h	92	10	7,5	4	*3,8*	*2,7*

Tableau : 1-1-5

TEMPERATURES

BASSIN VERSANT DES BLAVES

STATION THONON C.R.G.

385 m

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne annuelle
1966	-0,8	3,7	3,9	8,9	12,4	16,9	16,0	16,0	15,1	12,1	3,5	2,5	9,2
1967	0,4	2,9	5,2	4,8	11,3	14,6	18,0	17,4	13,9	11,6	5,7	0,3	8,8
1968	-0,4	3,0	2,0	5,9	8,9	12,9	15,2	14,0	11,2	11,1	5,0	1,3	7,5
1969	1,1	-1,5	3,8	7,3	11,6	12,7	17,5	16,2	14,7	10,2	5,5	-3,0	8,0
1970	1,3	2,4	2,9	5,2	10,9	15,8	18,2	18,5	17,1	11,1	7,8	3,6	9,6
Moyenne	0,3	2,1	3,6	6,4	11,0	14,6	17,0	16,4	14,4	11,2	5,5	0,9	8,6

Tableau : 1-1-6

050 033067 1

TEMPERATURES MOYENNES

STATION DE THONON (RIVES)

375 m

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	moyenne annuelle
1966	0,6	6,1	5,1	10,8	14,4	18,7	18,3	18,0	17,4	13,5	4,2	3,3	10,9
1967	1,7	4,3	7,1	8,6	13,3	16,4	21,3	19,4	15,3	13,9	6,3	1,3	10,7
1968	1,0	3,4	6,1	10,5	12,9	16,7	19,1	17,1	13,4	13,2	6,0	2,6	10,2
1969	2,2	0,9	2,6	9,0	14,5	15,1	20,5	19,2	17,2	12,6	7,4	-1	10,0
1970	1,5	3,8	3,7	7,5	12,9	18,3	19,2	19,6	17,5	10,6	7,4	2,1	10,3
Moyenne	1,4	3,7	4,9	9,3	13,6	17,0	19,7	18,7	16,2	12,8	6,3	1,7	10,4

Tableau : 1-1-7

27 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

TEMPERATURES MOYENNES

STATION DE LAUSANNE (CHAMP DE L'AIR)

618 m

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne annuelle
1966	-0,7	6,1	3,9	10,0	13,6	17,7	16,7	16,6	16,0	12,3	3,1	1,8	9,8
1967	0,8	3,1	6,2	7,9	12,1	15,6	20,4	17,9	14,2	12,7	5,3	-0,6	9,6
1968	-0,4	2,4	5,5	10,0	11,9	16,0	18,0	15,7	13,6	12,3	4,7	0,9	9,2
1969	1,3	-0,4	4,7	8,2	13,6	14,1	19,4	17,5	15,6	11,4	5,4	-2,8	9,0
1970	0,5	1,4	2,2	5,9	12,0	17,4	18,2	18,2	15,8	9,4	6,6	0,4	9,0
Moyenne	0,3	2,5	4,5	8,4	12,6	16,2	18,5	17,2	15,0	11,6	5,0	-0,1	9,3

Tableau : 1-1-8

HUMIDITE RELATIVE DE L'AIR EN %

STATION DE THONON C.R.G.

Mois	1966	1967	1968	1969	1970
1	76	80	79	80	82
2	74	77	83	76	74
3	77	74	74	78	73
4	75	72	75	72	73
5	70	73	76	74	72
6	74	75	75	77	76
7	73	71	74	73	71
8	76	74	80	74	75
9	80	77	81	79	76
10	79	80	83	79	80
11	78	79	83	75	81
12	76	76	80	78	77
Année	76	76	79	76	76

Tableau : I-1-9

EVALUATION DE I_g (RADIATION SOLAIRE GLOBALE EN cal/cm^2/jour)

SUR LE BAS-CHABLAIS

Mois	1966	1967	1968	1969	1970
1	73	84	73	78	73
2	149	174	126	106	116
3	291	268	276	224	209
4	366	401	401	337	322
5	501	443	414	466	438
6	555	543	531	421	549
7	492	551	510	545	516
8	391	437	402	432	448
9	303	283	291	355	371
10	167	232	193	237	203
11	86	94	72	119	117
12	64	66	64	57	60

Tableau : 1-2-1

EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE EN MILLIMETRE

CALCULEE PAR LA METHODE DE TURC

STATION THONON C.R.G.

Mois	1966	1967	1968	1969	1970
1	0	1	0	3	4
2	16	14	12	0	9
3	28	33	15	22	17
4	62	44	51	51	38
5	100	85	69	90	82
6	128	117	107	86	123
7	112	131	113	128	124
8	91	105	87	100	110
9	71	64	58	80	90
10	39	49	41	46	43
11	10	16	12	18	23
12	6	1	4	0	8
Année	663	660	569	624	671

Tableau : 1-2-2

FACTEUR DE CORRECTION MENSUEL

DE L'ETp THORNWHAITE

Lat. 46°N

Janvier	0,79
Février	0,81
Mars	1,02
Avril	1,13
Mai	1,29
Juin	1,31
Juillet	1,32
Août	1,22
Septembre	1,04
Octobre	0,94
Novembre	0,79
Décembre	0,74

Tableau : 1-2-3

EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE EN MILLIMETRE

CALCULEE PAR LA METHODE DE THORNWHAITE

STATION THONON C.R.G.

Mois	1966	1967	1968	1969	1970
1	0	1	0	4	4
2	14	11	14	0	8
3	18	25	13	19	12
4	54	26	38	41	26
5	79	73	64	76	66
6	110	96	84	85	101
7	106	120	108	119	119
8	98	94	91	101	113
9	78	72	63	78	87
10	55	54	56	49	49
11	12	22	23	22	28
12	8	1	1	0	11
Année	632	595	555	594	624

Tableau : 1-2-4

BILAN DE L'EAU EN MILLIMETRE

STATION THONON C.R.G.

Méthode de Thornwhaite

1966

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P	74	120	57	120	93	33	73	72	83	106	60	101
ET_p	0	14	18	54	79	110	106	98	78	55	12	8
I_p	74	106	39	66	14	0	0	0	5	51	48	93
ΔR						- 77	- 33	- 26	+ 5	+ 51	+ 48	+ 32
R	200	20	20	200	200	123	90	64	69	120	168	200
ET_r	0	14	18	54	79	110	106	98	78	55	12	8
I_r	74	106	39	66	14	0	0	0	0	0	0	61

P = précipitation

ET_p = évapotranspiration potentielle

I_p = infiltration potentielle (P - ET_p)

ΔR = variation des réserves

R = réserves

ET_r = évapotranspiration réelle

I_r = infiltration réelle

Tableau : 1-2-5

BILAN DE L'EAU EN MILLIMETRE

STATION THONON C.R.G.

Méthode de Thornwhaite

1967

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P	47	51	84	20	140	90	51	94	68	59	204	55
ET_p	1	11	25	26	73	96	120	94	72	54	22	1
I_p	46	40	59	0	67	0	0	0	0	5	182	54
ΔR				-6	+6	-6	-69		-4	+5	+74	
R	200	200	200	194	200	194	125	125	121	126	200	200
ET_r	1	11	25	26	73	96	120	94	72	54	22	1
I_r	46	40	59	0	61	0	0	0	0	0	108	54

P = précipitation

ET_p = évapotranspiration potentielle

I_p = infiltration potentielle (P - ET_p)

ΔR = variation des réserves

R = réserves

ET_r = évapotranspiration réelle

I_r = infiltration réelle

Tableau : 1-2-6

BILAN DE L'EAU EN MILLIMETRE

STATION THONON C.R.G.

Méthode de Thornwhaite

1968

1968

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P	72	107	36	89	101	99	97	245	148	59	72	76
ET_p	0	14	13	38	64	84	108	91	63	56	23	1
I_p	72	93	23	51	37	15	0	154	85	3	49	75
ΔR							-11	+11				
R	200	200	200	200	200	200	189	200	200	200	200	200
ET_r	0	14	13	38	64	84	108	91	63	56	23	1
I_r	72	93	23	51	37	15	0	143	85	3	49	75

P = précipitation

ET_p = évapotranspiration potentielle

I_p = infiltration potentielle (P - ET_p)

ΔR = variation des réserves

R = réserves

ET_r = évapotranspiration réelle

I_r = infiltration réelle

Tableau : 1-2-7

BILAN DE L'EAU EN MILLIMETRE

STATION THONON C.R.G.

Méthode de Thornwhaite

1969

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P	51	52	84	101	85	104	66	95	34	5	123	37
ET_p	4	0	19	41	76	85	119	101	78	49	22	0
I_p	47	52	65	60	9	19	0	0	0	0	101	37
ΔR							-53	-6	-44	-44	+101	+37
R	200	200	200	200	200	200	147	141	97	53	154	191
ET_r	4	0	19	41	76	85	119	101	78	49	22	0
I_r	47	52	65	60	9	19	0	0	0	0	0	0

P = précipitation

ET_p = évapotranspiration potentielle

I_p = infiltration potentielle ($P - ET_p$)

ΔR = variation des réserves

R = réserves

ET_r = évapotranspiration réelle

I_r = infiltration réelle

Tableau : 1-2-8

BILAN DE L'EAU EN MILLIMETRE

STATION THONON C.R.G.

Méthode de Thornwhaite

1970

1970

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P	83	117	81	161	52	131	36	138	26	69	163	26
ET_p	4	8	12	26	66	101	119	113	87	49	28	11
I_p	79	109	69	135	0	30	0	25	0	20	135	15
ΔR	+9				-14	+14	-83	+25	-61	+20	+99	
R	200	200	200	200	186	200	117	142	81	101	200	200
ET_r	79	8	12	26	66	101	119	113	87	49	28	11
I_r	70	108	69	135	0	16	0	0	0	0	36	15

P = précipitation

ET_p = évapotranspiration potentielle

I_p = infiltration potentielle ($P - ET_p$)

ΔR = variation des réserves

R = réserves

ET_r = évapotranspiration réelle

I_r = infiltration réelle

Tableau : 1-2-9

EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE EN MILLIMETRE

CALCULEE PAR LA FORMULE DE PRIMAULT

STATION THONON C.R.G.

Mois	1966	1967	1968	1969	1970
1	3	3	2	3	2
2	7	7	4	4	5
3	27	28	28	19	21
4	50	61	55	49	46
5	96	76	62	83	77
6	102	96	96	65	94
7	103	126	104	116	115
8	71	88	63	87	88
9	38	43	37	52	62
10	21	30	21	32	26
11	9	10	6	15	12
12	6	6	5	5	5
Année	533	574	483	530	553

Tableau : 1-2-10

VALEURS MENSUELLES DE L'EVAPORATION PICHE

Station	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
C.R.G. 385 m	1966	-	-	-	-	55	77	78	66	50	28	27	8
	1967	-	-	-	48	30	41	80	72	41	32	27	-
	1968	-	-	43	49	49	68	68	44	29	24	12	-
	1969	-	-	-	43	60	44	63	70	35	31	38	-
	1970	-	-	-	-	59	46	66	57	46	31	20	22
Les Blaves 600 m	1966	-	-	-	-	-	-	-	65	52	32	-	-
	1967	-	-	-	55	65	73	79	63	48	59	38	-
	1968	-	-	-	-	77	66	65	58	45	30	11	-
	1969	-	-	-	59	60	48	71	63	32	25	-	-
	1970	-	-	-	-	47	61	80	65	53	29	-	-

Tableau : 1-3-1

VALEURS MENSUELLES DE L'EVAPORATION BAC

Station	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
C.R.G.	1966	-	12	25	42	53	124	127	79	61	57	12	8
385 m	1967	-	-	25	69	60	102	123	(90)	41	19	17	-
	1968	-	-	25	55	79	103	106	67	36	12	21	-
	1969	-	-	-	-	70	62	130	76	43	35	27	-
	1970	-	-	-	-	67	92	95	106	64	17	4	-
Les Blaves	1967	-	-	-	54	81	80	62	61	47	40	-	-
600 m	1968	-	-	-	71	86	108	105	(96)	72	38	16	-
	1969	-	-	-	62	80	99	88	69	45	18	-	-
	1970	-	-	-	-	58	78	62	105	74	21	-	-

Tableau : 1-3-2

LYSIMETRE B

Expérience Janvier à Mars 1970

Date	Entrées E (mm)	Sorties S (mm)	Numéro de l'échantillon	Concentration en tritium (UT)
16 Janvier	10	9	295	
19 Janvier	10	19,5	296	431
21 Janvier		8,1	297	326
22 Janvier	10			
25 Janvier		11,0	298	252
26 Janvier	10			
27 Janvier		5,0	299	257
28 Janvier	10			
30 Janvier		13,2	300	188
02 Février	10	4,4	0	246
04 Février		9,8	1	283
09 Février	10	14,3	2	
		24,1	3	212
16 Février	10	11,3	4	241
23 Février	10	10,5	5	334
02 Mars	10	13,0	6	545
09 Mars	10	7,3	7	474
16 Mars	10	7,8	8	589
23 Mars	10	8,0	9	691
30 Mars	10	8,5	10	832

Tableau : 1-5-1

LYSIMETRE B

Expérience Avril à Août 1970

Date	Entrées E (mm)	Sorties S (mm)	Numéro de l'échantillon	Concentration en tritium (UT)
06 Avril	17,5	14,3	11	1 175
13 Avril	34	27,2	12	1 193
20 Avril	10	9,0	13	1 076
27 Avril	10	4,5	14	1 153
04 Mai	10	3,5	15	1 210
11 Mai	10	2,5	16	1 212
18 Mai	10	2,5	17	1 308
26 Mai	10	1,8	18	1 339
01 Juin	10	1,3	19	1 283
08 Juin	10	1,0	20	1 408
15 Juin	10	1,2	21	833
22 Juin	10	5,5	22	484
29 Juin	10	0,7	23	1 029
06 Juillet	10	0,4	24	1 155
15 Juillet	10	0,25	25	1 235
21 Juillet	10	0,05	26	1 055
29 Juillet	10	0,3	27	1 146
05 Août	10	0,15	28	1 080
10 Août	10	0,18	29	633
17 Août	10	1,40	30	307
24 Août	10	2,8	31	224
31 Août	10	0		

Tableau : 1-5-2

LYSIMETRE B

Expérience Septembre à Décembre 1970

Date	Entrées E (mm)	Sorties S (mm)	Numéro de l'échantillon	Concentration en tritium (UT)
04 Septembre	10	0		
14 Septembre	20	0,1	32	295
22 Septembre	10	1,4	33	746
29 Septembre	10	0,2	34	868
06 Octobre	10	4,4	35	904
12 Octobre	10	3,0	36	810
20 Octobre	10	4,0	37	1 109
28 Octobre	10	3,8	38	1 125
12 Novembre	20	8,0	39	1 287
19 Novembre	10	10,2	40	1 304
25 Novembre	10	15,0	41	1 100
02 Décembre	10	8,5	42	1 693
15 Décembre	20	11,5	43	1 764
23 Décembre		14,5	44	1 913
28 Décembre	10			

Tableau : 1-5-3

LYSIMETRE B

Expérience Janvier à Mai 1971

Date	Entrées E (mm)	Sorties S (mm)	Numéro de l'échantillon	Concentration en tritium (UT)
08 Janvier	10	7,5	45	1 729
18 Janvier	20	4,5	46	1 450
25 Janvier	10	18,5	47	1 305
05 Février	10	9	48	1 714
12 Février	10	7,5	49	1 616
19 Février	10	9	49 bis	1 589
26 Février	10	9,5	50	1 385
09 Mars	10	7,5	51	1 233
17 Mars	20	7,5	52	1 079
27 Mars	10	14,0	53	998
03 Avril	10	7,0	54	982
08 Avril	10	3,0	55	988
21 Avril	10	5,7	56	925
06 Mai	20	3,0	57	851
20 Mai	10	4,0	58	626
31 Mai	10	2,2	59	620

Tableau : 1-5-4

LYSIMETRE B

Expérience Juin 1971 à Octobre 1971

Date	Entrées E (mm)	Sorties S (mm)	Numéro de l'échantillon	Concentration en tritium (UT)
14 Juin	20	7,5	60	532
24 Juin	10	10,0	61	419
10 Juillet	20	9,5	62	509
20 Juillet	10	4,2	63	426
27 Juillet	10	0,8	64	407
09 Août	10	0,3	65	401
24 Août	10	0,6	66	342
31 Août	10	0,4	67	484
06 Septembre	10	2,5	68	288
14 Septembre	10	2,1	69	301
21 Septembre	10	0,1	70	380
26 Septembre	10	0,05	71	310
05 Octobre	10	0		
11 Octobre	10	0		
18 Octobre	10	0,6	72	193
25 Octobre	10	0,4	73	321

Tableau : 1-5-5

LYSIMETRE B

Expérience Novembre 1971 à Janvier 1972

Date	Entrées E (mm)	Sorties S (mm)	Numéro de l'échantillon	Concentration en tritium (UT)
01 Novembre	10	1,8	74	268
08 Novembre	10	2,1	75	281
15 Novembre	10	3,8	76	320
16 Novembre	0	0,4	771	256
17 Novembre	0	1,3	772	250
18 Novembre	0	1,05	773	239
19 Novembre	0	0,9	774	244
20 Novembre	0	0,7	775	282
22 Novembre	10	1,35	78	258
29 Novembre	10	8,0	79	394
06 Décembre	10	7,8	80	386
13 Décembre	10	7,6	81	355
20 Décembre	10	9,0	82	314
27 Décembre	10	9,0	83	340
03 Janvier	10	8,9	84	233
10 Janvier	10	8,5	85	282
17 Janvier	10	8,3	86	212
24 Janvier	10	7,9	87	257
31 Janvier	10	7,6	88	221

Tableau : 1-5-6

LYSIMETRE B

Expérience 1970-1971

Numéro de l'échantillon	δ^{18}O/SMOW	Numéro de l'échantillon	δ^{18}O/SMOW
294	- 8,4	27	- 10,3
295	- 8,0	28	- 9,6
296	- 7,6	29	- 7,4
297	- 8,8	30	- 5,8
298	- 7,7	31	- 6,4
299	- 7,9	32	- 6,9
300	- 8,0	33	- 9,8
0	- 7,9	34	- 9,9
1	- 8,8	35	- 10,3
2	- 9,4	36	- 9,6
3	- 9,4	37	- 10,2
4	- 9,3	38	- 10,9
5	- 9,6	39	- 10,7
6	- 10,3	40	- 11,2
7	- 9,5	41	- 11,2
8	- 10,2	42	- 11,0
9	- 10,6	43	- 10,6
10	- 11,0	44	- 10,5
11	- 10,9	45	- 10,0
12	- 10,5	46	- 10,9
13	- 10,4	47	- 10,3
14	- 10,5	48	- 10,6
15	- 11,2	49	- 10,6
16	- 10,4	49 bis	- 10,9
17	- 10,6	50	- 10,5
18	- 10,9	51	- 10,5
19	- 10,2	52	- 10,9
20	- 10,8	53	- 10,8
21	- 9,8	54	- 10,0
22	- 8,5	55	- 10,2
23	- 10,2	56	- 10,3
24	- 10,9	57	- 10,0
25	- 9,9	58	- 10,2
26	- 8,3		

Tableau : I-5-7

CONCENTRATION EN TRITIUM

DES PRECIPITATIONS PONCTUELLES

STATION THONON C.R.G.

Janvier à Juin 1968

Date	Heure	Tritium	Date	Heure	Tritium
Janvier		68	30 Avril		153
15 Février	08 h 30	225	Avril		382
20 Février	08 h 20	100	01 Mai		208
21 Février	17 h 30	238	02 Mai		271
22 Février	08 h 30	246	06 Mai		168
23 Février	08 h 10	231	07 Mai		188
Février		190	08 Mai		147
07 Mars	08 h 30	196	10 Mai		797
11 Mars		< 65	12 Mai		240
16 Mars		277	21 Mai		302
21 Mars		398	29 Mai		332
22 Mars		170	Mai		286
24 Mars		124	03 Juin		364
Mars		267	14 Juin		428
04 Avril		211	19 Juin	08 h 30	578
08 Avril		328	20 Juin		532
24 Avril	08 h 20	368	21 Juin		343
24 Avril	15 h 30	465	24 Juin		336
25 Avril	08 h 15	435	Juin		350
29 Avril		276			

Tableau : 1-5-11

CONCENTRATION EN TRITIUM

DES PRECIPITATIONS PONCTUELLES

STATION THONON C.R.G.

Juillet à Décembre 1968

Date	Heure	Tritium	Date	Heure	Tritium
03 Juillet		368	30 Septembre		
06 Juillet	10 h 00	278	Septembre		123
11 Juillet		189	09 Octobre	08 h 20	81
14 Juillet		201	15 Octobre		
31 Juillet	08 h 30	272	25 Octobre		
Juillet		295	30 Octobre		
01 Août		202	Octobre		95
02 Août	matin	227	16 Novembre	08 h 00	92
02 Août	soir	192	17 Novembre	08 h 00	26
03 Août	09 h 30	238	19 Novembre		82
06 Août		249	Novembre		73
09 Août	08 h 30	394	07 Décembre	08 h 00	96
14 Août		124	15 Décembre	08 h 00	422
15 Août		125	17 Décembre	08 h 20	208
17 Août	11 h 30	112	18 Décembre	08 h 30	247
18 Août	11 h 30	191	18 Décembre	10 h 00	276
19 Août		104	21 Décembre		
Août		248	22 Décembre		
03 Septembre			23 Décembre		90
15 Septembre	10 h 30	158	24 Décembre		
16 Septembre	08 h 15	155	25 Décembre		77
21 Septembre	08 h 15	101	26 Décembre		90
21 Septembre	08 h 45	82	28 Décembre		
22 Septembre	09 h 00	103	31 Décembre		89
29 Septembre			Décembre		125

Tableau : 1-5-11

CONCENTRATION EN TRITIUM

DES PRECIPITATIONS PONCTUELLES

STATION THONON C.R.G.

Janvier à Février 1969

Date	Heure	Tritium
01 Janvier (neige)		141
03 Janvier (neige et pluie)		194
07 au 08 Janvier (neige)		224
08 Janvier (neige et pluie)	08 h 50	171
09 Janvier (neige et pluie)	08 h 20	221
13 Janvier		95
15 Janvier	08 h 15	117
17 Janvier (neige et pluie)	08 h 30	125
19 Janvier	matin	48
24 Janvier	08 h 15	123
29 Janvier		74
29 Janvier	après 09 h 00	< 40
29 Janvier	16 h 00	85
29 Janvier		213
30 Janvier	09 h 00	66
Janvier		112
03 Février (neige et pluie)		108
12 Février (neige)		211
13 Février		207
17 Février (neige)		439
19 Février (neige)		353
20 Février		219
24 Février		299
25 Février		280
26 Février		227
Février		135

Tableau : 1-5-11

CONCENTRATION EN TRITIUM

DES PRECIPITATIONS PONCTUELLES

STATION THONON C.R.G.

Mars à Juin 1969

Date	Heure	Tritium
17 Mars		333
Mars		272
17 Mars		387
24 Mars (neige et pluie)		206
Avril		264
21 Avril (neige et pluie)		276
22 Avril (neige et pluie)		117
28 Avril (neige et pluie)		265
04 Mai	09 h 30	168
07 Mai		205
Mai		250
04 Juin	09 h 00	391
05 Juin		389
22 Juin		373
23 Juin	20 h 15	337
24 Juin	17 h 30	368
24 Juin		438
25 Juin	08 h 15	415
Juin		333

Tableau : 1-5-11

CONCENTRATION EN TRITIUM

DES PRECIPITATIONS PONCTUELLES

STATION THONON C.R.G.

Juillet à Décembre 1969

Date	Heure	Tritium
Juillet		263
Août		161
04 Septembre		279
15 Septembre		262
30 Septembre	08 h 30	223
Septembre		201
23 Octobre		333
24 Octobre	soir	209
Octobre		198
05 Novembre	09 h 15	184
05 Novembre	09 h 15-11 h 15	107
05 Novembre	11 h 15	138
Novembre		90
Décembre		80

Tableau : 1-5-11

CONCENTRATION EN TRITIUM

DES PRECIPITATIONS PONCTUELLES

STATION THONON C.R.G.

1970

Date	Tritium
Janvier	99
Février	102
Mars	177
Avril	209
07 Avril	311
08 Avril	267
Mai	376
Juin	429
Juillet	271
Août	223
Septembre	150
19 au 20 Octobre	154
Octobre	134
Novembre	71
Décembre	105

Tableau : 1-5-11

STATION THONON C.R.G.

Concentration en O-18

(δVS SMOW)

Date	Précipitation	Lysimètre A
09/68	- 10,3	- 5,8
10	- 8,5	- 6,3
11	- 10,9	- 7,3
12	- 13,8	- 7,9
01/69	- 12,3	- 9,5
02	- 14,9	- 11,4
03	- 13,7	- 13,0
04	- 8,5	- 12,8
05	- 8,9	- 12,2
06	- 11,2	
07	- 7,5	- 11,3
08	- 5,9	-
09	- 7,7	-
10	-	-
11	- 10,9	- 9,3
12	- 12,9	- 8,1
01/70	- 12,1	- 8,7
02	- 10,6	- 10,3
03	- 11,5	- 12,0
04	- 9,2	- 11,4

Tableau : 1-5-13

SONDAGE EVIAN - Villa MAGNIN

Teneur en tritium des eaux intersticielles

N° échantillon	Concentration en tritium (UT)
1	144
2	188
3	159
4	154
5	211
6	275
7	149
8	165
9	163
10	133
11	160
12	168
13	220
14	190
15	239
16	176
17	163
18	190
19	180
20	185
21	208
22	185
23	186
24	188
25	210
26	161

Tableau : 1-5-14

PLUVIOMETRIE

Station	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
Les Allinges 550 m	1966	96	130	52	128	90	41	105	101	72	132	62	89	1 098
	1967	51	59	92	24	159	91	60	133	82	69	194	68	1 082
	1968	71	115	53	77	112	90	105	237	160	63	88	89	1 260
	1969	54	(51)	89	97	89	114	59	127	33	1	133	34	881
	1970	81	102	69	161	31	104	47	138	43	58	167	15	1 016
		71	91	71	97	96	88	75	147	78	65	129	59	1 067

Tableau : 2-2-1

PLUVIOMETRIE

Station	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
Les Blaves 600 m	1966	74	137	58	136	93	50	97	108	76	139	66	88	1 122
	1967	56	53	89	38	188	93	(63)	(105)	11	78	201	64	1 139
	1968	52	56	43	117	120	89	115	243	188	79	102	52	1 256
	1969	33	34	93	123	119	151	69	131	44	5	150	33	985
	1970	80	109	83	178	56	146	71	164	61	71	189	23	1 231
		59	78	73	118	115	106	83	150	96	74	142	52	1 146

Tableau : 2-2-2

PLUVIOMETRIE

Station	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
La Capite 720 m	1966	77	126	61	141	82	69	105	129	70	96	68	94	1 118
	1967	46	46	100	37	196	99	64	114	101	78	166	(28)	1 075
	1968	37	104	43	92	148	83	119	220	159	71	89	76	1 241
	1969	49	51	78	101	96	126	75	139	34	3	144	35	931
	1970	75	95	76	161	37	103	65	148	51	60	165	24	1 060
		57	84	72	106	112	96	86	150	83	62	126	51	1 085

Tableau : 2-2-3

PLUVIOMETRIE

Station	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
Larringes	1966	87	120	63	156	88	66	91	152	66	108	80	88	1 165
800 m	1967	44	44	93	35	171	85	71	94	82	84	182	62	1 047
	1968	107	100	43	89	148	90	150	245	157	74	77	91	1 371
	1969	48	72	69	97	96	130	84	149	44	6	135	53	983
	1970	90	120	80	152	48	162	71	186	37	85	153	29	1 213
		75	91	70	106	110	107	93	165	77	71	125	65	1 155

Tableau : 2-2-4

PLUVIOMETRIE

Station	Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
Les Favrats 930 m	1966	167	164	76	176	116	78	108	161	103	129	93	178	1 549
	1967	58	89	139	53	240	113	86	150	140	113	209	68	1 458
	1968	93	124	35	112	110	127	133	250	204	89	87	100	1 464
	1969	73	67	94	162	104	162	72	167	44	7	192	47	1 191
	1970	116	136	89	204	58	135	78	180	58	70	183	51	1 358
		101	116	87	141	126	123	95	182	110	82	153	89	1 405

Tableau : 2-2-5

AVERSES SUPERIEURES OU EGALES
A 20 mm EN 24 HEURES

STATION BLAVES (600 m)

1968

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm
24/04	12 h	06	27
27/04	17 h	13	27
11/05	17 h	22	40
20/06	16 h	12	21
23/06	12 h	18	20
05/07	21 h	(06)	(24)
11/07	05 h	05	26
14/07	19 h	06	26
02/08	03 h	24	59
14/08	05 h	10	20
17/08	10 h	08	22
29/08	12 h	21	21
30/08	16 h	18	22
11/09	04 h	12	24
14/09	23 h	24	78
21/09	04 h	24	27
28/09	07 h	13	23
08/10	09 h	11	52
02/11	19 h	21	26
04/11	01 h	18	40
24/12	20 h	24	20

Tableau : 2-2-6

AVERSES SUPERIEURES OU EGALES

A 20 mm EN 24 HEURES

STATION BLAVES (600 m)

1969

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm
13/03	23 h	23	21
23/03	08 h	24	33
21/04	21 h	20	23
27/04	13 h	19	52
04/05	02 h	16	45
06/05	07 h	23	22
18/06	11 h	20	42
24/06	02 h	16	22
29/07	18 h	14	22
14/08	19 h 30	05	44
12/11	06 h	24	43

Tableau : 2-2-6

AVERSES SUPERIEURES OU EGALES
A 20 mm EN 24 HEURES

STATION BLAVES (600 m)

1970

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm
05/02	01 h	12	25
22/03	16 h	19	22
07/04	05 h	16	27
19/04	12 h	24	48
14/06	19 h	01,5	24
17/06	01 h	02	20
22/06	13 h 30	02,5	27
24/07	18 h 30	05	22
16/08	16 h	19	34
20/08	01 h	09	39
11/09	08 h	12	22
30/09	15 h	05	23
08/10	21 h	18	25
20/10	01 h	15	20
13/11	03 h	17	27
13/11	21 h	12	27
18/11	23 h	20	39
21/11	02 h	11	37
29/11	23 h	06	27

Tableau : 2-2-6

AVERSES SUPERIEURES OU EGALES

A 20 mm EN 24 HEURES

STATION FAVRATS (920 m)

1968

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm
24/04	12 h	06	28
27/04	16 h	24	24
11/05	17 h	19	36
19/06	14 h	02	22
20/06	17 h	12	28
23/06	11 h	13	22
05/07	22 h	04	29
11/07	05 h	04	28
14/07	16 h	06	22
02/08	05 h	24	51
14/08	04 h	09	27
17/08	08 h	07	22
29/08	12 h	21	22
30/08	16 h	18	31
14/09	23 h	24	74
21/09	03 h	24	47
28/09	08 h	11	24
08/10	10 h	10	58
02/11	18 h	17	27
03/11	20 h	24	30
24/12	21 h	24	29

Tableau : 2-2-7

AVERSES SUPERIEURES OU EGALES

A 20 mm EN 24 HEURES

STATION FAVRATS (920 m)

1969

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm
28/01	20 h	07	24
21/04	21 h	20	48
27/04	11 h	15	34
04/05	04 h	11	26
12/06	02 h	24	20
18/06	10 h	18	38
24/06	01 h	15	24
14/08	19 h	06	33
06/11	06 h	24	39
07/11	22 h	24	21
12/11	07 h	23	42

Tableau : 2-2-7

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
27 AOUT 2003 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

AVERSES SUPERIEURES OU EGALES
A 20 mm EN 24 HEURES

STATION FAVRATS (920 m)

1970

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm
06/01	07 h	15	30
30/01	08 h	24	25
05/02	00 h	14	24
12/02	08 h	08	20
12/03	15 h	21	24
19/04			51
25/04	22 h	13	24
14/06	18 h	02	(13)
22/06	14 h	04	42
26/06			36
15/07	00 h	12	24
16/08			?
20/08			?
11/09	07 h	10	20
30/09	15 h	05	24
08/10	18 h	24	20
20/10	01 h	14	27
13/11	01 h	18	28
13/11	21 h	11	20
18/11	20 h	22	43
21/11	00 h	17	33
29/11	22 h	06	25

Tableau : 2-2-7

ANALYSE DE 3 AVERSES A INTENSITE MAXIMUM

SUR UN INTERVALLE DE 1 h, 2 h, 6 h, 12 h, 24 h

STATION BLAVES (1966-1970)

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm	Intensité maximum en mm/h sur un intervalle de : 1 h	2 h	6 h	12 h	24 h
31/07/67	17 h	04	43	*29*	*17,5*	–	–	–
14/08/69	19 h	05	44	*28*	*18*	–	–	–
22/06/70	14 h	02	27	*24*	*13,5*	–	–	–
02/07/67	20 h	06	36	23	13	*6,0*	–	–
08/10/68	09 h	12	52	9	8	*6,5*	*4,3*	–
14/09/68	23 h	25	79	14	8	*6,2*	*4,1*	*3,2*
27/04/69	16 h	15	50	10	7,5	6,0	*3,9*	–
15/11/67	09 h	47	98	9	7,5	5,3	3,3	*2,8*
02/08/68	03 h	27	59	11	6,5	3,1	3,0	*2,4*

Tableau : 2-2-8

ANALYSE DE 3 AVERSES A INTENSITE MAXIMUM

SUR UN INTERVALLE DE 1 h, 2 h, 6 h, 12 h, 24 h

STATION FAVRATS (1968-1970)

Date	Début de l'averse	Durée en heure	Hauteur totale en mm	Intensité maximum en mm/h sur un intervalle de : 1 h	2 h	6 h	12 h	24 h
22/06/70	14 h	02	42	*35*	*21*	-	-	-
14/08/69	19 h	06	33	*20*	*13*	*5,5*	-	-
05/07/68	22 h	04	29	*16,5*	8,2	-	-	-
19/06/68	14 h	02	22	15,2	*11*	-	-	-
08/10/68	10 h	10	58	7,5	7,5	*7,0*	-	-
14/09/68	23 h	24	74	8,0	7,5	*5,3*	*3,6*	*3,1*
02/08/68	05 h	25	51	9,6	5,3	3,0	*2,8*	*2,1*
20/06/68	16 h	12	28	5,8	4,3	2,8	*2,8*	-
21/09/68	03 h	25	47	5,0	4,5	3,0	2,2	*1,9*

Tableau : 2-2-9

PLUVIOMETRIE

Bassin versant des Blaves

Année	1968	1969	1970
ORCIER (650 m)			
Pluviomètre	1 280	980	1 215
Tube à neige	-	(990)	(1 210)
VOUA DE LA MOTTE (600 m)			
Tube à neige	-	955	-
MACHERON (600 m)			
Tube à neige	-	-	1 245
CHAVANNES (850 m)			
Tube à neige	-	1 060	1 295
TRES LE MONT (1 380 m)			
Tube à neige	1 590	1 230	1 430

Tableau : 2-2-10

TEMPERATURES

BASSIN VERSANT DES BLAVES

STATION BLAVES

600 m

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne annuelle
1966	-2,9	3,3	1,6	7,6	10,7	14,6	14,3	14,0	12,9	9,0	0,0	-1,0	7,1
1967	-1,9	0,1	3,1	5,3	9,6	12,7	17,3	16,4	11,5	7,1	4,9	-2,2	7,0
1968	-3,2	-0,8	2,4	6,9	9,2	13,6	15,3	13,3	10,7	9,4	1,7	-0,7	6,5
1969	-0,4	-3,3	1,7	6,7	10,9	11,4	17,2	15,2	13,2	7,1	2,7	-4,1	6,5
1970	-2,9	0,3	-0,1	3,9	9,8	15,6	16,0	16,4	13,4	6,5	4,2	-2,0	6,8
Moyenne	-2,3	-0,1	1,7	6,1	10,0	13,6	16,0	15,1	12,3	7,8	2,7	-2,0	6,7

Tableau : 2-2-11

TEMPERATURES

BASSIN VERSANT DES BLAVES

STATION LARRINGES

800 m

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne annuelle
1966	-4,1	3,0	0,8	7,3	10,2	14,9	14,2	13,5	13,1	(8,9)	0,3	-1,1	6,7
1967	-3,7	-1,1	3,3	4,4	9,7	12,3	17,3	(15,8)	11,8	10,2	(2,9)	-2,9	6,7
1968	-3,0	-1,1	-0,5	4,5	7,1	9,9	14,2	12,7	10,3	8,9	(4,3)	(1,0)	5,6
1969	-1,2	-5,2	0,4	4,2	10,0	10,5	15,3	14,3	11,5	6,4	2,1	-6,1	5,2
1970	-4,4	-0,2	-1,1	3,5	8,2	13,5	14,7	14,6	11,9	5,1	3,0	-2,9	5,5
Moyenne	-3,3	-0,9	0,6	4,8	9,0	12,2	15,1	14,2	11,7	7,9	2,5	(-3,3)	5,9

Tableau : 2-2-12

EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE EN MILLIMETRE

CALCULEE PAR LA METHODE DE TURC

STATION DES BLAVES C.R.G.

Mois	1966	1967	1968	1969	1970
1	0	0	0	0	0
2	14	1	0	0	1
3	13	22	18	11	1
4	56	47	57	48	31
5	92	77	71	87	77
6	119	109	110	122	122
7	106	129	113	127	117
8	85	102	85	97	104
9	65	58	57	76	79
10	33	66	37	37	31
11	0	14	5	10	15
12	0	0	0	0	0
Année	583	615	553	615	578

Tableau : 2-2-13

EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE EN MILLIMETRE

CALCULEE PAR LA METHODE DE THORNWHAITE

STATION DES BLAVES C.R.G.

Mois	1966	1967	1968	1969	1970
1	0	0	0	0	0
2	16	0	0	0	0
3	10	18	16	10	0
4	47	34	44	42	25
5	75	68	67	76	68
6	102	90	97	81	107
7	100	121	108	120	111
8	91	106	88	99	105
9	72	65	62	74	74
10	39	37	50	37	34
11	0	22	9	13	19
12	0	0	0	0	0
Année	552	561	541	552	543

Tableau : 2-2-14

BASSIN VERSANT DES BLAVES

RESERVES SUPERFICIELLES

	1968				1969				1970			
	Janv. Fév. Mars	Avril Mai Juin	Juil. Août Sept.	Oct. Nov. Déc.	Janv. Fév. Mars	Avril Mai Juin	Juil. Août Sept.	Oct. Nov. Déc.	Janv. Fév. Mars	Avril Mai Juin	Juil. Août Sept.	Oct. Nov. Déc.
Débit moyen en l/s	189	176	196	210	166	242	115	119	231	262	67	99
Réserves en $10^3 m^3$	314	267	173	370	312	317	98	198	240	671	64	199

Tableau : 2-3-1

RUISSEAU DES BLAVES (CHARMOISY)

Concentration en tritium (UT)

1968

Date	Heure	Tritium
11/07	06 h 30	291
	17 h 00	288
01/08	08 h 00	336
	08 h 15	340
02/08	02 h 30	313
	10 h 50	242
	14 h 30	305
05/08		289
08/08	19 h 40	272
	21 h 00	321
	22 h 35	318
09/08	10 h 20	265
10/08	15 h 15	290
11/08	15 h 00	270
16/09		262
14/10		331
16/12		296
23/12	14 h 35	235
26/12	16 h 30	226
30/12		234

Tableau : 2-4-4

RUISSEAU DES BLAVES (CHARMOISY)

Concentration en tritium (UT)

1969

Date	Heure	Tritium
27/01		287
29/01	01 h 30	242
	08 h 30	238
	11 h 15	269
	14 h 00	246
	16 h 30	238
30/01	09 h 30	257
17/02		283
17/03		228
14/04		261
15/05		278
23/06		261
07/07		296
11/08		279
15/09		256
06/10		248
24/11		201
15/12		230

Tableau : 2-4-4

RUISSEAU DES BLAVES (CHARMOISY)

Concentration en tritium (UT)

1970		1971	
Date	Tritium	Date	Tritium
01	203	01/02	144
02	201		
03	191		
09/03	220	03/04	147
04	184		
05	204	05/06	148
06	211		
07	215	07/08	218
08	223		
09	226	09/10	198
10	190		
11	214	11/12	189
12	206		

Tableau : 2-4-4

ZOUZOU

Concentration en tritium (UT)

1968

Date	Tritium	Date	Tritium
07/07	391	14/10	469
11/07	379	22/10	481
14/07	397	28/10	398
01/08	(600 ?)	04/11	525
02/08	412	12/11	565
05/08	447	18/11	375
08/08	402	25/11	(779 ?)
10/08	408		
		02/12	418
02/09	481	09/12	442
16/09	452	16/12	386
23/09	489	26/12	458
23/09	459	30/12	401
30/09	441		

Tableau : 2-4-5

ZOUZOU

Concentration en tritium (UT)

1969

Date	Tritium	Date	Tritium
06/01	309	05/05	432
13/01	317	13/05	253
13/01	299	19/05	291
14/01	485	27/05	343
19/01	603		
20/01	315	02/06	433
23/01	362	23/06	451
27/01	492	30/06	349
30/01	458		
		15/07	376
03/02	289	28/07	381
10/02	444		
17/02	331	11/08	393
24/02	448		
		15/09	373
03/03	409	26/09	277
10/03	466		
11/03	546	06/10	402
17/03	337	13/10	392
31/03	324		
		12/11	371
14/04	325		
22/04	312	15/12	387

Tableau : 2-4-5

ZOUZOU

Concentration en tritium (UT)

1970		1971	
Date	Tritium	Date	Tritium
01	347	01/02	243
02	369		
03	342		
09/03	361	03/04	176
04	320		
05	325	05/06	195
06	306		
07	241	07/08	189
08	284		
09	269	09/10	213
10	264		
11	260	11/12	221
12	294		
07/12	251		

Tableau : 2-4-5

VERSOIE

Concentration en tritium (UT)

Date	Tritium	Date	Tritium
17/02/65	657	10/10/66	280
11/03	551	02/11	322
03/04	745	23/11	447
28/05	530	06/12	455
18/06	742	21/12	319
10/07	737	04/01/67	317
30/07	810	18/01	357
13/08	721	08/02	420
10/09	712	20/02	440
09/10	723	08/03	363
14/10	789	20/03	440
09/11	784	10/04	409
09/12	721	19/04	353
06/01/66	602	08/05	424
31/01	572	20/05	403
26/02	491	09/06	315
15/03	509	19/06	313
04/04	483	06/07	257
04/05	424	09/08	349
06/06	440	22/08	373
23/06	453	08/09	365
04/07	550	22/09	396
10/08	458	03/10	382
22/08	383	07/11	340
02/09	462	29/11	394
12/09	396	14/12	340

Tableau : 2-4-8

VERSOIE

Concentration en tritium (UT)

Date	Tritium	Date	Tritium
02/01/68	294	19/05/69	175
17/01	309	15/06	178
30/01	266	21/07	181
05/02	311	18/08	250
18/03	276	15/09	254
17/04	264	06/10	252
15/05	282	12/11	279
17/06	288	15/12	260
14/07	231		
31/07	267	01/70	257
07/08	264	02	225
14/08	239	03	211
23/09	267	04	235
28/10	285	05	218
18/11	245	06	176
16/12	243	07	189
		08	186
29/01/69	295	09	184
17/02	242	10	241
17/03	267	11	248
24/03	248	12	216
14/04	195		

Tableau : 2-4-8

VERSOIE

Concentration en tritium (UT)

1971

Date	Tritium
01	176
02	220
03	211
04	218
05	163
06	181
07	193
08	196
09	252
10	197
11	194
12	176

Tableau : 2-4-8

CAPTAGE DES BLAVES

Concentration en tritium (UT)

Année	Date	Tritium
1968	02/09	388
	02/12	351
1969	16/06	345
	18/08	273
	06/10	316
1970	09/03	270
	27/04	242
	16/06	239
	07/12	282
1971	11/01	225
	17/05	213
	23/08	222
	03/11	211

Tableau : 2-4-9

RUISSEAU DES BLAVES (PONT DES BLAVES)

Concentration en tritium (UT)

1968

Date	Heure	Tritium
11/07	07 h 00	311
11/07	10 h 00	274
11/07	17 h 00	303
14/07	16 h 00	279
14/07	17 h 00	276
14/07	Fin de crue (1)	305
14/07	Maximum de crue (2)	336
15/07	Fin de crue	342
02/08	11 h 00	296
02/08	14 h 30	276
05/08		323
05/08	19 h 00	319
08/08	19 h 30	250
08/08	22 h 30	272
09/08	10 h 00	276
10/08	08 h 00	344
16/09		262
14/10		316
11/11	15 h 00	268
25/11		315
02/12		240
16/12	17 h 00	299
30/12		258

Tableau : 2-4-10

RUISSEAU DES BLAVES (PONT DES BLAVES)

Concentration en tritium (UT)

1969

Date	Heure	Tritium
27/01		303
29/01	01 h 00	287
29/01	11 h 00	221
29/01	14 h 00	241
17/02		189
10/03		233
14/04		244
27/05		248
23/06	16 h 00	245
23/06	20 h 00	206
23/06	22 h 30	243
24/06	05 h 30	200
24/06	08 h 30	241
24/06	10 h 30	213
24/06	14 h 00	((168))
24/06	16 h 30	229
24/06	20 h 00	261
24/06	22 h 30	265
25/06	06 h 00	250
25/06	12 h 00	251
25/06	18 h 00	238
07/07		291
11/08		246
15/09		228
06/10		244
24/11		192
15/12		207

Tableau : 2-4-10

RUISSEAU DES BLAVES (PONT DES BLAVES)

Concentration en tritium (UT)

1970		1971	
Date	Tritium	Date	Tritium
01	197	01/02	235
02	225		
03	217	03/04	188
04	250		
05	312	05/06	214
06	326		
07	300	07/08	204
08	295		
09	284	09/10	188
10	186		
11	249	11/12	199
12	201		

Tableau : 2-4-10

CHESSY

Concentration en tritium (UT)

Date	Tritium	Date	Tritium
19/08/68	8	01/70	21
16/09	67	02	11
28/10	41	03	8
18/11	6	04	8
09/12	11	05	10
		06	17
27/01/69	37	07	12
17/02	16	08	8
10/03	19	09	8
22/04	17	10	8
05/05	6	11	13
02/06	11	12	5
30/06	14		
28/07	6	01/02/71	$\leqslant$ 20
11/08	10	03/04	$\leqslant$ 20
15/09	17	05/06	$\leqslant$ 20
06/10	14	07/08	$\leqslant$ 20
12/11	22	09/10	62
15/12	12	11/12	58

Tableau : 2-4-11