

50377
1991
202-1

50377
1991
202-1

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE
U.F.R. DE GEOGRAPHIE ET D'AMENAGEMENT SPATIAL



ETUDE HYDRO-PLUVIOMETRIQUE COMPARATIVE DES BASSINS
VERSANTS DE LA REGION COTIERE INTERMEDIAIRE DU LIBAN
(LE DAMOUR, L'AWALI-BISRI, LE SAÏNIQ ET LE ZHRANI)

VOLUME I

THESE DE DOCTORAT
(Nouveau régime)

Présentée par

Zoubeida TAYARA

Sous la direction de
Melle Monique DACHARRY, Professeur à Lille I

soutenue le : 15 Novembre 1991 devant le jury composé de :

Président : M. J. NICOT, Professeur émérite, Université
d'Aix-Marseille II

Rapporteurs : Melle M. DACHARRY, Professeur à l'Université
des Sciences et Techniques Lille Flandres Artois

M. N. CRAMPON, Professeur à l'Université des
Sciences et Techniques Lille Flandres Artois

M. J. ANCIEN, Professeur à l'Université de Lyon I.

GALILEE :

*"Je peux prévoir la route
des corps célestes, mais
je ne peux rien dire sur
le mouvement d'une petite
goutte d'eau"*

D'après MICHEL (C.)

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce travail, et en tout premier lieu, Mademoiselle Monique DACHARRY, professeur d'hydrologie à Lille I, qui a constamment guidé mon travail. Sans ses conseils, ses encouragements, sa disponibilité, cette étude n'aurait pu être menée à bien, et je lui adresse ma très profonde reconnaissance.

Madame Françoise TAYARA-LELEU a assuré la lecture et la correction de mon manuscrit, et je lui adresse tous mes remerciements.

Enfin, il me faut remercier les ingénieurs de l'Office National du Litani et de l'Office des Eaux du Liban, et en particulier Monsieur Bassam JABER, qui ont mis à ma disposition les données hydrologiques et les documents qui m'étaient nécessaires ; le Révérend Père Jacques PLASSARD, Directeur de l'Observatoire de Ksara jusqu'en 1972, et les ingénieurs du Service Météorologique du Liban, qui m'ont fourni les données météorologiques, et le Laboratoire hydrologique-climatologique de Lille 1, grâce auquel ce travail a pu être réalisé.

ABREVIATIONS

1 - Hydrologie, pluviométrie et statistique

A	:	$\frac{Q}{\sqrt{S}}$	coefficient de crue
bv et bsvs	:		bassin(s) versant(s)
cr	:		coefficient d'écoulement apparent
cmd	:		coefficient mensuel du débit
CV	:		coefficient de variation
D	:		déficit
Dc	:		débit calculé
DCM, DC6 et DCE	:		débit caractéristique maximal, médian et d'étiage
Ddp	:		densité de drainage permanent
Qi	:		débit instantané
Qm	:		débit mesuré
Dmj	:		débit moyen journalier
Ep	:		évaporation
ETR	:		évapotranspiration réelle
ETP	:		évapotranspiration potentielle
F (x)	:		fréquence expérimentale
H	:		altitude
Ic	:		intervalle de confiance
IE	:		indice d'emménagement
K3	:		rapport entre la plus faible valeur du dernier décile et la plus forte valeur du premier décile d'une série de valeurs classées par ordre croissant.
l	:		Longueur
Nbre ou n	:		nombre
p et \bar{p}	:		précipitation, et précipitation moyenne (mm)
p' et p''	:		lame d'eau écoulee et calculée (mm)
"p"	:		l'évapotranspiration appréciée d'après GAUSSEN.
P_e	:		périmètre
Q et \bar{Q}	:		débit brut (m^3/s) et module

q	:	débit spécifique (L/s/km ²)
R	:	coefficient de corrélation
S	:	superficie (km ²)
T	:	temps
T°C	:	température (degré centésimal)
V M m ³	:	volume en millions de mètres cubes
√	:	nombre de degrés de liberté
σ	:	écart-type

2 - Abréviations des noms d'établissements et de revues utilisés dans la bibliographie et dans le texte

A.G.	:	Annales de Géographie
A I S H	:	Association Internationale des Sciences Hydrologiques
A U B	:	American University of Beirut (Liban)
B.A.G.F.	:	Bulletin de l'Association des Géographes Français
B.C.R.E.CH.	:	Bulletin du Centre de Recherches et d'Essais de Chatou
B R G M	:	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
B.S.G.F.	:	Bulletin de la Société Géologique de France
CEMAGREF	:	Centre National du Machinisme Agricole du Génie Rural, des Eaux et des Forêts
C N R S	:	Conseil National de la Recherche Scientifique
C.S.H.	:	Cahier Série Hydrologique d'Orstom
D A G	:	Direction des Affaires Géographiques (Liban)
F A O	:	Food and Agriculture Organisation of the United Nations
H.B.	:	La Houille Blanche
I R A L	:	Institut des Recherches Agricoles Libanais
I.G.	:	Information Géographique
M R H E	:	Ministère des Ressources Hydrauliques et Electriques (Liban)

- M.M.N. : Monographie de la Météorologie Nationale
O E B : Office des Eaux de Beyrouth (Liban)
O N L : Office National du Litani (Liban)
P.N.U.D. : Programme des Nations Unies pour le Développement
P.O.K. : Publication de l'Observatoire de Ksara (Liban)
P.T.S.E.F.I.B. : Publication Technique et Scientifique de
l'Ecole Française d'Ingénieurs de Beyrouth
(Liban)
R.G.A. : Revue de Géographie Alpine
R.G.D. : Revue de Géographie Dynamique
R.G.E. : Revue Géographique de l'Est
R.G.P.G.D. : Revue de Géographie Physique et de Géologie
Dynamique
R.G.P.S.O. : Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest
S.H.F. : Société Hydro-Technique Française

3 - Terminologie ou petit lexique

- Ain : petite source
Birkeh : petit bassin (en ciment)
Dahr : mont, interfluve
Jabal : montagne
Khamsin : cinquantain (vent chaud d'Egypte qui peut durer
50 heures)
Nabaa : source, souvent karstique
Nahr : cours d'eau, en principe permanent
Ouadi : vallée
Saqieh : ru temporaire

INTRODUCTION

Ce travail présente une étude hydrologique qui traite des phénomènes fluviaux et pluviaux à l'échelle de petits bassins voisins situés au Liban, d'une superficie de 300 km² maximum, dont le comportement hydrologique, qui est à la fois fonction de la conformation de chaque bassin et du climat qui y règne, est souvent mal connu et, de ce fait, estimé par différence.

Dans une région littorale-montagneuse comme la nôtre où le relief est très varié, les précipitations dépendent de l'exposition des versants et de l'altitude moyenne, et les réserves souterraines de la nature géologique et de la nature du sol, faits que les débits reflètent. Il est donc essentiel, pour comprendre et modéliser au niveau journalier, mensuel, annuel, etc..., le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, de connaître ces variations spatiales et ces constantes.

Cette étude a pour but d'examiner les bassins versants, de la zone côtière intermédiaire du Liban, le Damour, l'Awali-Bisri, le Saïniq et le Zahrani, avec pour objectif de comprendre les phénomènes hydrologiques par l'analyse des données géologiques, géomorphologiques et climatiques, de mettre en évidence le cycle de l'eau dans chaque bassin versant, et enfin de relier les observations sur les cartes aux analyses concrètes des données hydrologiques et pluviométriques. Pour ce faire, il était donc indispensable d'étudier, la potentialité en eau de surface de chaque bassin versant et de comprendre les processus de vidange et de recharge des "réservoirs", afin de pouvoir établir le bilan hydrologique en mettant en corrélation les précipitations et les débits sur le plan journalier, mensuel, saisonnier et annuel.

Le régime de ces quatre cours d'eau n'a, en effet, pas aussi souvent été étudié que les eaux souterraines, car une grande partie des ressources en eau de la région, comme de l'ensemble du pays, est exploitée à partir de nappes souterraines. Cette étude hydrologique fait donc suite à celle de 1958 concernant le Damour, elle complète l'étude de 1982 concernant le Bisri, et met en évidence les régimes du Saïniq et du Zahrani.

Nous avons été confrontés, dans un premier temps à des problèmes matériels : impossibilité de se rendre sur place pour prendre les notes nécessaires, ou encore d'accéder à certains établissements pour consulter des documents. Ensuite, nous nous sommes heurtés à l'indisponibilité des données journalières pluviométriques auprès des établissements officiels. Il a donc fallu nous les procurer auprès de particuliers qui s'intéressent à ce domaine. Nous avons donc dû préparer un bulletin particulier⁽¹⁾, bulletin des pluies quotidiennes, pour les vingt stations pluviométriques et sur une durée de douze ans pour relever les données pluviométriques journalières. Afin d'éviter toute erreur en recopiant les chiffres, nous avons été obligés de calculer le total mensuel nous-mêmes afin de le comparer avec le total mensuel indiqué sur le bulletin. Il en a été de même pour les données concernant les températures et l'évaporation. Il faut ajouter à cela l'absence des données de limnigramme et de pluviographe, ce qui nous a empêchés d'établir un bilan averse - crue à l'échelle des heures pour la période d'étude.

Enfin, les problèmes méthodologiques que nous avons rencontrés ont surtout été des problèmes spécifiques aux pays semi-arides, et ce sont les conseils précieux que Mademoiselle Monique DACHARRY nous a apportés qui nous ont permis de dépasser ces problèmes.

(1) Les bulletins mensuels climatologiques rassemblent en effet les données météorologiques par mois, et pour toutes les stations climatologiques du Liban.

La méthode de recherche utilisée est basée sur la méthode de l'hydrologie statistique pour expliquer les débits et leur rythme d'évolution et apprécier le comportement hydrologique, en allant du général au particulier. L'étude se divise en trois étapes :

- . étude des caractéristiques physiques, hydrologiques et pluviométriques,
- . analyse,
- . conclusion.

La méthode de travail va donc de l'observation des phénomènes naturels à l'utilisation des méthodes statistiques. Elle ordonne les informations hydro-pluviométriques et cherche à représenter la variabilité de ces phénomènes par des lois. On suit donc la méthode de l'explication géographique à l'aide des méthodes statistiques.

Les moyens utilisés sont les cartes topographiques, géologiques, pluviométriques, les données observées hydrologiques et pluviométriques, et enfin quelques éléments relatifs aux outils mathématiques ou statistiques indispensables à la description et à la mise en oeuvre correcte des méthodes utilisées.

Les données de base proviennent de l'Office des Eaux (M.R.H.E.), du Service Météorologique du Liban, du F.A.O. et du P.N.U.D.. Les données hydrologiques, et en particulier les débits moyens journaliers, sont publiées dans les bulletins grâce aux recherches du Service Hydrologique de l'Office National du Litani (Liban).

Les principales questions abordées dans cette thèse sont :

1. la définition et l'analyse des facteurs qui conditionnent l'écoulement.
2. les précipitations sur l'ensemble des bassins versants de la région côtière intermédiaire du Liban et leurs variations dans le temps et dans l'espace.

3. l'analyse des caractéristiques hydrologiques et statistiques des séries de débits.

4. les relations hydro-pluviométriques annuelles et mensuelles pour les quatre cours d'eau d'après les cinq variables suivantes, qui constituent le régime :

- | | | |
|-------------------------------|---|---------------|
| - écoulement annuel moyen | } | abondance |
| - irrégularité saisonnière | | |
| - débits spécifiques d'étiage | } | extrêmes |
| - débits des crues décennales | | |
| - écoulement de base | } | disponibilité |

La première partie de notre travail sera consacrée aux aspects géographiques et aux propriétés morphométriques et hydrologiques des quatre bassins versants, tandis que la deuxième et la troisième partie traiteront des phénomènes tels qu'ils se manifestent et de leur analyse.

. Les chapitres I à III, qui constituent la première partie, consistant en un exposé des principales caractéristiques physiques des bassins versants, des caractéristiques du réseau hydrographique, et des facteurs hydrologiques qui constituent le point de départ pour expliquer les comportements hydrologiques des quatre cours d'eau dans la zone côtière intermédiaire du Liban.

. Les chapitres IV à VIII, qui constituent la deuxième partie, établissent l'inventaire, la valeur et l'analyse des données de vingt stations pluviométriques et de onze stations hydrologiques concernant les quatre bassins versants de la zone d'étude. Nous avons interprété le régime hydrologique des quatre cours d'eau en décrivant les modules et les variations interannuelles, saisonnières et mensuelles (manifestations ordinaires) et les événements extrêmes (crues et étiages).

. Les chapitres IX et X, qui constituent la dernière partie, sont consacrés au bilan d'écoulement superficiel annuel particulier et global, là où nous avons accordé une importance à l'étude des corrélations hydro-pluviométriques à l'échelle mensuelle, saisonnière et annuelle.

Enfin, nous souhaitons que ce travail, orienté vers la dynamique hydrologique de ces quatre bassins versants, contribue à la connaissance de leur comportement hydrologique et de leurs caractéristiques temporelles et saisonnières et permette de dégager des données de base essentielles lors de futurs travaux d'aménagements.

P R E M I E R E P A R T I E

ETUDE GEOGRAPHIQUE PRELIMINAIRE

DES BASSINS VERSANTS DE LA ZONE

COTIERE INTERMEDIAIRE DU LIBAN

Comme dans toute étude hydrologique, pour mieux comprendre le comportement et le régime d'une rivière, il est nécessaire de passer par la connaissance de la géographie de son bassin versant. Les trois premiers chapitres y seront consacrés. Le premier concerne les aspects hypsométriques et hydrographiques, le deuxième traite des aspects géologique-géomorphologique et climatique, et le troisième révèle les propriétés morphométriques et hydrologiques de nos bassins versants.

CHAPITRE PREMIER : INTRODUCTION A LA REGION D'ETUDE DES BASSINS VERSANTS

I.1 Site et définition

Le Liban est divisé en suivant les grandes formations des reliefs en six zones hydrologiques (fig. I) :

- région côtière nord
- région côtière intermédiaire (zone d'étude)
- région côtière sud
- région intérieure de l'Oronte
- région intérieure du Litani
- région intérieure du Hasbani

L'individualité climatique et hydrologique de la zone côtière intermédiaire est la résultante de plusieurs facteurs :
. elle est située entre 32° 24' et 33° 49' de latitude nord, et appartient donc à la zone sub-tropicale. Elle est limitée au nord par le cours d'eau du Beyrouth et au sud par celui du Qasmieh (partie inférieure du Litani).

. elle subit l'influence maritime de par sa situation sur la Méditerranée orientale, entre 35° 20' et 35° 46' de longitude est. Elle est limitée à l'est par le massif du Barouk-Niha qui est le prolongement du Mont-Liban.

Cette zone aux limites géographiques naturelles occupe une surface de 1170 km² : elle s'étend sur 41 km de long (du sud de Beyrouth au sud de Saïda), et sur 30 km de large en moyenne (de la Méditerranée jusqu'au versant ouest du massif du Barouk-Niha).

Administrativement, le nord de cette région, jusqu'au cours d'eau de l'Awali-Bisri, fait partie du département du Mont-Liban, le Sud-Est fait partie de celui de Nabatieh, et le Sud-Ouest de celui de Saïda.

Du point de vue démographique, la population de la région est de 362000 habitants environ, soit 12 % de la population libanaise, répartis sur 170 localités. Celles-ci sont plutôt situées à une altitude inférieure à 800 m, souvent sur des buttes ou près d'une source, mais rarement sur les cours d'eau en raison de l'encaissement de ces derniers.

I.2 Géographie physique de la région

I.2.1. - Aspects topographique et géomorphologique

Les documents de base dont on s'est servi sont les cartes topographiques au 1/20000 et au 1/50000, et la carte géologique au 1/200000⁽¹⁾. Pour mieux comprendre la région, on a axé ce chapitre sur deux cartes : la première est un extrait de la carte morphologique du Liban faite par DE VAUMAS(E) (fig. 2), la deuxième représente l'oro-hydrographie de la région (fig. 4).

D'après la carte géologique, on remarque que la structure de la région est commandée par la tectonique, la nature des roches et le développement du réseau karstique, d'où le relief (fig. 2) très accusé et complexe dans l'ensemble de la région, ce qui ne permet pas le développement de vastes bassins

(1) On en trouvera les références dans la bibliographie.

hydrologiques. La superficie maximum du bassin versant le plus important ne dépasse pas 300 km². Les bassins versants sont même des bandes plus ou moins étroites dirigées vers la Méditerranée suivant la prédominance de la pente (de l'est vers l'ouest). De plus, la descente du relief jusqu'aux plateaux côtiers se fait sous forme de marches successives. "Mais celle-ci est juxtaposée dans la partie orientale du massif, à une crête vigoureuse droite SSW-NNE, appelée el-Barouk au nord et Niha au sud" (DUBERTRET (L.), 1954).

La région représente donc une opposition entre la montagne (anticlinal jurassique formant ici l'axe structural) et le bas pays qui sont séparés par une zone tabulaire (correspondant au versant occidental, lequel est affecté de complications bien plus importantes que ce que l'on pourrait voir sur la carte). En revanche, malgré la complexité de cette structure, la région constitue 4 unités géomorphologiques (sous-zones) qui sont représentées dans la fig. 3 :

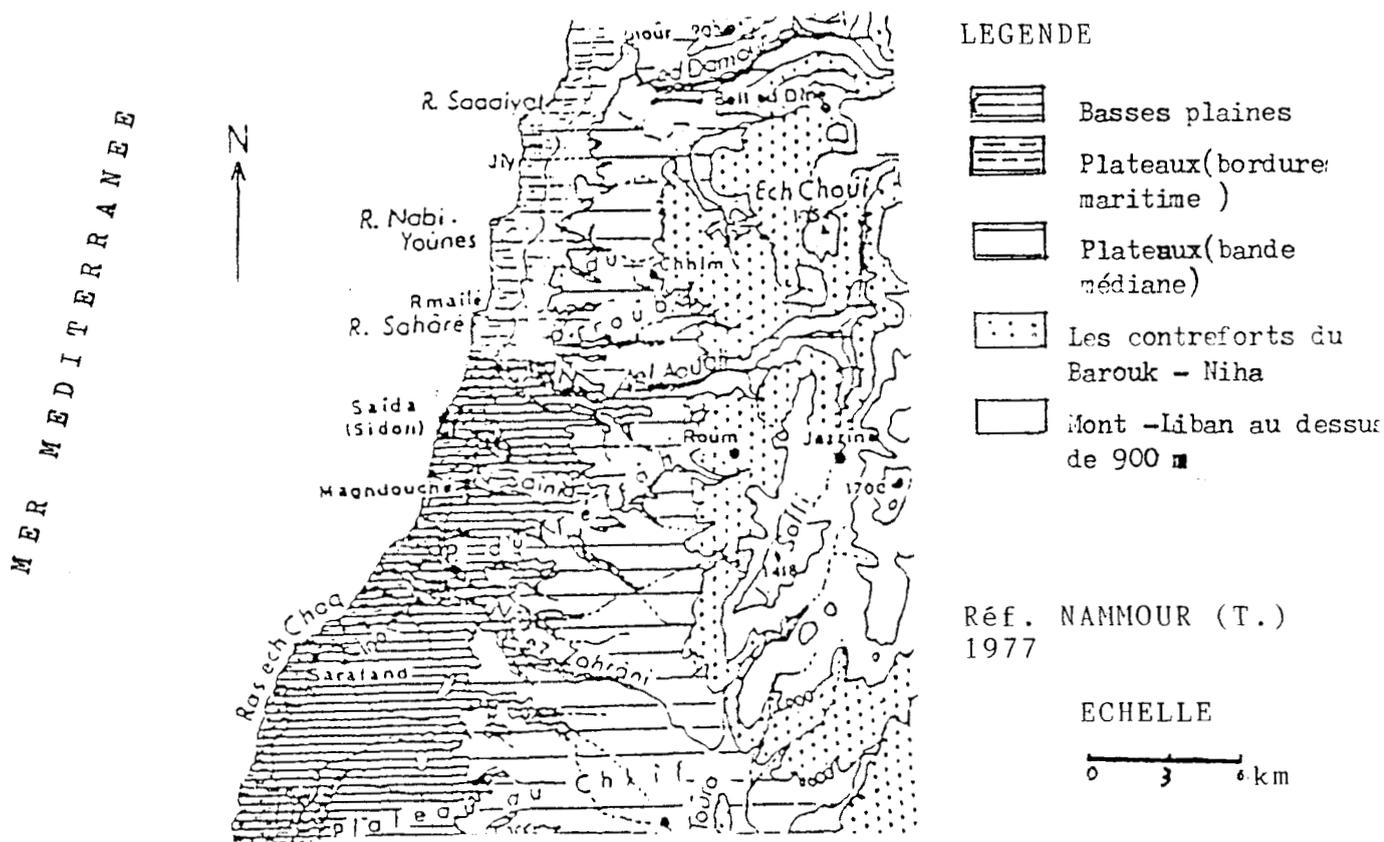


Fig. 3 - Les sous-zones dans la région d'étude

- 1- La zone côtière (0-500 m d'altitude) : est à son tour composée premièrement de plateaux bas, de la région du Damour jusqu'à l'embouchure de l'Awali-Bisri. Cette bordure maritime se présente sous la forme de caps rocheux, de falaises et de larges baies sableuses, au fond desquelles se nichent de petites plaines (SANLAVILLE (P.), 1973). Deux cours d'eau pérennes, le Damour et l'Awali-Bisri, permettent l'irrigation des plaines littorales de Damour et de Saïda qui sont étroites (leur largeur ne dépasse pas 6 km). Deuxièmement, des basses plaines se forment de l'embouchure de l'Awali-Bisri jusqu'au-delà de celle du Zahrani. Elles sont plus larges au sud du Zahrani (une dizaine de kilomètres) qu'à l'embouchure de l'Awali-Bisri (quelques kilomètres). Elles se prolongent également par des plages sableuses accompagnées d'une petite accumulation dunaire (SANLAVILLE (P.), op. cit.). Saïda est la principale agglomération de cette zone. Il existe deux cours d'eau, le Saïniq et le Zahrani, qui sont relativement moins intéressants par leur débit que les deux premiers. Les précipitations de cette zone sont en moyenne de 750 mm/an.

- 2- La zone médiane (plateaux d'Eklim el-Kharoub et du Teffâh) : cette zone s'étend entre 500 et 1000 m d'altitude, et elle est formée de plateaux étagés, sculptés par un réseau compliqué de ravins. Les branches amont du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani percent le calcaire du crétacé moyen et se développent dans les terrains tendres argilo-gréseux et gréseux du crétacé inférieur (DUBERTRET (L.), 1954). Beaucoup de ces ravins entament tout juste la zone de la flexure, mais ne se rencontrent pas au-delà dans la région haute. Les sources sont rares et de faible débit. La pente atteint 100 m/km au nord de la région et 25 m/km au sud de celle-ci.

- 3- Les contreforts (1000-1500 m d'altitude) : il s'agit de moyennes montagnes qui sont séparées de la haute montagne et de la côte par des pentes abruptes. Leur altitude est assez

forte au nord de l'Awali-Bisri (jusqu'à 1000 m). Elles sont profondément découpées par des gorges impressionnantes. Elles sont formées de calcaires du crétacé ; c'est pourquoi leur rôle hydrologique (du point de vue du développement du réseau karstique) est moins important que celui du massif Barouk-Niha.

- 4- Le massif calcaire du Barouk-Niha (plus de 1500 m d'altitude) : les sommets ne dépassent pas 2000 m. Ils forment deux lignes de crêtes parallèles. Ce massif est caractérisé par sa formation karstique, sa dénudation et la présence de lacs collinaires. Il joue un rôle essentiel dans le cycle de l'eau, malgré la forte pente, pour deux raisons : en s'étendant du Nord au Sud sur 35 km de longueur, il provoque des précipitations orographiques abondantes, plus de 1200 mm/an en moyenne. Ensuite, il favorise l'infiltration de la pluie à travers le réseau karstique très développé et la fissuration et l'altération des roches calcaires. Cette pluie recharge les nappes souterraines pendant l'hiver et le printemps et, par suite, assure l'alimentation des sources.

Enfin, la carte oro-hydrographique (fig. 4) résume cette topographie en illustrant, du point de vue de la superficie, le fait que les parties d'altitude supérieure à 1500 m ne couvrent que 33 km². Elles s'étagent entre 1000 et 1500 m (287 km²) et entre 500 et 1000 m (264 km²). La plus grande partie, 586 km², est inférieure à 500 m. Ce qui fait un total pour la zone d'étude - zone côtière intermédiaire - de 1170 km². D'après cette carte, on remarque également que les altitudes décroissent tantôt brutalement, tantôt régulièrement d'Est en Ouest, et très lentement du Nord au Sud.

I.2.2 - L'hydrographie

Cette région littorale-montagneuse est fortement arrosée, avec un chevelu hydrographique dense, riche, aux oueds de régime torrentiel, nés dans les moyennes montagnes et dans les plateaux, qui ne coulent qu'en périodes de pluie. Hormis certains cours d'eau principaux, le réseau hydrographique⁽²⁾ reste donc élémentaire dans la région. Sa hiérarchisation est esquissée au profit des plus importants. Ce réseau hydrographique est constitué par les rus, les vallées sèches, les oueds à écoulement temporaire et saisonnier qui se dessèchent en été, et les cours d'eau pérennes dont les débits restent soutenus en été en dépit de l'absence totale de pluies.

I.2.2.1. Les rus et les vallées sèches (exemple fig. 5)

Les rus temporaires font de 500 m à 1 km de long au maximum. Ils peuvent être, en même temps, à l'origine et issus

(2) Il est constitué de 17 oueds et de 4 cours d'eau qui courent presque parallèlement et trouvent leur embouchure dans la Méditerranée. Ce sont, du Nord au Sud :

<u>Oued et cours d'eau</u>	<u>se jette au</u>
O. el-Ghadir	nord de Kfarchima
O. Shebli-Bou semaane	nord de Kfarchima
O. el-Yabés	nord de Khaldé
*O. en-Naamé	nord Baal en-Naamé
O. el-Qâtran	sud de Hared en-Naamé
O. Bou-Damaa	sud du village de Damour
C. d'eau ed-Damour	sud du village de Samour
O. el-Jaouamis	nord de Jiyé
*O. Qassouba	nord de Jiyé
O. Mac	nord-est de Baâsir
*O. ez-Zeini	nord de Sibline
C. d'eau el-Awali	nord de Saïda
O. el-Qamlé	nord de l'ancienne ville de Saïda
O. el-Barghout	sud de Saïda
C. d'eau de Saïniq	sud de Saïda
C. d'eau ez-Zahrani	nord de Sarafand
*O. el-Ich	nord de Sarafand
O. el-Aaqabiyé	nord de Sarafand
*O. el-Daliyé	nord Es-Saksaki
*O. Kheizarane	sud Es-Saksakiyé
*O. Abou el-Assoud	sud d'Adloun

de lacs collinaires. Des écoulements localisés, parfois violents, se produisent lors de gros orages ou suite à des fontes de neiges. Ce phénomène est très remarquable dans les hautes altitudes. Les vallées sèches sont de quelques kilomètres (2 à 3 km). Leur orientation correspond aux lignes de faille. Dans ces vallées aveugles, en temps ordinaire, l'eau s'infiltré immédiatement, sans pouvoir ruisseler longtemps, en constituant des réservoirs souterrains, ou réapparaît sous forme de petites sources (fig. 5). Elles ont un profil en long moyennement fort. La pente moyenne est de 300 m/km.

I.2.2.2. Les oueds

Ils peuvent être classés d'après SANLAVILLE en deux catégories : les oueds mineurs, qui naissent à faible altitude au pied du grand talus, tout près de la côte, sont courts et s'encaissent rapidement. L'écoulement en est bref, de quelques semaines au maximum de précipitations. Les oueds majeurs sont moins nombreux que les précédents. Ils naissent à l'amont des plateaux autour de 600 m, souvent à partir d'une source. Leurs vallées sont imposantes, à la fois étroites et profondément encaissées (de nombreux exemples sont cités en note à la page précédente ; les oueds majeurs sont précédés d'une étoile, les oueds mineurs ne le sont pas).

I.2.2.3. Les cours d'eau pérennes

Il s'agit de quatre cours d'eau principaux, qui constitueront le but de cette étude. Le Damour et l'Awali-Bisri, les plus longs, sont alimentés par les sources qui jaillissent du monoclinale calcaire jurassique du massif Barouk-Niha, tandis que le Saïniq et le Zahrani, les plus courts, descendent respectivement du Dhar⁽³⁾ el-Oubar (sud-est

(3) "Dhar" veut dire "mont".

du village Qaïtoulé) et Toumat Niha, où le pointement jurassique qu'ils atteignent est de trop petite surface pour produire de puissantes sources pérennes (fig. 6). Ces deux derniers cours d'eau peuvent se trouver eux-mêmes à sec dans leur secteur aval pendant l'été, tandis qu'en amont, ils resteront alimentés par les sources, mais avec des débits médiocres.

Enfin, ces 4 cours d'eau, comme la plupart des cours d'eau au Liban, sont marqués par leur régime méditerranéen qui est à la fois excessif et irrégulier (comme on le verra plus tard), et par leur écoulement qui est parfois saisonnier et très bref. Le débit maximum saisonnier se situe en hiver et les extrêmes sont très accentués en fonction de l'abondance des pluies.

Des études importantes ont été faites sur la région il y a quelques années pour évaluer essentiellement les réserves d'eau souterraines, puis les eaux superficielles lors des projets d'installation d'usines hydro-électriques. Il serait intéressant de prendre connaissance des conséquences et des apports de ces études dont on s'est servi comme point de départ de notre étude.

I.3 Apports des études et des projets hydrologiques sur les bassins versants de la zone côtière intermédiaire du Liban

Les bassins versants qui ont fait l'objet de deux études importantes en 1958 et 1982 sont respectivement le Damour et le Bisri. Une troisième étude, moins importante, concerne le Zahrani ; elle date de 1967. Le Saïniq n'a, par contre, encore jamais été étudié en raison de ses faibles ressources. Le tableau n° 1 clarifie cette situation.

Par ailleurs, une étude sur les "Eaux souterraines du Liban" menée par le PNUD (Programme des Nations Unies pour le Développement) en 1971 illustre la richesse hydrogéologique de la région. Son apport sera très important - à propos de l'écoulement superficiel à travers les sources - dans l'étude

de la composition de l'eau superficielle (chap. IX, Bilan d'écoulement superficiel).

I.3.1 - L'apport des projets

Les projets concernant le Damour ne faisaient appel qu'aux données propres au Damour, ses affluents et ses sources, pour construire des réservoirs et des barrages... Ces projets visaient spécialement la production d'électricité, la dérivation de l'eau de la source de Safa (945 m d'altitude) vers la Centrale de Rechmaya (447 m d'altitude) par des canaux et des tunnels de moins de 6 m de large. Cette dérivation rendait le débit sur les deux stations de Ouadi es-Sitt et de la Centrale de Rechmaya artificiel, tandis que celui de Jisr el-Qâdi n'était pas beaucoup influencé en raison de sa situation en aval de ces deux stations. En ce qui concerne la quatrième station, l'Hamman, elle n'était influencée que par le nombre de sources captées.

Les deux stations situées sur l'Awali-Bisri sont influencées : la première, Marj-Bisri, l'est par le barrage installé près du village d'el-Moukhtara ; la deuxième, Saïda, subit depuis 1965 une modification remarquable à cause de la dérivation de l'eau du réservoir du Qaraoun sur le Litani vers le réservoir de Joun sur l'Awali pour suralimenter l'usine hydroélectrique, pendant la saison sèche. Etant donné la pénurie du Saïniq, les débits des deux stations situées à Ouadi el-Leimoun et à l'embouchure ne seront influencés que par le nombre de sources captées en plusieurs endroits.

Le dernier cours d'eau de la région est le Zahrani. On considère que le terrain est perméable, ce qui empêche la construction de réservoirs à l'intérieur de son bassin versant. C'est pourquoi le seul projet consiste à dériver l'eau du Zahrani à Ouadi el-Akhdar vers Maifadoun (hors du bassin versant du Zahrani). De plus, le faible débit du Zahrani à Deir ez-Zahrani est exploité totalement pour l'alimentation en eau

potable des deux villes, Saïda et Nabatieh. Ce qui entraîne que le débit sur ces trois stations n'est plus naturel.

I.3.2 - Potentialité hydrologique de la région

La région est d'une capacité hydrologique relativement importante. Elle occupe la troisième place parmi les six régions hydrologiques, avec $406 \bar{M}m^3$. La première place est tenue par la région Nord ($1928 \bar{M}m^3$), la dernière par la zone du Hasbani ($151 \bar{M}m^3$). On peut donc résumer la richesse en eau de la région par les éléments suivants :

- ressources

- . Sources de Safa, de Barouk et de Zarqua (alimentées par l'aquifère jurassique).
- . Sources de Jezzine, de Tassé et Kfaroué (alimentées par l'aquifère crétacé).

- principales chutes d'eau (4)

cours d'eau	localité	chute d'eau (m)	débit mesuré(m^3/s)
le Safa	Safa	490	3.6
le Bou Zébli	Rechmaya	144	4.0
le Damour	el-Boum	220	6.0
l'Awali-Bisri	ch. Hélou(usine hydroélectrique)	193	24.0

- capacité des barrages (5)

cours d'eau	barrages	capacité ($\bar{M}m^3$)
le Damour	el-Balatah	5
l'Awali-Bisri	Bisri	25
le Zahrani	Maifadoun	40

(4) et (5) BAASIRI (M.) et RYAN (D), 1986.

- Abondance moyenne des 4 cours d'eau

cours d'eau	station	débit moyen annuel (m ³ /s)	volume (Mm ³)
le Damour	Jisr el-Qâdi	8.1	255.1
le Bisri	Marj-Bisri	4.8	148.9
le Saïniq	O. el-Leimoun	0.3	7.8
le Zahrani	O. el-Akhdar	1.0	31.5

Il faut ajouter que le problème primordial, dans la région, reste les grands besoins en eau dans les agglomérations. Ceci explique l'exploitation des eaux souterraines à partir de nombreux puits et forages (près de 200 puits) situés entre le Damour et le Zahrani à basses altitudes, ce qui nous amène à nous interroger sur le rôle du pompage des eaux souterraines sur la diminution directe ou indirecte des débits.

CHAPITRE DEUXIEME : LES FACTEURS EXPLICATIFS D'ÉCOULEMENT DANS LES BASSINS VERSANTS DE LA REGION D'ÉTUDE

Nous allons aborder les différents facteurs qui jouent un rôle important dans l'hydrologie d'un bassin versant. Selon PARDE (M.), 1968, ce sont le relief, la météorologie hydrologique et la nature du sol, auxquels s'ajoutent la couverture végétale, qui joue également un rôle non négligeable dans l'écoulement superficiel, de même que le facteur humain⁽⁶⁾.

II.1 Systèmes de pente

La pente constitue un facteur caractéristique de tout bassin versant, étant donné son influence sur l'écoulement superficiel direct. Dans le cas où la pente des versants est raide (notre cas), le ruissellement superficiel direct est fréquent et rapide dans les bassins versants qui, pour la plupart, sont montagnards. D'où l'importance d'analyser les différents systèmes de pente : pentes du relief, de la

(6) On signale, au passage, quelques observations sur le comportement humain devant les problèmes de l'eau dans la région, comportement qui influence certainement l'écoulement d'une façon ou d'une autre. Par exemple, pour faire face aux problèmes des besoins en eau, les habitants ont adopté des solutions provisoires qui sont, avec le temps, devenues habituelles. Ils ont prévu des réservoirs et des "Birket" (petits bassins en ciment) où l'on recueille précieusement l'eau de pluie que l'on transfère ensuite dans l'excavation souterraine. On remarque la présence intensive de ceux-ci dans les bassins versants de l'Awali-Bisri et du Saïniq (carte Maghdouché au 1/20000). Autre exemple, les sources captées qui ne profitent qu'aux agglomérations les plus proches. Par ailleurs, les zones limitrophes des cours d'eau permanents : le Damour, l'Awali-Bisri et le Zahrani, bénéficient de leurs eaux pour l'irrigation. En revanche, face à ces problèmes négligés par l'état, on assiste à l'éclosion de projets individuels mineurs : puits, pompes et dérivations des cours d'eau, sans contrôle de la part des responsables. Un tel comportement influence certainement l'écoulement en le minimisant, parfois même jusqu'à l'excès.

topographie, de la stratigraphie (pendage) et de l'hydrographie, (cette dernière sera étudiée dans le chap. III.2).

II.1.1 - Pente du relief

La pente du relief ($\alpha = \frac{H}{L}$ avec H = altitude en m et L = longueur en m) joue un rôle essentiel sur le versant ouest du massif Barouk-Niha. Dans le détail, l'altitude maximum dans les bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani est respectivement de 1750 m, 1924 m, 1500 m et 1550 m. Puisque l'altitude minimum pour les 4 bassins versants est zéro mètre, c'est sur l'Awali-Bisri que l'on constate la dénivellation la plus grande.

II.1.2 - Pente topographique

La pente topographique est très différente d'un bassin à l'autre, et même dans un même bassin, entre les rives gauche et droite d'un cours d'eau, comme on va le constater :

- Sur le Damour et ses affluents : tout d'abord, sur le Safa, les pentes des rives gauche et droite sont semblables, soit 214 m/km ; elles sont ensuite un peu plus faibles sur le Bou Zébli : 188 m/km sur la rive gauche, et 173 m/km sur la rive droite, tandis que les rives de l'ouadi Baysour sont un peu plus fortes : 290 m/km sur la rive gauche et 238 m/km sur la rive droite. Enfin, sur le Damour moyen, une certaine dissymétrie des versants apparaît, ceux de la rive droite étant généralement plus pentus : 217 m/km, que ceux de la rive gauche : 98 m/km.

- Sur l'Awali-Bisri, les pentes du Barouk (haut de l'Awali-Bisri) sont un peu plus fortes sur la rive droite (178 m/km) que sur la rive gauche (163 m/km). Sur le Bisri (moyen de l'Awali-Bisri), on observe une grande discordance entre la pente de la rive gauche, qui est de 189 m/km, et celle de la rive droite, qui ne dépasse pas 25 m/km. En outre, la largeur du versant de la rive gauche est égale à 6 fois celle du versant de la rive droite.

- Sur le haut bassin du Saïniq, la rive droite connaît la pente la plus forte (440 m/km), alors que la pente de la rive gauche n'est que de 149 m/km. Ceci est dû à la largeur des versants de la rive gauche (3 km) qui est 7,5 fois plus importante que celle de la rive droite (0,4 km).

- Contrairement au Saïniq, sur le Zahrani supérieur, c'est sur la rive gauche qu'on remarque la pente la plus forte: 375 m/km, mais elle n'est que de 118 m/km sur la rive droite qui est d'une largeur de 3,4 km, soit 3 fois celle de la rive gauche (1,2 km).

Les remarques clinométriques sur ces 4 bassins versants sont intéressantes du point de vue hydrologique, en particulier en ce qui concerne la vitesse de ruissellement qui sera, par exemple, relativement plus forte sur les hauts bassins versants du Saïniq et du Zahrani que sur le haut de l'Awali-Bisri et du Damour. Ailleurs, dans le bas des 4 bassins versants, et à partir de la courbe de niveau 500 m, la pente moyenne devient relativement faible (50 m/km).

II.1.3 - Pente stratigraphique

Elle constitue la troisième composante du système de pente d'un bassin versant. Les eaux d'infiltration, et par suite les eaux souterraines, sont dirigées par la pente stratigraphique.

Ce que l'on peut dire à ce propos est que les pendages et les différentes directions de l'écoulement souterrain dans les 4 bassins versants (fig. 6) sont assez différents des pendages topographiques, d'où la présence de nappes souterraines assez étendues et riches.

II.2. Aspects hydrogéologiques

Nous allons aborder la structure géologique dans son aspect qui intéresse l'hydrologie, c'est-à-dire les conditions d'écoulement et les réserves souterraines.

Dans cette région, les calcaires fortement karstifiés qui constituent le massif du Barouk-Niha présentent des possibilités d'infiltration remarquablement élevées. Or, la perméabilité de ce massif est la seule raison d'être des cours d'eau permanents pendant la longue période sèche, car elle entraîne la permanence de nombreuses sources. Les débits des cours d'eau restent donc soutenus en été, et ils doivent cette singularité à la géologie qui vient corriger les excès du climat par la constitution de ces "massifs-réservoirs" calcaires, jurassiques et crétacés, emmagasinant les pluies surabondantes de l'hiver et les restituant par des sources (ABDEL AL (I), 1953). En moyenne et basse altitude succèdent aux calcaires jurassiques des grès, argiles, marnes et calcaires crétacés ; du nord du village de Damour jusqu'à l'Awali-Bisri, les calcaires et les calcaires marneux du turonien et du cénomaniens constituent l'essentiel des affleurements.

En somme, les trois bassins versants de l'Awali-Bisri, du Zahrani et du Saïniq, sont d'une formation géologique très perméable (95, 87 et 59 % respectivement), tandis que la

formation peu perméable est assez élevée dans le bassin versant du Damour (60 %).

II.2.1 - Identification relative entre bassins hydrologique et hydrogéologique (fig. 6)

A partir des cartes et des descriptions géologiques, nous avons élaboré la fig. 6 et le tableau n° 2 qui la suit, qui vont délimiter les aquifères et récapituler la capacité des bassins versants en eau souterraine. D'après cette carte, on peut distinguer deux grandes catégories d'aquifères en fonction de leurs caractéristiques hydrodynamiques : les aquifères principaux et mineurs.

II.2.1.1. Les aquifères principaux

a) L'aquifère du calcaire jurassique contient la plus importante nappe dans la région. La zone d'affleurement des calcaires jurassiques⁽⁷⁾ est le versant ouest du massif du Barouk-Niha. Cette zone s'étend sur 90 km² : région de Safa, d'Ain Zhalta, de Barouk et de Niha. Sa limite à l'ouest est nettement définie par le contact entre les calcaires jurassiques qui la constituent et les grès de l'infracrétacé qui la recouvrent. Les précipitations, en s'infiltrant, alimentent directement les nappes souterraines à travers un réseau karstique bien développé. Etant donné que ce massif reçoit en moyenne de 1200 à 1800 mm/an, ces aquifères jurassiques sont donc le siège d'une recharge importante. Il faut ajouter que la grande différence de développement du réseau karstique est mise en évidence par la grande irrégularité de débit des sources. Enfin, ces aquifères sont

(7) Ils affleurent également dans le lit moyen du Damour, sur une petite superficie, "mais ils ne représentent qu'un intérêt mineur car ils y semblent compacts et donc pratiquement imperméables" (PNUD, 1971).

d'une épaisseur de 1000 m, mais elles sont inexploitable en montagne en raison de la topographie. Il faut ajouter enfin que l'important développement des calcaires dans la région montagneuse et leur extrême fissuration impliquent, outre l'existence des circulations et des réserves d'eau souterraine, le jaillissement de puissantes ou de petites sources. Ce jaillissement est provoqué par une saturation du massif calcaire en profondeur, par un refus d'absorber davantage d'eau.

b) Les aquifères des calcaires cénomaniens-turonien :

. L'affleurement du calcaire cénomanien-turonien du synclinal de Jezzine (haut bassin versant de l'Awali-Bisri et du Zahrani) s'étend entre el-Barouk au nord et O. el-Akhdar au sud (fig. 6). Il est limité de tous côtés par les affleurements imperméables de l'Albien et constitue ainsi une unité. Son pourtour est jalonné par une série de sources de déversement.

. L'affleurement du calcaire cénomanien-turonien s'étend avec discontinuité stratigraphique sur le moyen et le bas bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani, avec le sénonien et l'éocène. Il est largement exploité par des forages.

II.2.1.2. Les aquifères mineurs

Elles sont généralement très locales et se composent d'une alternance de terrains argilo-sableux et de marne de crétacé à une épaisseur de 300 à 400 m.

. Les aquifères des formations éocènes sont essentiellement constituées de craie marneuse qui affleure dans les bassins versants du Saïniq et du Zahrani sur une petite superficie. Les nappes sont superficielles ou peu profondes (100 à 300 m).

. Nappes des dépôts récents : les dépôts récents de remplissages alluvionnaires sont localisés seulement dans le bas des 4 bassins versants, et tout au long du Safa (en raison

du plissement des couches, ce qui entraîne un décollement). Ces dépôts récents sont de 600 m d'épaisseur.

Regardons maintenant les principaux points de jaillissement (fig. 6) et leurs caractéristiques.

II.2.2 - Les sources

Elles ont une grande importance puisqu'elles assurent la vie des cours d'eau pendant les saisons sèches. Elles sont les exutoires naturels des nappes (comme on l'a déjà vu), principalement du jurassique et du cénomaniens.

II.2.2.1. Caractéristiques et origine des sources

Les sources des bassins versants peuvent être regroupées en 3 catégories principales (de la moins importante à la plus importante) :

- les sources jaillissantes (sources artésiennes) sont les exutoires de nappes captives dans des terrains peu perméables.

- Les sources de déversement jaillissent à la base des hauts plateaux cénomaniens, le long d'un système de fracturations. Elles sont de faible débit (elles débitent entre 0,06 et 3,14 L/s). Ces petites sources sont plus de 1000 (les plus importantes sont ez-Zarqua : Saïniq, el-Tassé et Kfaroué, Zahrani) et se répartissent dans la région comme suit ; la zone littorale est la moins riche, elle n'en compte pas plus de 100, tandis que la zone centrale (les hauts et les moyens bassins versants du Damour et de l'Awali-Bisri) en compte plus de 500. La zone montagneuse (région de Jezzine) dépasse légèrement les 400.

- Les sources de trop-plein ou de débordement (fig. 7) : les calcaires jurassiques, par leur disposition en profondeur sous le crétacé inférieur, abritent des nappes semi-captives avec une tranche saturée plus ou moins épaisse. Ces nappes donnent naissance à des sources de débordement ou trop-plein liées généralement à une flexure ou à une faille. La figure ci-dessous explique plus clairement la dynamique de ces sources. Certaines d'entre elles se trouvent à assez haute altitude, entre 950 et 1150 m, sur la périphérie du massif de Barouk-Niha (source de Safa et de Barouk), mais le plus souvent, ces émergences se produisent à basse altitude, au fond des gorges des cours d'eau (SANLAVILLE (P.), 1973).

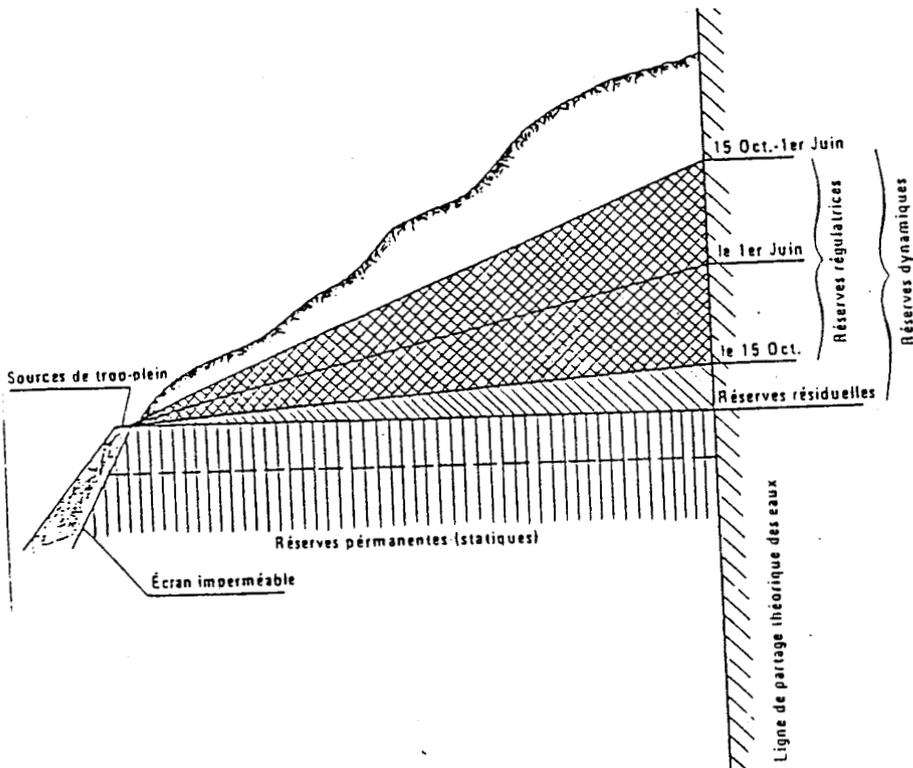


Fig. 7 - Développement d'une source de trop-plein au Liban (PNUD, 1971)

Les sources apparaissent avec des caractères différents suivant leur position et les différences lithologiques des calcaires. Les sources de Barouk (fig. 8-a) et de Safa (fig. 8-b), qui représentent donc un débordement le long d'une limite imperméable, jaillissent, pour la première, par de nombreux griffons au contact du massif calcaire jurassique avec des contreforts crétacés, et pour la deuxième, dans le grès et par les fissures recoupées par l'anticlinal de Jezzine (ABDEL AL (I), 1953).

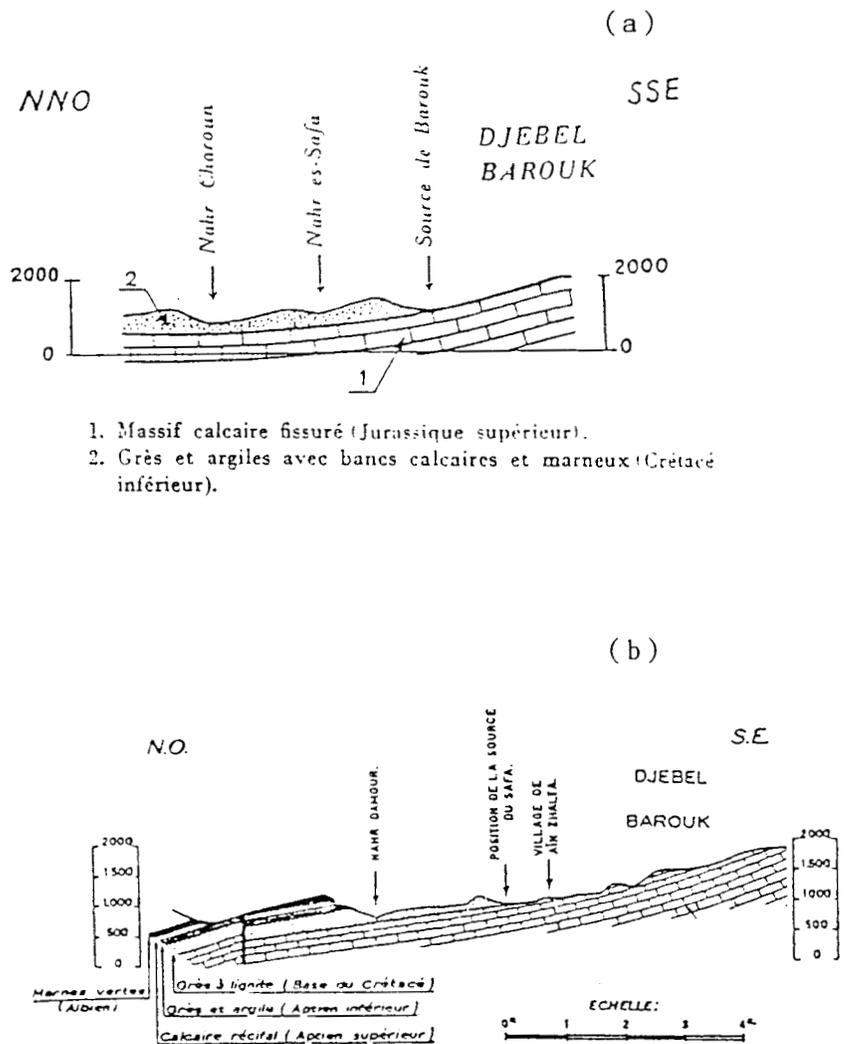


Fig. 8 - Coupes montrant la formation de deux sources : celle de Barouk (a) et celle de Safa (b). D'après ABDEL AL (I), 1953.

II.2.2.2. Potentialité des sources

Les sources, dans la région, sont relativement régulières, et elles ont un débit plus ou moins important en raison de la différence d'épaisseur de la tranche rocheuse saturée en eau au-dessous du point d'émergence. Leurs débits varient de 0,5 à 2 m³/s :

Tableau n° 3 : Les débits annuels moyens des sources les plus importantes dans la zone côtière intermédiaire du Liban.

Bassin versant	Source	débit m ³ /s	Observations
Damour	Safa	0,45-2	Jaillit dans les grès et par les fissures recoupées par l'anticlinal de Jezzine
Awali- Bisri	Barouk Niha Jezzine	0,45-2 0,08 0,5	La source de Barouk jaillit par de nombreux griffons au contact du massif calcaire jurassique avec des contreforts crétacés. Ces 3 sources débitent au cours d'une année moyenne 62 millions de m ³ , soit 1,9 m ³ /s.
Zahrani	Tassé	0,5-1	Sources de déversement, jaillit à la base du haut plateau cénomanien le long d'un système de fracturations
(Petites sources dispersées dans le haut et le moyen bassin versant	∧	0,003	Jaillissent des grès et terrains argilo-gréseux de la base de crétacé, et des marnes et marno-calcaires plus ou moins perméables

Enfin, on peut considérer le débit des sources comme représentatif du flux total de l'aquifère dans toute la région, et le rôle des sources et le coefficient de tarissement seront mis en évidence dans des situations particulières d'écoulement, dans le chapitre concernant la sécheresse.

II.3. Rôle du climat sur l'écoulement

En raison de sa position géographique, la zone côtière intermédiaire du Liban est soumise au climat méditerranéen oriental tempéré, humide en général. En effet, deux saisons majeures se partagent l'année : un été long (mai - octobre) où la sécheresse est pratiquement totale, un hiver court (décembre - mars) froid et humide où les précipitations sont abondantes et très violentes sur la côte comme sur les hautes altitudes. Par ailleurs, la proximité ou l'éloignement de la mer ainsi que la disposition du relief, interviennent pour nuancer le climat. Or, la triple influence de l'altitude, du relief et de la mer, diversifie le climat au point que l'on trouve au moins trois climats dans chacun de nos bassins versants, en allant du climat méditerranéen humide du littoral au méditerranéen humide de type montagnard, en passant par le climat méditerranéen humide de moyenne altitude. Ceci doit, par conséquent, avoir une influence sur l'hydrologie des bassins versants.

Les conditions de la circulation atmosphérique sont celles de l'ensemble du pays. En été, les hautes pressions sub-tropicales s'avancent vers nos latitudes, et remplacent la circulation perturbée d'ouest qui se retire vers les latitudes plus élevées. La sécheresse dominant la région est alors marquée par un maximum d'insolation, une baisse d'humidité relative, une hausse de température et, par conséquent, une intense évapotranspiration potentielle qui dessèche le sol et limite la vie végétative. En hiver, les dépressions atmosphériques en provenance de l'Atlantique sont la cause d'abondantes précipitations. Cette humidité atmosphérique est accompagnée par un maximum de nébulosités, une baisse de température et un minimum d'évaporation. En toutes saisons, le vent prédominant souffle du sud-ouest vers le nord-est en amenant des nuages saturés. La vitesse maximum en est de 50 m/s. La carte de la trajectoire des vents (fig. 9) montre que les vents qui soufflent sur la région ont trois origines :

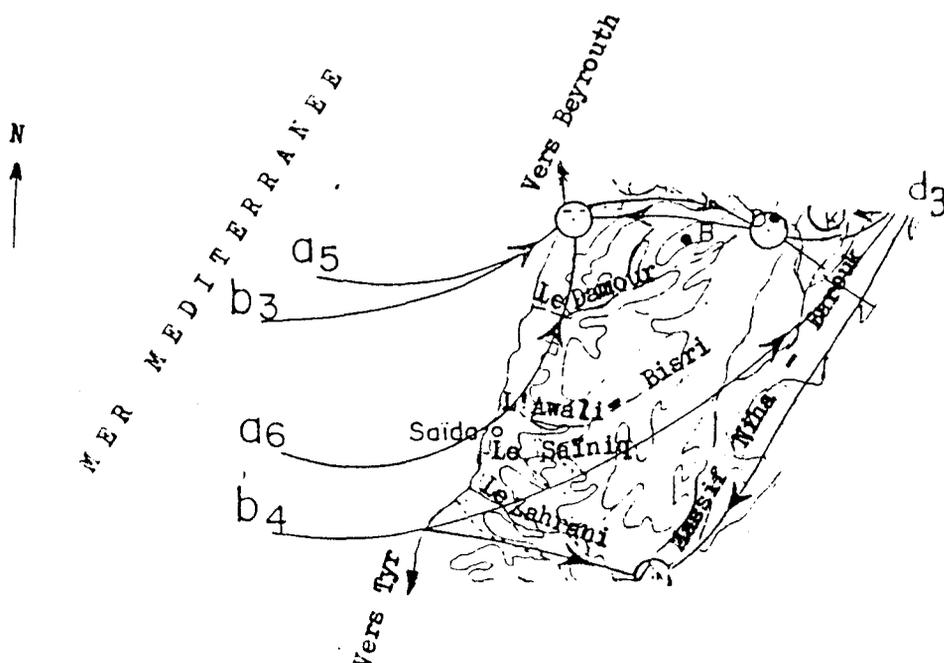
. Les masses d'air maritime qui se déplacent d'ouest en est, ou plutôt du sud-ouest vers le nord-est (a5 et a6). Ces vents dominant de décembre à avril.

. Les vents d'air continental eurasiatique (b3 et b4) qui dominant de mai à septembre. Après avoir fait le détour par Chypre, ils sont chauds et humides.

. Les masses d'air continental eurasiatique qui proviennent de l'anticyclone de Sibérie. L'air (d3) pénètre en hiver par la vallée de l'Oronte (nord-est du Liban), il est sec et froid. Son mélange avec l'air maritime donne en hiver de la neige sur le massif du Barouk-Niha (il est le seul, dans la région, à souffler du nord vers le sud).

. A signaler, enfin, le passage du Khamsin, vent sec, subtropical désertique, qui se produit au printemps, et plus rarement en automne et en été.

Fig. 9 - Trajectoires des vents concernant la région des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Sainiq et du Zahrani.



LEGENDE

Air maritime	a5 et a6
Air continental	b3 et b4 (grand détour)
	d3 (voie directe)

ECHELLE : 1/1000000

(Atlas climatique du Liban, 1977)

Les pluies, qui ne tombent que durant 6 à 7 mois, sont étroitement liées au relief. Elles augmentent depuis la côte (700 mm à Saïda) jusqu'aux sommets (1400 mm à Jezzine), où elles peuvent tomber aussi sous forme de neige. Mais l'accroissement des pluies avec l'altitude n'est ni continu, ni régulier, parce que les précipitations les plus fortes se produisent sur les premières pentes jusqu'à 900 m environ, et sur les collines exposées à la mer. En tout cas, le gradient pluviométrique moyen est sur ce versant occidental de 0,25 mm par mètre d'altitude. Les précipitations annuelles moyennes varient de 800 mm sur la zone littorale à plus de 1300 mm sur les hautes altitudes. Quelles que soient les importantes variations locales, les mois les plus pluvieux sont décembre, janvier et février. 86 % du total tombent entre le début de novembre et la fin de mars sous forme de violents orages. Une autre caractéristique de la pluviosité, tout aussi importante pour l'utilisation des eaux que les valeurs moyennes, est son extrême variabilité. Par exemple, la hauteur normale de pluie à Beitdine-Loqch étant de 1175 mm, elle a cependant pu atteindre 2011 mm et tomber à 435 mm seulement (l'étude des variations interannuelles des précipitations fera l'objet du chap. V.2).

Les températures moyennes annuelles sont relativement élevées et s'échelonnent entre 17,8°C et 16,8°C (d'un bassin à l'autre). Le coefficient de variation de la température moyenne annuelle est partout faible : 0,04 seulement. La température intéresse l'hydrologie sur trois plans :

. Répartition spatiale des températures moyennes annuelles : la température décroît en altitude (d'ouest en est dans la région). La température moyenne du littoral en hiver s'établit aux environs de 14°C une altitude de 100 m. Elle se rafraîchit avec l'altitude avec une baisse d'environ 0,6°C/100m (soit 6°C/1000m), pour atteindre 9,2°C à une altitude de 800 m et 8,4°C à 1900 m d'altitude. En été, la température 20°C se trouve à l'extrême est à 500 m d'altitude, ce qui montre une aridité dominante dans la région.

Les pluies, qui ne tombent que durant 6 à 7 mois, sont étroitement liées au relief. Elles augmentent depuis la côte (700 mm à Saïda) jusqu'aux sommets (1400 mm à Jezzine), où elles peuvent tomber aussi sous forme de neige. Mais l'accroissement des pluies avec l'altitude n'est ni continu, ni régulier, parce que les précipitations les plus fortes se produisent sur les premières pentes jusqu'à 900 m environ, et sur les collines exposées à la mer. En tout cas, le gradient pluviométrique moyen est sur ce versant occidental de 0,25 mm par mètre d'altitude. Les précipitations annuelles moyennes varient de 800 mm sur la zone littorale à plus de 1300 mm sur les hautes altitudes. Quelles que soient les importantes variations locales, les mois les plus pluvieux sont décembre, janvier et février. 86 % du total tombent entre le début de novembre et la fin de mars sous forme de violents orages. Une autre caractéristique de la pluviosité, tout aussi importante pour l'utilisation des eaux que les valeurs moyennes, est son extrême variabilité. Par exemple, la hauteur normale de pluie à Beïtdine-Locqch étant de 1175 mm, elle a cependant pu atteindre 2011 mm et tomber à 435 mm seulement (l'étude des variations interannuelles des précipitations fera l'objet du chap. V.2).

Les températures moyennes annuelles sont relativement élevées et s'échelonnent entre 17,8°C et 16,8°C (d'un bassin à l'autre). Le coefficient de variation de la température moyenne annuelle est partout faible : 0,04 seulement. La température intéresse l'hydrologie sur trois plans :

. Répartition spatiale des températures moyennes annuelles : la température décroît en altitude (d'ouest en est dans la région). La température moyenne du littoral en hiver s'établit aux environs de 14°C une altitude de 100 m. Elle se rafraîchit avec l'altitude avec une baisse d'environ 0,6°C/100m (soit 6°C/1000m), pour atteindre 9,2°C à une altitude de 800 m et 8,4°C à 1900 m d'altitude. En été, la température 20°C se trouve à l'extrême est à 500 m d'altitude, ce qui montre une aridité dominante dans la région.

. Variations saisonnières et mensuelles des T°C moyennes: parce que la T°C moyenne annuelle masque, en fait, la réalité, et parce que les T°C saisonnières et mensuelles ont une influence directe sur l'évaporation, il est impératif d'étudier ces variations saisonnières et mensuelles sur quelques stations représentatives des différentes altitudes dans la région. D'après le tableau ci-dessous indiquant partout, un minimum

Tableau n° 4 : Températures moyennes mensuelles pour les trois stations représentatives dans la région des 4 bassins versants(T°C)

Station	Altitude (m)	Années d'observation												
			j	f	m	a	m	j	j	a	s	o	n	d
Saïda	5	1965-1970	12	14	15	18	20	23	25	26	25	22	19	15
Gharifé	680	1964-1970	9	10	12	15	18	21	22	22	21	18	15	10
Kfar-Nabrakh	1020	1956-1970	8	8	11	13	17	21	22	22	20	18	14	9

hivernal et un maximum estival, on remarque que sur les différentes altitudes, le mois de janvier est relativement le plus frais de l'année, suivi par ceux de février et de décembre; le mois d'août est le plus chaud, suivi de juillet et septembre. Cette différence d'un mois à l'autre reste cependant relativement faible. Ensuite, 300, 240 et 180 jours/an, respectivement à basse, moyenne et haute altitude, ont une T°C moyenne supérieure à 15°C, ce qui signifie que la transition entre la saison froide et humide et la saison chaude et sèche, surtout à basse altitude, est très brève.

. T°C maximales et minimales : on peut dire que la variation des T°C maximales et minimales d'une année à l'autre est peu importante. D'autre part, les T°C minimales journalières restent inférieures à 10°C pendant environ 90 jours par an sur les hautes altitudes, et 60 jours sur les moyennes altitudes. Les T°C maximales journalières dépassent 27°C pendant environ 90 jours/an sur la côte.

Ces deux derniers éléments climatiques, les précipitations et les températures moyennes mensuelles, sont mieux représentés sur le diagramme ombrothermique qui donne une assez bonne image des régimes pluviométriques et thermiques qui vont rythmer la vie d'un cours d'eau. A partir donc des précipitations et des températures moyennes mensuelles, nous avons élaboré les diagrammes ombro-thermiques (fig. 10) des trois stations représentatives de la région : Saïda à 5 m d'altitude (1962-1970), Gharifé à 680 m d'altitude (1965-1970), et Kfar-Nabrakh à 1020 m d'altitude (1956-1970), diagrammes d'après lesquels on peut comparer les valeurs de ces deux éléments climatiques, donner le reflet du rythme des saisons climatiques, et définir la sécheresse atmosphérique avec son intensité et sa probabilité.

D'après LAMBERT (R.), 1975, le rapport " P " = $n t^{\circ}$ (9) et l'échelle correspondante " P "_{mm} = $4 t^{\circ}$, la température moyenne mensuelle devient, à ce niveau, représentative de l'évapotranspiration "appréciée", parce que chaque fois que la courbe des températures (" P " = $4 T^{\circ}C$) est au-dessous de celle des précipitations, cela signifie qu'il y a excédent pluviométrique relatif. Au contraire, quand la courbe des températures est au-dessus de celle des précipitations, cela indique qu'il y a déficit (excès de l'évapotranspiration) :

1) D'autre part, et d'après ce diagramme, la sécheresse ou l'été climatique commence à partir du moment où $p < 4 T^{\circ}C$, et dure de 8 à 9 mois (mars - octobre) sur les basses altitudes (Saïda), 6 mois (avril - septembre) sur les moyennes altitudes (Gharifé) et de 5 à 6 mois (mai - septembre) sur les hautes altitudes (Kfar-Nabrakh), avec une sécheresse accentuée entre juin et septembre. Les pluies sont absentes et les $T^{\circ}C$ élevées (plus de $25^{\circ}C$ sur la côte en moyenne, et plus de $22^{\circ}C$ en altitude).

(9) Avec $n = 2, 3, 4$; T = température moyenne mensuelle

Le début de l'automne apparaît relativement sec avec des T°C supérieures à 16°C partout, et des précipitations moyennes dépassant très légèrement l'évapotranspiration "appréciée" sur les hautes altitudes seulement. En revanche, la fin de l'automne et le début de l'hiver sont nettement plus arrosés. Janvier constitue le maximum pluviométrique mensuel permettant de saturer la porosité des sols, de relancer l'écoulement et de recharger l'aquifère. Le début du printemps se situe au mois de mars sur la côte et au mois d'avril sur les altitudes, saison humide qui dure un mois et demi. Enfin, le mois de mai voit un changement brutal du point de vue thermique et pluviométrique : c'est le début de l'été.

2) A l'échelle de $p < 2$ T°C, on peut dire qu'il y a une sécheresse climatique qui entraîne une tendance au dessèchement des sols (6 mois sur le littoral, 5 mois sur les hautes altitudes).

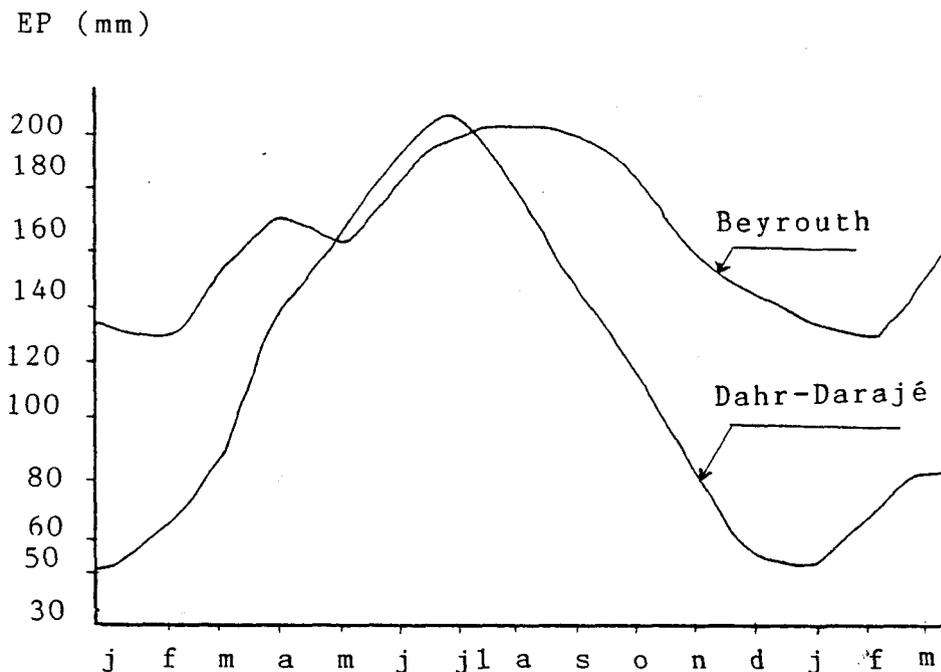
3) Quand $P < 3$ T°C, cela implique une sécheresse des cours d'eau temporaires qui sont taris durant plus de 7 mois en moyenne sur les basses altitudes, et plus de 5 mois en moyenne sur les hautes altitudes. Ensuite, la persistance de la sécheresse atmosphérique va aggraver le pouvoir évaporant, et l'évapotranspiration potentielle va donc atteindre sa valeur maximum. De ce fait, les nappes souterraines deviennent si faibles, si basses, que le débit des sources des nappes peu profondes (ex : sources ez-Zarqua et Kfaroué) se tarit également.

En ce qui concerne la moyenne annuelle de l'humidité relative, elle, diminue d'ouest (71 % à Beyrouth) en est (62 % à Kfar-Nabrakh). L'humidité relative connaît un maximum en hiver (janvier suivi de février et mars) et un minimum en été : de mai à août, et cela à basse et haute altitude :

Station	altitude (m)	humidité relative (%)	
		hiver	été
Beyrouth	15	73 (jan)	67 (août)
Kfar-Nabrakh	1020	72 (jan)	56 (mai)
Bhandoun	1090	71 (jan)	57 (juin)

A partir d'août, elle commence à augmenter pour atteindre son maximum en janvier. Il faut signaler que l'humidité relative moyenne mensuelle ne descend pas au-dessous de 67 % sur la côte, en raison de la proximité de la Méditerranée, tandis qu'elle est de 55,6 % en haute altitude. Il faut ajouter que la courbe moyenne mensuelle de l'humidité relative varie avec celle de la pluie, et inversement à celles de la T°C et de l'évaporation. En ce qui concerne l'évaporation (Ep) annuelle, elle est de 2011 mm sur la côte (effet du vent : vitesse et T°C élevées), de 1600 et de 1400 mm respectivement sur les moyennes et hautes altitudes. Quant à la variation saisonnière et mensuelle, l'évaporation la plus élevée se situe durant la saison sèche : mai - août, avec un maximum en août (202 mm) à Beyrouth (15 m d'altitude) et en juillet (207 mm) à Dahr-Darajé (1150 m d'altitude), fig. 11.

Fig. 11 - Comparaison de l'évaporation sur différentes altitudes (PLASSARD (J), 1979)



D'après cette figure, on remarque que l'EP est très faible de décembre jusqu'à février sur les hautes altitudes, mais monte rapidement à partir de mars. La valeur maximum se situe en juillet, juin et août. La différence est donc grande entre le maximum de juillet et le minimum de janvier sur les hautes altitudes, sauf dans des cas exceptionnels. Par exemple, dans une région située à haute altitude mais abritée, la différence entre le maximum et le minimum sera faible (exemple, Kfar-Nabrakh : maximum 88, minimum 34). Sur la côte, elle présente une valeur très élevée, aussi bien en hiver (140 mm) qu'en été (202 mm).

Si on compare les valeurs de la T°C moyenne mensuelle (tableau n° 4) et celles de l'évaporation (fig. 11), on constate qu'il existe un rapport étroit entre les valeurs de ces deux éléments. En effet, le maximum de la T°C correspond à celui de l'évaporation, au mois de juillet et la T°C et l'EP croissent à partir du mois de janvier (minimum) jusqu'au mois de juillet (maximum), puis elles décroissent rapidement.

De ce qui précède, on peut saisir les rythmes saisonniers climatiques en général, mais les valeurs des éléments climatiques ne sont pas identiques d'une année à l'autre, de sorte que les phases météorologiques (sèches et pluvieuses) sont plus ou moins longues ou courtes, ce qui nous amène à étudier les variations de ces phases pluvieuses dans le chap. V consacré aux précipitations.

II.4. Les sols des 4 bassins versants en fonction de leur capacité de drainage

En dépit de la variation considérable des caractères morphologiques, physiques et chimiques des sols dans la région d'étude, et en fonction de la nature des roches-mères, de la topographie et des aménagements, nous avons essayé de classer ces sols en 3 grandes catégories en fonction de leur capacité

de drainage. Le croquis (fig. 12) établi d'après les données recueillies par la F.A.O., 1969, par LAMOUREUX (M.), 1971 et GRAS (F.), 1975, est destiné à clarifier la localisation de ces différents types de sols par rapport aux 4 bassins versants.

II.4.1 - Sols en position de bon drainage

En principe, ce sont les sols rouges lixiviés (c'est-à-dire bien drainants). Ils sont formés sur des roches dures carbonatées, soit sur le karst ouvert (versant ouest du massif Barouk-Niha, entre 700 et 1800 m d'altitude), soit sur le karst couvert (moyenne altitude, entre 400 et 700 m d'altitude : sur le haut bassin versant du Zahrani et du Saïniq).

On peut distinguer 2 zones de sols drainés :

- les hautes altitudes correspondant au versant ouest du massif Barouk-Niha, le haut et le moyen bassin versant du Damour et du Bisri, et le haut bassin versant du Saïniq et du Zahrani. En général, les sols sont non-calcaires et profonds (160 cm). Leurs profils ont une teneur moyenne en :

- matière organique	5 %
- éléments > 2 mm	3 %
- sables	7 %
- limon	19 %
- argile	65 %

- les plateaux à relief très irrégulier : on trouve des sols formés sur un substrat de calcaire dur fissuré. Les sols sont, soit rouges, soit brun foncé ; ils sont argileux (teneur en argile de 60 à 75 %), non-calcaires, rocheux et caillouteux. Leur épaisseur est en moyenne de 50 cm. On trouve également des sols formés sur des roches-mères non-carbonatées. Ces sols rouges argileux sont " stratifiés" dans les grès crétacés. Ils ont une épaisseur de 120 cm. Leur profil se caractérise par une teneur en :

- matière organique	0,8 %
- éléments > 2 mm	2,8 %
- sables	32 %
- limon	2,1 %
- argile	62 %

II.4.2 - Sols en position de drainage ralenti

En général, ce sont les sols bruns hydratés (confinés), formés sur des roches dures ou moyennement dures, carbonatées (karst fermé ou ouvert), enrichis en calcaire et saturés. Sous cette rubrique, on distingue :

- le plateau ondulé (150 à 300 m d'altitude), constitué par un substrat de calcaire tendre marneux. Les sols sont gris, très calcaires (40 à 90 %) ; l'argile et le limon ne constituent chacun que 40 à 45 % en moyenne. L'épaisseur des sols gris varie de 50 à 100 cm. La vitesse d'infiltration est de 10 à 50 mm/h. La teneur moyenne en :

- matière organique est de	1,3 %
- éléments > 2 mm	2,3 %
- sables	24 %
- limon	34 %
- argile	42 %

- le plateau tabulaire (50 à 200 m d'altitude), constitué par un substrat de calcaire peu dur crayeux. Les sols sont bruns, calcaires, avec un pourcentage de calcaire actif de 3 à 30 %. L'épaisseur est de 50 cm. La vitesse d'infiltration varie de haut en bas entre 7 et 11 mm/h.

II.4.3 - Sols en position de mauvais drainage

C'est le milieu hydromorphe. Ce sont les sols alluviaux dans la zone côtière (moins de 50 m d'altitude) et dans les

vallées. La zone importante formée de sols plus ou moins hydromorphes est la plaine côtière dont le substrat est de dépôt. Les sols sont bruns foncés, l'épaisseur en est de 100 à 150 cm. C'est dans les vallées que la présence de ces sols est la moins importante. Les sols, ici, sont rouges, non-calcaires et caillouteux en surface, et brun-gris, très calcaires, en profondeur.

II.5. Caractéristiques de la couverture végétale

La végétation est fonction des sols et du climat qui varie avec l'altitude. Elle occupe les zones de friches qui sont dominées par les arbustes et les graminées par petites tâches et les arbres : chênes, cèdres, pins, qui subsistent sur le calcaire dur. La culture pratiquée est aussi fonction des sols et du climat, mais elle est surtout fonction des possibilités d'irrigation (tableau n°5).

La couverture végétale est, selon l'altitude, divisée en trois secteurs :

1) le secteur côtier (0 - 150 m), constitué d'une plaine fertile. Les sols alluviaux sont aménagés en vergers, jardins irrigués, plantes de diverses sortes. On trouve des légumes et des bananiers de Jiyé jusqu'à l'Awali-Bisri, et des arbres fruitiers, des agrumes viennent ensuite de l'Awali jusqu'au Zahrani. On rencontre des sols rouges qui sont occupés par une garrigue dégradée dont une partie est aménagée en terrasses cultivées.

2) le secteur central (150 - 900 m), qui est à son tour divisé en secteur subcôtier (150 - 500 m) et secteur central (500 - 900 m). Il est constitué de plateaux étagés. La culture sèche qui caractérise ce secteur se limite aux cultures traditionnelles permanentes (olivier, vignes) et annuelles (céréales, tabac). Au-delà de 500 m, on rencontre des forêts et des prairies naturelles sous forme étagée.

3) le secteur montagneux (plus de 900 m), qui occupe la partie orientale de la région. Sur ce versant ouest du Barouk-Niha ainsi qu'à Jezzine et Ain-Zhalta, on trouve des cèdres, des chênes à 1800 m sur le calcaire, des cyprès communs et des genévriers à 1500m, des pins et des noyers à 1000 m sur les grès. Des espaces nus qui servent de pâturages occupent les hautes altitudes.

Tableau n° 5 : La culture sur les rives des cours d'eau varie aussi selon l'altitude (10)

<u>Cours d'eau</u>	<u>La végétation et la culture pratiquée en :</u>		
	<u>Haute altitude</u>	<u>Moyenne altitude</u>	<u>Basse altitude</u>
Damour	Pommiers - Poiriers - Oliviers - Forêts Pêchers		-
Awali-Bisri	Prairies maigres	Oliviers - Forêts	Cultures irriguées
Saïniq		Forêts dispersées	Agrumes - Pommiers
Zahrani	Forêts	Planté d'arbres sur les 2 rives	Agrumes

A cela, il faut ajouter qu'on estime que la surface des terres de cultures non-irriguées est de 10 à 15 fois celle des cultures irriguées (par exemples, les cultures non-irriguées qui dominant la région du Zahrani représentent une proportion de 92 % des terres cultivées), (ONL et FAO, 1973).

II.6. Conclusion

Ce bref aperçu des différentes caractéristiques de la région permet de saisir les conditions générales d'écoulement et d'accumulation des eaux souterraines. Or, c'est de leur équilibre qu'est né le régime actuel des cours d'eau.

(10) Tableau établi d'après la carte agricole au 250.000^e réalisée par BOULOS (B.A.), 1980.

Tout d'abord, le réseau hydrographique doit ses fantaisies à la nature lithologique et au développement de la formation karstique. Ce réseau hydrographique est dense avec des vallées en forme V, au fond desquelles coulent, entre novembre et juin, des oueds intermittents. Ce réseau est formé des nombreux rus temporaires des vallées aveugles qui, pour la plupart d'entre eux, ne sont pas très profonds.

Les sources, qui sont la sortie d'une infiltration intense et les points bas de contact entre les deux horizons créacé et jurassique, sont nombreuses et peu puissantes. Leurs débits sont très affectés par les variations saisonnières et annuelles des pluies. Ceci nous amène à constater que seules les principales caractéristiques des composantes et des types climatiques peuvent avoir une influence directe sur le cycle hydrologique, bien que la nature et l'état des sols jouent également un grand rôle. En effet, comme on le verra plus loin, les très fortes pluies d'octobre et de novembre n'ont pas une grande importance sur l'écoulement direct (surtout sur les sols calcaires). En revanche, les pluies d'hiver (décembre, janvier et mars), quelle que soit leur intensité, provoquent les hautes eaux. On note que les diagrammes ombrothermiques mettent en évidence une longue période sèche, allant de 5 à 7 mois. D'autre part, la topographie intervient à son tour pour accentuer ou atténuer la caractéristique climatique. Le massif du Barouk-Niha constitue en effet une barrière pour les vents humides venant du sud-ouest, et exerce de ce fait une influence très importante sur la pluviométrie, puisque celle-ci s'accroît depuis la côte (700 mm) jusqu'au massif (1500 mm). Cependant, la variabilité interannuelle est identique sur le littoral et sur les hautes altitudes ; elle varie de 18,5 % à 55 % de la pluviométrie annuelle.

Du point de vue hydrogéologique, on constate que le ruissellement est favorisé sur les sols lixiviés rouges qui facilitent le drainage lors des pluies. L'infiltration de l'eau

en profondeur se fait difficilement en raison de la présence dans les sols de minéraux argileux, mélangés aux carbonates de calcium (plateaux et moyennes altitudes). Le ruissellement est moins favorisé sur les sols calcaires (hydratés) lors des pluies. En effet, ces sols jouent un double rôle : parce qu'ils sont vite saturés, suite à une averse plus ou moins intense, la fréquence des averses sur ces sols provoque le ruissellement immédiat. Mais si une période sèche intervient entre deux averses, alors le ruissellement devient moins important. D'où la difficulté (comme on le verra plus tard) pour estimer, à partir d'une averse, la quantité d'eau ruisselée. Le ruissellement est limité ou défavorable sur les sols hydromorphes qui se trouvent sur la côte (aval des cours d'eau). Il semble que leur rôle est minime ici parce qu'ils ne constituent qu'une petite superficie d'un bassin versant.

Enfin, le rôle de la couverture végétale reste ambigu dans cette étude. La présence de petits îlots (cédraies, pins...) dispersés dans la montagne, de cultures pratiquées, en raison de la possibilité d'irrigation et de la nature des sols, est également relative. Cette couverture végétale clairsemée a probablement un rôle amoindri dans la région d'étude.

CHAPITRE TROISIEME : PROPRIETES MORPHOMETRIQUE ET HYDROLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS DU DAMOUR, DE L'AWALI-BISRI, DU SAÏNIQ ET DU ZAHRANI

Ce chapitre a pour but de définir les principaux caractères de chaque bassin versant et les caractéristiques du réseau hydrographique, et d'étudier les répercussions de ces caractères sur le comportement général des eaux de surface.

III.1. Principaux caractères des 4 bassins versants

La première caractéristique des 4 bassins versants est que leurs lignes de partage des eaux sont communes dans les hautes altitudes. Elles s'éloignent progressivement en descendant jusqu'à devenir parallèles à l'embouchure. Du point de vue de leur forme, les deux tableaux n° 6 et n° 7 définissent bien les différentes caractéristiques des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani, et permettent d'établir ensuite des comparaisons entre eux d'après leurs dimensions et leurs indices.

On constate, tout d'abord, que les deux bassins versants du Damour et de l'Awali-Bisri sont presque de même surface : 288 et 296 km² ; de même pour les deux bassins versants du Saïniq et du Zahrani : 108 et 106 km². Mais c'est le bassin versant du Damour qui est le plus large : sa largeur est de 9 km.

D'autre part, le tableau des indices nous informe sur la forme et sur son effet sur le comportement hydrologique. Par exemple, l'indice d'extension le plus fort est celui du Zahrani, ce qui veut dire qu'il a relativement le bassin

versant le plus étiré. Un autre indice très important est celui de la compacité qui peut être désignée par la vitesse de concentration des eaux de pluies. En effet, plus l'indice est supérieur à 1, plus la vitesse de concentration est faible. C'est le cas des quatre bassins versants, parce que l'indice le plus faible est de 1,55 (le Damour) et le plus fort de 1,98 (l'Awali-Bisri).

III.1.1 - Le bassin versant du Damour (fig. 13)

Il s'étend sur une superficie de 288 km² au sud du bassin versant du Beyrouth. Il intègre trois petits bassins élémentaires : le Safa (40 km²), le Bou Zébli (52 km²), et l'Hamman (77 km²).

Il se situe entre 1700 et 0 m d'altitude. Le tableau n° 8 nous montre que la plus grande proportion de cette superficie se situe à des altitudes moyennes : 28 % se trouvent entre 700 et 900 m, tandis que les plus petites superficies sont réparties à des altitudes extrêmes : 1,7 % est supérieure à 1500 m, 1,4 % est inférieure à 100 m, ce qui fait du bassin versant du Damour, en amont comme en aval, un véritable couloir.

La courbe hypsométrique et l'histogramme de fréquences altimétriques (fig. 16) montrent les altitudes caractéristiques suivantes : l'altitude en général est élevée, puisqu'elle atteint 1665 m. L'altitude médiane est de 880 m.

De plus, la courbe hypsométrique fournit une idée de l'allure générale de la pente qui est assez forte, et montre un encaissement fort sur les basses altitudes. La pente topographique moyenne est égale à 54,8 m/km, ce qui explique par conséquent l'accélération de tout écoulement superficiel direct et forcément rapide d'une part, et des points de crues très aiguës d'autre part. En effet, une fois le point de saturation des sols atteint, au bout de quelques minutes, l'eau

de l'averse ruisselante atteint le réseau collecteur du bas du versant. Enfin, les versants de la vallée du Damour sont très raides et forment un " V ".

III.1.2 - Le bassin versant de l'Awali-Bisri (fig. 14)

C'est le plus grand bassin versant de cette région (296 km²), et de plus, c'est le plus intéressant par son débit : 4,48 m³/s à Marj-Bisri et 8,59 m³/s à Saïda⁽¹¹⁾. Il intègre le petit bassin de l'Array (30 km²). Du point de vue topographique, il faut signaler la présence, sur le haut bassin versant de l'Awali-Bisri, de lacs collinaires. On trouve également des étangs intermittents à partir de 450 m d'altitude. En ce qui concerne la répartition des altitudes, on constate que 50 % de la surface se trouve à une altitude supérieure à 1100 m (1900 à 1000 m). L'altitude médiane est de 1020 m, la dénivellée du relief est de 1500 m. La pente de la courbe hypsométrique est, en général, très forte, ce qui indique qu'une grande surface de ce bassin versant est en pente.

III.1.3 - Le bassin versant du Saïniq (fig. 15)

Ce bassin versant est compris entre 1500 et 0 m d'altitude. 50 % de la surface se trouve au-dessus de 500 m d'altitude. Des quatre bassins versants étudiés, le bassin versant du Saïniq a l'altitude médiane la moins élevée : elle est de 590 m. La dénivellée du relief est de 1220 m. La fig. 16 de la

(11) Le débit essentiel de l'Awali-Bisri à Saïda est de 5 m³/s avant l'arrivée de l'eau du tunnel qui vient du barrage de Karoun, sur le Litani, pour les besoins de l'usine hydroélectrique.

courbe hypsométrique montre au début une pente forte sur une petite superficie. Puis, au milieu, on remarque que la pente devient relativement faible, et enfin, la courbe hypsométrique se termine par un encaissement relativement moins important que ceux du Damour et de l'Awali-Bisri.

III.1.4 - Le bassin versant du Zahrani (fig. 15)

Comme pour celui du Saïniq, sa plus haute altitude est de 1500 m, et 50 % de sa superficie se trouve au-dessus de 500 m. L'altitude médiane est de 660 m, tandis que la dénivellée du relief est de 1200 m. De même qu'ils se ressemblent dans leurs dimensions, le Saïniq et le Zahrani se ressemblent aussi dans l'allure de leurs courbes hypsométriques, à partir de 600 m d'altitude et jusqu'aux basses altitudes. Sur les hautes altitudes, la courbe hypsométrique marque un étagement important du plateau entre 1300 et 700 m d'altitude.

Ces caractéristiques des bassins versants, malgré leur grande importance, ne sont peut-être pas suffisantes pour expliquer correctement le comportement de l'eau de ruissellement si on ne les relie pas aux caractéristiques de leur réseau hydrographique. Pour mettre en évidence le régime de ces bassins versants, il sera donc nécessaire d'étudier les caractéristiques de ces réseaux, ce qui fera l'objet des paragraphes suivants.

III.2. Caractéristiques du réseau hydrographique

Les trois caractéristiques principales du réseau hydrographique des quatre bassins versants sont : l'extrême morcellement, l'encaissement, les pentes très fortes. Ces caractéristiques ont une influence primordiale sur le régime

des cours d'eau, qui est essentiellement un régime torrentiel, malgré la grande extension des formations calcaires perméables.

En examinant les profils en long des quatre cours d'eau (fig. 17), on remarque plusieurs ruptures de pente hydrologique. Plus précisément :

- sur le Damour, de l'amont du Safa jusqu'à la confluence avec le Bou Zébli, la pente moyenne est de 44 m/km, puis elle diminue jusqu'à 23 m/km jusqu'à la confluence avec l'Hammam, pour n'être plus que de 6 m/km en aval. La pente la plus forte est donc sur les 15 premiers km du parcours du Safa, et du 16^e au 24^e km, le profil s'incline légèrement pour former un palier très faible à 25 km.

- sur l'Awali-Bisri, la pente moyenne du haut du Barouk (amont du Bisri) jusqu'à Ouadi Bêtir (16 km) est de 38 m/km. De Ouadi Bêtir jusqu'à la grande descente, elle devient très faible, 8,5 m/km. La pente moyenne de cette descente (chute d'eau) est très forte : 50 m/km ; au-delà, et jusqu'à l'aval, elle est de 10 m/km.

- sur le Saïniq, au bout de 7 km (de l'amont jusqu'à la confluence avec Ouadi Hadid), la pente moyenne est de 60 m/km. Après un parcours également de 7 km, le paysage change et la pente moyenne devient de 19 m/km seulement, et elle diminue encore jusqu'à 12 m/km en aval.

- sur le Zahrani, de la source de Tassé jusqu'à Ouadi Katra, la pente moyenne est (comme sur le haut du Saïniq) assez forte, 60 m/km. Elle descend jusqu'à 20 m/km à la rencontre Zahrani - Ouadi el-Fahd. En aval, la pente moyenne reste relativement élevée : 16 m/km. Finalement, le Zahrani, en amont comme en aval, a la pente moyenne la plus élevée.

III.2.1 - La mesure des paramètres géométriques des réseaux hydrographiques (tableau n° 9)

III.2.1.1. Le réseau hydrographique du Damour⁽¹²⁾

L'ensemble du bassin a un chevelu hydrographique dense, riche en cours d'eau de régime torrentiel et en oueds. Ces derniers apparaissent après une longue période de précipitations, et ils viennent nourrir le cours d'eau principal. Celui-ci est alimenté par 2 affluents importants : le Safa et le Bou Zébli, ce dernier étant formé de deux oueds convergents : le Châroun et le Ghaziré, et par 2 autres moins importants : le Baysour, grossi par le Ghaboun, et l'Hamam, grossi par les oueds Mélayié et Deir el-Qamar (fig. 13). La longueur totale des cours d'eau permanents est de 79 km.

Le Damour, cours d'eau principal, prend sa source sur le versant ouest du massif du Barouk, d'où il dérive le maximum de son débit : il débite en moyenne 4,71 m³/s. Il se jette dans la Méditerranée, au sud du village du Damour, après un parcours de 31 km (soit 1,08 m/ha). La pente moyenne du Damour est de 30 m/km. Sa vallée ne s'élargit sensiblement qu'après la confluence avec l'Hamam. Le Damour n'atteint une largeur de 6 m et plus qu'à partir de 88 m d'altitude. Les versants s'adoucisent alors et une plaine alluviale et de beaux méandres apparaissent avec des étangs intermittents.

Du point de vue géologique, dans le lit des affluents de la rive droite, comme dans le lit supérieur du Damour, c'est le grès de base (imperméable) qui affleure essentiellement, tandis que dans le lit moyen du Damour, c'est le calcaire du jurassique. Le calcaire et le marno-calcaire du cénomaniens-turonien (moins perméables que le calcaire jurassique) n'affleurent que dans le lit inférieur du Damour, et dans le lit de son affluent de la rive gauche, l'Hamam.

III.2.1.2. Le réseau hydrographique de l'Awali-Bisri⁽¹³⁾

(12) et (13) : DE VAUMAS (1954) a décrit, en supposant l'installation des réseaux hydrographiques selon la théorie de DAVID : "le Damour est

Ce réseau atteint une longueur totale de 112,8 km. Il faut signaler que les affluents de la rive gauche sont beaucoup plus importants que ceux de la rive droite (fig. 14). L'Awali-Bisri, là où il prend naissance, à 1080 m d'altitude, s'appelle le Barouk ; il continue en taillant une vallée étroite aux versants très raides et rattrape très rapidement les 150 m de dénivellation par des séries de rapides⁽¹⁴⁾.

En amont, l'oued Barouk est installé dans une gouttière synclinale et coule du nord au sud, enfoncé de 600 m dans le plateau supérieur. Après la confluence Bisri (cours moyen de l'Awali) - Oued Array (qui prend sa source dans l'anticlinal de Jezzine), l'Awali prend une direction ENE-WSW et coule dans une large plaine alluviale. Il creuse son lit peu à peu tout en décrivant de nombreux et vastes méandres encaissés. Enfin, dans les derniers kilomètres, lorsqu'affleurent largement les marnes sénoniennes, la vallée s'élargit un peu, les versants s'adoucissent, et une plaine alluviale apparaît avec des méandres libres et une basse terrasse⁽¹⁵⁾. (A titre de comparaison avec le Damour, le thalweg est ici moins profondément encaissé que celui du Damour). Après un parcours de 49 km, il se déverse au nord de Saïda. Sa pente moyenne est de 22 m/km. Sa largeur atteint 6 m et plus juste à la

conséquent, mais la partie moyenne de son cours est certainement épigénique, tandis que sa partie amont (le Safa) est subséquent. Les deux principaux affluents de droite (Ouadi Baysour et Bou Zébli) ont également des tracés longitudinaux qui correspondent vraisemblablement, le premier à un axe anticlinal et le second à un axe synclinal. Sur sa gauche, la bordure ouest de l'Hammam est soulignée par un début de dépression subséquent (...). L'Awali-Bisri utilise l'ensellement qui existe entre le mont Mazraa et l'anticlinal de Roum. A l'amont, il est formé par la réunion de l'Ouadi el-Barouk dont le cours est d'abord subséquent jusqu'au village d'el-Barouk, puis adapté à un synclinal très évasé (dont le flanc oriental dû à un petit repli anticlinal est presque complètement détruit), et du Ouadi Bahannine qui utilise la fin du synclinal précédent dans sa partie aval et qui partout ailleurs est subséquent".

(14 et (15) SANLAVILLE (P.), op. cit.

confluence O. Bahannine - O. Bisri, à 426 m d'altitude. A partir de là, des étangs remarquables s'installent et des cultures apparaissent, surtout à Marj-Bisri. Son débit, parce que son alimentation est essentiellement pluviale, est relativement faible et très irrégulier : 4,5 m³/s. Mais le régime a été profondément modifié, 8,78 m³/s, depuis une dizaine d'années par l'apport des eaux du Litani suite à la construction des usines hydroélectriques à Bisri et Joun.

Comme sur le Damour supérieur, l'affleurement d'une formation imperméable (grès de base) domine le lit de l'Awali-Bisri supérieur, (il s'appelle encore le Barouk) jusqu'au village de Moukhtara, puis affleurent successivement dans le lit de l'Awali-Bisri, en descendant, le calcaire et le grès d'aptien, le calcaire et la marne d'albien, et le grès de base (crétacé). A partir du village du Bisri, l'affleurement essentiel dans le lit de l'Awali-Bisri est le marno-calcaire du cénomaniens-turonien.

III.2.1.3. Le réseau hydrographique du Saïniq

Il est nettement moins dense que ceux du Damour et de l'Awali-Bisri (fig. 15). Il est donc de faible longueur, 35,5 km seulement, tandis que la longueur du cours d'eau principal est de 20 km. Le Saïniq est issu du mont "Dhar el-Oubar" (1209 m d'altitude) à l'est du village Qaïtoulé. Son cours supérieur est formé de l'Oued Chemmas. Il a un parcours est-ouest remarquablement inadapté puisqu'il recoupe plusieurs failles importantes et qu'il n'est nullement affecté par le synclinal de Kfar-Melké. Il est permanent depuis sa source jusqu'à 200m d'altitude où il devient intermittent. A 130 m d'altitude, il prend une largeur légèrement supérieure à 6 m.

A part l'affleurement de la marne crayeuse (sénonien) dans le lit du Saïniq inférieur, la formation perméable (ou peu perméable) des marno-calcaires (cénomaniens-turonien) reste dominante dans le lit du Saïniq.

III.2.1.4. Le réseau hydrographique du Zahrani

Le Zahrani supérieur prend naissance dans l'axe synclinal de Kfar-Houné. Il est nourri essentiellement par la source de Tassé à 700 m d'altitude au nord de Nabatieh, et par la source de Kfaroué à 260 m d'altitude. Il suit la faille de Roum dans les environs d'Arab-Salim, puis brusquement oblique vers l'Ouest en dessinant un véritable coude, puis il continue W-WN en suivant l'inclinaison générale de la stratigraphie. Dans son parcours inférieur, on observe des méandres encaissés. Après 25 km de long, il se déverse dans la Méditerranée, à 3 km au sud de Saïda. A partir de 70 m d'altitude jusqu'en aval, sa largeur dépasse 6 m. En ce qui concerne son réseau hydrographique, le Zahrani ne collecte aucun affluent permanent notable, excepté des oueds intermittents (fig. 15).

Ce sont les marno-calcaires (cénomaniens-turonien) qui affleurent dans le lit du premier tronçon du Zahrani, puis, sur le coude (zone de perte des eaux), affleure le calcaire dur de l'éocène. Dans le lit du 2ème tronçon du Zahrani affleurent successivement les marno-calcaires et les marnes crayeuses.

III.2.2 - Organisation du réseau hydrographique des quatre bassins versants

Pour mieux connaître l'organisation du réseau dans chaque bassin versant nous avons établi les fig. 18 à 21 à partir des cartes topographiques au 20000^e. Ces structures vont nous permettre de saisir l'organisation de ce réseau, et également de calculer par suite la densité de drainage, tandis que le réseau hydrographique cartographié, fig. 13 à 15, nous présente la hiérarchisation des cours d'eau et des oueds en fonction de leur importance. En effet, le cours d'eau principal excepté, on remarque que la plupart des oueds ne coulent que durant les

averses hivernales (les vallons aveugles et les rus temporaires qui viennent mourir avant de rejoindre les oueds et/ou le cours d'eau principal ne sont pas figurés).

III.2.3 - Comparaison des densités de drainage dans les quatre bassins versants

Après avoir dénombré les oueds et mesuré leur longueur, tableau n° 10, on peut calculer les indices morphométriques suivants :

. Fréquence des oueds ($F = \frac{\text{Nbre des oueds}}{S \text{ km}^2}$)

Il s'agit ici d'oueds de plus d'un km. C'est le Zahrani qui possède l'indice le plus élevé :

<u>Cours d'eau</u>	<u>Fréquence des oueds</u>
le Damour	0,03
l'Awali-Bisri	0,04
le Saïniq	0,06
le Zahrani	0,08

Cependant, compte tenu de ce que nous avons constaté sur les réseaux du Zahrani et du Saïniq, la fréquence des oueds de ceux-ci ne constitue qu'une fréquence des oueds temporaires.

. Densité de drainage. Il s'agit également d'une densité de drainage temporaire due aux thalwegs qui coulent par intermittence, lorsque des pluies engendrent un ruissellement. Cette densité sur le Zahrani est de 0,54 et sur le Saïniq de 0,33. Par contre, la densité de drainage est relativement permanente⁽¹⁶⁾ dans les deux bassins versants du Damour et de

(16) Densité de drainage permanent (Ddp) :
 $\frac{\text{Longueur totale cumulée des thalwegs en km}}{\text{Surface du bv en km}^2}$

l'Awali-Bisri. Cette densité de drainage varie de 0,33 m/km², soit 3,3 m/ha pour la Damour, à 0,38 m/km², soit 3,8 m/ha pour l'Awali-Bisri. En somme, on peut dire que la densité de drainage est faible dans les quatre bassins versants.

III.3. Conclusion

On peut constater, d'après ces différentes caractéristiques, l'altitude peu élevée, l'étroitesse du bassin versant, la brutalité de la retombée sur la mer, le raccourcissement des cours d'eau, la concentration des ravins, surtout en amont des bassins versants. Seuls le Damour, l'Awali-Bisri et le Zahrani, qui sont plus ou moins alimentés, peuvent accomplir la totalité de leur parcours jusqu'à la côte. Cette organisation du réseau hydrographique est commandée en premier lieu par la structure géologique et par la formation karstique, d'où la percolation intense, et en deuxième lieu par la topographie, et surtout la pente (topographique et hydrographique), d'où l'aspect du ruissellement rapide à la suite des averses (comme on le verra dans le chap. VIII). L'indice faible de la vitesse de concentration (partout) n'empêche pas des crues relativement importantes de se produire, sur le Zahrani par exemple, et cela en raison de l'importance relative de la fréquence des oueds et de la pente assez forte.

Après cet aperçu sur les caractéristiques et les propriétés des bassins versants et de leur réseau hydrographique, nous allons examiner, dans la deuxième partie, l'influence de ces éléments sur le régime hydrologique, et surtout leur contribution à l'excès des extrêmes, la crue et l'étiage.

D E U X I E M E P A R T I E

CONTRIBUTION A L'ETUDE

HYDRO-PLUVIOMETRIQUE

POUR LA PERIODE 1962-1971

Le but de cette deuxième partie est d'évaluer les débits des cours d'eau témoins au cours de l'année, pendant les périodes pour lesquelles les données de base sont disponibles, d'expliquer le comportement hydrologique grâce aux données climatiques d'une part, et d'autre part, de voir jusqu'à quel point ces éléments climatiques et la structure hydrologique des bassins versants - notamment des réserves souterraines - vont soutenir le régime.

CHAPITRE QUATRIEME : LES RESEAUX DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES ET HYDROLOGIQUES

IV.1. Données pluviométriques

IV.1.1 - Pluviométrie des bassins versants -----

La connaissance de la pluviométrie est aussi indispensable que "l'hydrométrie dans un bassin versant parce que le régime d'un cours d'eau est commandé en premier lieu par le régime pluviométrique de son bassin versant..." (GEORGE (P.), 1970).

Dans notre cas, les données pluviométriques sont disponibles, pour une période limitée, grâce à une vingtaine de stations⁽¹⁾ qui appartiennent au Service Météorologique du Liban (Ministère des Travaux Publics et des Transports) et qui sont situées dans la zone d'étude. La plupart de ces stations n'ont qu'un pluviomètre. Quatre stations (parmi les vingt) sont des stations climatologiques, c'est-à-dire qu'elles possèdent des données ou des mesures sur la température et l'évaporation (tableau n° 11). Du point de vue de la répartition de ces vingt

(1) La plupart ne fonctionnent plus depuis 1975.

stations, on remarque l'absence de postes pluviométriques dans les hautes altitudes comme dans les basses altitudes, et ce pour les quatre bassins versants. La plus mauvaise répartition se rencontre dans le bassin versant de l'Awali-Bisri, où on remarque que 3 postes pluviométriques couvrent 11,9 % seulement de la superficie totale du bassin versant (tableau n° 12).

Malgré cette anomalie, on remarque que les 4 bassins versants possèdent des réseaux pluviométriques apparemment denses puisque le plus petit bassin versant (Zahrani : 106 km²) est affecté d'au moins deux stations pluviométriques.

IV.1.2 - Périodes de référence

En ce qui concerne la date de mise en service, les données se répartissent en deux séries : la première série commence dans les années quarante, et la deuxième série dans les années cinquante. Une seule station (Jezzine) date de 1928. En somme, nous nous sommes appuyés : 1) sur les données portant sur la période 1945-1970 pour étudier le comportement hydrologique des cours d'eau du Damour et de l'Awali-Bisri, parce que cette période correspond à celle que l'on a choisie pour leurs stations hydrologiques ; 2) sur les données portant sur la période 1964-1970 pour étudier le comportement hydrologique des deux autres cours d'eau, le Saïniq et le Zahrani, parce que cette période correspond à celle de la mise en service de leurs stations hydrologiques.

Du point de vue de la qualité des données, ces données relevées dans le Bulletin climatologique mensuel (BCM) sont problématiques de par leur hétérogénéité. En premier lieu, les stations numérotées ne portent pas le même numéro d'une année à l'autre. On ne peut donc pas ici leur accorder de numéro. En outre, il faut signaler que de nombreux bulletins sont incomplets, ex : "valeurs manquantes", "valeurs douteuses". Il faut noter aussi qu'il y a eu plusieurs interruptions et

reprises des observations, ou des déplacements du pluviomètre⁽²⁾, ce qui pose un problème pour la validité des données. Une deuxième raison qui minimise la validité de ces données est que le maximum instantané n'a jamais été mentionné. Enfin, par manque de stations sur les hautes altitudes, (il n'y a pas de stations au-dessus de 1300 m) "la neige de la haute montagne reste la grande inconnue"⁽³⁾.

Par contre, l'Atlas climatologique du Liban permet d'établir le tableau d'altitudes approximatives au-dessus desquelles la température est inférieure à 0°C :

<u>mois</u>	<u>Altitudes minimum (m)</u>
novembre	2000
décembre	1900
janvier	1600
février	1500
mars	1800
avril	2600
mai	2700

Il y a donc trois mois au moins où la neige s'accumule entre 1500 et 1800 m. Mais de quelle épaisseur est cette couche neigeuse ? Quel est son équivalent en hauteur d'eau ?

Certaines informations non officielles, des témoins par exemple, assurent que cette couche neigeuse peut atteindre par endroits 7 m à 1800 m d'altitude certaines années. En bref, tout ce que l'on sait est que la fonte de la neige et des gelées se produit dans les hautes altitudes (1900-1500 m) entre décembre et avril, et que cette épaisse couverture neigeuse expliquerait que l'époque à laquelle les débits maintiennent quelques gonflements soit décalée dans le temps de quelques mois par rapport à celle de l'arrêt total des pluies. On peut

(2) On a constaté ce déplacement en relevant différentes altitudes pour la même station.

(3) YORDANOV (V.), 1972.

observer quelques exemples très marqués sur les stations des moyennes et des hautes altitudes qui peuvent être influencées directement ou indirectement, à travers les sources, par la fonte des neiges : le débit à Ouadi es-Sitt a été de 0,170 m³/s le 14 juin, il a augmenté jusqu'à 0,359 m³/s le 3 juillet 1966/67. Un autre exemple est celui de Marj-Bisri où le débit est passé de 1,460 m³/s le 9 juillet à 2,261 m³ le 12 juillet 1970/71. On signale des exemples moins remarquables à Ouadi el-Akhdar.

IV.2. Valeur des données hydrométriques des stations des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani

IV.2.1 - Inventaire des données

De même que les données pluviométriques, les données hydrologiques offrent deux séries d'observations dans les bassins versants de notre zone d'étude. La première série commence à la fin des années quarante et au début des années cinquante. C'est le cas des stations de Jisr el-Qâdi (Damour), de Marj-Bisri et de Saïda (Awali-Bisri). La deuxième série débute dans les années soixante (1963 et 1965). C'est le cas des stations de Ouadi es-Sitt, de la Centrale de Rechmaya, d'el-Hammam (Damour), de Ouadi el-Leimoun, de l'embouchure du Saïniq (Saïniq), de Deir ez Zahrani, et de l'embouchure du Zahrani (Zahrani). Il reste le cas de Ouadi el-Akhdar (Zahrani). Cette station possède un seul bulletin des débits moyens mensuels en Mm³ qui sont datés de 1946-1964. Aucune autre information sur ces données n'a pu être trouvée. De 1964 à 1973, cette station possède des données complètes journalières, mensuelles et annuelles.

Il faut préciser ici que jusqu'en 1961, le Liban ne possédait pas encore de service hydrologique. C'est en 1962 qu'un service hydrologique vit le jour avec l'Office National du Litani (ONL) chargé d'effectuer les mesures et les observations hydrologiques pour toutes les rivières libanaises, avec pour "objectif d'analyser les ressources en eau, de dégager leurs conditions d'exploitation optima et de fournir périodiquement des statistiques et des données"⁽⁴⁾. Jusqu'en 1965, il avait en charge, parmi les cours d'eau qui nous intéressent, l'Awali-Bisri, le Saïniq et le Zahrani, tandis que le Damour restait à la charge du Ministère des Ressources Hydrauliques et Electriques (MRHE). Depuis 1965, tous les cours d'eau du Liban sont gérés par le service hydrologique de l'ONL.

Dès l'année 1966, le service hydrologique a commencé à diffuser les données hydrométriques dans l'annuaire hydrométrique du Liban. Malheureusement, cet annuaire n'a pu paraître que deux années de suite : en 1966 et 1967. Depuis, il n'y a plus d'annuaire. Quant aux données hydrologiques, elles ont continué de paraître sous forme de bulletins jusqu'en 1973. A partir de 1975, toutes les observations ont été arrêtées. Voilà pourquoi nous avons été obligé de nous limiter à cette période dite riche en information hydrologique.

IV.2.2 - Stations témoins et qualité des données

Les quatre bassins versants sont apparemment couverts par un réseau d'observations assez dense pour qu'il soit possible d'en étudier le régime hydrologique et d'en établir un bilan global. Par contre, le nombre d'années pendant lesquelles les mesures ont été effectuées, qui n'est pas très élevé dans la plupart des cas (tableau n° 13), la modification permanente de

(4) Annuaire hydrologique du Liban, 1966.

la courbe de tarage et les lacunes dans l'information hydrologique rendent impossible l'établissement d'un bilan avec une grande précision.

En ce qui concerne :

1) la modification des courbes de tarage, on a pu, à partir de nombreux jaugeages effectués pendant les années 1963/64 et 1964/65 (1955/56 pour le Damour), établir les courbes de tarage pour ces deux années consécutives (fig. 22).

On peut dire, selon le type de modification des courbes de tarage, que le changement est dû, soit à la modification du repère et/ou à l'installation d'un barrage : Jisr el-Qâdi, Marj-Bisri et O. el-Leimoun, soit à l'érosion transversale : Saïda. En outre, la modification des courbes de tarage peut être due à un ensemble de raisons : crue, décrue et ensablement, comme à Deir ez-Zahrani. En revanche, les débits maxima enregistrés au cours des jaugeages sur les différentes stations sont :

<u>station</u>	<u>date</u>	<u>hauteurs d'eau(m)</u>	<u>débit (m³/s)</u>
Jisr el-Qâdi	2/1956	1,31	20,9
Marj-Bisri	2/1964	1,58	56,1
Saïda	2/1962	1,52	59,9
O. el-Leimoun	2/1965	1,04	4,1
O. el-Akhdar	3/1964	1,09	10,4
Deir ez-Zahrani	3/1964	1,2	13,5

2) le manque d'information, il faut signaler qu'à partir de 1967/68 jusqu'en 1972/73, les fiches des bulletins (partie haute) sont vides, et aucune indication sur la modification de la courbe de tarage ni sur l'interruption n'y est donnée.

IV.2.2.1. Les stations du bassin versant du Damour

Quatre stations hydrométriques ont été retenues, dont une seulement sur le Damour, les trois autres étant situées sur ses affluents. Il faut noter ici que le Damour est dépourvu d'une

station à l'embouchure, c'est-à-dire d'une station qui prendrait en considération les débits du dernier affluent el-Hammam.

- Station de Jisr el-Qâdi : elle se situe à une altitude de 250 m. Puis, à partir de 1965/66, le limnigraphe a été placé à une altitude de 225 m. Cette station voit s'écouler les eaux d'un bassin versant de 185 km². Les bulletins témoignent que le nombre de jaugeages, selon les années, varie de 2 à 49 par an. Plusieurs interruptions se produisent dans l'année (ex : 27/1 au 14/2/1966, 27/2 au 20/3/1966), causées la plupart du temps par les crues qui entraînent par la suite une modification de la courbe de tarage. A cet égard, les exemples ne manquent pas.

- Station de Ouadi es-Sitt : elle se situe à 518 m sur le cours d'eau le Safa, et son installation vise à évaluer précisément le débit de la source es-Safa. De même que la station de Jisr el-Qâdi, elle a subi des interruptions et des modifications de la courbe de tarage, toujours en raison des crues, entre le 15/12/1965 et le 17/1/1966, c'est-à-dire l'année même de sa mise en service.

- Station de la Centrale de Rechmaya : cette station a été mise en service le 7/12/1965. Elle est équipée d'un limnigraphe SIAP. Elle se situe à 447 m d'altitude, sur le cours d'eau Bou Zébli. Son débit n'est pas naturel parce qu'elle comptabilise, en plus des débits propres au cours d'eau Bou Zébli, ceux amenés par le tunnel et le canal à l'usine hydro-électrique et qui proviennent de la source es-Safa.

- Station à l'aval de l'Hammam avant la rencontre du Damour : elle a été installée le 8/12/1965, et se situe à 45 m d'altitude. Elle débite en moyenne 1,32 m³/s, soit 17,11 L/s/km². Malgré la courte durée des observations, elle a subi, elle aussi, plusieurs interruptions (du 6/10 au 12/10/66), et une modification de la courbe d'étalonnage causée par la crue le 26/3/1967.

IV.2.2.2. Les stations du bassin versant de l'Awali-Bisri

Deux stations hydrométriques ont été retenues : la première se situe dans le moyen bassin versant (Bisri à Marj-Bisri), et la deuxième à Saïda, à l'embouchure de l'Awali. Nous n'aurons donc pas d'informations sur le débit de la source d'el-Barouk, source essentielle de l'Awali-Bisri, qui se situe dans la partie supérieure du bassin versant.

- Station de Marj-Bisri : elle enregistre un volume d'eau correspondant au drainage de 222 km² de bassin versant. Elle se trouve à 250 m en aval du pont de Marj-Bisri. Cette station a été installée à 386 m, le 24/11/1952, avec un limnigraphe "Leopold and stevens", type A-35. Il a été remplacé par un "A. OTT, type X" le 27/1/1965. Plus de 120 jaugeages ont été effectués de 1962/63 à 1964/65. Depuis, on ne sait pas s'il y a eu d'autres jaugeages. Les débits moyens journaliers durant les arrêts du limnigraphe pendant les crues ont été pris par corrélation avec les valeurs correspondantes de la station de Saïda.

- Station de Saïda : cette station, correspondant au drainage de 302 km², a été installée le 16/1/1949, et elle est équipée d'un limnigraphe "E-0. BAR". Elle se situe près de l'embouchure, à 3,5 m d'altitude, à 20 m en amont du pont du chemin de fer. A partir de 1964/65, la station comptabilise, en plus des débits propres au cours d'eau de l'Awali-Bisri, ceux turbinés à l'usine hydroélectrique Paul Arcache provenant du barrage de Qaraoun. Le volume d'eau dérivé en 1964/65 est estimé à 31,72 \overline{Mm}^3 , tandis que le volume naturel écoulé de l'Awali-Bisri à Saïda est de 230 \overline{Mm}^3 . Durant les mois secs de l'année, la station est assez souvent en détorage⁽⁵⁾, car en aval de cette station, des particuliers enlèvent le sable et les graviers du cours d'eau. De même que la station de Marj-Bisri, elle a subi 130 jaugeages entre 1961 et 1965.

(5) Décrue du 15/4/1964

Durant les mois de janvier et février de 1963/64/65, les deux stations mentionnées ci-dessus se trouvaient simultanément en arrêt⁽⁶⁾. Les valeurs correspondantes ont été prises par corrélation avec le cours d'eau du Bardouni (cours d'eau situé dans la Békaa, zone intérieure du Liban) station sur la route Beyrouth - Damas.

IV.2.2.3. Les stations du bassin versant du Saïniq

- Station de Ouadi el-Leimoun : c'est la seule station équipée de deux déversoirs ($l_1 = 3$ m, $L_2 = 5$ m, ; $h_1 = 5$ m, $h_2 = 1$ m). Le limnigraphe OTT a été installé le 31/10/1963 à environ 205 m d'altitude en amont d'un pont traversant ce cours d'eau (à côté du village de Berti). En 1964/65, cette station correspond au drainage de 30 km². Mais en 1965/66, un déplacement du limnigraphe fait passer ce chiffre à 38 km². Le nombre de jaugeages effectués, au moulinet ou par la méthode chimique, est de 37 en 1963/64 et de 51 en 1964/65. On rappelle ici que l'annonce de la modification de la courbe de tarage n'a été faite qu'une seule fois (le 18/11/1964). On ignore totalement si une modification de la courbe de tarage a eu lieu après cette date, puisque, comme nous l'avons déjà dit, à partir de 1967/68, les bulletins ne portent aucune indication, en dehors des statistiques, des débits. Pourtant, cette station a un régime torrentiel donnant des crues instantanées d'une très courte durée pouvant changer cette courbe pendant la saison humide.

(6) Modifications de la courbe de tarage :		Interruptions :	
à <u>Marj-Bisri</u>	à <u>Saïda</u>	à <u>Marj-Bisri</u>	à <u>Saïda</u>
04/12/1962 (crue)		24/11 au 10/12/1961	
03/03/1963 "	01/01/1963	02/01 au 15/01/1962	14/12/1961
15/04/1964 (décrue)	01/02/1964	16/02 au 26/02/1962	21 au 25/12/1961
04/02/1965 (crue)	01/02/1965	27/05 au 12/06/1962	09 au 12/02/1965
01/11/1966 "	15/12/1965	déc.jan.fév.1962/63	22 au 24/03/1965
05/12/1966 "		02/02 au 06/02/1964	04 au 07/07/1966
22/02/1967 "		19/01 au 27/01/1965	07 au 10/08/1966
		08/02 au 17/02/1965	17 au 24/10/1966
		2 et 3/04/1965	22/02/1967

- La station située à l'embouchure du Saïniq a été mise en service le 28/12/1965 ; le limnigraphe a été installé à 2 m d'altitude. Cette station, qui correspond au drainage de 108 km², subit en été d'importants déficits dûs, dans la plupart des cas, aux prises d'eau pour l'irrigation.

IV.2.2.4. Les stations du bassin versant du Zahrani

- Station de Ouadi el-Akhdar : elle correspond au drainage d'un bassin versant de 47 km². Elle se situe à 445 m d'altitude, à 200 m en amont du pont traversant le Zahrani et reliant les deux villages de Jarmaq et Arab Salim. Le débit de cette station correspond en effet au débit de la source essentielle de Zahrani el-Tassé. Durant l'année hydrologique 1963/64, 44 jaugeages ont été effectués et 51 jaugeages en 1964/65. La seule interruption signalée est celle du 17/1/1964 due à la crue.

- Station de Deir ez-Zahrani : malgré son emplacement à 302 m d'altitude, en aval de la première, elle n'enregistre pas la totalité des débits qui devraient s'écouler en ce point, à cause d'une importante perte naturelle causée par les bétouires au fond du thalweg au niveau de Deir ez-Zahrani d'une part, et d'autre part, à cause d'un prélèvement considérable, en vue de l'alimentation en eau potable de la ville de Nabatiyé et pour l'irrigation.

Depuis qu'elle a été mise en service le 14/11/1963 et jusqu'en 1966/67, elle a subi trois modifications de la courbe d'étalonnage pour trois causes différentes : le 16/2/1965 en raison d'une crue, le 1/2/1964 à cause d'une décrue, et le 23/4/1967 par suite d'un ensablement dans la section.

- Station à l'embouchure du Zahrani : elle a été installée le 4/11/1963, mais sa mise en service date de 1965. Elle se situe à 3 m d'altitude, son bassin versant est de 109 km². Le limnigraphe s'arrête durant la période de sécheresse de

la station qui dure de 3 à 4 mois et même plus, puisqu'en 1964/65 par exemple, le limnigraphe s'est arrêté 5 à 6 mois.

On conclut de ce qui précède qu'il est impossible de qualifier les débits de "naturels", et ce en raison de différents facteurs : d'une part, à cause de la captation répandue des sources et de la déviation des cours d'eau dans les deux sens : apport et ponction, qui faussent la mesure des débits. D'autre part, le changement de repère et la modification permanente de la courbe de tarage ne permettent pas d'évaluer avec précision les mesures des débits, sachant que pour combler le détarage fréquent des stations, chaque station limnigraphique a été jaugée 3 à 4 fois par mois de 1963 à 1965⁽⁷⁾. En dehors de ces trois années, les résultats des observations restent donc entachés d'inexactitude. Il faut en outre, parler de la multiplicité des périodes de panne qui, comme on l'a vu, nécessitent chaque fois d'établir des corrélations avec une autre station.

Par contre, ces observations portent en soi des avantages et permettent d'estimer l'ordre de grandeur des volumes qui s'écoulent à la mer. De plus, ces séries hydrométriques ont au moins 7 à 21 ans en commun, période pour laquelle il nous est permis de comparer ces différentes données et d'en faire la corrélation à un moment donné.

(7) Annuaire hydrologique, op. cit.

CHAPITRE CINQUIEME : LE REGIME PLUVIOMETRIQUE

Les quatre bassins versants de la zone côtière intermédiaire du Liban sont soumis à un régime pluviométrique, celui de la région, dans lequel il existe une véritable saison sèche : du mois de mai jusqu'en septembre, la situation anticyclonique amène sur le pays des masses d'air chaud et sec (continental tropical) en provenance de la presqu'île d'Arabie.

Par contre, à partir de fin septembre - début octobre jusqu'à la mi-avril, l'influence maritime des perturbations qui viennent de l'ouest et se dirigent vers l'est se traduit par l'importance des précipitations annuelles moyennes qui se situent autour de 1147 mm, avec une variabilité interannuelle remarquable. Un exemple témoin est celui d'Ain-Zhalta dont le total annuel maximum en 1968/1969 est de l'ordre de 2070 mm, et le total annuel en 1963/64 de 347 mm. Une telle irrégularité va certainement influencer, comme nous le verrons, le débit moyen annuel.

V.I. Evaluation des volumes précipités

Pour évaluer le volume total des précipitations sur un bassin versant durant une période de temps déterminée, il faut mesurer la hauteur moyenne de pluie. Parmi les méthodes existantes pour mesurer les précipitations moyennes, on a suivi les trois méthodes les plus utilisées : celles de la moyenne arithmétique, celle des isohyètes⁽⁸⁾ (tableau n° 14) et celle de THIESSEN (tableau n° 15).

(8) Nous rappelons que les formules calculant ces trois méthodes sont pour
- la hauteur moyenne des pluies de l'isohyète : $p = \frac{\sum_{i=1}^n S_i p_i}{A}$
où S_i = superficie comprise entre l'isohyète, $P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2}$ avec h_i = hauteur des pluies de l'isohyète I.
- la hauteur moyenne des pluies de THIESSEN : $p = \frac{\sum_{i=1}^n S_i h_i}{A}$
où S_i = superficie de polygone de la station, h_i = hauteur enregistrée sur cette station, A = surface du bassin.
- la hauteur moyenne arithmétique des pluies : $p = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i$
où n = nombre de stations, P_i = précipitations enregistrées dans la station.

Le tableau n° 16 indique la quantité moyenne d'eau précipitée sur les quatre bassins versants pendant la période d'étude.

Tableau n° 16 : Moyenne précipitée sur les 4 bassins versants d'après les méthodes de la moyenne arithmétique de THIESSEN et des isohyètes

B.V.	Hauteur moyenne des précipitations en mm		
	Moyenne arithmétique	Méthode de THIESSEN	Méthode des isohyètes
Damour	1191	1193	1210
Awali-Bisri	1294	1358	1270
Saïniq	886	912	1012
Zahrani	1053	1050	1100

Selon la méthode de la moyenne arithmétique, la moyenne précipitée est donc de 1191 mm sur le bassin versant du Damour, de 1294 mm sur le bassin versant de l'Awali-Bisri, de 886 mm sur le bassin versant du Saïniq et de 1053 mm sur le bassin versant du Zahrani.

La lame d'eau annuelle précipitée selon la méthode de THIESSEN est de 1193 mm dans le bassin versant du Damour, de 1358 mm dans celui de l'Awali-Bisri, de 912 mm dans celui du Saïniq, et de 1050 mm dans le bassin versant du Zahrani.

On remarque que l'écart entre la moyenne arithmétique interannuelle et celle de THIESSEN est assez faible. Cet écart est de 2 % seulement.

L'avantage de la méthode des isohyètes comme de celle de THIESSEN est qu'elle prend en considération la distribution géographique des stations. Si on examine la région d'étude sur la carte en courbes isohyètes du Liban au 1/200 000^e établie par le service météorologique du Liban pour la période 1930-1970 (fig. 23), on remarque d'abord que la région des

bassins a une moyenne interannuelle de précipitations qui dépasse 1400 mm à l'est, et une moyenne de précipitations interannuelles qui ne dépasse pas 800 mm à l'ouest. Ensuite, les isohyètes se rapprochent dans la partie centre-est de la région (isohyètes 1400 et 1300 mm) à cause de l'altitude, tandis qu'ils s'éloignent surtout dans la partie sud-ouest (isohyètes 800 et 900 mm), où l'on rencontre un bas plateau n'atteignant pas 500 m d'altitude. Enfin, le planimétrage de la superficie comprise entre l'isohyète i et $i+I$ (résultats reportés dans le tableau n° 14), montre que la lame d'eau annuelle moyenne reçue dans les quatre bassins versants est plus élevée qu'en la calculant par les méthodes de la moyenne arithmétique et de THIESSEN. C'est pourquoi nous allons plutôt nous appuyer sur les moyennes des précipitations qui se correspondent, c'est-à-dire la moyenne arithmétique et la moyenne de THIESSEN, en étudiant le bilan global d'écoulement.

V.2. Les variations interannuelles des précipitations

L'abondance pluviale de la période 1961-1970 (période d'étude) révèle un écart assez remarquable d'une station à l'autre. Cette abondance se traduit par une hauteur moyenne des précipitations qui varie de 748 mm à la station d'Anqon à 1370 mm à celle d'Ain-Zhalta. Il faut signaler que l'écart pour la période la plus longue, concernant seulement les stations pluviométriques des bassins versants du Damour et de l'Awali-Bisri, est le même que celui de la période la plus courte : cet écart a atteint 365 mm dans les deux périodes.

De même, l'écart d'une année à l'autre est assez élevé (fig. 24 à 26). En ce qui concerne les sept stations pluviométriques qui se situent dans le bassin versant du Damour, on remarque que 2 à 4 ans seulement entre 1962 et 1970 ont un total supérieur à la normale. Pour les bassins versants de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani, de 2 à 3 ans ont un total supérieur à la normale.

En revanche, l'analyse statistique de la variabilité interannuelle à travers le coefficient de variation montre que cette variabilité interannuelle des pluies sur l'ensemble des stations est assez élevée. En effet, le coefficient de variation⁽⁹⁾ varie de 0,21 (à Majdel-Maouch) à 0,36 (à Jdeidet-Chouf). D'autre part, le rapport des valeurs observées sur les stations pluviométriques des bassins versants du Damour et de l'Awali-Bisri, face à leurs fréquences expérimentales $F = \frac{R-1/2}{N}$ reportées sur papier à l'échelle d'abscisse gaussique (fig. 27, 28) montre que l'alignement de ces échantillons est plus ou moins satisfaisant et permet de prévoir un ajustement à une loi normale.

Par ailleurs, dans une distribution gaussienne, pour les modules qui suivent la loi normale (loi de GAUSS), l'écart-type a une valeur probable de part et d'autre de la moyenne, dans l'intervalle qui a pour bornes :

+ σ	et	- σ	(contient 68%)
+ 2σ	et	- 2σ	" 95%
+ 3σ	et	- 3σ	" 99%

Pour l'intervalle qui contient 95 % des valeurs, soit :

$$\bar{p} - 2 \sigma \text{ et } \bar{p} + 2 \sigma \text{ (pluie)}$$

on obtient donc les résultats suivants :

95 % des valeurs des pluies sont comprises entre 624 mm et 1676 mm sur le bassin versant du Damour à Jisr el-Qâdi (sur 25 ans), 528 mm et 1848 mm sur le bassin versant de l'Awali-Bisri (sur 24 ans), 553 mm et 1521 mm sur le bassin versant du Zahrani (sur 10 ans).

Les variations extrêmes de la pluviosité par rapport à la moyenne, pour la période étudiée, atteignent plus de 64 % à Jbaa-Halawi, et moins de 38 % à Ain-Zhalta (tableau n° 17). Si l'on examine en outre les résultats du rapport $\frac{\max}{\min}$

(9) Le coefficient de variation est égal au rapport des caractéristiques empiriques estimées : $CV = \frac{\text{écart - type } (\sigma)}{\text{moyenne } (\bar{p})}$

pluviométrique annuel, on voit que ce rapport varie de 1,7 à Rihan et Moukhtara, à 2,4 à Ain-Zhalta.

Par ailleurs, le tableau n° 18 nous informe sur le taux de pluviosité. En effet, trois années sur neuf sont très pluvieuses : 1962/63, 1966/67, 1968/69, trois autres années sont moins pluvieuses : 1964/65, 1967/68, 1969/70, tandis que les années : 1961/62, 1963/64, 1965/66 sont très sèches. Ce regroupement des années sèches et des années humides sur l'ensemble des 20 stations est assez net, ce qui nous amène à constater que les variations interannuelles se produisent de la même façon. Ceci implique une même répartition temporelle et, par suite, une même pluviométrie régionale.

Enfin, l'étude des variabilités interannuelles des précipitations ne suffit pas à expliquer la variabilité interannuelle des débits si on ne la confronte pas avec l'étude de la distribution des précipitations dans l'année, à l'échelle des saisons et des mois, comme nous allons le voir dans le paragraphe suivant, et à l'échelle journalière, qui sera étudiée dans le chap. VIII.2.

V.3. Distribution des précipitations dans l'année

V.3.1 - Régime saisonnier des précipitations

Pour la totalité des stations, l'hiver est la saison la plus arrosée. En automne et au printemps, les précipitations sont les moins abondantes. Elles sont nulles en été. Le tableau n° 19 résume les caractéristiques pluviométriques des quatre bassins versants. On en conclut, d'après la colonne 5, que les précipitations de novembre à mars constituent la presque totalité des précipitations annuelles, et que le trimestre de concentration est partout décembre - janvier - février qui constituent en moyenne 55 à 65 % des précipitations annuelles.

La totalité de la région des bassins versants se caractérise par un nombre de jours de pluie médiocre⁽¹⁰⁾ variant de 56 à 75 par an, ex : Jezzine et Jisr el-Qâdi. Ces jours de pluie se répartissent inégalement sur les trois saisons (automne, hiver et printemps) :

	Nombre moyen de jours de précipitations			
	<u>Automne</u>	<u>Hiver</u>	<u>Printemps</u>	<u>Total de l'année</u>
Zone côtière inter- médiaire du Liban	11	35	19	65

La cause de cette concentration hivernale des jours de pluie est la présence de la dépression centrée au nord du pays, sur la Turquie, la Grèce et l'Italie, dépression qui, en se déplaçant vers l'est, provoque une perturbation sur la Méditerranée orientale et envoie sur le pays un flux de masses d'air maritime. Des fronts froids liés à cette dépression donnent des précipitations qui sont souvent accompagnées d'orages.

V.3.2 - Régime mensuel des précipitations

En ce qui concerne les hauteurs de pluies moyennes mensuelles, de 1961/62 à 1969/70 pour les treize stations couvrant les bassins versants du Damour et de l'Awali-Bisri, et de 1965/66 à 1969/70 pour les sept stations couvrant les bassins versants du Saïniq et du Zahrani (fig. 29 à 31), on remarque qu'elles augmentent de septembre à janvier, mois à partir duquel les précipitations commencent à diminuer jusqu'en mai, où elles deviennent nulles. Les figures citées plus haut

(10) "Un jour de pluie est un jour où l'on a mesuré au moins 0,1 mm d'eau précipitée". Bulletins Climatologiques du Liban.

reflètent également le mois où les précipitations atteignent leur maximum, qui est le mois de janvier pour dix-sept stations, et le mois de décembre pour trois stations. Le mois le plus arrosé est donc, pour la période de dix ans étudiée, le mois de janvier, qui enregistre une moyenne maximum de 378 mm à Jezzine. Par contre, la moyenne minimum du mois le moins arrosé, septembre, est de 0,01 mm à Fraidis.

Septembre a pour caractéristique pluviométrique générale d'avoir des moyennes très faibles (tableau n° 20), puisque le total des précipitations est assez souvent nul. En octobre, les moyennes commencent à remonter et sont de l'ordre de 40 mm, puis en novembre, les précipitations deviennent beaucoup plus importantes, et atteignent environ 100 mm. A partir de décembre, les totaux sont supérieurs à 150 mm sur les régions littorales, et à plus de 200 mm sur les hautes altitudes. Le mois de janvier est en moyenne le mois le plus arrosé de l'année.

D'autre part, les coefficients des pluies (tableau n° 21), montrent que seuls les mois de décembre, janvier et mars, et cela pour les 20 stations, reçoivent des précipitations supérieures à la moyenne annuelle (beaucoup moins souvent le mois de novembre reçoit des précipitations supérieures à la moyenne annuelle, sur quelques stations très récentes. Mais nous sommes alors en droit de nous interroger sur la validité de ces données récentes).

Les coefficients mensuels pluviométriques dépassent 2,5 (tableau n° 21). Les régions côtières reçoivent près de 200 mm et les totaux s'élèvent partout à plus de 250 mm. Pendant le mois de mars, la diminution des précipitations est à peine sensible, et les coefficients pluviométriques restent supérieurs à 2. Au mois d'avril, en dépit de coefficients pluviométriques inférieurs à 1, les précipitations peuvent parfois être abondantes : en 1971 par exemple, plus de 200 mm sont tombés sur les régions côtières et plus de 350 mm en montagne. Avec les quelques averses qui se produisent encore durant la première quinzaine de mai, s'achève normalement la

saison pluvieuse. Parallèlement, les débits des sources et des cours d'eau commencent progressivement à diminuer d'avril jusqu'en novembre, époque à laquelle la pluie recommence et les débits augmentent. Ce régime influencé est donc qualifié de pluvial.

V.4. L'accumulation neigeuse et sa durée

Comme la présente étude du régime pluviométrique nous le montre, il n'existe plus d'apport superficiel à partir du début du mois de mai, et la continuité de l'écoulement superficiel s'explique par l'alimentation en eau des sources, mais existe-t-il, par ailleurs, un apport dû à la fonte des neiges ?

En effet, les quatre bassins versants développent près de 1 à 5 % seulement de leur superficie au-dessus de 1500 m, ou plutôt entre 1500 et 1900 m d'altitude (chap. III). Des accumulations neigeuses peuvent se produire à ces altitudes, du mois de janvier au mois de mars (mais pas toutes les années). D'après BLANCHET (G.), 1976, on trouve de la neige à cette altitude durant une trentaine de jours, dont une dizaine en janvier (tableau ci-dessous), mais il peut neiger à cette altitude dès décembre (1967) jusqu'en mai (1969). Ensuite, les jours de neige (ou de pluie et de neige mêlées) constituent plus de la moitié du nombre des jours de précipitations en janvier et février à cette altitude.

Tableau n° 22 : Nombre moyen de jours de chute de neige au-dessus de 1500 m d'altitude

<u>Altitude</u>	<u>d</u>	<u>j</u>	<u>f</u>	<u>m</u>	<u>a</u>	<u>Année</u>
au-dessus de 1500 m	4	10	8	5	2	29

L'enneigement est à peu près d'une cinquantaine de jours vers 1500 m, et d'une centaine de jours vers 1700 m d'altitude.

La fonte des neiges printanière ne provoque apparemment pas un débit maximum mais un gonflement, soit en mars, soit en avril au plus tard (les deux bassins versants qui profiteront de la fonte des neiges sont ceux du Damour et de l'Awali-Bisri (11)), et la comparaison des courbes moyennes des pluies et des débits sur les onze stations prouve qu'il y a une adéquation parfaite, mis à part un gonflement, c'est-à-dire que le débit reste supérieur aux pluies des mois d'avril et mai, surtout pour les stations amont (fig. 37). Pour les mêmes mois, le débit des stations qui se situent au milieu ou en aval est légèrement inférieur aux pluies. Le cas qui attire notre attention est celui de la centrale de Rechmaya où l'écoulement est bien supérieur à la pluie ; de plus, la date du sommet de l'écoulement est décalée de deux mois par rapport à celle de la pluie (le sommet du débit est au mois de mars. Le sommet de la pluie est au mois de janvier). La question qui se pose ici est de savoir si l'écoulement à la centrale de Rechmaya bénéficie d'une restitution très forte ou s'il est tout simplement influencé.

En réalité, on ignore la part ou la quantité exacte de la neige⁽¹²⁾, et même après le calcul des coefficients d'écoulement apparent qui est $Cr = \frac{p'}{p}$ (lame d'eau écoulée)
(tableau n° 23) (pluie précipitée)

il est toujours difficile de préciser la part de la fusion de la neige pendant les mois d'avril et de mai, et ce pour deux raisons : d'abord, il est vrai que le coefficient d'écoulement apparent $cr = \frac{p'}{p}$ est ≥ 1 pendant les mois d'avril et de mai, mais cela ne signifie pas que cette supériorité est vraiment causée par la fonte de neige. En effet, cette supériorité peut être causée par la pluviosité qui est pratiquement nulle ou très faible pendant ces deux mois. La

(11) Sur 1,7 % de la superficie du bassin versant du Damour, on a une T° inférieure à 0°C pendant les mois de janvier et février. Sur 2,8 % de la superficie du bassin versant de l'Awali-Bisri, la T° reste inférieure à 0°C pendant les mois de décembre, janvier, février et mars. Sur 0,6 et 4,3 % de la superficie des bassins versants du Saïniq et du Zahrani, la T° ne reste inférieure à 0°C que pendant le mois de février.

(12) BLANCHET (G.) a estimé la part des précipitations neigeuses (au-dessus de 1500 m) dans les précipitations totales à 400 mm.

Tableau n° 23 : Coefficient d'écoulement apparent sur les 11 stations.

Station	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai
Jisr el-Qâdi	3,2	0,25	0,25	0,37	0,58	0,87	0,79	1,1	1,4
Ouadi es-Sitt	2,6	0,30	0,12	0,48	0,56	0,61	0,67	0,98	0,87
Cent. de Rechmaya	5,7	0,6	0,30	0,86	0,94	1,26	1,6	2,66	3,84
El Hammam à l'amont du confluent du Damour	1,23	0,15	0,08	0,31	0,46	0,52	0,68	0,91	1,03
Marj-Bisri	3	0,15	0,13	0,27	0,4	0,58	0,62	0,97	1,1
Saïda	21	0,81	0,42	0,44	0,55	0,79	0,82	1,38	2,19
Ouadi el-Leïmoun	0,2	0,02	0,03	0,12	0,19	0,43	0,39	0,80	0,71
Emb. du Sainiq	sec	0,01	0,01	0,09	0,13	0,26	0,24	0,51	0,19
Ouadi el-Akhdar	2,7	0,11	0,12	0,33	0,49	1,13	0,88	1,92	3,13
Deir ez-Zahrani	sec	0,002	0,06	0,19	0,30	0,78	0,56	1,13	1,03
Emb. du Zahrani	sec	0,01	0,03	0,12	0,22	0,43	0,32	0,91	0,59

deuxième raison est que l'eau de la fonte des neiges peut passer indirectement dans les cours d'eau, et cela, après infiltration et restitution, essentiellement par les sources. De ce fait, on peut conclure que la fonte des neiges, outre qu'elle imbibe progressivement le sol, régularise les émergences et nourrit les débits. Cet effet se concentre sur les hauts bassins où se trouvent aussi les sources.

CHAPITRE SIXIEME : ANALYSE DES REGIMES HYDROLOGIQUES DU DAMOUR, DE L'AWALI-BISRI, DU SAÏNIQ ET DU ZAHRANI.

"Les valeurs caractéristiques du régime sont de deux sortes : valeurs centrales et valeurs extrêmes. Les valeurs centrales (moyenne, médiane) caractérisent l'abondance des régimes, et les valeurs extrêmes (le maximum et le minimum) leur irrégularité" (DUBREUIL (P.), 1974). Pour pouvoir analyser le régime, nous devons donc, en premier lieu, déterminer son débit moyen annuel à partir d'une série de mesures des limnigraphes effectuées pendant une durée qui varie de sept à vingt-et-un ans selon la date de mise en service de la station hydrologique (chap. IV).

Comme ces débits varient d'une année à l'autre, cela nous amène à étudier aussi cette variation interannuelle habituelle. En deuxième lieu, il nous faudra étudier les valeurs extrêmes et leur irrégularité (chap. VII et VIII).

VI.1. Module et variation interannuelle (fig. 32 à 35)

VI.1.1 - Débit moyen annuel sur les quatre cours d'eau

Le module absolu le plus élevé parmi ces quatre cours d'eau, mis à part celui de Saïda à cause d'une alimentation artificielle, est celui du Damour à Jisr el-Qâdi : il est de 5,08 m³/s. Mais il paraît plus raisonnable de prendre comme référence la médiane, qui est de 4,54 m³/s, parce que l'irrégularité interannuelle est très élevée et que la médiane correspond au module d'une année sur deux. Contrairement à l'exemple cité plus haut, le module absolu du Bou-Zébli à la centrale de Rechmaya est du même ordre que la médiane : module

2,65 m³/s, médiane 2,33 m³/s. Ce qui veut dire que l'irrégularité interannuelle est modérée.

D'autre part, le module spécifique diminue progressivement en approchant de l'aval (tableau n° 24), à l'exception du module spécifique de l'Awali à Saïda dont le débit est influencé. A titre de comparaison, le cours d'eau du Saïniq possède le débit spécifique le plus faible, en amont 38 km², (7,11 L/s/km²), comme en aval 108 km², (4,17 L/s/km²), tandis que le débit spécifique le plus marquant est enregistré à la Centrale de Rechmaya 52 km², (51 L/s/km²).

Au cours de la période étudiée, les bulletins des débits annuels révèlent que l'année où le module annuel est le plus faible pour toutes les stations est l'année 1972/73, exception faite de Saïda pour la raison mentionnée plus haut. L'année 1968/69 porte le module le plus important pour toutes les stations. On constate donc que les extrêmes, maxima et minima, se produisent les mêmes années pour les quatre cours d'eau. Autrement dit, l'année déficitaire est la même pour les quatre cours d'eau, et il en va de même pour l'année excessive (fig. 32 à 35).

L'irrégularité interannuelle est désignée, en principe, par le coefficient d'irrégularité, qui est égal au module annuel moyen le plus fort sur le module annuel moyen le plus faible. Ce coefficient d'irrégularité, qui est de 4,37 sur le Damour à Jisr el-Qâdi, de 4,68 sur le Bisri à Marj-Bisri, de 10,64 sur le Saïniq à Ouadi el-Leimoun et de 5,51 sur le Zahrani à Ouadi el-Akhdar⁽¹³⁾, n'est pas seulement lié aux variations des totaux pluviométriques annuels (le coefficient d'irrégularité des pluies est de 2,34 sur le bassin versant du Damour, de 2,9 sur le bassin versant du Bisri, de 2,01 sur le bassin versant du Saïniq et de 2 sur le bassin versant du Zahrani). Il peut aussi s'expliquer par l'intervention humaine,

(13) Le coefficient d'irrégularité est encore beaucoup plus fort à l'embouchure des cours d'eau.

par exemple : la suralimentation pour l'agriculture qui n'est pas régulière d'une année à l'autre, puisqu'il faut laisser reposer la terre une année sur deux. Malheureusement, on ne possède pas de données officielles nous permettant de calculer la quantité pompée lors des saisons d'irrigation.

Un autre facteur significatif permettant également d'évaluer les valeurs annuelles est l'hydraulicité⁽¹⁴⁾ (tableau n° 25), qui est inférieure à 1, 13 ans/25 à Jisr el-Qâdi, 11 ans/21 à Marj-Bisri, 14 ans/21 à Saïda, 6 ans/10 à Ouadi el-Leimoun, 5 ans/8 à l'embouchure du Saïniq, 16 ans/28 à Ouadi el-Akhdar, 7 ans/10 à Deir ez-Zahrani et 5 ans/8 à l'embouchure du Zahrani. D'autre part, cela signifie qu'au moins deux années sur trois, le débit moyen annuel est inférieur au module global. Dans tous les cas l'hydraulicité moyenne annuelle est à peine inférieure à 1 dans toutes les stations, à l'exception de celles de Saïda et de la centrale de Rechmaya qui subissent des apports extérieurs.

VI.1.2 - Valeur des données observées et leur distribution

Jusqu'à présent, nous avons abordé la phase d'analyse classique, dont le but est d'élaborer les données d'observation. Cette représentation classique nous a permis de constater que les quatre cours d'eau ont un régime qualifié de torrentiel. Mais il est également intéressant pour nous d'évaluer ces données d'après l'analyse statistique qui nous permettra d'améliorer notre connaissance du régime, et cela à travers certaines valeurs caractéristiques et représentatives.

D'abord, la fig. 36 présente la distribution normale des modules annuels sur le Zahrani à Ouadi el-Akhdar, sur le Damour

(14) L'hydraulicité = $\frac{\text{module particulier } Q}{\text{module global } \bar{Q}}$

à Jisr el-Qâdi et sur le Bisri à Marj-Bisri. Les valeurs (15) observées appartiennent à la période 1949/50 - 1972/73. L'alignement de ces points est plus ou moins satisfaisant et permet un ajustement à la loi normale ou loi de GAUSS.

Pour confirmer ce jugement, on peut également regarder la valeur du coefficient de variation de ces échantillons, "plus ce coefficient de variation est faible, plus la normalité est vraisemblable"(16). On constate, en effet, que les stations citées ci-dessus, qui suivent une loi normale, ont un coefficient de variation inférieur à 0,50 :

<u>station</u>	<u>coef. de variation</u>
Jisr el-Qâdi	0,41
Ouadi el-Akhdar	0,31
Marj-Bisri	0,40

Ensuite, dans un intervalle qui contient 95 % des valeurs, soit : $Q - 2\sqrt{V}$ et $Q + 2\sqrt{V}$, on obtient les résultats suivants : 95 % des valeurs des débits sont comprises entre 1,88 m³/s et 8,28 m³/s à Jisr el-Qâdi (sur 25 ans), 0,88 m³/s et 8,08 m³/s à Marj-Bisri (sur 21 ans), 0,42 m³/s et 1,78 m³/s à Ouadi el-Akhdar (sur 28 ans).

Enfin, les modules qui suivent une loi normale ont tous une période d'observation inférieure à 30 ans ($N < 30$). Avec un degré de liberté égal à $N - 1$ (Loi de STUDENT) et un intervalle de confiance 1 C de 95 %, l'estimation de la moyenne est donc de :

$$Q \pm \frac{t_{\alpha}}{2} \cdot \frac{\sqrt{V}}{\sqrt{N}}$$

avec $t_{0,05}$ à $\sqrt{V} = N - 1$ dans la table de STUDENT

où	4,21	≅	Q	5,95	≅	(Jisr el-Qâdi)
	3,66	≅	Q	5,30	≅	(Marj-Bisri)
	0,97	≅	Q	1,23	≅	(Ouadi el-Akhdar)

(15) Les modules annuels face à leurs fréquences expérimentales, $F(x) = \frac{R-1/2}{N}$, sont reportés sur papier à échelle d'abscisse gaussienne.

(16) DUBREUIL (P;), op. cit.

Il en résulte qu'après respectivement 25, 21 et 28 ans d'observation sur les trois stations, le module est connu à 5 % de risque d'erreur près, avec une précision de $\pm 0,87 \text{ m}^3/\text{s}$ (Jisr el-Qâdi), de $\pm 0,82 \text{ m}^3/\text{s}$ (Marj-Bisri) et de $\pm 0,13 \text{ m}^3/\text{s}$ (Ouadi el-Akhdar), soit en valeur relative 17,33 %, 18,9 % et 11,8 %).

VI.2. Variations et irrégularités saisonnières et mensuelles

L'alternance régulière de deux saisons hydrologiques, c'est-à-dire les hautes eaux de la saison froide, suite à une alimentation pluviale, et les basses eaux de la saison chaude, dont les débits sont renforcés par l'approvisionnement des sources, ne suffit peut-être pas pour expliquer un régime, dont on "doit discerner ce qui est durable, constant, attendu, de ce qui est occasionnel, accidentel, aberrant, et cela à l'échelle des saisons comme à l'échelle des mois et des jours... (c'est) sur la totalité des traits permanents et accidentels que doit se fonder l'étude du régime, sur la fréquence et la variabilité des états des fleuves, sur la répartition saisonnière de cette fréquence et de cette variabilité" (DACHARRY (M.), 1974). En effet, d'après les données disponibles, on constate que deux traits peuvent s'appliquer aux quatre cours d'eau : la variabilité et l'irrégularité. La variabilité des débits moyens mensuels se manifeste par l'apparition des maxima et des minima des débits moyens mensuels à des mois et à des dates différents d'une année à l'autre. L'irrégularité des débits moyens dans un même mois se manifeste par les extrêmes enregistrés d'une année à l'autre (tableau n° 26). Cette irrégularité marque aussi les maxima annuels entre eux, de même que les minima annuels. Dans tous les cas, quelle que soit la variabilité annuelle, le rapport des moyennes mensuelles extrêmes dépasse 90 %, ce qui reflète d'ailleurs l'immodération du régime, immodération presque semblable dans les onze stations à l'exception de Saïda

où le régime est devenu plus modéré à partir de 1965/66 avec un taux de 57 % (tableau n° 27).

VI.2.1 - Régime méditerranéen et variations saisonnières du débit

Les conséquences hydrologiques sont très marquées par les rythmes méditerranéens. D'une part, elles sont marquées par l'augmentation des pluies dans le temps, par leur intensité et leur fréquence, et par le passage maximum pluvial, et d'autre part, elles sont marquées par la sécheresse estivale des mois de juin à septembre, aridité qui provoque chaque année le retour des basses eaux. Elles sont marquées également par l'évapotranspiration maximale aux mois de juillet et août.

On voit donc que les variations saisonnières du débit dépendent essentiellement des pluies. L'automne, qui est une saison plus ou moins arrosée, alterne avec la période longue de sécheresse. L'hiver reste la saison la plus arrosée, avec une grande variabilité d'une année à l'autre. Pendant cette saison, la courbe pluviométrique annuelle remonte rapidement pour atteindre son sommet au mois de janvier. Les averses sont violentes et atteignent leur maximum d'intensité pendant cette saison ; elles cessent de se produire à la fin du mois de mars. On remarque, d'ailleurs, que les deux courbes moyennes des pluies et des débits sont, dans l'ensemble, parallèles : pour quatre stations sur onze, le maximum du débit correspond à celui des pluies (au mois de janvier) : Ouadi es-Sitt, el Hammam, Ouadi el-Akhdar et l'embouchure du Zahrani. Pour les six autres, le maximum est décalé d'un mois par rapport à celui des pluies : Jisr el-Qâdi, Marj-Bisri, Saïda, Ouadi el-Leimoun et l'embouchure du Saïniq. Dans une seule station, celle de la Centrale de Rechmaya, le maximum du débit est décalé de deux mois par rapport à celui des pluies (Fig. 37). Il faut cependant rester prudent devant ce résultat, car pendant ces

huit ans d'observations, le maximum a été recensé deux fois au mois de janvier, deux fois en février, trois fois en mars et une fois en avril, ce qui fait du mois de mars le mois du maximum. Une autre constatation est que le mois d'octobre (mois de transition) est tantôt sec (prolongement de l'été), tantôt très arrosé (pluie d'automne).

D'autre part, quelle que soit l'année (pluvieuse ou sèche), l'indice d'irrégularité le plus faible se rencontre en août et septembre, et le plus fort en décembre et novembre. Il faut signaler aussi que la lame d'eau écoulée est supérieure à la lame d'eau précipitée à partir du mois d'avril, la seule exception étant la Centrale de Rechmaya, où, à partir du mois de février, le coefficient d'écoulement est supérieur à 1 (tableau n° 28).

En ce qui concerne les cours d'eau qui s'assèchent ou qui ont une moyenne mensuelle minimale égale à zéro, ils expriment quand même une tendance et un ordre de grandeur qui confirment une variabilité interannuelle des débits mensuels. Dans tous les cas, l'influence méditerranéenne se traduit, d'une part, par l'irrégularité et l'abondance des débits mensuels d'automne-hiver, puisque le coefficient mensuel de débit atteint en hiver est élevé : il correspond en effet à un débit mensuel deux fois et demi à trois fois supérieur au module moyen annuel : 3,02 pour l'Awali, 2,95 pour le Bisri et 3,06 pour le Damour ; et d'autre part par l'irrégularité faible et un régime maigre des débits moyens mensuels d'été-printemps. Elle se traduit aussi par les variations saisonnières avec toutes leurs diversités et leurs mobilités. Par contre, le régime est relativement pondéré dans les stations situées à l'amont. Le cmd maximum (coefficient mensuel de débit maximum) baisse d'amont en aval, tandis qu'on trouve le cmd minimum sur les stations qui sont à sec pendant la saison chaude (tableau n° 29 et 30). Par conséquent, le coefficient d'écoulement apparent exprime bien l'effet des pluies sur un sol privé de réserve à

la fin de la saison chaude, d'un sol dont les réserves sont "satisfaites".

Enfin, le bassin versant le plus modéré reste celui qui a des moyennes mensuelles extrêmes ne signalant pas un écart trop grand. Ces bassins versants sont celui de Damour et de l'Awali-Bisri. Il reste à noter aussi que les hautes et les basses eaux sont liées directement à l'abondance et à la médiocrité des pluies, avec une influence (réserve) indirecte de la neige.

On conclut de ce qui précède que le régime est simple dans les quatre bassins versants avec un seul maximum et un seul minimum, et les fréquences (maxima et minima) ne sont que des caprices climatiques.

VI.2.2 - Analyse des variations saisonnières

L'analyse des variations saisonnières des débits s'effectue d'après leurs moyennes mensuelles absolues ou relatives. Les valeurs relatives sont essentiellement les coefficients mensuels, c'est-à-dire les rapports de chaque moyenne mensuelle au module. Ces coefficients nous permettent de comparer facilement les écarts des moyennes mensuelles avec la moyenne annuelle, et de même, les différences des débits entre les saisons d'abondance et celles qui ne le sont pas.

En ce qui concerne les valeurs absolues sur les stations étudiées et pour des périodes variant de 8 à 21 ans, la moyenne interannuelle de ces variations saisonnières des débits montre que le mois de février connaît la moyenne la plus forte (le maximum principal) sur six stations, et le mois de janvier sur quatre stations. Seule la station de la centrale de Rechmaya atteint son maximum principal au mois de mars, tandis que les mois d'août et de septembre se partagent la moyenne la plus

médiocre (le minimum principal). Le rapport du $\frac{\text{max. principal}}{\text{min. principal}}$ peut atteindre 32 fois, et cela à el-Hammam et à Ouadi el-Akhdar (tableau n° 31).

Le calcul du coefficient mensuel du débit (cmd) montre que le cmd le plus fort règne pendant la saison froide, surtout aux mois de janvier et février. Le seul cas exceptionnel est celui de la Centrale de Rechmaya où le cmd le plus fort se produit au mois de mars. Comme on le remarque d'après le tableau n° 32, pour les trois mois que nous venons de citer, le cmd égale 2 à 3 fois la moyenne annuelle (\bar{Q}). Le cmd le plus faible, pour sa part, sur les stations qui ne s'assèchent pas pendant la saison chaude, est égal à 0,04 seulement à Ouadi el-Leimoun. Partout, ce sont les mois de septembre et d'octobre qui enregistrent le cmd le plus faible :

0,17 à la Centrale de Rechmaya (Damour)

0,04 à Ouadi el-Leimoun (Saïniq)

ainsi que les mois d'août et septembre :

0,08 à el-Hammam (el-Hammam)

0,13 à Jisr el-Qâdi (Damour).

Il faut ajouter que le cmd augmente progressivement à partir du mois de novembre jusqu'au mois de février compris. Le cmd reste donc inférieur à 1 de mai à novembre pour les moyennes des périodes étudiées, qui varient de 8 à 21 ans.

Quant à l'évolution des débits mensuels médians et des débits moyens mensuels (tableau n° 33 et figure 38), on remarque que les deux courbes⁽¹⁷⁾ prennent en général la même allure, avec un parallélisme plus ou moins régulier. Dans tous les cas, la courbe du débit moyen mensuel dépasse toujours celle du débit mensuel médian avec, partout, les sommets les

(17) Le débit moyen est partout supérieur au débit médian. On peut à cet égard formuler deux hypothèses susceptibles d'expliquer ce phénomène : soit la période d'observation est, par hasard, une période pluvieuse en général, soit les années pluvieuses de la période d'étude sont excessives et surpassent les années sèches (modérées).

plus hauts en saison froide, et plus remarquablement sur les stations éloignées des sources ou sur les stations ayant des sources moins régulières, ex : Ouadi el-Leimoun, l'embouchure du Saïniq et l'embouchure du Zahrani.

D'autre part, on constate qu'à Saïda, par contre, la plus grande différence s'observe en saison chaude, et cela parce que le débit moyen mensuel est calculé sur toute la période d'observation, tandis que le débit mensuel médian est celui de l'année 1962/63, c'est-à-dire, avant l'alimentation artificielle estivale. En revanche, toujours d'après la fig. 38, les deux courbes prouvent d'une part, que les hauts débits sont toujours présents en saison froide, avec ou sans un décalage d'un mois entre les deux sommets ; d'autre part, que c'est le mois d'août qui reste le mois des minima moyens et médians à Ouadi es-Sitt, à el-Hammam, à Jisr el-Qâdi, à Ouadi el-Leimoun et à Ouadi el-Akhdar, et le mois de septembre à la Centrale de Rechmaya, à Marj-Bisri et à Saïda. Cette constatation signifie, par suite, que la priorité des étiages se manifeste pendant les mois d'août et septembre.

Il résulte donc soit des données médianes, soit des données moyennes, que le régime des quatre cours d'eau se résume à une seule alternance de hautes eaux et de basses eaux, avec un maximum qui peut se manifester soit en janvier (es-Safa), soit en février (Jisr el-Qâdi, Marj-Bisri, Saïda, Ouadi el-Leimoun et Ouadi el-Akhdar), soit en mars (Centrale de Rechmaya).

Il convient dans tous les cas de rester très prudent devant les résultats obtenus qui découlent d'une durée d'observation trop courte pour pouvoir en induire une conclusion. En effet, même les moyennes de trente ans, dites "normales", ne suffisent pas toujours pour caractériser un régime. Mais le seul avantage de ces résultats est de servir de résultats provisoires que l'on pourra utiliser en cas de révisions ou de comparaisons.

VI.2.3 - Variation des débits maxima

Les variations et les fréquences des débits maxima sont étudiées d'après leurs coefficients de variations qui sont présentés dans le tableau n° 34. On remarque d'abord que le CV des débits maxima est plus élevé dans les cours d'eau qui se trouvent à sec, à une période de l'année, dans leur cours inférieur. Ces petits bassins versants subissent une influence pluviale, et par conséquent, le CV des débits maxima est directement lié à cette influence pluviale (ex : embouchure du Saïniq et du Zahrani : 0,75 et 0,68). Par contre, les petits bassins versants qui sont influencés par leurs sources ont un CV moins élevé (ex : Centrale de Rechmaya : 0,35).

En ce qui concerne la corrélation entre les CV maxima d'une part, et les CV des moyennes annuelles d'autre part, on constate que la corrélation est étroite, même si le CV maximum reste relativement plus élevé (10 %) sur certaines stations (embouchure du Zahrani, Ouadi el-Leimoun, Ouadi es-Sitt, Ouadi el-Akhdar et el-Hammam). En revanche, l'irrégularité interannuelle de la moyenne reste plus importante que l'irrégularité maximum à Saïda (27 %) et à l'embouchure du Saïniq (10 %).

VI.2.4 - Amplitude des variations

L'amplitude de ces variations se traduit par le rapport $\frac{\text{max.}}{\text{min.}}$ d'un même mois de deux années différentes, ou bien encore par l'indice $K3 = \frac{Q \ 90 \ \% (18)}{Q \ 10 \ \%}$.

(18) K3, indice du rapport du dernier décile au premier décile dans une série de valeurs classées par ordre croissant.

Cependant, on ne peut pas suivre les mêmes critères pour toutes les stations, en particulier pour les stations qui s'assèchent pendant une certaine période. C'est la raison pour laquelle nous étudierons plutôt les cours d'eau pérennes.

Il résulte de cette étude que le mois de décembre, avec son rapport du $\frac{\text{max.}}{\text{min.}}$ le plus fort, reste le dénominateur commun pour six stations, et le mois d'avril pour deux autres stations. Il faut aussi signaler que les valeurs de ce rapport sont très différentes : elles varient de 11,9 à Jisr el-Qâdi à 211 à Ouadi el-Akhdar, ce qui résume bien le caractère immodéré des débits.

Au contraire, la plus faible irrégularité interannuelle demeure en saison chaude. Le cas exceptionnel, manifestement, est Saïda. En effet, le rapport $\frac{\text{max.}}{\text{min.}}$ des débits reste plus élevé en hiver parce qu'il est lié à celui des pluies. Une forte inégalité apparaît aussi entre les basses et les hautes eaux : le rapport des moyennes mensuelles extrêmes est de 70 à Ouadi el-Leimoun.

Puisque nous avons vu que le régime des quatre cours d'eau était caractérisé par l'irrégularité absolue, surtout lorsqu'on regarde les extrêmes, il vaut mieux faire appel à d'autres éléments qui permettront également de comprendre le régime "fréquent". C'est l'avantage de l'indice $K3 = \frac{Q_{90\%}}{Q_{10\%}}$ qui exclut les valeurs extrêmes. Mais dans notre cas, là où l'on travaille sur de petits échantillons (moins de dix ans), cet indice reste encore insignifiant, comme on le voit dans le tableau n° 35 et la fig. 39, parce que le $Q_{10\%}$ est, en effet, la valeur minimum. Par contre, pour les stations qui ont plus de dix ans d'observations, l'indice $K3$ a une signification relative avec les vingt et une années d'observations au maximum. En tout cas, l'indice $K3$ le plus fort vient ici confirmer le résultat du rapport $\frac{Q_{\text{max.}}}{Q_{\text{min.}}}$ le plus fort (tableau n° 36). C'est donc le mois de décembre qui a le plus

fort écart à Marj-Bisri, et le mois de novembre qui a le plus fort écart à Jisr el-Qâdi. Exceptionnellement, c'est le mois de juillet qui a le plus fort écart sur la station de Saïda, écart renforcé par l'alimentation artificielle pour soutenir le débit d'été.

Mais permettons-nous de commenter les résultats "supposés" sur les stations qui ont moins de dix ans d'observations, en nous demandant la cause ou les causes qui font du mois d'avril le mois du rapport le plus fort du max., et par suite, l'indice du K3 le plus fort, et cela min. seulement sur les stations situées à l'embouchure. Il semble qu'ici intervient le rôle de la structure, d'autant plus que la formation géologique des bas bassins versants du Saïniq et du Zahrani, comme nous l'avons vu dans le premier chapitre, est une formation imperméable, et c'est l'effet des pluies plus ou moins tardives qui marque peut-être cette irrégularité.

Enfin, nous pouvons résumer la présentation des variabilités et des irrégularités saisonnières par les points communs suivants :

- dans l'ensemble, les quatre cours d'eau connaissent deux saisons hydrologiques bien contrastées, celle de l'abondance au cours de la saison froide, et celle de la faiblesse estivale.

- les débits mensuels les plus différents d'une année à l'autre sont ceux des mois de novembre, décembre, janvier et février.

- les coefficients mensuels de débit maxima sont partout supérieurs à 2.

- la période d'abondance est généralement de cinq mois, avec un cmd supérieur à 1.

- le cmd du mois de mai reste égal à peu près à la moitié du module sur toutes les stations.

- le maximum hivernal apparaît au mois de mars, qui est, le plus souvent, le mois des plus forts débits.

- les basses eaux de la saison chaude sont un autre trait caractéristique des régimes ; elles soulignent des écarts avec les modules plus forts en moyenne que ceux des hautes eaux.

- le mois de septembre est celui du minimum sur huit stations⁽¹⁹⁾, et le mois d'octobre l'est pour les trois autres stations.

- la courbe des débits descend au point le plus bas à l'époque de la sécheresse estivale.

VI.3. Variations journalières des débits

Sur chacune des onze stations, l'évolution des débits journaliers⁽²⁰⁾ est très différente entre la saison humide et la saison sèche d'une même année. De décembre jusqu'à mars, les débits journaliers peuvent connaître des montées rapides (fig. 40 à 43). Ces montées sont donc susceptibles de se produire uniquement pendant la saison humide. Les descentes sont aussi rapides que les montées, juste à la fin de la séquence pluvieuse. Les variations journalières des débits sont donc les conséquences immédiates des pluies, surtout des pluies orageuses. Les mois d'avril et de mai gardent un "gonflement" des débits, avec des fluctuations journalières relativement faibles. A partir du mois de juin jusqu'à début octobre, les débits diminuent progressivement et légèrement. La constatation la plus évidente est que l'évolution est considérable avec le commencement des pluies. Avant et après la saison des pluies, les débits journaliers apparaissent comme réguliers par rapport à ceux de la saison humide. Une simple comparaison des débits moyens journaliers, sur les onze stations, montre que c'est

(19) Quand deux mois portent le même cmd, on compte le cmd du deuxième mois.

(20) On a choisi l'année médiane, pour chaque station, pour donner un exemple des variations journalières des débits, mais ce choix ne signifie pas que les valeurs des débits journaliers aient encore ici des valeurs médianes.

l'Awali-Bisri à Marj-Bisri qui est le plus excessif dans ces oscillations journalières. Plusieurs éléments interviennent pour expliquer ce phénomène : le réseau hydrographique dense (113 km), et l'altitude médiane qui est relativement élevée (plus de 1000 m), ce qui accélère la concentration et l'écoulement des pluies d'une brève durée. L'évolution et les variations des débits journaliers seront mieux étudiées d'après les hautes et les basses eaux qui feront l'objet des deux chapitres suivants.

VI.4. Conclusion

On constate, d'après l'étude du régime des quatre cours d'eau, qu'en dépit de leurs points communs, les caractéristiques des écoulements sont assez différentes d'un cours d'eau à l'autre en raison des conditions de la formation de la structure et de celles du relief. Il faut peut-être ici laisser de côté le rôle météorologique qui reste très peu variable d'un bassin versant à l'autre, et leur attribuer, apparemment, les mêmes conditions pluviométriques dans le temps et dans l'espace. Cependant, les hauts bassins versants du Damour et de l'Awali-Bisri sont privilégiés par leur répartition sur des altitudes plus élevées (plus de 1600 m d'altitude) où l'on trouve la courbe d'isohyète de 1500 mm. Cet avantage, outre la formation karstique et la richesse en nappes souterraines, et par conséquent en sources, qui débitent de 100 à 1000 l/s, vont caractériser les écoulements du Damour et de l'Awali-Bisri qui seront qualifiés de pérennes. Ces sources vont soutenir les étiages remarquablement forts durant la longue période de sécheresse annuelle, à condition toutefois, qu'il ne s'agisse pas d'une sécheresse exceptionnelle. Il faut signaler aussi que le coefficient d'écoulement apparent annuel reste assez élevé : il est de 0,75 sur le Damour à Jisr el-Qâdi et de 0,54 sur le Bisri à Marj-Bisri.

D'autre part, on peut conclure qu'à partir du début de la saison des pluies, une quantité initiale de 100 mm de précipitations est suffisante pour amorcer l'écoulement de base.

Au contraire, le Saïniq et le Zahrani, qui coulent dans une région généralement sans nappes ou à nappes très locales, ont des écoulements qualifiés de temporaires. L'écoulement est nourri par de petites sources très limitées en raison de la formation géologique essentiellement constituée de marnes et de marno-calcaires. De plus, leurs débits ne dépassent guère 5 L/s. Ces sources sont intermittentes à cause de l'insuffisance des réserves souterraines susceptibles de les alimenter. L'écoulement est donc interrompu tous les ans pendant au moins trois mois, surtout dans leur cours moyen et inférieur. Le coefficient d'écoulement apparent annuel est très faible : il est de 0,15 à 0,24 respectivement pour le Saïniq et le Zahrani.

Les trois caractéristiques communes sur les quatre cours d'eau, qui sont :

- un régime simple,
 - un seul type de régime climatique,
 - un régime méditerranéen avec des étiages très creusés en été, allant parfois jusqu'au tarissement, et des montées brutales des eaux lors des averses de la saison froide,
- malgré leurs significations relatives, restent pourtant très générales parce qu'elles ne reflètent pas les variations des écoulements au cours de l'année. Ces variations, soit saisonnières soit mensuelles avec leurs extrêmes marquent davantage le régime que les valeurs centrales (moyenne) des régions méditerranéennes.

CHAPITRE SEPTIEME : BASSES EAUX ET ETIAGE

VII.1. Fréquence des basses eaux

Elles correspondent à une période où le coefficient mensuel du débit est inférieur à 1. Cette période se prolonge dans la zone d'étude du mois de mai jusqu'en novembre, avec la dégradation du cmd qui commence au mois de mai et se termine en octobre, au plus tard en novembre (tableau n° 37). Le mois de septembre est le mois qui a le cmd le plus faible sur la plupart des stations (huit stations sur onze). Pendant les basses eaux, les moyennes mensuelles minimales peuvent se produire en juillet, août, septembre et même en octobre.

Le calcul des fréquences relatives du débit minimum annuel pour chaque mois montre que sur les cours d'eau pérennes, c'est au mois de septembre que l'on rencontre la plus forte fréquence de la moyenne mensuelle minimale qui peut atteindre 75 % à la Centrale de Rechmaya. La fréquence de la moyenne mensuelle minimale, sur les cours d'eau temporaires (à l'embouchure du Zahrani et du Saïniq), est de 100 % c'est-à-dire la sécheresse totale de juillet jusqu'à septembre (tableau n° 37).

Dans notre région, les basses eaux et les étiages posent des problèmes primordiaux, non seulement par leurs débits minima, mais surtout par leur durée. Ils dominent en effet une longue période de l'année, allant même jusqu'à 200 jours par an comme nous l'indique le tableau n° 38. Les résultats réunis dans ce tableau montrent que les quatre cours d'eau connaissent une moyenne du débit moyen journalier minimum qui va de 0 L/s/km² (à l'embouchure du Saïniq, à l'embouchure et à Deir ez-Zahrani), à 4,7 L/s/km² (à la C.de Rechmaya). Cette moyenne du minimum peut durer de 1 à 206 jours par an.

On constate aussi que plus le débit moyen journalier minimum est bas, plus la durée est longue et réciproquement.

Une autre constatation est que le Damour (à Jisr el-Qâdi) et ses affluents : le Bou-Zébli (à la Centrale de Rechmaya) et le Safa (à Ouadi es-Sitt), conservent le minimum le plus élevé, qui est de 2 à 4 L/s/km², tandis que le minimum de l'Awali-Bisri (à Marj-Bisri) reste à peine supérieur à 1 (1,79 L/s/km²). En revanche, deux stations peuvent se rapprocher par leur minimum : el-Hammam (0,85 L/s/km²) et Ouadi el-Akhdar (0,99 L/s/km²). A partir de ce qui précède, on remarque que malgré la superficie réduite (1170 km²) de la région dans laquelle coulent ces quatre cours d'eau, l'évolution des débits d'étiage diffère, à cause des conditions morphogéologiques différentes (chap. I), tandis que les fréquences et les dates d'étiages demeurent assez similaires sur les quatre cours d'eau, en raison des conditions pluviométriques identiques dans la région.

Les basses eaux se définissent par tous les débits inférieurs au module, il leur est par conséquent possible d'englober, entre autres, les étiages qui, pour leur part, se définissent par tous les débits compris de 0,2 à 1 L/s/km² (PARDE (M.), 1968). Nous avons vu que les basses eaux sont régulièrement concentrées de la fin du printemps jusqu'à la mi-automne (avril - novembre). Mais elles peuvent également se produire en saison froide pour une durée brève (quelques jours). Plus précisément, d'après le calcul de la fréquence des basses eaux pour chaque mois, et cela d'après les dix jours consécutifs des plus faibles débits, on remarque que pendant les trois mois : août, septembre et octobre, les fréquences sont très élevées partout. Il en va de même pour le mois de novembre, mois de transition soumis aux caprices climatiques, qui présente des fréquences aussi importantes que les mois précédents, mais seulement pour les trois bassins versants de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani.

A partir du mois de novembre, plus on avance dans le temps, plus le risque de bas débits diminue. En ce qui concerne le Saïniq et le Zahrani, il faut ajouter qu'en fait, aucun mois de l'année, en dehors du mois de février, ne sera épargné par

la présence des dix jours consécutifs des plus faibles débits qui vont se produire davantage en aval qu'en amont.

Deux observations sont également à signaler d'après le tableau n° 39 : la première est que la fréquence des basses eaux annuelles pour chaque mois permet de vérifier que ces basses eaux occupent régulièrement la totalité ou presque de la saison sèche, et se produisent moins souvent en saison froide. La deuxième est que le risque d'avoir des bas débits de dix jours consécutifs en saison froide est plus grand sur les bassins versants du Saïniq et du Zahrani qu'ailleurs.

VII.2. Valeurs journalières caractéristiques

En régime pluvial méditerranéen, et sur des cours d'eau pérennes, d'après PARDE (M.), 1968., le débit caractéristique d'étiage (DCE) peut tomber à 0,05 et le débit caractéristique maximal (DCM) atteindre six fois la moyenne. Dans notre cas, les deux limites ont été dépassées car le DCM peut atteindre jusqu'à huit fois la moyenne à l'embouchure du Saïniq. Sur les onze stations, le DCM vaut de quatre à huit fois la moyenne, et c'est seulement sur le Saïniq et le Zahrani que le débit est nul pendant plus de 6 mois. Les débits caractéristiques DCM et DCE montrent, sans doute, le grand contraste des écarts saisonniers du régime.

Les valeurs moyennes caractéristiques des débits classés de sept ans (1966/67 - 1972/73) pour onze stations, où les eaux se sont tenues au-dessous du DCM, DC6, DC9 et DCE, sont réunies dans le tableau n° 40. Or, d'après ce tableau, on constate que le débit médian de l'année (DC6) est assez faible par rapport à la moyenne annuelle, il est de :

28 %	à	Ouadi es-Sitt
49		Centrale de Rechmaya
27		el-Hammam
29		Jisr el-Qâdi

31	Marj-Bisri
(85)	Saïda
27	Ouadi el-Leimoun
4	L'embouchure du Saïniq
23	Ouadi el-Akhdar
6	Deir ez-Zahrani
4	L'embouchure du Zahrani

La période des basses eaux est donc assez longue pour que le débit médian ne dépasse pas 50 % de la moyenne, puisque le débit médian (DC6) atteint au maximum 49 % de la moyenne à la Centrale de Rechmaya et 4 % seulement à l'embouchure du Saïniq et du Zahrani. Pour confirmer cela, l'abondance relative observée du DC9 et du DCE, précisément sur le bassin versant du Damour et sur celui de l'Awali-Bisri (à Marj-Bisri), correspond en réalité à celle des sources et des réserves souterraines.

A travers ces classements statistiques apparaissent plusieurs types d'écoulement qui sont différents en volume et en durée. Le premier type d'écoulement correspond à l'écoulement des dix jours (DCM), où le débit reste égal ou supérieur à 5 m³/s sur le Saïniq, compris entre 5 et 10 m³/s sur le Zahrani, à Ouadi es-Sitt, el-Hammam et à la Centrale de Rechmaya, et compris entre 30 et 45 m³/s à Jisr el-Qâdi et sur l'Awali-Bisri. Le deuxième type d'écoulement correspond à l'écoulement de 180 jours (DC6), où le débit tombe à moins de 0,05 m³/s à l'embouchure du Saïniq et du Zahrani, ou varie de 0,05 à 1 m³/s à Ouadi es-Sitt, el-Hammam, Ouadi el-Leimoun et Ouadi el-Akhdar, tandis que le DC6 reste au-dessus de 1 m³/s (entre 1 et 2 m³/s) à la Centrale de Rechmaya, à Jisr el-Qâdi et à Marj-Bisri. Le troisième type d'écoulement correspond à l'écoulement de 355 jours (DCE) où le débit tombe à zéro m³/s ou presque sur cinq stations, et il est de 0,1 à 0,5 m³/s sur quatre stations⁽²¹⁾. En revanche, si on calcule le nombre moyen

(21) Le débit influencé à Saïda reste soutenu au niveau du DC6 (13,91 m³/s) et du DCE (6,74 m³/s).



de jours par mois pendant lesquels les débits se sont tenus au-dessous du DC9 sur onze stations (tableau n° 41 et fig. 44), on obtient les résultats suivants : en premier lieu, la majeure partie des jours par mois qui sont inférieurs au DC9 se répartissent entre les mois de juin et de novembre. En deuxième lieu, la prédominance de septembre pour les débits inférieurs au DC9 moyen se manifeste sur les trois stations suivantes : Centrale de Rechmaya, el-Hammam et Marj-Bisri, et celle du mois d'août sur les stations du bassin versant du Saïniq et du Zahrani. En effet, les mois de septembre et d'août comptent chacun de 10 à 30 jours (c'est-à-dire jusqu'à la totalité du mois même) pendant lesquels le débit reste inférieur au DC9.

La représentation graphique explique encore mieux l'évolution des débits caractéristiques journaliers (fig. 45 et tableau n° 42). La première remarque est que les courbes des débits classés font un angle ouvert avec l'axe du temps, ce qui représente l'excès du régime. La deuxième est que les courbes montrent dans leurs DC6 et DCE des pénuries typiquement méditerranéennes et reflètent la sévérité de ce régime avec un grand nombre de jours où les débits sont très faibles. Cela reflète aussi la vitesse moyenne de vidange de réserves souterraines. Troisièmement, en ce qui concerne les stations qui s'assèchent, comme celles de Deir ez-Zahrani et de l'embouchure du Zahrani, le DC6 et le débit moyen journalier minimum ($D_{mj.min}$) sont les mêmes ($0 \text{ m}^3/s$).

Par contre, le rapport du $\frac{DCE}{D_{mj.min}}$ sur le Damour et ses affluents atteint jusqu'à 1,5.

Quatrièmement, cette représentation graphique des débits classés permet de mieux saisir la quantité d'eau disponible au cours des 365 jours.

Ces observations nous conduisent à nous demander s'il n'y a pas une confusion partielle ou même totale entre les basses eaux annuelles et les étiages. Si non, quelle est donc la période commune qui rassemble ces deux phénomènes ?

VII.3. Etiage et sécheresse

La courte série d'échantillons disponibles ne permet peut-être pas de relever des étiages exceptionnels, mais elle peut tout de même nous renseigner sur l'étiage annuel "qui représente le minimum minimorum du niveau de l'année calendaire ou hydrologique" (LARRAS (J.), 1972), et qui reste également très important par sa durée et son faible débit. Ce faible débit est très souvent égal ou inférieur à 1 L/s/km² et peut même s'aggraver jusqu'à un point d'assèchement total.

Afin de faciliter la comparaison entre les quatre cours d'eau, nous avons transformé les débits bruts (m³/s) en débits spécifiques (L/s/km²). Ceci nous a également permis de mettre en évidence la sécheresse annuelle d'après le débit spécifique annuel (tableau n° 43). Durant la période étudiée, c'est l'année 1972/73 qui est la plus marquée par la sécheresse puisque son débit spécifique annuel est seulement de 1,58 L/s/km² sur le Saïniq à Ouadi el-Leimoun, de 0,28 L/s/km² à l'embouchure du Saïniq, et de 1,42 L/s/km² à l'embouchure du Zahrani.

Le débit spécifique journalier minimum (tableau n° 44) relevé sur les stations qui ne s'assèchent pas est de 1,7 L/s/km² (11,12 et 13/1970) à Ouadi es-Sitt, de 1,9 (8/10/1972) à la Centrale de Rechmaya, de 0,8 (23/8/1966) à Marj-Bisri, de 0,4 (16/8/1966) à el-Hammam, de 0,2 (29/9/1961) à Jisr el-Qâdi et de 0,2 également (8/1973) à Ouadi el-Akhdar. Par contre, le niveau d'eau est nul sur les autres stations, et cela durant plusieurs mois. Mais il faut ici faire intervenir la formation géologique pour expliquer la prédominance de la sécheresse totale à tel endroit et de l'étiage à tel autre. On a vu dans le premier chapitre que les bassins versants du Damour et de l'Awali-Bisri disposaient de réserves souterraines riches, avec des nappes étendues, et que l'écoulement dépendait du pouvoir de rétention du sol. En outre, les réserves souterraines et les

écoulements, lors des pénuries, tendent à varier dans le même sens que les précipitations moyennes annuelles. Les pénuries sérieuses ne surviennent que trois à quatre mois après l'arrêt des précipitations.

Autrement, les bassins versants du Saïniq et du Zahrani, dont la formation est peu perméable, peuvent connaître des étiages graves à la suite de l'arrêt des précipitations, puis ils subissent une sécheresse sévère pendant quatre à cinq mois (de juin à octobre).

VII.3.1 - Caractéristiques des étiages annuels

Il faut signaler qu'en période d'étiage, tous les cours d'eau subissent des interventions individuelles et des prélèvements multiples, des dérivations, etc. Ces interventions multiples peuvent être responsables des perturbations du débit d'étiage. Dans de telles conditions, une précision parfaite sera impossible, d'autant plus que dans ces cas-là le débit instantané minimum n'a généralement aucun sens. C'est la raison pour laquelle nous allons tenter d'évaluer l'étiage par l'une ou l'autre des variables suivantes : soit par le débit moyen le plus faible sur n jours consécutifs (10, 30, 60, ... 150 jours), soit par le débit caractéristique d'étiage. Cependant, la sévérité d'un étiage pourra dépendre davantage de sa durée que du débit minimum seul. En effet, à l'exception de deux stations: Ouadi es-Sitt et la Centrale de Rechmaya, sur les neuf stations, le débit inférieur ou égal à 1 L/s/km^2 dépasse dix jours et peut même atteindre plus de trois mois (tableau n° 45). En 1961, le débit est tombé à $0,822 \text{ L/s/km}^2$ à Jisr el-Qâdi pendant près de deux mois (septembre et octobre), de même que l'Awali-Bisri à Saïda avant 1965. A partir des exemples témoins sur les onze stations, on constate que les étiages dans la région se prolongent de juillet à octobre, au plus tard novembre, sur les stations d'aval, et de septembre à novembre

sur les stations d'amont. Sur ces dernières, les débits caractéristiques d'étiage sont plus significatifs qu'ailleurs tant qu'ils ne correspondent pas au débit minimum journalier.

On saisit mieux encore la réalité des étiages dans le relevé, chaque année particulière, de dix jours consécutifs et plus où le débit est inférieur ou égal à 1 L/s/km² (tableau n° 45). On observe en effet que ces périodes de déficit annuel, sur les stations prises en références, apparaissent presque toujours aux mêmes dates : c'est plutôt aux mois d'août et de septembre que se produisent ces situations, surtout sur le Damour à Jisr-el-Qâdi, sur l'Hammam, et sur l'Awali-Bisri, alors que le Saïniq et le Zahrani ont en moyenne des étiages beaucoup plus précoces (de deux à trois mois).

VII.3.2 - Genèse et évolution de l'étiage

En premier lieu, lors des étiages, ce sont les influences climatiques générales qui s'imposent le plus, puis les conditions géographiques locales.

VII.3.2.1. Conditions pluviométriques et genèse de l'étiage

Elles interviennent négativement par raréfaction des pluies, leur déficit, la brièveté exceptionnelle de la période humide... c'est-à-dire en bref, l'insuffisance des précipitations en quantité et en durée. Le facteur pluviométrique intervient aussi par l'intensité des pluies, parce que plus l'intensité est forte et courte, moins la terre est imbibée et plus l'étiage commence tôt. De même, une répartition inégale des pluies sur les huit ou neuf mois ne permet pas à la terre de s'imbiber et d'emmagasiner des pluies,

provoquant ainsi l'avancement des dates des basses eaux d'une part, et l'accroissement de la sévérité des étiages d'autre part. Il faut ajouter aussi qu'en l'absence de pluies en période chaude, avec l'élévation des températures de l'air et du sol et de l'intensité du rayonnement, l'effet de l'évapotranspiration devient très sensible (ceci constituera le sujet de la dernière partie).

Considérons maintenant l'effet pluviométrique sur la variation du tarissement. La variation du débit d'étiage n'est pas indépendante de celle de la réserve souterraine et de la vitesse de restitution qui se manifestent avec une grande diversité d'une année à l'autre. GUERRE (A.)⁽²²⁾, dans son étude sur le tarissement de la source es-Safa, a remarqué "que le changement de mode de tarissement ne se fait ni à une date fixe ni pour un débit constant (même si certaines années présentent des tarissements très semblables). Mais l'ensemble est compris dans un cycle de décroissance général" (fig. 46). Par conséquent, il est absolument impossible de considérer des paramètres de tarissement comme constants, parce que chacun de ces paramètres varie en fonction de l'état de la nappe qui est, à son tour, en corrélation avec les précipitations de l'année hydrologique correspondante et les écarts pluviométriques cumulés. C'est pourquoi on observe une grande diversité entre les débits plus faibles à la fin de l'étiage.

VII.3.2.2. Conditions géographiques et évolution de l'étiage

L'évolution de l'étiage suit essentiellement les débits initiaux. Autrement dit, plus ceux-ci sont élevés, plus la décroissance est lente, et réciproquement. Elle suit aussi les

(22) GUERRE (A.) et JOSEPH (C.), 1969.

conditions lithologiques qui peuvent amorcer, ou non, les décrues. La courbe de décroissance correspond en quelque sorte au volume des réserves souterraines susceptibles d'alimenter le débit des cours d'eau, ce qui explique la différence dans les rythmes de tarissement, comme on le verra.

En comparant les courbes moyennes de la décroissance d'étiage des cours d'eau de la région, on remarque qu'elle s'opère à des taux différents, suivant un rythme propre à chaque cours d'eau. Elle dépend essentiellement de la nappe souterraine et de sa capacité à approvisionner les débits d'étiage.

Pour mettre en évidence ce que nous venons de dire, nous avons reporté dans le tableau n° 46 et sur un papier à échelle semi-logarithmique les débits journaliers moyens lors de la période chaude (avril-octobre), c'est-à-dire pendant 150 ou 160 jours consécutifs (fig. 47). Le débit initial de tarissement (23) est un débit au-dessous de la moyenne à partir duquel la décroissance est continue jusqu'au commencement d'une nouvelle période humide ; le tarissement est donc pur. Auparavant, il peut se produire de mars à mai une première décrue en régime influencé par les précipitations tardives ou la fonte des neiges.

D'après cette figure, la décroissance moyenne du débit moyen journalier en saison chaude sur les onze stations évolue suivant des pentes différentes d'une station à l'autre. Mais d'une façon générale, le classement des stations (d'après la forme de leur décroissance) est fonction de leur aptitude à soutenir les étiages et en rapport avec la capacité des réserves souterraines :

(23) Le choix du débit initial est arbitraire. Mais ce choix est conditionné par son infériorité à la moyenne et par sa décroissance continue.

- à Ouadi es-Sitt, Marj-Bisri, Jisr el-Qâdi, la Centrale de Rechmaya, el-Hammam, Ouadi el-Akhdar, la décrue s'établit lentement et dure tant qu'une cause de ruissellement nouveau ne se produit pas. Leur phase descendante n'est jamais rapide, sauf durant les dix premiers jours où le taux de décroissance est très élevé (41 % à Jisr el-Qâdi), tandis qu'à la fin de l'étiage, le taux de décroissance baisse jusqu'à 10 %.
- à Ouadi el-Leimoun et à Saïda, la décroissance est rapide pendant trois à quatre mois, puis elle devient graduelle jusqu'à la fin de l'étiage.
- à Deir ez-Zahrani, l'embouchure du Saïniq et du Zahrani, la décroissance moyenne est très rapide et uniforme ; elle est presque verticale. Au bout d'un ou deux mois, leurs réserves s'épuisent et le Saïniq et le Zahrani se trouvent en sécheresse totale.

Enfin, il ressort de cette étude sur l'évolution des étiages que la décroissance est plus accentuée sur les stations situées à l'embouchure qu'ailleurs, et que la baisse journalière n'est pas uniforme (excepté pour les trois dernières stations). Par suite, la moyenne des décroissances journalières de dix jours est nettement plus forte que les jours suivants. Les quatre-vingt-dix jours qui suivent les dix premiers jours vont caractériser le tarissement sur les deux premiers groupes de stations ; dès qu'on dépasse cette durée, les décroissances s'amointrissent nettement. En ce qui concerne le troisième groupe : Deir ez-Zahrani et l'embouchure du Saïniq et du Zahrani, l'amplitude des décroissances est très forte dès que les précipitations cessent, ce qui signifie que l'action régulatrice de la réserve est très faible sur ces deux cours d'eau.

VII.3.2.3. Coefficients de tarissement

Nous avons calculé, d'après la méthode classique de MAILLET (E), 1905,⁽²⁴⁾ le coefficient de tarissement pour la période non influencée, c'est-à-dire la période à laquelle il ne tombe aucune pluie (mai-septembre), et où la fonte des neiges (sur le massif du Barouk-Niha) se termine également, vers le mois de mai. Faute de mesures directes des débits des sources, ces derniers seront représentés d'après les débits des stations hydrologiques les plus proches. Les quatre sources : es-Safa, el-Barouk-Niha-Jezzine, ez-Zarqua et el-Tassé ont respectivement pour station : Ouadi es-Sitt, Marj-Bisri, Ouadi el-Leimoun et Ouadi el-Akhdar.

De l'examen des courbes de tarissement sur les quatre stations (fig. 47), il ressort que pendant la période non influencée, deux courbes, celles de Ouadi es-Sitt et Marj-Bisri sont composées de trois segments distincts, les trois séries de coefficients de tarissement qui correspondent à ces trois séries de segments sont de :

$$\begin{array}{ll} \alpha_1 = 0,0377 \text{ (t = 10 jrs)}, & \alpha_1 = 0,0195 \text{ (t = 30 jrs)}, \\ \alpha_2 = 0,0084 \text{ (t = 50 jrs)}, & \alpha_2 = 0,0106 \text{ (t = 60 jrs)}, \\ \alpha_3 = 0,0024 \text{ (t = 60 jrs)}, & \alpha_3 = 0,014 \text{ (t = 90 jrs)}, \\ \text{à Ouadi es-Sitt} & \text{à Marj-Bisri.} \end{array}$$

Deux autres courbes sont composées de deux segments, celles de Ouadi el-Leimoun et de Ouadi el-Akhdar. Les deux séries de coefficients de tarissement qui correspondent à ces deux séries de segments sont de :

(24) Rappel de la formule utilisée : $Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^2}$

où : Q_0 (m^3/s) : représente le débit au début de la période de tarissement
 Q_t (m^3/s) : le débit à t jours suivant le début de la période de tarissement.

t : le nombre de jours de la période de tarissement.
 α : le coefficient de tarissement.

$\alpha_1 = 0,026$ (t = 120 jrs), $\alpha_2 = 0,0024$ (t = 30 jrs) à Ouadi el-Leimoun

$\alpha_1 = 0,017$ (t = 60 jrs), $\alpha_2 = 0,0083$ (t = 90 jrs) à Ouadi el-Akhdar

puisque dans le courant du mois de juillet, la vidange de la nappe est rapide. Elle se ralentit ensuite jusqu'en septembre. Il semble que la distribution α_1 , α_2 et α_3 soit la conséquence de plusieurs facteurs géologiques, stratigraphiques et pluviométriques. La nature stratigraphique des terrains aquifères en premier lieu, puis la karstification développée dans la région des deux premières sources est susceptible de modifier la distribution des coefficients de tarissement α_1 et α_2 , sur les sources. Or, chacun des coefficients varie en fonction de l'état de la nappe au début des différentes phases de tarissement qu'ils caractérisent. Pour faciliter la comparaison, on a calculé le coefficient de tarissement pour les quatre stations proches des sources pour un nombre de jours égal à 160 :

Tableau n° 47 : Coefficient de tarissement sur le Safa à Ouadi es-Sitt, le Bisri à Marj-Bisri, le Saïniq à Ouadi el-Leimoun, le Zahrani à Ouadi el-Akhdar.

Station concernant	la source	Coefficient de tarissement
O. es-Sitt	es-Safa	0,0086
Marj-Bisri	el-Barouk- Niha-Jezzine	} 0,0094
O. el-Leimoun	ez-Zarqua	0,0214
O. el-Akhdar	el-Tassé	0,0164

D'après les résultats obtenus ci-dessus, on remarque que les sources de déversement ont des valeurs de α plus fortes que les valeurs des sources de trop-plein. En outre les sources

de déversement sont caractérisées par l'absence d'une troisième phase de tarissement nettement individualisée.

VII.3.3 - Esquisse cartographique (fig. 48)

Afin de saisir d'un seul coup d'oeil les résultats obtenus sur la sévérité du régime d'étiage de la saison chaude pour les différentes stations et pour une période variant de 8 à 21 ans, on a tenté de schématiser la moyenne du débit spécifique d'étiage sous forme d'un carré à différentes dimensions. Ce carré est surmonté du nombre moyen de jours pendant lesquels le débit d'étiage domine.

De ce cartogramme d'étiage se dégagent les quatre points suivants :

- 1 - Saïda a toujours les débits les plus forts, quel que soit l'étiage. Grâce à son débit influencé, le débit, qui était inférieur à $0,45 \text{ l/s/km}^2$ et d'une durée moyenne de 100 jours, a dépassé 10 l/s/km^2 pour une durée moyenne seulement d'un jour et demi.
- 2 - L'abondance moyenne à 0. es-Sitt et à la Centrale de Rechmaya ($3 \text{ à } 5 \text{ L/s/km}^2$) et la courte durée d'étiage (2 jours) sont bien en harmonie avec celles des sources.
- 3 - Les stations qui possèdent une durée moyenne d'étiage (de 5 à 20 jours) sont celles des cours d'eau moyens. Leur débit d'étiage se situe entre $0,45$ et 3 l/s/km^2 .
- 4 - Les étiages durables (± 200 jours) et les plus pauvres (de 1 à $-0,45 \text{ l/s/km}^2$) se trouvent toujours à l'embouchure.

VII.3.4 - Décroissance des débits de la saison humide

Cette période désigne les mois de décembre, janvier, février et mars pendant lesquels le débit se trouve inférieur à

la moyenne pendant plusieurs jours consécutifs (de 2 à 30 jours). Mais la décroissance ici ne se produit pas forcément chaque année comme celle de la saison chaude. Par exemple, durant l'année hydrologique 1968/69, jamais le débit moyen journalier n'a été inférieur à la moyenne entre décembre et mars. Il n'en reste pas moins que le recensement des décrues annuelles de la saison humide prouve que les autres années, ces dernières ont été nombreuses.

En général, les décrues de la période humide ne sont pas aussi graves que celles de la saison chaude, parce qu'elles sont soumises à un régime influencé, c'est-à-dire qu'elles dépendent directement de l'averse antérieure. C'est pourquoi les décroissances sont, par conséquent, lentes.

La fréquence des décrues (fig. 49) d'après la durée varie beaucoup d'une station à l'autre. On constate d'après cette figure qu'à Ouadi es-Sitt, c'est la décrue d'1 à 4 jours qui domine au mois de mars. A Jisr el-Qâdi, la décrue de 11 à 20 jours est la plus fréquente au mois de janvier. La fréquence des décrues de 30 jours consécutifs ne représente pas plus de 4% (el-Hammam), et elle est nulle sur quatre stations.

En revanche, la fréquence des décrues où le débit est inférieur à la moyenne en décembre est bien supérieure à ce qui est figuré pour chaque station. En effet, le critère que l'on a adopté ne prend pas en considération les débits faibles précédant la moyenne, car ces débits correspondent peut-être plus aux débits transitoires qu'aux débits des décrues.

VII.3.5 - Conclusion

Il résulte de ce chapitre que le Damour et ses affluents, et l'Awali-Bisri à Marj-Bisri ont les basses eaux les plus abondantes. En général, les basses eaux débutent partout au

mois d'avril. Le retour annuel de l'étiage et son degré de gravité dépendent de la combinaison des conditions pluviométriques imposées, des écoulements des réservoirs, de la structure géologique et de la constitution du karst. Par suite, plus le débit de crue souterraine est élevé, plus le tarissement est rapide. Enfin, le tarissement pur sur le Damour à Jisr el-Qâdi, le Safa à Ouadi es-Sitt, le Bou Zébli à la Centrale de Rechmaya et l'Awali-Bisri à Marj-Bisri, se subdivise en trois phases. Il reste que le tarissement qui est accentué sur le Saïniq et le Zahrani est encore aggravé à leur embouchure.

CHAPITRE HUITIEME : HAUTES EAUX ET CRUES

Par définition, la période des hautes eaux correspond au coefficient mensuel du débit égal ou supérieur à un. A partir de cette définition, et d'après l'examen des bulletins hydrologiques, on constate que la date des hautes eaux débute partout en décembre et se termine avec le mois d'avril :

Tableau n° 48 : Période des hautes eaux des cours d'eau témoins

Station	\bar{Q} m ³ /s	Débit mensuel moyen (m ³ /s)		Mois des hautes eaux maxima	
		déc.	avril	mois	débit(m ³ /s)
O. es-Sitt	0,89	1,56	1,25	janv.	2,31
C. de Rechmaya	2,65	3,62	4,44	mars	5,93
el-Hammam	1,32	2,04	1,86	janv.	3,57
Jisr el-Qâdi	4,71	5,65	6,23	fév.	14,36
Marj-Bisri	4,48	5,67	6,39	fév.	13,06
Saïda	9,26	11,44	10,37	fév.	19,41
O. el-Leimoun	0,26	0,29	0,41	fév.	0,77
Emb. du Saïniq	0,45	0,73	0,73	janv.	1,34
O. el-Akhdar	1,07	1,38	1,67	fév.	3,00
Deir ez-Zahrani	0,86	1,11	1,38	fév.	2,83
Emb. du Zahrani	0,82	1,04	1,63	janv.	2,67

C'est pendant cette période qu'on rencontre les débits maxima et les crues. Les deux phénomènes ne se produisent jamais en dehors de cette période. Cette période est causée par l'abondance des pluies.

Dans le détail, on constate que les moyennes mensuelles maximales apparaissent pendant trois mois : les mois de janvier, février et mars. D'autre part, ce n'est pas toujours le mois qui a le plus fort débit moyen qui est celui du maximum de fréquence. Les trois cas témoins sont les suivants : 1) el-Hammam : le débit moyen mensuel le plus fort se place en

janvier, alors que c'est durant les mois de février et mars que le maximum annuel se produit le plus souvent ; 2) et 3) l'embouchure du Saïniq et du Zahrani : de même que l'Hammam, le cmd le plus fort a lieu au mois de janvier, tandis que la fréquence relative du débit maximum annuel est au mois de février ou mars (les résultats sont reportés dans le tableau n° 49).

VIII.1. Types de pluies provoquant les ruissellements au début de la saison humide

Le facteur primordial qui nous intéresse ici est la pluie, avec ses intensités, ses violences extrêmes et sa durée, et non pas seulement les moyennes et les modules. Nous nous intéressons donc aux pluies importantes, sans pour autant qu'elles soient nécessairement exceptionnelles, qui provoquent un ruissellement remarquable, un ruissellement qui se maintient quelques jours à quelques semaines.

En 1953, il était admis par les géographes que l'écoulement commence⁽²⁵⁾, au Liban, à partir d'une pluviosité comprise entre 250 et 500 mm. Après la confrontation des données hydrologiques et pluviométriques, nous avons constaté que cette marge n'est applicable que dans sa limite supérieure parce que la limite minimum, dans les stations témoins, est bien inférieure à 250 mm. Voici des exemples témoins sur les marges constatées, marges des précipitations causant le ruissellement sur les onze stations hydrologiques pour la période étudiée, avec la date du début du ruissellement :

(25) Nous entendons par début du ruissellement, l'apparition du gonflement du débit causé par la pluie et qui se maintient sans revenir au débit d'été quand la séquence pluvieuse est terminée.

Tableau n° 50 : Types de pluies provoquant les ruissellements au début de la saison humide.

Station	Marge des précipitations causant le ruissellement (mm)			
	min.	date	max.	date
Jisr el-Qâdi	110	25 nov 1963	400	29 déc 1950
Centrale de Rechmaya	119	21 nov 1967	191	12 déc 1966
Ouadi es-Sitt	150	5 déc 1970	400	18 déc 1967
El-Hammam	133	6 déc 1970	293	17 déc 1966
Saïda	79	18 nov 1964	243	11 déc 1961
Marj-Bisri	62	20 oct 1969	300	18 nov 1953
Ouadi el-Leimoun	124	20 nov 1964	282	20 déc 1967
Embouchure du Saïniq	219	14 déc 1965	389	20 jan 1970
Ouadi el-Akhdar	117	5 déc 1970	431	4 jan 1965
Deir ez-Zahrani	116	1 déc 1963	400	17 déc 1966
Embouchure du Zahrani	279	4 déc 1968	483	26 jan 1965

La borne inférieure est donc de 62 mm seulement à Marj-Bisri, ce qui constitue une marge plus large que celle citée précédemment. Dans notre cas, la marge peut donc être comprise entre 100 et 500 mm.

En effet, le commencement du ruissellement dépend essentiellement de la durée de la séquence, ce qui explique que la marge est assez large. Ces séquences pluvieuses génératrices de ruissellements, dans notre région, présentent un certain nombre de caractères. Tout d'abord, elles sont d'une durée de 1 à 15 jours (très rarement 15 jours) pendant laquelle la précipitation journalière peut être de 0,1 à 112 mm/j. Ensuite, le maximum de la séquence se produit à n'importe quel moment, soit au début de la séquence, soit à la fin, soit encore quelques jours après le début de cette séquence. Enfin, la fréquence des séquences pluvieuses se répartit comme suit :

Séquence d'un jour	42 %
2 jours	27 %
3 jours	13 %
4 jours	6 %
5 jours	4 %
6 jours	3 %
7 jours	2 %
8 jours	1 %
9 jours	0,7 %
10 jours	0,5 %
12 jours	0,7 %
15 jours	0,1 %

Normalement, ces séquences pluvieuses se répartissent sur neuf mois, de septembre à mai. Mais pratiquement, elles sont concentrées entre novembre et mars (cinq mois).

Le tableau n° 51 résume la répartition de ces séquences pluvieuses dans le temps et leur fréquence. On remarque que l'averse d'un seul jour de pluie est la plus fréquente dans l'année avec 42%. Un peu moins fréquente est la série de deux jours consécutifs de pluie, avec 27 %. En résumé, plus la séquence pluvieuse augmente, moins elle est fréquente.

D'autre part, la période de retour des deux premières séries, celles de 1 et 2 jours, est annuelle (1 à 2 fois/an). A partir des séquences de 3 à 4 jours consécutifs de pluie, elles ne sont jamais plus annuelles. Il faut ajouter que leur fréquence reste concentrée du mois de novembre au mois d'avril compris.

Par ailleurs, les séquences de 5 à 8 jours vont concerner seulement le mois de novembre jusqu'à peine le mois de mars, tandis que les séquences de 9 à 15 jours concernent les mois de novembre, décembre et janvier ; elles sont beaucoup moins fréquentes et leur période de retour est très rare, elle varie de 10 à 33 ans.

En revanche, ce que le tableau ne reflète pas, c'est que deux séquences pluvieuses, par exemple l'une de 8 jours et l'autre de 6 jours, peuvent être séparées par un jour sans pluie. Ceci nous amène à les considérer comme deux séquences séparées, mais en réalité, elles composent une seule séquence, parce qu'elles sont issues d'une même circonstance météorologique discontinue.

Enfin, on doit attirer l'attention sur le fait qu'une séquence de longue durée n'est pas forcément la plus pluvieuse, parce qu'un seul jour de pluie peut atteindre 208 mm (1962/63), ou encore deux jours de pluie peuvent atteindre 174 mm, ce qui signifie que les averses sont brèves et intenses. Elles durent d'une dizaine de minutes à quelques heures, provoquant un

ruissellement superficiel important, surtout si les sols ont été saturés en eau par les pluies précédentes dites préparatoires. Mais un tel maximum n'est pas le cas chaque année, et l'examen des bulletins nous montre que le maximum journalier peut être de 46 mm/j seulement (1963/64).

VIII.2. Précipitations journalières

Sur la région côtière, un jour pluvieux sur dix reçoit plus de 30 mm, et sur les hautes altitudes, plus de 45 mm. Par ailleurs, les jours faiblement pluvieux (de 0,1 à 5 mm) sont nombreux (48 %), et les jours de fortes pluies (plus de 40 mm) relativement peu nombreux (19 %). Ces deux cas constituent une part importante du total précipité. Ces séquences pluvieuses durent de 2 à 6 jours, et les pluies sous forme orageuse peuvent dépasser 100 mm/jour, en laissant la place ensuite à des pluies de faible intensité. Nous avons cherché, pour chaque année, les pluies maximales d'un, deux, trois, quatre, cinq, six et dix jours consécutifs, pour deux stations ayant une altitude différente : Jisr el-Qâdi à 250 m, et Kfar-Nabrakh à 1020 m d'altitude. Les pluies maximales de chaque durée prise en compte sont classées en ordre croissant, et à chaque valeur est attribuée la fréquence expérimentale de non-dépassement suivant la loi de GUMBEL. Les deux figures 50 et 51 représentent les courbes des valeurs observées. D'après ces deux figures, on peut dire que les hauteurs de pluie maximales annuelles de 24, 48, 72, 96, 120 et 144 heures, relevées sur les deux stations de Jisr el-Qâdi et Kfar-Nabrakh, s'ajustent assez bien à cette loi. Le tableau n° 52, donne les hauteurs de pluie pour les durées citées ci-dessus, ainsi que leurs périodes de retour sur les deux stations. Si on compare les résultats obtenus dans ce tableau, on remarque que les variations spatiales des précipitations, sur les altitudes de 250 et 1020 m, sont minimales. Par exemple, pour les pluies de 72 heures, et pour les périodes de retour de 2,5, 10 et 20 ans

(sur les deux stations), elles sont successivement de 150, 180, 220 et 240 mm. Il en va de même pour les pluies de 48 h (128, 150, 180 et 200 mm), de 96 h (170, 215, 235, 280 mm), de 120 h (180, 240, 280, 310 mm) et de 144 h (185, 250, 295 et 340 mm).

En revanche, les pluies de 24 h et leurs périodes de retour sont légèrement différentes sur les deux altitudes : 75, 95, 105 et 113 mm à Jisr el-Qâdi et 85, 110, 120 et 130 mm à Kfar-Nabrakh.

Quant aux précipitations de dix jours consécutifs, elles varient de 100 à 476 mm à Jisr el-Qâdi, et leur fréquence est de 7 fois sur 9 ans, soit 1,5 an tous les deux ans. A Kfar-Nabrakh, les précipitations de dix jours consécutifs varient de 251 à 395 mm, et leur fréquence est de 1,3 an tous les 3 ans.

VIII.3. Situations météorologiques provoquant les crues

Le facteur principal contribuant à la formation des débits maxima est la pluie. Contrairement aux basses eaux, les crues sont liées directement aux séquences pluvieuses qui sont très fréquentes et très abondantes en saison humide, et cela suite aux situations dépressionnaires avec flux d'ouest ou du sud-ouest qui vont imposer des pluies, surtout sur les versants ouest du pays. Les situations météorologiques provoquant ces phénomènes hydrologiques sont assez différentes (les situations météorologiques, en général, sont bien expliquées par BLANCHET (G.), et PLASSARD (J.)).⁽²⁶⁾ Le scénario résumant ces situations est le suivant : des dépressions centrées soit entre l'Egypte et Chypre, soit sur la Turquie, dirigent vers le pays des masses d'air maritime froides (cf. chapitre II), et placent le Liban dans une zone de convergence donnant un ciel couvert par des nuages et provoquant les précipitations. Il résulte de ces situations météorologiques des précipitations qui tombent sous forme d'averses orageuses durant un à plusieurs jours⁽²⁷⁾,

(26) BLANCHET (G.), 1976 et PLASSARD (J.), 1956

(27) "Une averse méditerranéenne peut durer 75 h", GEORGE (P.), 1970.

ou encore des précipitations sous forme de pluie formant des séquences discontinues ou continues (jours consécutifs de pluies) ayant un total assez important. Presque toutes les crues ont cette origine, et l'analyse détaillée ultérieure de ces crues confirme cette constatation.

VIII.3.1 - Averses violentes

Les averses violentes méditerranéennes sont "très drues, avec grains et manifestations électriques. Phénomènes souvent localisés et brefs, mais si les perturbations responsables sont assez vastes, les précipitations peuvent être à la fois orageuses, extensives et durables"⁽²⁸⁾. Elles peuvent encore se succéder, ou être séparées par de courts intervalles. La fréquence de ce genre de pluies - averse orageuse - caractérise surtout le mois de janvier, qui arrive au premier rang avec 35%, et le mois de décembre, au deuxième rang avec 21 % :

Tableau n° 53 Fréquence des pluies maximales journalières selon les mois pendant la période d'étude(29)

<u>Mois</u>	<u>Fréquence des pluies maximales par ordre décroissant (%)</u>
janvier	35
décembre	21
mars	17
février	14
novembre	13

(28) PARDE (M.), 1968.

(29) D'après les stations retenues dans les quatre bassins versants. Ces stations sont : Majdel-Maouch, Ain Zhalta, Jdeidet ech-Chouf et Jbaa el-Halawi.

D'après ce tableau, la probabilité de la crue devrait suivre l'ordre décroissant de la fréquence des pluies. Mais en réalité, le dépouillement des données des onze stations a montré que, mis à part le mois de janvier, pendant lequel la fréquence des crues est effectivement la plus importante, cette fréquence ne suit pas l'ordre indiqué dans le tableau ci-dessus. En effet, l'étude a montré que la fréquence des crues s'ordonne de la façon suivante : le mois de janvier, puis successivement, les mois de mars, février, décembre et avril, tandis que le mois de novembre, dont la fréquence des pluies maximales journalières est de 13 %, n'enregistre aucune crue de même degré que celles des mois déjà cités. Ce qui veut donc dire que le mois de la plus grande fréquence des pluies maximales journalières n'est pas forcément celui de la fréquence des crues les plus importantes de l'année.

D'autre part, les valeurs records des totaux pluviométriques journaliers (en 24 h), qui ont dépassé, par exemple, 120 mm à Jdeidet ech-Chouf et 90 mm à Jbaa-Halawi, n'ont pas eu un effet décisif sur les débits moyens journaliers maxima (tableau n° 54). En outre, le fait que le débit moyen journalier maximum ne suit pas toujours le même ordre décroissant que les pluies journalières maximales veut dire que la hauteur maximum de pluies journalières n'implique pas nécessairement la crue la plus importante, comme celle de 1964 à Saïda et à Marj-Bisri, 1966 à Jisr el-Qâdi, à la Centrale de Rechmaya et à Ouadi es-Sitt, et 1965 à Ouadi el-Leimoun, à l'embouchure du Saïniq, à Ouadi el-Akhdar, à Deir ez-Zahrani et à l'embouchure du Zahrani.

Cependant, il est évident que les pluies journalières maximales sont génératrices de crues si elles succèdent à une séquence pluvieuse laissant le terrain saturé et le débit de base remarquablement élevé. A ce moment-là, en effet, des chutes de pluie, même médiocres, peuvent suffire à produire des intumescences plus ou moins importantes. C'est le cas par exemple de l'épisode du 27 décembre 1968 (du 22 au 28 décembre 1968 il est tombé 163 mm) où le débit a été à Saïda 8 fois plus

fort que six jours auparavant. Beaucoup d'autres crues sur les différentes stations montrent un comportement du même ordre. En revanche, toujours d'après le tableau n° 54, les hauteurs des pluies maximales journalières semblables n'ont pas le même effet sur le débit moyen journalier. L'exemple témoin en est celui de 1968 et 1962 à Jdeidet ech-Chouf où les 94 mm qui sont tombés le 13 janvier 1968, et les 93 mm qui sont tombés le 19 février 1962 ont donné des débits moyens journaliers extrêmement différents à Marj-Bisri, les précipitations préparatoires jouant peut-être un rôle important :

date	Hauteur de pluie (mm)	Débit de base(m ³ /s)	Débit moyen journalier (m ³ /s)	Pluies précédentes (mm)
19 fév. 1962	93	8	39,1	68 (sur trois jours)
13 jan. 1968	94	11,84	100	126 (sur 10 jours dont 2 jours sans pluie)

Cette constatation nous amène à évoquer notamment l'effet direct ou indirect des séquences pluvieuses. Cette période concerne peut-être le plus les crues, dans la mesure où ces pluies représentent un total très important susceptible de produire un ruissellement considérable de quelques jours.

VIII.3.2 - Séquences pluvieuses

Ce qui influe le plus sur les crues est le nombre de séquences, qui est beaucoup plus important en hiver qu'en automne et au printemps, et ensuite la durée moyenne de chaque séquence qui diminue au début et à la fin de la saison pluvieuse. En hiver, les séquences de cinq jours et plus représentent :

- 75 % en mars
- 24 % en janvier
- 19 % en février
- 18 % en décembre
- 17 % en novembre

Il faut ajouter que des séquences courtes peuvent apporter des quantités d'eau beaucoup plus importantes (du 23 au 26 janvier 1963, il est tombé 214 mm sur la côte et 261 mm à Jdeidet ech-Chouf) qu'une séquence de 15 jours (janvier 1965 : 130 mm).

En tout cas, suivant la saturation préalable du sol, les rendements des séquences sont très divers comme on le verra plus tard. A titre d'exemple, on a compté pendant la période d'étude 19 crues sur le Bisri à Marj-Bisri dont 6 sont supérieures à 20 fois la moyenne, ces dernières ayant été provoquées par un total de pluie variant de 160 à 307 mm. Le paradoxe est que le déficit (41 %) pour 160 mm a été moindre que celui de la séquence de 307 mm (47 %). Il faut également ajouter que tous les épisodes n'étaient pas précédés par une période vraiment sèche, puisqu'on ne dénombrerait que d'un à quatre jours secs seulement. Le fait de cette courte durée sèche, et le fait qu'une séquence pluvieuse précède une séquence génératrice de crue produisent un effet préparatoire aux crues beaucoup plus important que la séquence pluvieuse de la crue elle-même qui serait incapable de produire une crue importante en l'absence de cette période préparatoire.

VIII.4. La crue

"La crue est un phénomène qui peut être valablement représenté par l'une ou l'autre des variables suivantes : - Débit maximal instantané. - Volume au-dessus d'un certain seuil"⁽³⁰⁾. Ces deux variables avec le Dmj maximum seront donc les points de repères, et ce dernier en particulier, pour distinguer le classement des crues (crue secondaire et grande crue). De plus, pour mieux comprendre le phénomène de la crue dont la cause est les grandes averses, il nous fallait en étudier l'évolution, le volume, les fréquences et leurs rapports avec les précipitations, et surtout la puissance.

VIII.4.1 - Choix des crues

Le choix des épisodes de crue est fondé sur le critère hydrométrique et non sur le critère pluviométrique, parce que

(30) DUBREUIL (P.), op. cit.

nous avons prouvé que la même averse peut donner des résultats différents, ce que le dernier n'est pas tout à fait en mesure de refléter. Le critère hydrométrique adopté est basé sur les débits moyens journaliers. On a compté directement sur les plus forts débits moyens journaliers bruts qui correspondent, dans la plupart des cas, au jour même des débits maxima instantanés (tableau n° 60). La limite des épisodes⁽³¹⁾ est fonction des débits moyens journaliers initiaux qui jouent peut-être un rôle non négligeable dans l'évolution de la crue. En revanche, nous nous sommes essentiellement appuyés sur le débit moyen journalier maximum égal ou supérieur à 20 fois la moyenne, sauf à la Centrale de Rechmaya dont le débit moyen journalier maximum n'a pas dépassé, pendant les années d'étude, 10 fois la moyenne. Ensuite, nous avons pris en considération le fort écart entre le débit initial (débit de base) et le débit moyen journalier maximum. Enfin, la plupart des événements considérés et retenus d'après le maximum de leurs débits sont individualisés par des événements pluvieux, et la croissance du débit, comme on le verra, est totalement liée au type de pluie qui lui donne naissance. Ces épisodes seront étudiés d'après les hydrogrammes répondant à ces importants débits (provoquant des écoulements considérables dans un délai très court, par des intumescences dans les courbes. L'unité de temps adoptée est le "jour" en dépit de la rapidité de la crue qui peut se produire en quelques heures (le débit instantané pour la même date peut atteindre 3 fois le débit moyen journalier⁽³²⁾). Ce choix a été effectué faute de données des limnigrammes et faute de données des pluviographes.

(31) Il n'y a pas de critère unique, surtout pour la fin de l'épisode de crue. C'est pourquoi il n'est pas possible de donner une évolution très exacte des volumes des crues.

(32) Le rapport $\frac{Q_i}{D_{mj}}$ sur les différentes stations (tableau n° 60) montre qu'il existe un $\frac{Q_i}{D_{mj}}$ écart remarquable entre les deux débits, ce qui veut dire que le D_{mj} maximum n'explique pas tout à fait la puissance des crues (ex : crue du 13 avril 1971 à Saïda : le D_{mj} était de 202 m³/s et le débit instantané de 644 m³/s), mais il nous permet de faire une première appréciation comparative.

VIII.4.2.- Observations générales sur les crues

La première observation porte sur les fréquences des crues supérieures à 10 fois la moyenne qui sont regroupées sur les mois de janvier et février. La deuxième observation est que les crues supérieures à 10 fois la moyenne peuvent se produire au mois d'avril, et sur toutes les stations. Mais, en général, le mois d'avril est considéré comme le mois le moins riche en nombre de crues (tableau n° 61). Troisièmement, globalement, les crues évoluent parallèlement à l'histogramme du régime mensuel moyen représenté par les coefficients mensuels de débit (fig. 53). Les rythmes des crues et du régime font apparaître une bonne corrélation entre la plus grande fréquence des crues et le plus grand coefficient mensuel de débit, excepté à O. el-Leimouns, à O. el-Akhdar et à Deir ez-Zahrani, et à l'embouchure du Zahrani. D'autre part, l'allure générale du régime dessine un seul sommet, tandis que celle des crues dessine, sur la plupart des stations, deux sommets avec deux hauteurs bien différentes, et par suite, deux intumescences de tailles différentes. De plus, les intumescences secondaires ne sont pas en corrélation étroite avec le régime, ce qui donne au régime son caractère torrentiel dans cette région. La quatrième observation concerne le débit des crues que l'on peut qualifier d'immodéré ou plutôt de torrentiel, du fait qu'il est égal ou supérieur à 20 fois la moyenne et qu'il se produit chaque année à O. el-Leimoun, et une année sur deux à O. es-Sitt, O. el-Akhdar et à l'embouchure du Zahrani.

VIII.4.3 - Classement des crues

Le classement est en rapport direct avec la moyenne globale de la station, il est donc relatif à cette dernière. Pour pouvoir présenter le maximum de types différents de crues, deux ordres de classement seront étudiés. Le premier concerne

les crues secondaires, dont les débits moyens journaliers sont de l'ordre de 10 à 20 fois la moyenne. Le deuxième concerne les crues principales, dont les débits moyens journaliers sont supérieurs à 20 fois la moyenne. Le critère de classement a toujours été fonction du débit ou du volume, parce que la hauteur d'eau en mètres n'a jamais été mentionnée dans les bulletins hydrologiques.

VIII.4.3.1. Commentaire sur les crues secondaires
(10 à 20 fois la moyenne) (tableau n° 62)

La limite inférieure du Dmj des crues secondaires, qui vaut 10 fois la moyenne globale de chaque station, s'est maintenue au maximum : 8 jours successifs à l'embouchure du Saïniq, 6 à O. el-Leimoun, 5 sur le Zahrani, 4 sur l'Awali-Bisri et à O. es-Sitt, 3 à el-Hammam, 2 à Jisr el-Qâdi et un seul jour à la Centrale de Rechmaya.

D'autre part, les crues secondaires, qui se produisent à n'importe quel mois de la saison humide, ne se répartissent pas de la même manière sur ces mois. Leur répartition varie de 5 à 66,7 % selon les mois :

Limite inférieure du Dmj (10 fois la moyenne)			Limite supérieure du Dmj (20 fois la moyenne)	
jan	21,1 (Marj-Bisri)	à	47,1 %	(O. el-Akhdar)
fév	6,7 (el-Hammam)		40	(Saïda)
déc	6,7 (el-Hammam)		20	(Embouchure du Saïniq)
avril	5 (Saïda)		66,7	(Centrale de Rechmaya)
mars	5 (Saïda)		33,3	(Centrale de Rechmaya)

Le mois de janvier enregistre donc la fréquence la plus forte pour la limite inférieure (21 % à Marj-Bisri) et les mois d'avril et de mars enregistrent la fréquence la plus faible (5 % à Saïda). Ensuite, au mois de décembre, la fréquence des crues de 20 fois la moyenne ne dépasse pas 20 % (embouchure du Saïniq) ; c'est le mois de décembre qui connaît donc la plus faible fréquence pour la limite supérieure.

En revanche, il faut signaler que c'est en avril que l'on calcule l'intervalle de variation le plus large (limite supérieure - limite inférieure = 61 à la Centrale de Rechmaya). Auparavant, certaines années n'ont enregistré aucune crue de cet ordre (10 à 20 fois la moyenne), excepté à l'embouchure du Saïniq :

par exemple :

- à Jisr el-Qâdi et Marj-Bisri, il n'y a pas eu de crues moyennes en 1954/55, 58/59, 59/60.
- à O. el-Leimoun et O. el-Akhdar, en 1964/65.
- à la Centrale de Rechmaya, O. es-Sitt, Saïda, Deir ez-Zahrani, l'embouchure du Zahrani en 1965/66.
- à el-Hammam, O. es-Sitt, la Centrale de Rechmaya, Saïda, O. el-Akhdar... en 1971/72.

D'autre part, on remarque que la majorité des crues (tableau n° 62) de cette catégorie sont de même puissance et naissent d'évènements météorologiques semblables, et qu'elles se produisent aussi bien en amont qu'en aval. Voici l'exemple du 14 janvier 1968 et du 23 mars 1969.

- Crue du 14 janvier 1968 sur le Bou-Zébli à la Centrale de Rechmaya (fig. 54 a).

Elle intervient lors d'un mois pluvieux. Les précipitations dépassent 200 mm en altitude moyenne (Jbaa el-Halawi), 300 mm en montagne et sur des pointes locales, 450 mm à Jdeidet ech-Chouf, et 390 mm à Majdel-Maouch (ce qui explique que la crue soit principale seulement à Marj-Bisri et à O. el-Leimoun, et secondaire sur la majorité des stations).

Etant donné les précipitations abondantes durant la première quinzaine du mois, le sol est très humide, mais le débit de base reste relativement faible, 6,9 m³/sm à Rechmaya. Une perturbation des 13 et 14 janvier est causée par la présence d'une très profonde dépression recouvrant la région des Détroits turcs et le sud de l'Ukraine alimentée en air

En revanche, il faut signaler que c'est en avril que l'on calcule l'intervalle de variation le plus large (limite supérieure - limite inférieure = 61 à la Centrale de Rechmaya). Auparavant, certaines années n'ont enregistré aucune crue de cet ordre (10 à 20 fois la moyenne), excepté à l'embouchure du Saïniq :

par exemple :

- à Jisr el-Qâdi et Marj-Bisri, il n'y a pas eu de crues moyennes en 1954/55, 58/59, 59/60.
- à O. el-Leimoun et O. el-Akhdar, en 1964/65.
- à la Centrale de Rechmaya, O. es-Sitt, Saïda, Deir ez-Zahrani, l'embouchure du Zahrani en 1965/66.
- à el-Hammam, O. es-Sitt, la Centrale de Rechmaya, Saïda, O. el-Akhdar... en 1971/72.

D'autre part, on remarque que la majorité des crues (tableau n° 62) de cette catégorie sont de même puissance et naissent d'évènements météorologiques semblables, et qu'elles se produisent aussi bien en amont qu'en aval. Voici l'exemple du 14 janvier 1968 et du 23 mars 1969.

- Crue du 14 janvier 1968 sur le Bou-Zébli à la Centrale de Rechmaya (fig. 54 a).

Elle intervient lors d'un mois pluvieux. Les précipitations dépassent 200 mm en altitude moyenne (Jbaa el-Halawi), 300 mm en montagne et sur des pointes locales, 450 mm à Jdeidet ech-Chouf, et 390 mm à Majdel-Maouch (ce qui explique que la crue soit principale seulement à Marj-Bisri et à O. el-Leimoun, et secondaire sur la majorité des stations).

Etant donné les précipitations abondantes durant la première quinzaine du mois, le sol est très humide, mais le débit de base reste relativement faible, 6,9 m³/sm à Rechmaya. Une perturbation des 13 et 14 janvier est causée par la présence d'une très profonde dépression recouvrant la région des Détroits turcs et le sud de l'Ukraine alimentée en air

froid par un anticyclone sur la Mer du Nord et la France (fig. 55). Durant ces deux journées, 140 mm des précipitations, qui tombent en continu dès la fin de la matinée du 13 jusque dans la nuit du 14 au 15, ont suffi pour provoquer un gonflement remarquable du débit et une montée à 27,15 m³/s (soit 540 L/s/km²) à la Centrale de Rechmaya au bout de 48 h. Ce phénomène se produit avec un débit instantané atteignant 38,7 m³/s. Le temps de ruissellement, c'est-à-dire le temps de concentration auquel s'ajoute le temps de décrue, atteint six jours (pour le premier sommet). La suite du phénomène se manifeste de la même façon, mais il a fallu 56 mm seulement de pluie pour que le débit atteigne son deuxième sommet de 26 m³/s. Le phénomène s'achève donc en huit jours au total, après un écoulement net (pour le premier sommet) de près d'1,7 \bar{M} de m³, et cela pour des précipitations de 8,7 \bar{M} m³ à la Centrale de Rechmaya. Le coefficient d'écoulement reste tout de même faible : 0,2.

- Crue du 23 mars 1969 sur le Bou Zébli à la Centrale de Rechmaya (fig. 54 b).

Cette crue est causée par la situation météorologique suivante : le 23 mars, une dépression est centrée près de Chypre. Elle est due à l'advection froide provenant de l'anticyclone situé sur les pays Baltes. Le courant vient d'ouest en est au-dessus de la Méditerranée. Les précipitations qui en résultent sont très variables d'une région à l'autre du Liban, ce qui explique l'isolement du cas de la Centrale de Rechmaya. 8,268 \bar{M} m³ de précipitations en cinq jours ont fait monter le débit moyen journalier de 4,075 à 28,316 m³/s. Le débit instantané maximum qui était de 34 m³/s reste inférieur à celui de janvier (41 m³/s) de la même année. Le volume net de cette crue est de 2,094 \bar{M} m³, ce qui donne un coefficient d'écoulement faible : 0,25.

Ces deux crues représentent l'écoulement maximum, au moins pour la période d'étude, sur le Bou Zébli à la Centrale de Rechmaya.

VIII.4.3.2. Commentaire : sur les crues principales
supérieures à 20 fois la moyenne (fig. 56-63)

Bien que la courte durée d'observation, qui porte sur 8, 10 et 21 ans, ne puisse pas être suffisante pour représenter toute la diversité des circonstances météorologiques probables et leurs conséquences, elle reste cependant plus ou moins représentative par son échantillon de crues.

En général, ces crues sont celles dont la fréquence est décennale et qui peuvent représenter un risque, comme le franchissement routier dans le bas du bassin versant, ou des dégâts dans les installations au bord des cours d'eau. On constate pour chaque station au moins un à trois événements importants qui se produisent la plupart du temps (surtout dans le cas de fortes crues) au même moment. Cela reste vrai également pour les fortes crues tardives (crues printanières, exemple du 13 avril 1971).

La limite inférieure des crues de cet ordre (Dmj supérieure à 20 fois la moyenne) est de 94,2 m³/s à Jisr el-Qâdi, 17,8 m³/s à el-Hammam, 9,1 m³/s à l'embouchure du Saïniq, 16,5 m³/s à l'embouchure du Zahrani, 89,6 m³/s à Marj-Bisri, et 185,2 m³/s à Saïda. Ensuite, la période d'étude fait apparaître des valeurs médiocres pour certaines stations et fortes pour d'autres qui sont comprises entre :

- Jisr el-Qâdi (1949/50 - 1972/73)

121,1 et 159, 4 m³/s de débit moyen journalier supérieur à
20 fois la moyenne

10,5 et 13,8 \bar{M} m³ de volume brut

- 12,9 \bar{M} m³ de volume net

- El-Hammam (1965/66 - 1972/73)

21,5 et 27,3 m³/s de Dmj supérieur à 20 fois la moyenne

1,9 et 2,4 \bar{M} m³ de volume brut

1,7 et 2,1 \bar{M} m³ de volume net

- Embouchure du Saïniq (1965/66 - 1972/73)

13,5 et 15,8 m³/s de Dmj supérieur à 20 fois la moyenne

1,2 et 1,4 \bar{M} m³ de volume brut

1,2 et 1,4 \bar{M} m³ de volume net

- Embouchure du Zahrani (1965/66 - 1972/73)

20,9 et 62,1 m^3/s de Dmj supérieur à 20 fois la moyenne
1,8 et 5,4 $\bar{\text{M}} \text{m}^3$ de volume brut
1,7 et 5,3 $\bar{\text{M}} \text{m}^3$ de volume net

- Marj-Bisri (1952/53 - 1972/73)

94,3 et 103 m^3/s de Dmj supérieur à 20 fois la moyenne
8,2 et 8,9 $\bar{\text{M}} \text{m}^3$ de volume brut
8 et 8,4 $\bar{\text{M}} \text{m}^3$ de volume net

- Saïda (1952/53 - 1972/73)

186 et 202 m^3/s de Dmj supérieur à 20 fois la moyenne
16,1 et 17,5 $\bar{\text{M}} \text{m}^3$ de volume brut
14 et 16,5 $\bar{\text{M}} \text{m}^3$ de volume net

L'observation des crues principales montre que l'hiver est incontestablement la saison des grandes crues, ce qui n'empêche pas qu'au début du printemps, les crues puissent se manifester également avec une certaine violence. Pour mieux comprendre l'ensemble du phénomène, voici neuf épisodes exemples, les plus importants⁽³³⁾ pendant la période d'étude. Leur importance est issue de la valeur des débits de pointe et des volumes bruts.

- Crue du 25 janvier 1963 à Jisr el-Qâdi (fig. 56)

L'importance de cette crue est due à son volume net : 13,42 $\bar{\text{M}} \text{m}^3$, et à son débit moyen journalier : 158,83 m^3/s . Si l'on peut se fier aux données telles quelles, on voit que la crue correspond à un épisode pluvieux composé d'averses atteignant 120 mm le 25 janvier 1963, ce qui est une caractéristique hivernale. Ces précipitations sont causées par des conditions d'instabilité : des masses d'air froid maritime qui affluent sur le pays déplacent les masses d'air chaud en déclenchant des orages et des précipitations abondantes et à

(33) Les crues ayant des débits moyens journaliers maxima extrapolés ne figurent pas parmi les exemples témoins, car nous n'avons pas voulu donner des résultats incertains.

peu près continues jusque vers le 26 janvier. Cet épisode est caractérisé par la succession des précipitations qui facilite une forte concentration de l'eau et la formation d'une onde de crue importante. Les schémas des ondes de crue et des pluies sont reportés sur la fig. 56 sur laquelle on remarque que la courbe de débit (hydrogramme) suit fidèlement l'histogramme des pluies. C'est le cas pour presque toutes les stations. Le temps de réponse est de deux jours, de même que le temps de descente. Le coefficient de crue ($A = \frac{Q}{\sqrt{S}}$) est médiocre, avec une valeur de A de l'ordre de 22, ce qui nous permet de constater que la crue sur le Damour à Jisr el-Qâdi est peu puissante.

- Crue du 4 février 1964 sur le Saïniq à O. el-Leimoun
(fig. 57 a)

On observe des précipitations abondantes du 2 au 4 février, surtout sur le Chouf (131 mm), accompagnées d'orages avec chutes de grêle en quelques endroits. Cette période est marquée par une vaste zone dépressionnaire recouvrant la Méditerranée orientale et le Proche-Orient, tandis qu'un anticyclone s'étend sur l'Europe occidentale, l'Afrique du Nord et l'ouest de la Libye. Cet épisode n'a provoqué une crue de type principal (supérieure à 20 fois la moyenne) qu'à O. el-Leimoun (ailleurs les crues étaient de type moyen) où le volume a atteint $0,864 \bar{M} \text{ m}^3$. La localisation des précipitations sur le haut bassin versant du Saïniq a facilité l'élévation du débit de base de $0,087$ à $10,085 \text{ m}^3/\text{s}$ (le débit instantané était de $14,64 \text{ m}^3/\text{s}$). Le temps de réponse a été de deux jours, le temps de descente a été plus rapide : un seul jour. Le coefficient de crue A est assez faible, il est de l'ordre de 2,7 seulement. Cette crue simple (un seul sommet) reste significative à O. el-Leimoun parce qu'elle peut se répéter chaque année.

- Crue du 27 décembre 1968 sur l'Awali-Bisri à Marj-Bisri et à Saïda (fig. 58).

C'est le seul cas observé en 21 ans où le débit moyen journalier de décembre sur l'Awali-Bisri a été supérieur à 20 fois la moyenne. Ce volume était important par son comportement, et cela suite à la succession de trois épisodes pluvieux, séparés par 2 et 5 jours sans pluies. Peut-on donc éloigner plus ou moins, dans ce cas, le rôle effectif de la soudaineté des pluies génératrices de crues ?

Pendant 10 ans, le mois de décembre n'avait jamais été aussi pluvieux qu'en 1968, où les précipitations ont atteint près de 500 mm à Jdeidet ech-Chouf. Du 23 au 27, fig. 64 (période de la crue), une série de dépressions est accompagnée en altitude de masses d'air très froides qui arrivent sur la Méditerranée orientale par le courant de NW en traversant l'Europe Centrale. En conséquence, les dépressions qui atteignent le Liban donnent de fortes précipitations orageuses de pluie. C'est avec ces dernières vagues de pluie que le débit de base s'élève à 24,42 m³/s à Saïda, et à 6,65 m³/s à Marj-Bisri. Si l'on examine ce cas en détail, on remarque que cette séquence pluvieuse est caractérisée par deux journées ayant la même hauteur de pluie de 69 mm. Le débit moyen journalier atteint le premier sommet : 87,57 m³/s à Marj-Bisri, et 154 m³/s à Saïda, le jour même où il est tombé 69 mm de pluie, le 24 décembre, tandis que le deuxième sommet : 102 m³/s à Marj-Bisri, et 186 m³/s à Saïda, est atteint le lendemain du jour où il est tombé 69 mm de pluie, le 26 décembre. Est-il possible d'expliquer la réponse immédiate du premier sommet par l'effet de l'intensité des pluies, qui est un élément favorable au ruissellement et capable de faire monter le débit à un niveau important lors de pluies, et d'expliquer la réponse relativement tardive, jusqu'au lendemain, par la faible intensité ? Un autre indice prouve que l'écoulement dans la première phase a été plus fort que dans la deuxième, c'est $cr = \frac{p'}{p}$. Or, le coefficient d'écoulement pour la première

phase à Marj-Bisri est de 0,456, et à Saïda de 0,548, tandis que celui de la deuxième phase est de 0,289 à Saïda, et de 0,228 à Marj-Bisri.

D'autre part, l'étude des courbes des descentes (fig. 58) montre que la deuxième descente est plus rapide que la première. Dans la première descente, au bout de deux jours, le Dmj revient à 66 m³/s à Saïda et à 48 m³/s à Marj-Bisri. Dans la deuxième descente, au bout de deux jours, le Dmj descend jusqu'à 38 m³/s à Saïda, et jusqu'à 20 m³/s à Marj-Bisri. La dernière remarque est que les graphiques de Saïda et de Marj-Bisri montrent une concordance, une harmonie parfaite entre les deux courbes.

- Crue du 23 janvier 1969 sur le Zahrani, le Saïniq à O. el-Leimoun (fig. 59 b, c, d et e), l'Hammam, le Safa à O. es-Sitt (fig. 60 a et b)

D'après les bulletins climatologiques, ce mois est caractérisé par sa pluviosité qui atteint des quantités n'ayant jamais été enregistrées dans les précédentes annales de la météorologie libanaise⁽³⁴⁾. C'est le 22 janvier qu'on enregistre pour la première fois une intensité de pluie atteignant 14 mm en 5 minutes. Ces précipitations abondantes et continues sont dues à des masses d'air froides provenant des altitudes septentrionales qui, avec les masses d'air chaudes provenant d'Afrique et passant par l'Egypte, alimentent continuellement les dépressions de la Méditerranée orientale.

Suite à cette situation, l'Hammam et le Zahrani à Deir ez-Zahrani (malgré l'absence d'apport d'affluent contribuant à précipiter des crues sur ce dernier) ont enregistré la crue record depuis huit ans, une crue complexe à plusieurs sommets. L'étude des courbes de la concentration : précipitations cumulées et lame d'eau écoulée, reportées sur un papier à échelle semi-logarithmique, fig. 65 et 66, montre que lorsque

(34) "(...) précipitations occasionnent des dégâts importants surtout aux cultures. La terre est tellement saturée d'eau qu'il se produit des glissements de terrain (...)" Bulletins climatologiques du Liban, 1968/69.

ces courbes prennent une allure plus ou moins horizontale, cela indique que l'état de la concentration cesse.

Les deux courbes de la précipitation cumulée à Majdel-Maouch (pour le bassin versant du Safa) et à Dmit (pour le bassin versant de l'Hamam) se caractérisent par une seule étape de concentration, du 18 au 22 janvier 1969. La réponse des courbes de ruissellement du Safa à O. es-Sitt et de l'Hamam à la rencontre du Damour est immédiate et de même rythme que celle de la précipitation. Les courbes de ruissellement restent en état d'accroissement tant que la courbe des pluies cumulées manifeste encore une montée rapide.

La courbe de la précipitation cumulée à Jbaa el-Halawi se caractérise par trois étapes de concentration. La réponse de la courbe de ruissellement sur le Zahrani (trois stations) et sur le Saïniq à O. el-Leimoun apparaît nettement sur les trois étapes.

Dans les cas que l'on vient de citer, le sommet de la courbe de la concentration du débit se produit un jour après celui de la courbe de la concentration des pluies cumulées. Ensuite, dès que la courbe de la concentration des pluies cumulées prend fin, le ruissellement continue sous forme décroissante. Quand on arrive à la fin de la courbe des pluies cumulées (fin de la séquence pluvieuse), on remarque que la courbe de débit maintient un niveau visiblement haut, et il faut encore quelques jours, si une nouvelle séquence pluvieuse n'intervient pas, pour revenir au débit de base.

- Crue du 24 janvier 1970 sur le Bisri à Marj-Bisri
(fig. 61 a)

Du 19 à la fin du mois, l'affaiblissement de l'anticyclone de Sibérie a pour effet de laisser passer les perturbations de la Méditerranée vers le Liban. En altitude, la dépression centrée à l'ouest de la Mer Noire ramène l'air froid des altitudes septentrionales vers la Méditerranée orientale. Cela donne des précipitations : 182 mm à Jdeidet ech-Chouf, du 19 au

24 janvier, hauteur qui a fait de la crue à Marj-Bisri une crue principale, c'est-à-dire supérieure à 20 fois la moyenne, mais dans la limite inférieure : le Dmj est de 94,33 m³/s. Le débit instantané n'a pas dépassé 195 m³/s.

- Crue du 11 mars 1970 sur le Saïniq à O. el-Leimoun et à l'embouchure (fig. 61 b et c)

La cause de cette crue est le front froid qui passe sur le Liban dans la matinée du 9, fig. 67, donnant de fortes précipitations locales, ce qui explique son effet au sud du Liban seulement. Plus de 80 mm de précipitations sont tombées le 10 mars, provoquant une crue supérieure à 20 fois la moyenne le lendemain sur le Saïniq supérieur et inférieur. Le coefficient d'écoulement n'était pas très faible : 0,18 à l'embouchure du Saïniq, et 0,25 à O. el-Leimoun, par rapport à celui de la crue du 13 avril 1971 (0,2 à l'embouchure du Saïniq, et 0,32 à O. el-Leimoun) où il est tombé plus de 350 mm de précipitations.

- Crue du 13 avril 1971 sur les quatre cours d'eau (fig. 62 a, b, c et d, et 63 a, b, c et d.)

C'est, tout d'abord, la seule crue printanière de cet ordre. C'est une crue complexe à deux sommets. Le volume écoulé sur les quatre cours d'eau le 13 avril est :

Tableau n° 63 : Volume écoulé et débit moyen journalier pour la crue du 13 avril 1971 sur neuf stations

Station	Volume brut M m ³	Dmj L/s/km ²
O. es-Sitt	1,880	346
Centrale de Rechmaya	2,490	554
Hammam	2,359	355
Marj-Bisri	12,338	643
Saïda	17,441	559
O. el-Leimoun	1,203	92
Embouchure du Saïniq	1,324	76
O. el-Akhdar	2,472	400
Embouchure du Zahrani	5,366	137

On enregistre un débit de pointe qui dépasse 600 m³/s à Marj-Bisri et à Saïda. La caractéristique majeure de l'évènement pluvieux est son intensité, jusqu'à 400 mm du 12 au 18 avril. Il est évident que cet évènement se situe parmi les plus forts⁽³⁵⁾. Il a causé des dégats importants pour les usines hydro-électriques sur l'Awali-Bisri dont le pont s'est fendu, tandis que le pont à Zahrani était envahi par l'eau de pluie. "Des tonnages considérables de matériel sont soulevés au cours de cette crue. Le recul a atteint plusieurs dizaines de mètres par endroits et des stations de pompage et des plantations d'agrumes ont été détruites" (SANLAVILLE (P.), op. cit.).

VIII.5. Fréquence des débits maxima

Les plus grands débits bruts, qui sont de 202 m³/s soit 682 L/s/km² (à Saïda) à 14 m³/s soit 368 L/s/km² (à O. el-Leimoun), tableau n° 55, donnent une idée des écoulements maxima, qui peuvent atteindre 10 fois seulement la moyenne annuelle à la Centrale de Rechmaya, et 75 fois celle de l'embouchure du Zahrani. Mais ce n'est pas le cas chaque année. C'est pourquoi on s'est contenté ici de faire apparaître les débits maxima (tableau n° 56) par ordre décroissant sur onze stations. D'après ce tableau, on constate une forte amplitude entre les débits maxima, allant jusqu'à 175 m³/s soit 591 L/s/km² à Saïda, tandis que la moins forte amplitude, 10 m³/s soit 93 L/s/km², s'observe à l'embouchure du Saïniq.

(35) Un autre débordement récent a menacé le littoral et le milieu de la région, c'est celui du 5/3/1983 (hors de la période d'étude), où la neige est tombée à partir de 400 m d'altitude (5 à 6 cm d'épaisseur) et où les pluies ont causé des écroulements et où le pont à l'embouchure de l'Awali a été immergé (fig. 68) ; le Dmj a été estimé à 140 m³/s. Cf. As-Safir (Journal quotidien libanais), le 6/3/1983.

Cette amplitude s'explique notamment par le coefficient de variation des débits maxima (tableau n° 57) qui est très fort sur le bassin versant du Zahrani (de 0,51 à 0. el-Akhdar à 0,83 à l'embouchure), tandis que le CV du débit maximum sur le Damour à Jisr el-Qâdi ne dépasse pas 0,49. C'est sur le Bisri à Marj-Bisri que le CV du débit maximum est le plus faible : il est de 0,35. En revanche, il semble qu'il n'y ait pas de concordance entre le CV des débits maxima annuels et celui des précipitations journalières maximales qui est lui aussi très variable d'un bassin versant à l'autre. Par exemple, le CV de la précipitation journalière maximum est de 0,61 sur le bassin versant du Damour, de 0,13 sur celui de l'Awali-Bisri et de 0,24 sur ceux du Zahrani et du Saïniq.

Nous avons essayé d'ajuster à la loi de GUMBEL les valeurs maximales annuelles des débits moyens journaliers (après avoir classé ces valeurs observées par ordre croissant en regard de la fréquence expérimentale $F(x) = \frac{R - 1/2}{N}$) à Jisr el-Qâdi, à Marj-Bisri et à Saïda (fig.52).

A première vue, l'ajustement paraît satisfaisant pour l'ensemble des valeurs de trois stations, à l'exception peut-être des valeurs les plus fortes qui sembleraient un peu sous-estimées à Jisr el-Qâdi et à Saïda, et surestimées à Marj-Bisri.

Le débit maximum ou crue décennale estimée est de 105 m³/s à Marj-Bisri, 155 m³/s à Jisr el-Qâdi et de 185 m³/s à Saïda. Parmi les valeurs observées, deux à Jisr el-Qâdi, une à Saïda et trois à Marj-Bisri sont supérieures aux estimations de la crue décennale. La plus forte d'entre elles (202 m³/s à Saïda, 160 m³/s à Jisr el-Qâdi et 142 m³/s à Marj-Bisri) reste inférieure aux estimations de la crue cinquantenale.

VIII.5.1 - Fréquence du débit moyen journalier égal à
5 à 10 fois la moyenne (Tableau n°58)

La fréquence du Dmj égal à 5 à 10 fois la moyenne atteint 14 fois par an à l'embouchure du Zahrani, 12 fois à l'embouchure du Saïniq, 11 à el-Hammam, 10 à Jisr el-Qâdi, Deir ez-Zahrani et Marj-Bisri, 9 à O. el-Leimoun et O. el-Akhdar, 7 à la Centrale de Rechmaya et O. es-Sitt, et enfin 5 fois à Saïda. Il faut ajouter que cette fréquence est très différente d'un mois à l'autre et d'une station à l'autre (tableau n° 58). Par exemple, à Jisr el-Qâdi, à O. es-Sitt et à l'embouchure du Saïniq, la plus grande fréquence se remarque aux mois de janvier et février, à la Centrale de Rechmaya elle est en décembre, à l'embouchure du Saïniq en janvier et en mars, à Deir ez-Zahrani, Saïda et O. el-Leimoun en février, à el-Hammam en mars, à Marj-Bisri et à l'embouchure du Zahrani en janvier.

VIII.5.2 - Fréquence du débit moyen journalier égal à
10 à 20 fois la moyenne (tableau n° 59).

La fréquence annuelle du Dmj égal à 10 à 20 fois la moyenne est de 0,4 fois à la Centrale de Rechmaya, 1,4 fois à Saïda, 2,5 à Jisr el-Qâdi, à Marj-Bisri, à O. el-Akhdar et à el-Hammam, 3,8 à Deir ez-Zahrani, 4,3 à O. es-Sitt et à l'embouchure du Zahrani, 5,7 à O. el-Leimoun, et enfin, 7,8 à l'embouchure du Saïniq.

VIII.5.3 - Fréquence du débit moyen journalier supérieur
à 20 fois la moyenne (tableau n° 60)

On a observé des valeurs de cet ordre 1 fois en 8 ans à el-Hammam, 2 fois en 21 ans à Saïda, 5 fois en 18 ans à Jisr

el-Qâdi. En revanche, elles sont plus fréquentes à O. es-Sitt, à O. el-Akhdar et à l'embouchure du Zahrani (3 à 4 fois en 9 ans). Ce phénomène est quasi annuel à O. el-Leimoun (11 fois en 10 ans). Par contre, la fréquence du Dmj supérieur à 20 fois la moyenne a été nulle sur les 8 ans étudiés à la Centrale de Rechmaya.

En somme, les débits moyens journaliers forts et moins forts se produisent en grande majorité pendant les mois de janvier, février et mars suivant le débit initial et le total des pluies. En outre, les débits moyens journaliers maxima se manifestent souvent partout le même jour et sont soit de même ordre, soit d'ordre différent.

VIII.5.4 - Evolution des crues

L'évolution des crues varie globalement selon les circonstances météorologiques, mais le problème reste d'établir une correspondance concrète entre types de crues et types de temps perturbé. Or, d'après les crues que l'on vient de détailler, il n'y a pas eu pour chaque situation météorologique particulière un type de crue particulier. De plus, l'évolution des crues résultant d'un même type de temps est très diverse, et par conséquent, chaque crue est un cas particulier. C'est pourquoi nous allons étudier l'évolution des crues à partir d'un nombre maximum d'exemples.

Lors d'un écoulement exceptionnel, les éléments les plus caractéristiques qui définissent l'évolution des crues sont : le débit de base, le débit de pointe, les courbes de

concentration et de décrue, le temps de ruissellement et le temps de réponse. Ils traduisent précisément le comportement hydrologique et sa puissance.

VIII.5.4.1. Débit de base

Le débit de base est le débit que l'on devrait obtenir s'il n'y avait pas de crue. Il permet d'évaluer la perte du ruissellement direct dérivée des précipitations dans l'écoulement. Les années étudiées présentent des valeurs très différentes de débits de base allant de 0,99 jusqu'à 3,83 m³/s à l'embouchure du Zahrani, de 2,22 jusqu'à 11,4 m³/s à Marj-Bisri. La différence entre les débits de base extrêmes reste peu importante, alors que le débit de base maximum vaut de 2 à 5 fois seulement le débit de base minimum, et cela aussi bien sur les stations d'amont (O. el-Leimoun) que sur les stations d'aval (embouchure du Zahrani).

Il apparaît, d'après le tableau n° 64, que le débit de base n'a pas un effet notable sur les débits de pointe : malgré l'infériorité du débit de base de la crue d'avril 1971 par rapport à celui des autres crues, cette crue est restée la plus forte pour la période d'étude. En revanche, quelle que soit la valeur du débit de base, elle peut passer de quelques m³/s (même de zéro m³/s à l'embouchure du Saïniq) à une centaine de m³/s. Voici l'exemple de janvier 1963 à Jisr el-Qâdi dont le débit est passé de 3,52 à 158,8 m³/s, et celui de janvier 1968 à Marj-Bisri dont le débit est passé de 4,74 à 100 m³/s.

Il faut ajouter enfin que la différence entre les débits de pointe des crues supérieures à 20 fois la moyenne est relativement faible (tableau n° 65).

VIII.5.4.2. Rapport entre temps des pluies et temps des écoulements

La durée de l'épisode de crue englobe en fait deux étapes qui sont la durée de la réponse et le temps d'écoulement,

qui se compose à son tour de deux phases : la durée de concentration et la durée de la décrue. Les ondes de crues et de pluies reportées sur un même diagramme journalier (fig. 56 à 63) rendent possible la connaissance de ces temps.

VIII.5.4.2.1. Durée de la réponse

C'est le temps qui sépare le début de la pluie du début de la montée des eaux (montée plus ou moins verticale du graphe). Le temps de réponse varie d'un à plusieurs jours⁽³⁶⁾, mais il est évident qu'il est encore plus court qu'un jour si l'averse, même d'apport moyen, succède à une autre averse importante laissant le sol bien saturé. En général, le temps de réponse dépend essentiellement de l'intensité de l'averse et de la séquence pluvieuse qui peut durer de 2 à 11 jours, en totalisant de 80 à plus de 350 mm (tableau n° 66). Le début de la réponse, d'après les onze exemples, commence en général à partir de 30 mm/j de pluie à O. el-Leimoun, à O. el-Akhdar, à O. es-Sitt, à Deir ez-Zahrani et à Saïda, et à partir de 60 mm/j de pluie à l'embouchure du Zahrani, à l'embouchure du Saïniq, à el-Hammam et à Marj-Bisri.

VIII.5.4.2.2. Temps d'écoulement

Ce sont peut-être les graphiques qui traduisent le mieux la durée d'écoulement, qui englobe la durée de la montée et celle de la descente, causé par la pluie. Ces graphiques se caractérisent par des pointes de crue très aiguës sur toutes les stations sans exception, et de plus, ces pointes se produisent les mêmes jours presque partout.

(36) L'obligation de choisir le "jour" comme unité de temps ne nous permet ni une détermination exacte de la durée de réponse, ni une vérification précise du décalage entre la durée de réponse sur le haut et le bas du bassin versant.

VIII.5.4.2.2.1. Temps de la concentration

Il correspond à la montée souvent soudaine du graphe jusqu'au sommet (débit de pointe). L'allure de cette montée dépend surtout de la durée et de l'intensité des précipitations. Les hydrogrammes, sur les différentes stations, à l'exception de la Centrale de Rechmaya, se caractérisent par une montée quasi verticale durant un ou deux jours. Cette montée accompagne la séquence pluvieuse jusqu'à la fin de l'averse qui marque aussi la fin du maximum de la courbe de concentration, soit le jour même, soit le lendemain.

VIII.5.4.2.2.2. Temps de décrue

Il correspond au début de la descente jusqu'au niveau du débit de base, ou jusqu'à la prochaine montée qui sera causée par une nouvelle averse. D'après les exemples témoins, durant les deux premiers jours, la courbe de décrue dessine une chute brutale, suivie par deux phases de descente. La première est celle de l'écoulement tardif ou hypodermique, la deuxième marque le commencement de l'écoulement "pur". Ces deux phases peuvent durer huit jours au maximum, après la fin de la pluie, avant de retrouver le niveau de l'écoulement initial. Mais il peut arriver que ces deux phases ne figurent pas sur les schémas lorsque la descente brutale est suivie d'une nouvelle montée qui rend impossible l'apparition de ces deux phases, comme nous le montre l'exemple de janvier 1968 à Marj-Bisri et à la Centrale de Rechmaya, et celui de janvier 1969 à el-Hammam. Ces courbes de décrue ont donc des ruptures relativement raides par rapport aux courbes qui, en général, continuent en concavités remarquables.

Il nous reste à connaître le taux de décroissance du débit moyen journalier par rapport au débit de pointe pendant le temps de décrue, et à savoir s'il existe une grande variation

VIII.5.4.2.2.1. Temps de la concentration

Il correspond à la montée souvent soudaine du graphe jusqu'au sommet (débit de pointe). L'allure de cette montée dépend surtout de la durée et de l'intensité des précipitations. Les hydrogrammes, sur les différentes stations, à l'exception de la Centrale de Rechmaya, se caractérisent par une montée quasi verticale durant un ou deux jours. Cette montée accompagne la séquence pluvieuse jusqu'à la fin de l'averse qui marque aussi la fin du maximum de la courbe de concentration, soit le jour même, soit le lendemain.

VIII.5.4.2.2.2. Temps de décrue

Il correspond au début de la descente jusqu'au niveau du débit de base, ou jusqu'à la prochaine montée qui sera causée par une nouvelle averse. D'après les exemples témoins, durant les deux premiers jours, la courbe de décrue dessine une chute brutale, suivie par deux phases de descente. La première est celle de l'écoulement tardif ou hypodermique, la deuxième marque le commencement de l'écoulement "pur". Ces deux phases peuvent durer huit jours au maximum, après la fin de la pluie, avant de retrouver le niveau de l'écoulement initial. Mais il peut arriver que ces deux phases ne figurent pas sur les schémas lorsque la descente brutale est suivie d'une nouvelle montée qui rend impossible l'apparition de ces deux phases, comme nous le montre l'exemple de janvier 1968 à Marj-Bisri et à la Centrale de Rechmaya, et celui de janvier 1969 à el-Hammam. Ces courbes de décrue ont donc des ruptures relativement raides par rapport aux courbes qui, en général, continuent en concavités remarquables.

Il nous reste à connaître le taux de décroissance du débit moyen journalier par rapport au débit de pointe pendant le temps de décrue, et à savoir s'il existe une grande variation

entre le taux de décroissance des mois d'hiver et le taux de décroissance du mois d'avril. D'après le tableau n° 67, les exemples témoins issus de deux saisons (décembre, janvier et avril) ont amené les remarques suivantes :

. dès le premier jour, et pour les deux saisons, le taux de décroissance est déjà supérieur à 50 % à Marj-Bisri et à Saïda, quel que soit le total précipité (163 mm en décembre et plus de 300 mm en avril). Contrairement à cela, le taux de décroissance à l'embouchure du Zahrani se situe autour de 30 % seulement le premier jour et pour les deux saisons, mais le deuxième jour, le taux augmente sensiblement pour atteindre 64 % en avril, tandis qu'en janvier, le taux de décroissance n'atteint cette valeur qu'à partir du cinquième jour.

. on remarque que le taux de décroissance, durant les deux saisons, commence à s'affaiblir à partir du troisième jour à Marj-Bisri et à Saïda. Par contre, à l'embouchure du Zahrani, la différence entre le taux de décroissance des deux saisons est nette, en ce sens que le taux augmente progressivement en avril, tandis qu'en janvier ce n'est pas le cas.

. ces observations sur le taux de décroissance ne peuvent pas être généralisées car chaque cas possède ses caractéristiques propres qui peuvent bien différer pour le même mois d'une année à l'autre, mais ces observations servent néanmoins à nous donner une idée sur le comportement de la phase de descente pour les stations sur lesquelles pèse souvent le risque de crues dévastatrices.

D'après les exemples que l'on vient de citer, c'est apparemment l'embouchure du Zahrani qui court, en hiver, le plus de risques de conserver un volume important d'eau de crue pendant deux à trois jours.

VIII.5.4.2.3. Corrélacion entre le temps des précipitations et celui du ruissellement.

Sur les deux stations de Marj-Bisri et de O. el-Leimoun, qui comptent le plus grand nombre de crues dont les débits sont supérieurs à 20 fois la moyenne, une corrélation s'établit entre le temps des précipitations et celui de l'écoulement d'une part, et entre le total des précipitations et le temps d'écoulement d'autre part. Ces résultats, reportés sur les fig. 69 à 71, permettent de constater que la relation est plus étroite entre le temps d'écoulement et celui des précipitations qu'entre le total des précipitations et le temps d'écoulement. Ceci signifie que le temps d'écoulement dépend peut-être plus de la durée des précipitations que du total de ces dernières.

VIII.5.4.3. Conclusion

On peut conclure que la durée et l'évolution de la crue dépendent directement de la concentration des pluies d'une part, et de la conformation du bassin versant d'autre part, qui donnent aux crues l'aspect violent qui se manifeste souvent en même temps, presque partout.

Du point de vue de l'évolution des crues, on peut distinguer trois formes :

1. les grandes crues se manifestent en amont et en aval en même temps et sur les quatre cours d'eau (exemple : 13 avril 1971).
2. de grandes crues naissent sur le haut bassin versant et en arrivant à l'aval, elles perdent beaucoup de leur puissance (exemple : 14 janvier sur le Saïniq).
3. des crues moyennes naissent sur les cours supérieurs et s'accroissent progressivement jusqu'à l'aval (exemple : 11 mars 1970 sur le Zahrani).

Il faut ajouter également que l'évolution des crues est le reflet du régime pluviométrique méditerranéen. Toutes les crues sont caractérisées par une ascension subite et une décroissance presque aussi rapide, comme on l'a vu. Enfin, le profil de la crue dépend essentiellement de l'abondance et surtout de l'intensité des pluies.

VIII.5.5 - Ecoulement net des crues

Pour apprécier la valeur de l'écoulement net pendant les crues, voici un histogramme qui fait apparaître cette situation sur neuf stations (fig. 73). Il apparaît, d'après cette figure, que la part de l'écoulement net des crues est visiblement importante par rapport à l'écoulement total : elle est partout supérieure à 70 %, et elle atteint en outre parfois 100 % (à l'embouchure du Saïniq). Les histogrammes nous montrent aussi que le pourcentage maximum ne se produit pas uniquement en hiver, et que c'est la quantité de pluie qui l'influence sans doute le plus (lors de l'épisode d'avril 1971, il est tombé près de 400 mm de pluie en une semaine). En revanche, l'écoulement net est égal à 67 à 152 fois le débit de base à O. es-Sitt, 27 à 140 fois à Marj-Bisri, 21 à 54 fois à Saïda, 32 à 271 fois à O. el-Leimoun, 30 à 125 fois à O. el-Akhdar, 34 à 202 fois à Deir ez-Zahrani, 44 à 379 fois à l'embouchure du Zahrani, ce qui signifie que la crue sur les quatre cours d'eau peut être qualifiée de torrentielle.

VIII.5.6 - Volumes des crues

Il est intéressant pour nous de calculer le volume total et le volume net⁽³⁷⁾, mais ces deux volumes resteront

(37) Volume total de crue = $Q \text{ m}^3/\text{s} \times 86400 \text{ s} \times \text{nbre de jours de crue}$.
Volume net de crue = $(Q \text{ max. m}^3/\text{s} - Q \text{ min. m}^3/\text{s}) \times 86400 \text{ s}$.

approximatifs. En effet, d'une part, le volume net peut être sous-estimé ou surestimé en fonction du choix du débit de base: faut-il choisir comme débit de base le plus faible débit avant le commencement de la séquence pluvieuse, ou avant le débit de pointe ? D'autre part, le volume total peut également être sous-estimé ou surestimé, en raison de la difficulté qu'il y a à déterminer la fin de l'épisode de crue que l'on confond souvent avec le commencement d'un nouvel épisode.

Mise à part cette ambiguïté, l'étude d'évènements pris séparément a montré que le volume net de crue peut atteindre une dizaine de fois (21 fois à Saïda, décembre 1968) le volume du débit de base, et peut même aller jusqu'à plusieurs centaines de fois (379 fois à l'embouchure du Zahrani, avril 1971), et cela surtout lorsqu'on a une crue complexe à deux sommets.

Le volume net maximum est de l'ordre de 52,866 \bar{M} m³ à Saïda, 35,920 à Marj-Bisri, 30,544 à Jisr el-Qâdi, 19,260 à l'embouchure du Zahrani, 12,058 à el-Hammam, 11,474 à Deir ez-Zahrani, 11,078 à O. el-Akhdar, 9,020 à O. es-Sitt, 7,518 à l'embouchure du Saïniq et 4,229 à O. el-Leimoun (tableau n° 68a). En revanche, le rapport entre les volumes nets des crues et les volumes précipités montre que les volumes nets, qui représentent un pourcentage très élevé de volumes précipités, atteignent 60 à 90 % à Saïda, O. el-Leimoun, O. es-Sitt, Marj-Bisri et Deir ez-Zahrani, 30 à 60 % à O. el-Akhdar, à l'embouchure du Zahrani et à el-Hammam, et 18 % seulement à l'embouchure du Saïniq. Un grand volume précipité ruissellera donc, excepté à l'embouchure du Saïniq, au cours de l'épisode, ce qui rend le coefficient d'écoulement très élevé et, par conséquent, le déficit faible. Le coefficient d'écoulement est inversement proportionnel au déficit d'écoulement. Par ailleurs il est plus élevé tant que la saturation du sol est effective.

VIII.5.7 - Bilan averse - crue

Pour mieux comprendre la relation débit-pluie, nous avons converti les débits de m^3/s en mm. D'après le recensement effectué dans le tableau n° 68 b, le taux du déficit d'écoulement est très grand par rapport à la pluie tombée : il varie de 80 à 85 % à l'embouchure du Saïniq par exemple, et de 37 à 76 % à O. el-Leimoun, ce qui signifie que le taux d'absorption du bassin versant du Saïniq pendant les crues est grand. Ailleurs, sur le Bisri à Marj-Bisri, le taux de déficit varie de 22 à 47 % (il est nettement moindre que celui du Saïniq), et sur l'Awali à Saïda, le taux de déficit varie de 9 à 55 %. D'autre part, les exemples témoins sur les trois stations du Zahrani nous donnent à penser que le taux de déficit sur le cours d'eau supérieur (44 % au maximum) est moins élevé que celui du cours inférieur (62 % au maximum). Si l'on examine les déficits d'écoulement d'un bout à l'autre du bassin versant du Zahrani⁽³⁸⁾ lors d'une averse généralisée comme celle d'avril 1971, on remarque que les coefficients d'écoulement sont semblables dans le cours moyen et inférieur (0,40 et 0,45), tandis qu'il est plus élevé sur le cours supérieur (il est de 0,58). Cela signifie-t-il que le déficit en amont est plus élevé qu'en aval ? Il est très difficile et incertain de baser un jugement sur un exemple, d'autant plus que les valeurs du déficit sont très différentes sur une même station en fonction de l'intensité de l'averse. Cependant, les valeurs du déficit paraissent indépendantes de la séquence pluvieuse (total). On peut prendre comme exemple le déficit à O. el-Leimoun lors de la crue de janvier 1968 qui était de 38 mm, soit 37 %, pour un total de pluie de 102 mm, ce qui est bien inférieur au déficit de la crue de janvier 1969 qui était

(38) Le bassin versant du Zahrani est le mieux placé pour une étude de ce type car il est le seul bassin versant à posséder des stations hydrologiques situées d'amont en aval.

de 263 mm, soit 71 %, pour un total de pluie de 368 mm. La seule explication possible ici est l'intensité de l'averse, car le sol, dans les deux cas, était déjà imprégné par des pluies préliminaires. Peut-on en conclure que si le déficit est faible c'est parce que l'intensité de la pluie est violente, et inversement que s'il est relativement fort, c'est à cause de son intensité de pluie faible ?

En outre, la corrélation est étroite entre le déficit d'écoulement et la hauteur de pluie ⁽³⁹⁾ (fig. 72), mais si la pluie vient après une averse préliminaire, le déficit d'écoulement n'atteint que des valeurs faibles, comme dans les épisodes suivants :

	<u>Déficit</u>		<u>Averse</u>
Marj-Bisri	36 mm en déc. 1968	pour	163 mm
Saïda	15 mm en déc. 1968	"	163 mm
O. el-Leimoun	39 mm en jan. 1968	"	102 mm
O. el-Akhdar	114 mm en avril 1971	"	350 mm

En ce qui concerne le coefficient d'écoulement $c_r = \frac{p'}{P}$, il varie souvent d'un épisode à l'autre suivant le volume P précipité, et surtout suivant la concentration des pluies sur une courte durée, et beaucoup moins en fonction du débit de base. Prenons l'exemple de deux épisodes à O. el-Leimoun : du 12 au 18 janvier 1968 (6 jours) et du 18 au 29 janvier 1969. Pour le premier épisode, il est tombé $3,899 \bar{M} m^3$ dont 62 % se sont écoulés ; le débit de base était de $0,42 m^3/s$. Pour le deuxième épisode, il est tombé $13,984 \bar{M} m^3$ dont 28 % seulement se sont écoulés ; le débit de base était de $0,76 m^3/s$.

Par contre, le coefficient d'écoulement à l'embouchure du Saïniq reste faible, même pendant les périodes les plus arrosées, et quelles que soient les averses. Ceci signifie que

(39) Les exemples que l'on peut citer à ce propos sont les averses de janvier 1968 : 225 mm et de janvier 1970 : 226 mm à Marj-Bisri dont les déficits étaient respectivement de 101 mm et de 102 mm.

la caractéristique de la crue peut être limitée par d'autres facteurs qui correspondent essentiellement à la conformation du bassin versant. Le dernier exemple est celui de Saïda où le coefficient d'écoulement a atteint la valeur record de 0,31 pour l'épisode du 22 au 31 décembre 1968 à la suite d'une averse de 163 mm. Par contre, le coefficient d'écoulement était de 0,45 seulement pour l'épisode du 11 au 21 avril 1971 à la suite d'une averse de plus de 400 mm. La supériorité du premier épisode trouve une explication dans la pluviosité du mois de décembre 1968, et par suite, dans un sol bien mouillé : il ne peut intercepter qu'une très faible partie de l'averse de 163 mm, tandis que, dans le deuxième épisode, ces conditions favorables à l'écoulement ne sont pas réunies.

En résumé, le coefficient d'écoulement reste faible à l'embouchure du Saïniq, fort à Saïda, et très variable ailleurs. D'autre part, la cause décisive de la valeur du coefficient d'écoulement semble être d'abord l'intensité de l'averse, puis l'état du bassin versant à la naissance de la crue plutôt que la durée de l'averse.

VIII.5.8 - Coefficient de crue

Le coefficient de crue $A = \frac{Q}{\sqrt{S}}$, proposé par MYER et COUTAGNE et testé par PARDE sur une quantité de cours d'eau les plus divers du globe, est le mieux placé pour déterminer la puissance des crues en liant le débit maximum instantané (Q) à la racine carrée de la surface réceptrice du bassinq. D'après PARDE, on considère que les crues ont une puissance médiocre ou modérée quand $A < 60$. Or, la valeur du coefficient de crue sur les quatre cours d'eau reste relativement faible :

Tableau n° 69 Valeur du coefficient de crue (A = $\frac{Q}{\sqrt{S}}$)
pour les crues records sur les
quatre bassins versants .

<u>Station</u>	<u>Coef. A</u>
Jisr el-Qâdi	22,2
O. es-Sitt	9,6
el-Hammam	7,7
Marj-Bisri	42,3
Saïda	37,4
O. el-Leimoun	5,5
Embouchure du Saïniq	4,2
O. el-Akhdar	6
Deir ez-Zahrani	7,5
Embouchure du Zahrani	12,8

par rapport à la valeur du coefficient considéré 60 .
L'Awali-Bisri enregistre la valeur la plus élevée avec 42,3 à
Marj-Bisri et 37,4 à Saïda. Ailleurs, le coefficient de crue
est peu important, dans la mesure où il ne traduit pas un vrai
risque. Cela veut dire encore que les cours d'eau ayant des
crues de faible puissance auront des étiages précoces.

VIII.5.9 - Conclusion

Les crues qui se produisent uniquement en saison humide
sont courtes et d'intensités très différentes. Elles sont
simples parce qu'elles n'ont qu'une cause principale : les
averses. Elles sont souvent torrentielles, parce que la
différence entre le débit moyen journalier et l'onde réelle de
crue ou débit instantané est de l'ordre de 450 m³/s.

Plusieurs éléments peuvent causer l'apparition de ce
phénomène en amont et en aval des cours d'eau. D'abord, la
capacité d'infiltration affaiblie par une séquence pluvieuse

préliminaire, puis les pentes fortes du bassin versant⁽⁴⁰⁾ qui jouent un rôle dans l'apparition des crues dans le cas d'averses peu fortes, et enfin les circonstances météorologiques qui agissent de manière déterminante dans la genèse des crues.

L'abondance des pluies généralisées ainsi que l'intensité des averses sont toujours à l'origine de fortes crues (à partir de 100 ou 120 mm, si l'intervalle de temps qui les sépare d'une séquence pluvieuse préliminaire ne dépasse pas quelques jours), et cela se manifeste par l'étroite correspondance entre la forme des hydrogrammes et celle des hyétogrammes (fig. 56 à 63). Les crues d'averse provoquées par des pluies intenses sur le bassin versant où l'eau ruisselle directement explique le déficit faible que l'on constate sur la plupart des stations. Suivant leur ampleur et leur fréquence, on distingue les crues annuelles, dont le débit moyen journalier égale 10 à 20 fois la moyenne, sur le Saïniq, le Bisri à Marj-Bisri, le Zahrani à l'embouchure et à Deir ez-Zahrani, et le Damour à Jisr el-Qâdi, et les crues bi-annuelles, de même ordre que les précédentes, sur le Safa à O. es-Sitt, le Bou Zébli à la Centrale de Rechmaya, l'Awali à Saïda et sur le Zahrani à O. el-Akhdar. Enfin, les crues décennales, dont le débit moyen journalier est supérieur à 20 fois la moyenne, se produisent partout. Les cours d'eau doivent en effet leur abondance moyenne à ces crues. Il faut signaler que les crues décennales ne provoquent en général pas sur le haut du bassin versant un risque significatif, contrairement à ce qui se produit en aval.

Il faut ajouter enfin que si la diversité des types de temps perturbés, qui sont reconnus comme l'origine des crues, explique l'extrême variété de celles-ci, leurs effets très

(40) Le rôle des rus (96 rus au moins dans le bassin versant du Damour, plus de 75 rus dans celui de l'Awali-Bisri, près de 36 rus dans celui du Saïniq et de 15 dans celui du Zahrani) dans la conduite de l'eau vers le cours principal reste à déterminer.

variables restent encore incertains sur l'évolution de ces crues dont les conséquences demeurent très différentes. Par conséquent, il paraît difficile d'établir une exacte correspondance entre un type de temps et une grandeur de crue précise. De plus, des circonstances météorologiques qui se produisent sur tous les bassins versants en même temps n'ont pas toujours un effet identique d'un bassin à l'autre, et même d'une station à l'autre dans un même bassin.

T R O I S I E M E P A R T I E

BILANS D'ECOULEMENT SUPERFICIEL

CHAPITRE NEUVIEME : BILANS MENSUELS, SAISONNIERS ET GLOBAUX

L'examen des bilans d'écoulement superficiel, qui est une étude comparative des pluies et des débits, est lié directement à l'échelle du temps, et surtout à l'échelle annuelle, ce qui pose le problème du choix entre année civile et année hydrologique d'une part, et entre année hydrologique moyenne et particulière d'autre part. Mais dans une région comme la nôtre, il semble préférable d'adopter l'année hydrologique qui correspond à l'année climatique marquant le début des précipitations, soit, en septembre, en octobre, ou en novembre au plus tard, plutôt que l'année civile qui coupe la saison humide, qui est en même temps la saison d'abondance hydrologique.

IX.1. Les références de l'année hydrologique dans la région

Certaines études de bilans hydrogéologiques, agrométéorologiques, etc..., qui sont faites sur l'ensemble du pays se réfèrent à l'année hydrologique commençant en septembre, et il est donc devenu courant d'adopter l'année hydrologique septembre - août⁽¹⁾. La raison pour laquelle ce choix a été fait est qu'il peut correspondre, au commencement du cycle pluviométrique, à la première goutte d'eau qui tomberait en septembre, et que ce choix a quelque chance de tomber juste. Sinon, le mois de septembre n'est que le prolongement de la saison sèche, ce qui explique dans ce cas l'infériorité du débit de ce mois, sur les 4 cours d'eau, par rapport à celui du mois d'août :

(1) La preuve en est que les bulletins hydrologiques (comme d'ailleurs les bulletins pluviométriques) adoptent l'année septembre - août.

Station	n fois où le débit de septembre est resté inférieur à celui d'août
Deir ez-Zahrani	10 fois sur 10 ans
Embouchure du Zahrani	"
Embouchure du Saïniq	"
Ouadi es-Sitt	4 fois sur 8 ans
Centrale de Rechmaya	"
El-Hammam	"
Ouadi el-Leimoun	5 fois sur 10 ans
Jisr el-Qâdi	10 fois sur 18 ans
Saïda	14 fois sur 21 ans
Marj-Bisri	11 fois sur 21 ans
Ouadi el-Akhdar	3 fois sur 10 ans

D'après ce tableau, on constate que l'année hydrologique a sans doute débuté en septembre un an sur deux sur 5 stations, 1 an sur trois à Saïda, et jamais sur les trois premières stations. On constate donc que la variation du débit du mois de septembre est soumise strictement aux variations pluviométriques, qui sont très irrégulières d'une année à l'autre (en septembre), et peuvent ou non provoquer, à partir de la première précipitation, un écoulement négligeable ou peu remarquable.

D'après ce qui précède, on constate que le choix du mois de septembre, dont le débit est la plupart du temps inférieur à celui du mois d'août, pour débiter l'année hydrologique, n'est pas tout à fait satisfaisant, ce qui nous amène à faire appel à un autre critère.

IX.1.1 - Année climatique et année hydrologique

Puisque la région d'étude connaît deux phases météorologiques (précipitations - sécheresse)⁽²⁾ et puisque les phases hydrologiques (hautes et basses eaux) les suivent

(2) voir page suivante

fidèlement, il est déjà possible de déterminer l'année hydrologique probable dans la région en général, et sur les 4 bassins versants en particulier.

A cette fin, l'analyse des diagrammes ombrothermiques permet de mettre en évidence les principales phases hydrologiques dans le rythme des saisons (LAMBERT (A), 1975), étant donné que le régime annuel des débits des 4 bassins versants étudiés, comme on l'a vu, est marqué par les étapes saisonnières de l'année climatique (cf. chap. II). On peut déterminer quatre étapes dans l'évolution des débits (deux saisons hydrologiques et deux étapes de transition) :

- un hiver hydrologique : d'après les diagrammes ombrothermiques des trois stations pluviométriques aux différentes altitudes (cf. chap. II), l'hiver hydrologique commence au mois de décembre sur la côte et en novembre en altitude, où les précipitations deviennent abondantes dans le temps (le nombre de jours pluvieux est de 35/65 j par an) et en quantité (le total précipité de décembre à mars atteint son maximum, soit 739 mm sur un total de 987 mm pour l'année)⁽³⁾. C'est donc à partir de décembre que les débits évoluent rapidement, et que les premières pointes de crues apparaissent. Pendant cette période de hautes eaux (décembre - mars), les températures sont relativement faibles, de même que l'évapotranspiration.

- une étape de transition printanière : dès avril, les jours pluvieux sont beaucoup moins nombreux que dans la phase

(2) Etant donné sa situation en latitude (entre les déserts subtropicaux et la zone tempérée) et sa situation géographique (sur la côte orientale de la Méditerranée) la région côtière intermédiaire du Liban connaît un climat méditerranéen caractérisé par des précipitations hivernales et une sécheresse estivale.

(3) Les précipitations annuelles moyennes à :

- Saïda	sont de 660 mm,	les précipitations de décembre-mars	sont de 484 mm
- Gharifé	1000 mm, " " " "	" " " "	735 mm
- Kfar Nabrakh	1300 mm, " " " "	" " " "	998 mm

ces stations sont respectivement situées à 5 m, 680 m et 1020 m d'altitude.

précédente, et les températures et l'évapotranspiration deviennent fortes, ce qui réduit rapidement le débit et désamorce bientôt le réseau hydrographique.

- un été hydrologique : c'est à partir du mois de mai (aux différentes altitudes) que l'été surgit brutalement. La sécheresse estivale s'installe et dure près de 7 mois en moyenne. C'est la saison du dessèchement des sols, du tarissement des nappes subsuperficielles ; les nappes souterraines se vidangent, mais jamais suffisamment pour provoquer le tarissement total des sources principales de la région : Safa (le Damour), Barouk et Niha (l'Awali-Bisri), Tassé (le Zahrani).

- une étape de transition automnale : cette phase, qui débute en octobre sur presque toutes les altitudes, correspond graphiquement au point de rencontre de la courbe des précipitations et de la courbe des t°c ("p" = 2 t°c) (LAMBERT (R), op. cit.) où les précipitations sont encore inférieures à l'évapotranspiration. Il n'y a donc pas encore d'écoulement. A partir du mois de novembre (toujours d'après les diagrammes ombrothermiques), les précipitations deviennent supérieures à l'évapotranspiration, et par suite, la remontée relative des débits est évidente, à partir du moment où la succession des épisodes pluvieux va saturer la rétention capillaire des sols, et alimenter l'écoulement, directement et indirectement, par les nappes souterraines qui, à leur tour, réalimentent les sources.

D'après ce qui précède, on constate que c'est bien durant la dernière phase que débute l'année hydrologique, et plus précisément au mois de novembre. D'autre part, il est vrai que l'année climatique débute en septembre, mais le bilan hydrique reste négatif ($p < ETP$) jusqu'au mois d'octobre, et il n'y a par conséquent pas d'évolution positive de l'écoulement tant que le bilan climatique est négatif.

Pour lever cette ambiguïté, on se servira de l'indice (R) mesurant le degré de corrélation des précipitations et des débits pour trois années hydrologiques probables : la première est celle de septembre, la 2ème celle d'octobre, et la 3ème celle de novembre.

IX.1.2 - Coefficient de corrélation (R)

Le coefficient de corrélation R est le mieux placé pour désigner l'année hydrologique la mieux adaptée commençant en septembre, octobre ou novembre. Le calcul direct de R à partir des valeurs de la distribution (pluie - débit) est :

$$R = \frac{1}{n} \frac{\sum (x_i - \bar{x}) (y_i - \bar{y})}{\sqrt{x} \cdot \sqrt{y}}$$

avec y_i = débit annuel particulier
 \bar{y} = moyenne
 \sqrt{y} = écart - type de débit
 x_i = pluie actuelle
 \bar{x} = pluie moyenne
 \sqrt{x} = écart - type de pluie

Les résultats reportés dans le tableau n° 70 montrent que la différence reste minime entre les valeurs des coefficients de corrélation pluies - débits obtenues dans le cadre des trois années hydrologiques : septembre-août, octobre-septembre, novembre-octobre. Le coefficient de corrélation est de 0.93 à 0.95 à Marj-Bisri, de 0.95 à 0.98 à Ouadi es-Sitt et à la Centrale de Reçhmaya. Cependant, la meilleure année hydrologique demeure relativement celle d'octobre-septembre sur la plupart des stations, exception faite de la Centrale de Reçhmaya et d'el-Hammam où la meilleure année hydrologique est celle de novembre-octobre. L'explication que l'on peut donner au choix des mois d'octobre ou novembre comme début de l'année

Tableau n° 70 : Coefficients de corrélation pluies-débits pour les années hydrologiques (septembre-août, octobre-septembre et novembre-octobre) débutant avec les premières pluies sur la station.

Station	Nbre d'années d'observation	Année hydrologique		
		sept-août	oct-sept.	nov-oct.
O. es-Sitt	8	0.97	0.98	0.95
Centrale de Rechmaya	8	0.95	0.98	0.99
Jisr el-Qâdi	18	0.92	0.98	0.88
el-Hammam	8	0.95	0.94	0.97
Marj-Bisri	21	0.93	0.95	0.94
O. el-Leimoun	10	0.88	0.93	0.93
Embouchure du Saïniq	8	0.96	0.98	0.93
O. el-Akhdar	10	0.90	0.96	0.90
Deir ez-Zahrani	8	0.88	0.96	0.94
Embouchure du Zahrani	8	0.88	0.95	0.93

hydrologique réside dans la reprise progressive de l'écoulement, probablement par la voie de l'alimentation pluviale, tandis que le volume d'emmagasinement potentiel dans le sol atteint son point le plus faible, cette faiblesse se ressentant nettement par la diminution de la restitution des sources.

Or, contrairement à l'idée générale envisageant à la fois le point de départ de l'année hydrologique et la fin de la saison sèche en septembre, cette année hydrologique (septembre-août) a un coefficient de corrélation relativement plus faible (il est de 0.88 à Ouadi el-Leimoun, à Deir ez-Zahrani et à l'embouchure du Zahrani) que les années hydrologiques commençant en octobre et novembre. Ici, il semblerait que le début de la pluviométrie de la saison joue un rôle dominant dans la détermination de l'année hydrologique, en dépit de sa médiocrité.

Finalement, l'année hydrologique, dans la région, correspond généralement aux cycles de deux phénomènes. Le premier est celui du tarissement des sources, et par

conséquent, son rôle dans la perturbation du bilan est très faible. Le deuxième est celui du débit effectif de la saison pluviométrique, après plus de 3 mois de sécheresse totale.

IX.2. Corrélation des précipitations et des débits annuels

L'intérêt de ce type d'étude est de mesurer le degré de liaison entre les débits et les pluies. Ensuite, quand les corrélations des précipitations et des débits annuels seront irrégulières d'une année à l'autre, une étude des bilans annuels particuliers s'imposera. Puis cela aboutira également à calculer les bilans globaux d'après plusieurs critères.

Les caractères statistiques des pluies et des débits des 4 bassins versants dont la variabilité interannuelle est décrite par les valeurs du coefficient de variation CV et l'indice $K_3 = \frac{D90 \%}{D10 \%}$ (des variables rangées dans l'ordre croissant), sont portés dans le tableau n° 71.

Au cours d'une étude statistique, on a calculé la corrélation pluvio-fluviatile annuelle du Bisri à Marj-Bisri sur 19 ans, et du Damour à Jisr-el-Qâdi sur 22 ans ⁽⁴⁾, d'après la construction de la droite de régression (fig. 74). La liaison entre les pluies et débits annuels particuliers est figurée par des points qui sont les indices annuels des précipitations et de l'écoulement, les valeurs X (pluie) et Y (débit) relatives à une même année représentent un point par rapport aux deux axes, l'abscisse (OX) et l'ordonnée (OY). On a donné les indices de pluies et les débits annuels en valeurs absolues : hauteurs d'eau en mm. D'après ces diagrammes de dispersion, on remarque que les points figuratifs sont plus ou moins dispersés et que l'allure générale de la dispersion de ces points suit relativement la ligne moyenne. Sur le graphique, il apparaît que la relation est linéaire, et le cas

(4) La courte durée d'observation (5 à 6 ans) sur les autres stations rend une telle étude statistique pratiquement insignifiante.

d'ajustement par la droite de régression, qui est de la forme : $Y = ax + b$, traduit mieux cela. Les paramètres (a) et (b) de cette droite de régression de Y en X (droite d'estimation moyenne des débits en fonction des pluies) sont déterminés par les formules :

$$a = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2}$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x}$$

Ainsi, la valeur du paramètre (a) a une signification intéressante sur chaque bassin (DACHARRY (M), 1974). Si elle est supérieure à 1 (Jisr-el-Qâdi), cela signifie que les variations des débits sont excessives par rapport aux variations pluviométriques. Si elle est inférieure à 1 (Marj-Bisri), cela veut dire que les variations des débits ne sont pas très sensibles par rapport aux variations pluviométriques, probablement à cause de la relative perméabilité de son terrain. Or, le degré de corrélation est en premier lieu fonction de la pente (a) qui lie les valeurs fluviales ($y_i - \bar{y}$) aux valeurs pluviales ($x_i - \bar{x}$). Cette pente, qui est inférieure à 1 (0.80) à Marj-Bisri, se traduit par l'infériorité des écarts des débits par rapport à ceux des pluies, et cela explique par ailleurs le rôle important de la formation perméable (95 % du bassin versant de l'Awali-Bisri) qui retient l'eau de pluie d'une part, et qui règle les débits d'autre part. Contrairement à cela, dans le cas où la pente est supérieure à 1 (1.18) à Jisr el-Qâdi, cela signifie que les écarts des débits sont supérieurs à ceux des pluies. Ces écarts des débits peuvent s'expliquer par la prédominance d'une formation imperméable dans le bassin versant du Damour (65 %).

Le coefficient de corrélation R, calculé au début de ce chapitre, et qui caractérise la liaison entre les indices pluvieux et fluviaux annuels, nous renseigne également sur la qualité de l'ajustement à la droite de régression et sur le

degré de corrélation. En outre, il permet de préciser, de part et d'autre de la ligne d'équation $y = ax + b$, une bande dite intervalle de confiance délimitant les fluctuations probables des valeurs débits - pluies. Cet intervalle de confiance a (p) chances pour cent de contenir la valeur recherchée pour un risque d'erreur de $100 - p$.

Cette distance est définie à partir de l'écart - type des résidus et de la racine carrée de variance dont la distribution des résidus a pour moyenne 0 par définition (Groupe CHADUIE, 1974) : $\sqrt{E} = \sqrt{y} \sqrt{1 - R^2}$

Les équations des droites enserrant donc, selon les lois de probabilité, la quasi totalité (95 %) des points figuratifs sont :

$$y = ax + b - 2 \sqrt{E} \quad \text{et} \quad y = ax + b + 2 \sqrt{E}$$

et les équations des droites enserrant, par exemple, les 2/3 (68 %) des valeurs sont :

$$y = ax + b - \sqrt{E} \quad \text{et} \quad y = ax + b + \sqrt{E}$$

Pour les bassins du Damour à Jisr el-Qâdi (22 ans), et du Bisri à Marj-Bisri (19 ans), qui ont respectivement une hauteur de pluie annuelle moyenne de 1095 et de 1248 mm, et un débit moyen de 892 et 668 mm, la droite d'estimation des débits en fonction des pluies a pour équation :

$$y = 1.18 x - 400 \quad \text{à Jisr el-Qâdi}$$

$$y = 0.80 x - 324 \quad \text{à Marj-Bisri}$$

et en délimitant les valeurs probables des débits particuliers ces équations deviennent, à Jisr el-Qâdi :

$$y = 1.18 x - 400 \pm 140 \quad \text{soit } 68 \%$$

$$y = 1.18 x - 400 \pm 280 \quad \text{soit } 95 \%$$

et à Marj-Bisri :

$$y = 0.80 x - 324 \pm 91 \quad \text{soit } 68 \%$$

$$y = 0.80 x - 324 \pm 182 \quad \text{soit } 95 \%$$

Ces résultats obtenus, analysant les corrélations pluie - débit particulier, sont représentés dans la figure 74.

En deuxième lieu, le degré de corrélation est aussi lié au coefficient de corrélation R qui est satisfaisant sur tous les bassins versants, puisque le coef. R le plus faible est de 0.88 à O. el-Leimoun, à Deir ez-Zahrani et à l'embouchure du Zahrani, et que le plus élevé est de 0.97 à O. es-Sitt.

En outre, l'adoption de l'année hydrologique octobre - septembre donnera une corrélation encore meilleure sur tous les bassins versants entre les précipitations annuelles et les débits particuliers.

Malgré la corrélation étroite pluie - débit⁽⁵⁾ qui se manifeste dans les 4 bassins versants, les valeurs des débits ne sont pas exactement proportionnelles à celles des pluies, dans la mesure où les autres variables (T°, intensité des précipitations, pluies et débits des périodes antérieures, etc...) ne réagissent pas de la même façon d'une année à l'autre. Par conséquent, la méthode qui nous permet de mieux saisir les écarts entre les débits journaliers et les précipitations est le bilan hydrologique qui englobe les trois principaux facteurs : pluies (p), débits (p') et déficit (D).

IX.3. Bilans hydrologiques de la période de référence

L'évaluation du bilan hydrologique en général et le déficit en particulier, dans nos bassins versants dont les cours d'eau sont soumis, soit à des apports extérieurs, soit à des dérivations vers l'extérieur, nécessitent l'utilisation de plusieurs méthodes (formules) qui permettent de mesurer le déficit "réel" d'une part, et de calculer le déficit "potentiel" d'autre part.

(5) Compte tenu de la courte durée d'observation, ces résultats sont à prendre avec prudence.

L'équation générale qui permet de mesurer le déficit est la suivante :

$$p = p' + D \pm \Delta R$$

Nous choisissons une période telle que R (variation de stockage des eaux souterraines) soit négligeable, comme l'année hydrologique par exemple. L'équation devient alors :

$$p = p' + D \implies D = p - p'.$$

En revanche, les formules qui nous permettent de calculer le déficit sont celles mesurant le déficit global (E), comme la formule de TURC (L), 1953, par exemple :

$$D \text{ ou } E \text{ de TURC} = \frac{p}{\sqrt{0.9 + \frac{p^2}{L^2}}}$$

où le terme E, qui est calculé à partir des seules précipitations et de la T°C moyenne annuelle, représente la cause principale du déficit. C'est la raison pour laquelle E pourrait remplacer le déficit (E = D).

La comparaison des valeurs obtenues d'après ces deux termes, pour une période commune de cinq ans et pour les 9 stations (tableau n° 72 et fig. 75), montre que :

1) les valeurs du déficit calculé par la formule de TURC sont en moyenne supérieures à celles du déficit mesuré (p - p'). Ouadi el-Leimoun et O. es-Sitt font l'exception, où l'exploitation par pompage en amont de la station de jaugeage sur la première, et le transfert superficiel vers l'extérieur sur la deuxième, vont diminuer le débit et par conséquent augmenter le déficit mesuré.

2) le D de TURC est relativement plus élevé sur les bassins versants au nord de la région (sur le Damour de l'Awali-Bisri) qu'au sud (sur le Saïniq et le Zahrani).

3) le D de TURC est donc plus élevé sur le haut du bassin, là où l'humidité relative est faible, que sur le bas du bassin, où l'humidité relative est forte et influencée par la Méditerranée.

4) le déficit calculé, selon TURC, varie parallèlement, et quelle que soit l'année, au déficit mesuré, selon la formule $D = p - p'$, en particulier en bas des bassins versants (fig. 75).

5) le fait que le déficit moyen et le déficit annuel particulier calculés sont très rapprochés du déficit moyen et du déficit annuel particulier mesurés dans le bas des bassins versants permet de supposer qu'il serait possible, en cas d'absence de données hydrologiques, d'estimer la lame d'eau écoulée à l'échelle de l'année d'après le déficit calculé de TURC qui équivaut à $D = p - p'$. Par contre, le grand écart entre les deux valeurs sur le haut des bassins versants prendrait la valeur du D de TURC inutilisable comme équivalent du déficit mesuré sur les stations aux sources, parce que le déficit ici ne résulte pas de la relation précipitations - température selon la formule de TURC.

IX.3.1 - Déficit moyen et particulier

Le déficit moyen, dans la région d'étude, varie de 316 mm (à O. el-Akhdar) à 773 mm (à O. es-Sitt)⁽⁶⁾. Le déficit particulier maximum a été en 1968/69 de 85 mm à O. el-Leimoun, et le déficit particulier minimum a été en 1956/57 de 134 mm à Jisr el-Qâdi⁽⁷⁾. En outre, c'est également à O. el-Leimoun que l'on a mesuré l'écart le plus important entre les deux extrêmes: il est de 620 mm. Et puisque le déficit varie d'une

(6) Le déficit moyen est élevé à O. es-Sitt à cause des reprises superficielles vers l'extérieur, en amont de la station de jaugeage, de $2,6 \text{ m}^3/\text{s}$, en raison de l'existence d'un tunnel descendant vers la Centrale de Rechmaya. C'est pourquoi le bilan sur cette dernière est toujours bénéficiaire.

(7) A vrai dire, le déficit annuel moyen du Damour à Jisr el-Qâdi est affaibli à cause des apports d'eau venant de l'extérieur d'un volume de 40 Mm^3 par an à peu près. Pour cette raison, la station pluviométrique de Jisr el-Qâdi n'est pas la mieux placée pour mesurer le déficit à la station hydrologique de Jisr el-Qâdi dont les résultats sont insignifiants (par exemple, le déficit en 1963/64 a été de 98 mm seulement, et en 1961/62 il a été de 113 mm). On a donc remplacé la station pluviométrique de Jisr el-Qâdi par celle d'Ain-Zhalta qui se situe sur le haut du bassin du Damour.

année à l'autre, il est donc impératif d'étudier cette variabilité interannuelle d'après les facteurs qui en paraissent responsables, directement ou indirectement, tels la précipitation, la température, l'évaporation, etc...

IX.3.1.1. Corrélation entre déficit, altitude et pluie

Sur les deux bassins versants les plus élevés, celui du Damour (1000 m d'altitude moyenne) et celui de l'Awali-Bisri (1180 m d'altitude moyenne), les précipitations moyennes sont respectivement de 1228 mm et de 1248 mm tandis que le déficit moyen, qui est de 433 mm pour le Damour, dont les débits sont influencés, et de 672 mm pour le Bisri, ne correspond pas aux pluviométries moyennes peu différentes sur les deux bassins. Par contre, sur les deux autres bassins dont les altitudes moyennes sont de 590 m sur le Saïniq, et de 660 m sur le Zahrani, les déficits moyens sont respectivement de 745 mm et de 792 mm (tableau n° 79).

Il est donc vraisemblable que les déficits les plus forts se rencontrent sur les bassins situés à l'altitude moyenne la plus faible. Il en va de même pour la précipitation et le déficit moyens annuels (fig. 76). A partir de ce qui précède, et d'après la situation de ces 4 stations :

Station	Altitude moyenne (m)	Précipitation moyenne (mm)	Déficit moyen (mm)
le Saïniq à l'embouchure	590	876	745
le Zahrani à l'embouchure	660	1037	792
le Bisri à Marj-Bisri	1180	1248	672
le Damour à Jisr-Qâdi	1000	1228	433

est-il possible de déduire une relation approximative, d'un certain rang, entre le déficit moyen et l'altitude d'une part (altitude \uparrow ; déficit \downarrow), et entre la pluviosité et le déficit d'autre part (pluie \uparrow ; déficit \downarrow) ?

IX.3.1.2. Déficit extrêmes

Pour une appréciation comparative de la variabilité dans les 4 bassins versants nous avons représenté dans le tableau n° 73 les rapports significatifs entre maxima et minima des trois termes du bilan hydrologique, et cela pour une période variant de 5 à 21 ans.

Au terme de cette comparaison, on remarque que le rapport des déficits extrêmes particuliers apparaît légèrement inférieur sur le bas des bassins versants par rapport au haut des bassins versants, exception faite du Damour à Jisr el-Qâdi où l'on signale aussi le rapport $\frac{\text{max}}{\text{min}}$ le plus élevé de la région: 4,16, alors que le rapport $\frac{\text{max}}{\text{min}}$ à O. es-Sitt (amont du Damour) est de 1,3 seulement. Cependant, les variations des déficits, qui n'ont pas la même ampleur sur le haut et le bas du bassin versant d'une année à l'autre, ont par contre la même ampleur sur le haut des bassins versants d'une part, et sur le bas des bassins versants d'autre part. Cela se vérifie quelles que soient la superficie et l'altitude moyenne du bassin versant, de sorte que le rapport des déficits extrêmes en bas des bassins versants est de 1,25 sur le Zahrani, de 1,55 sur le Saïniq, de 1,75 sur le Bisri et de 1,66 sur l'Hammam, tandis qu'il est de 2,55 en amont du Zahrani et de 2,1 en amont du Saïniq. Cette amplitude inégale des valeurs extrêmes entre le bas et le haut du bassin versant peut s'expliquer par la différence des réserves souterraines restituées par les sources d'une année à l'autre, et par la différence de pluviosité (plus ou moins abondante) sur les hautes altitudes (2070 mm à O. es-Sitt, 1995 mm à Marj-Bisri) d'une part, et d'autre part, par la médiocrité relative des précipitations particulières maximales sur les moyennes et les basses altitudes (1117 mm à l'embouchure du Saïniq et 1197 mm à l'embouchure du Zahrani), d'où l'amplitude des valeurs extrêmes du déficit plus forte sur les hautes altitudes que sur les basses altitudes.

Le meilleur exemple ici est l'alimentation pluviale maximale particulière de 1683 mm qui a donné un déficit record de 1185 mm en amont du Saïniq, face à 1117 mm de précipitation

maximale et 775 mm de déficit record en aval. Par contre, sur le Zahrani, à O. el-Akhdar, ce n'est pas le déficit record (444mm) qui est la cause de l'élévation du rapport $\frac{\text{max.}}{\text{mini.}}$ (2.55), mais le déficit minimum (174 mm) (alors que le déficit minimum n'a jamais été inférieur à 565 mm en amont du Saïniq). Il en va de même pour le Damour à Jisr el-Qâdi où c'est le déficit minimum (134 mm) qui est responsable de l'élévation du rapport (4,16), et non le déficit maximum (557mm). Il faut ajouter que l'explication de ce déficit médiocre ne réside pas seulement dans les disparités morphologiques "minimes" mais, et surtout, dans des causes artificielles. En effet, malgré une concentration plus rapide des eaux de ruissellement, favorisée dans le cas du Damour et du Zahrani en amont où la pente générale est plus forte que sur le Saïniq, les résultats obtenus montrent une différence négligeable sur le bas des deux bassins versants (du Zahrani et du Saïniq) entre les déficits minima (499 mm sur le Saïniq et 507 mm sur le Zahrani).

Dans le cas où le rapport des déficits particuliers extrêmes est relativement élevé, il est normal de le lier à la variabilité annuelle de l'intensité de la pluie, et en même temps à l'état de saturation du sol⁽⁸⁾, à la possibilité de pertes définitives dans le calcaire, et surtout aux fluctuations des débits des sources. Dans le cas où les rapports des déficits particuliers extrêmes sont plus ou moins différents d'un bassin à l'autre, mises à part les variations des précipitations, les causes principales en sont les disparités morphologiques (tableau n° 74) qui peuvent jouer un rôle même relatif, parce qu'ici, la dénivellation, la pente générale et l'indice de compacité sont très proches dans les 4 bassins versants. En conséquence, cette irrégularité des

(8) Le déficit reste faible tant que l'averse est intense, empêchant ainsi le terrain d'accumuler l'eau précipitée. Au contraire, le déficit est élevé tant que la pluie est d'une intensité faible, ou tant qu'elle est encore répartie dans le temps, subissant l'effet de l'évaporation.

déficits d'écoulement et les écarts nous conduisent à étudier les causes principales qui produisent les phénomènes d'irrégularité et de variabilité.

IX.3.1.3. Variabilité des déficits particuliers en fonction des précipitations

Ceci nous amène à étudier la variabilité des déficits par rapport à celle des pluies, or l'on constate que l'écart entre les variabilités de ces deux termes est très faible. C'est la raison pour laquelle on suppose que la variabilité des précipitations est responsable directement de la variabilité des déficits.

On évoquera tout d'abord la variabilité du déficit annuel dans les différents bassins d'après les diagrammes de dispersion, en fonction des précipitations. Les droites de régression y sont calculées et tracées. D'après la fig. 77, on constate que la corrélation est étroite, sur le Saïniq à O. el-Leimoun et à l'embouchure, sur le Bisri à Marj-Bisri et sur l'Hammam, entre pluies annuelles et déficits moyens. C'est bien l'augmentation des précipitations qui est à l'origine de la croissance accélérée des déficits. Ce n'est pas le cas ailleurs, comme par exemple à O. el-Akhdar, où l'on observe une tendance à la décroissance des déficits avec les plus fortes précipitations, à Jisr el-Qâdi et O. es-Sitt, où les valeurs du déficit sont assez dispersées. La variabilité interannuelle des précipitations n'explique donc pas suffisamment l'irrégularité des déficits d'écoulement sur ces trois dernières stations. Une fois de plus, ces résultats confirment les résultats obtenus d'après l'étude des rapports pluies - déficits extrêmes (le rapport des pluies extrêmes n'excède pas 2,86, tandis que le rapport des déficits extrêmes dépasse 4 à Jisr el-Qâdi et à O. el-Akhdar, le rapport des déficits extrêmes dépasse celui des pluies extrêmes, etc...). Suite à ces résultats, il semble donc que dans certains petits bassins bien arrosés,

l'appréciation de l'évolution de l'écoulement d'après les valeurs extrêmes des déficits va être sous-estimée ou surestimée.

En revanche, pour examiner cette évolution d'une manière plus certaine, on utilisera le coef. d'écoulement $cr = \frac{p'}{P}$ qui traduit relativement bien ce phénomène très variable selon les années (tableau n° 75). Cet indice est beaucoup plus dispersé sur le Damour à Jisr el-Qâdi qu'ailleurs (0,44 - 0,85), tandis que sur le Saïniq, il reste en général faible (0,14 - 0,31), de même que sur le Zahrani moyen et inférieur (0,19 - 0,47)), où la pluviosité relativement faible et surtout la réserve médiocre des sources font de ce quotient d'écoulement le plus faible parmi les quotients d'écoulement des 4 cours d'eau. Ceci signifie que sur le Saïniq et le Zahrani, en général, le déficit d'écoulement relatif reste très élevé par rapport à la pluie tombée. Or, plus le quotient d'écoulement est élevé, moins le déficit est élevé. On peut faire la constatation d'après le quotient d'écoulement moyen, qui est très différent d'un bassin à l'autre :

0,66	à Jisr el-Qâdi (Damour)
0,48	à Marj-Bisri (Bisri)
0,15	à l'embouchure du Saïniq
0,25	à l'embouchure du Zahrani

Par ailleurs, un autre indice nous informe également sur l'évolution de l'écoulement : le coefficient de variation (cf. tableau ci-dessous). On constate que les pluies moyennes annuelles varient à peu près de la même manière (de 0,28 à 0,22) sur tous les bassins versants, et quelle que soit la période d'observation.

Tableau n° 76 : Coefficient de variation des pluies, des débits et des déficits annuels particuliers sur le Zahrani, le Saïniq, le Bisri, le Damour, le Safa et l'Hamman.

Cours d'eau	CV pluie	CV débit	CV déficit
le Safa à O. es-Sitt	0,23	0,44	0,10
l'Hamman avant la confluence	0,24	0,44	0,21
le Damour à Jisr el-Qâdi	0,24	0,41	0,40
le Bisri à Marj-Bisri	0,28	0,40	0,16
le Saïniq à O. el-Leimoun	0,28	0,57	0,28
le Saïniq à l'embouchure	0,26	0,71	0,17
le Zahrani à O. el-Akhdar	0,22	0,31	0,31
le Zahrani à Deir ez-Zahrani	0,23	0,56	0,15
le Zahrani à l'embouchure	0,23	0,68	0,10

D'autre part, la variabilité pluviale n'est de même ordre que celle du déficit qu'à el-Hamman et O. el-Leimoun. Sur les autres stations, le CV des pluies n'est pas en corrélation étroite avec celui des déficits, puisque pour le bassin du Damour à Jisr el-Qâdi, le CV du déficit est de 0.4, alors que le CV des pluies est de 0,24. Pour le Safa à O. es-Sitt, le Bisri à Marj-Bisri, le Saïniq à l'embouchure et le Zahrani à l'embouchure et à Deir es-Zahrani, le CV est inférieur à celui des pluies. Contrairement à cela et partout, le CV du débit est beaucoup plus élevé que celui des pluies, et l'écart entre le CV du débit et celui du déficit est par conséquent très grand ; seuls les CV du débit et du déficit à Jisr el-Qâdi et O. el-Akhdar sont de même ordre.

On peut conclure de tout cela que :

1) la variation du déficit est plus faible que celles du débit et de la pluie, et cela sur 6 stations : $CV_D < CV_P < CV_Q$.

2) la variation du déficit est égale à celle du débit et supérieure à celle de la pluie, à Jisr el-Qâdi et à O. el-Akhdar : $CV_D = CV_Q > CV_P$.

3) la variation du déficit est égale à celle de la pluie et inférieure à celle du débit à O. el-Leimoun : $CV_D = CV_P < CV_Q$.

Il reste donc à évoquer un autre facteur qui nous semble avoir une influence sur cette variabilité des déficits : la température et la répartition des pluies dans la saison humide. On peut en effet se demander comment une concentration de pluies sur 3 ou 4 mois va pouvoir hausser la valeur du déficit moyen.

IX.3.1.4. Relation déficit - température

En général, la température et l'évaporation de l'atmosphère diminuent avec l'altitude : le bassin du Saïniq, qui a l'altitude moyenne la moins élevée (590 m), a relativement la T°C moyenne la plus forte (17,8°C), et le bassin du Bisri, qui a l'altitude moyenne la plus élevée, a la T°C la plus faible (16,2°C). Mais cela ne donne aucune relation significative entre déficit moyen et T°C annuelle moyenne sur les 4 bassins versants, ni d'ailleurs entre déficits particuliers et températures moyennes annuelles (fig. 78), parce que pour une même température (15,5°C), les déficits particuliers sont, par exemple, de 113 mm et de 406 mm sur le bassin du Damour, et de 486 mm et de 686 mm sur celui du Bisri.

C'est pourquoi la température annuelle moyenne ne semble pas être un facteur décisif par rapport au déficit mesuré. En effet, quelle que soit la T°C, une surabondance de précipitations va augmenter le déficit sur la plupart des stations, ou va profiter à l'infiltration, ceci dépendant, tant de l'état de saturation du sol que du moment où l'ETP atteint sa valeur maximale.

En conséquence, exception faite de la relation déficit/température, les relations établies entre précipitations, altitude et déficit, peuvent aider à saisir les influences probables des divers facteurs dans ces petits bassins dont les bilans moyens annuels sont maintenant connus avec quasi certitude.

IX.3.2 - Bilans mensuels et saisonniers

IX.3.2.1. Bilans saisonniers particuliers

Il est logique de penser que la répartition saisonnière des précipitations (sur 7 à 8 mois au maximum) peut avoir un rôle concret dans la variabilité des déficits.

En effet, une part importante des précipitations d'une année est concentrée en automne et au début du printemps, soit 42 % sur chacun des deux bassins du Damour et du Bisri, et 45 % sur chacun de ceux du Zahrani et du Saïniq.

La valeur du déficit est alors élevée car : 1) la température de ces deux saisons est élevée et l'évaporation également, 2) une partie des pluies survenant après la saison chaude sera consacrée au renforcement de l'humidité du sol et des réserves souterraines. Cette partie sera donc nécessairement soustraite au ruissellement immédiat.

La valeur relative du déficit de la saison automnale est plus élevée que celle de la précipitation, et cela sur les 4 bassins versants :

<u>Elément du bilan</u>	<u>Automne</u>	<u>Hiver</u>
Précipitation variant d'un bassin à l'autre	31 à 39 %	56 à 58 %
Ecoulement " " "	12 à 15 %	62 à 70 %
Déficit " " "	43 à 51 %	52 à 49 %

Il faut ajouter que les pluies des saisons tempérées (automne - printemps) varient davantage que les pluies d'hiver, d'où les coefficients de variation sur :

	<u>Printemps</u>	<u>Automne</u>	<u>Hiver</u>
le Damour	1,07	0,79	0,52
le Bisri	1,16	0,73	0,52

D'autre part, le tableau n° 77 nous renseigne aussi sur l'influence de la répartition des pluies. On remarque, par

exemple, que de gros déficits (des valeurs de déficits particuliers supérieures à la moyenne) correspondent à une forte pluviosité automnale ou printanière, comme pour les années 1951/52 (Damour), 1955/56 (Bisri), 1961/62 (Damour et Bisri), 1965/66 (Damour et Bisri). Cependant, certaines années, comme 1952/53 (sur le Bisri), et 1958/59 et 1959/60 (sur le Damour), la plus forte précipitation hivernale est accompagnée cette fois d'une forte valeur du déficit atteignant respectivement 731 mm, 408 mm, et 495 mm. D'une façon générale, la corrélation entre précipitations de la saison d'automne et déficits annuels, d'après la fig. 80, est plus ou moins significative à Marj-Bisri et à Jisr el-Qâdi. Par ailleurs, à Jisr el-Qâdi, la relation est moins mauvaise entre précipitations automnales et déficit annuel qu'entre précipitations annuelles et déficits (fig. 77), avec une amélioration peu appréciable.

On peut donc conclure que la variabilité des déficits saisonniers (automne-printemps), d'un bassin à l'autre, et même dans un même bassin, apparaît comme la plus révélatrice des disparités géographiques et climatiques de la région. Durant un automne chaud et humide, le déficit mensuel sera plus élevé que pendant un automne sec et également chaud (de même, le déficit sera plus faible lors d'une année sèche que lors d'une année humide).

Après avoir constaté que la liaison entre déficits et pluies automnales n'était pas très satisfaisante, l'étude de la disparité climatique nous amène à évoquer l'influence de la pluie et de la T°C mensuelle moyenne.

IX.3.2.2. Bilan moyen mensuel

Pour évaluer et comparer les bilans moyens mensuels des 4 bassins versants, il est indispensable de confronter les différentes formules, comme par exemple celles de TURC, de

THORNTHWAITE,... pour essayer d'améliorer l'estimation des termes du bilan moyen mensuel.

Il faut noter tout d'abord qu'en raison de l'insignifiance des bilans des mois relativement ou totalement secs (mai - septembre)⁽⁹⁾, l'étude des bilans mensuels concerne essentiellement les mois humides. D'autre part, parmi les mois déficitaires (octobre - avril), on constate que ce sont ceux de décembre, janvier et février qui ont le déficit le plus élevé à Jisr el-Qâdi, et les mois de novembre, décembre et janvier à Marj-Bisri et à l'embouchure du Saïniq et du Zahrani. On remarque donc que le déficit maximum survient pendant les mois les plus pluvieux, surtout à la fin de l'automne et plus précisément au mois de décembre (tableau n° 78).

A titre de comparaison, on note que le déficit et l'ETP (calculée d'après la formule de HOLDRIGE) évoluent inversement, ce qui est naturel puisque le déficit est fonction de pluie/débit et que l'ETP est fonction de la seule T°C. L'ETP diminue donc avec la baisse de la T°C en hiver, et le déficit s'accroît avec la pluie, c'est-à-dire en hiver, d'où la relation inversement proportionnelle entre déficit et ETP⁽¹⁰⁾.

Par ailleurs, on remarque que l'ETR maximale, calculée d'après la formule de TURC : $ETR \text{ mensuelle (mm)} = \frac{P + 100 - \bar{D}}{2}$ survient durant le mois le plus pluvieux sur le

(9) Pour les mois secs, et puisque le déficit est fonction des pluies/débit et que l'ETR est fonction des pluies/T°C, l'ETP de HOLDRIGE, qui est fonction de la température seulement, est la valeur la plus significative dans ce domaine.

(10) Puisque l'évapotranspiration dépend de la variation de la T°C, l'irrégularité de l'ETP est donc la conséquence directe de cette variabilité. Parallèlement, plus la T°C est élevée, plus le déficit devrait, théoriquement, s'accroître. Mais ce n'est pas le cas ici, car ce qui agit en fait sur le déficit mensuel, ce sont les conditions pluviales. C'est pourquoi l'ETP mensuelle, qui est fonction de la T°C, a une relation inversement proportionnelle avec le déficit mensuel.

Saïniq, le Zahrani, le Damour et le Bisri. D'où la conclusion suivante :

- . l'ETR mensuelle de TURC \nearrow quand P \nearrow
- . l'ETR mensuelle de TURC \searrow quand P \searrow

D'autre part, le tableau n° 78 révèle que les trois mois où l'ETR de TURC est la plus élevée (janvier, février et mars), se décalent d'un (à Jisr el-Qâdi) à deux mois (à Marj-Bisri et à l'embouchure du Saïniq et du Zahrani) par rapport à ceux du déficit mesuré (p-p') le plus élevé.

L'avantage de l'ETR calculée selon THORNTHWAITE, c'est-à-dire l'ETR est égale à l'ETP si les précipitations du mois sont supérieures à l'ETP, et l'ETR est égale à la précipitation du mois si cette dernière est inférieure à l'ETP (REMENIERAS (G.), 1986), est que cette méthode tient compte de la répartition des précipitations et des températures au cours de l'année, mais elle a pour inconvénient de ne pas prendre en considération les précipitations nulles pendant les mois secs.

- En dehors des mois d'octobre jusqu'à mars, le déficit D ($D=p-p'$), comme l'E (du mois) de TURC et l'ETP de THORNTHWAITE, n'a pas de sens puisqu'il devient négatif, c'est-à-dire que l'on se trouve dans une situation d'excès.

- On constate que l'ETR mensuelle de THORNTHWAITE et l'ETR mensuelle de HOLDRIGE, qui se correspondent relativement, sont bien inférieures pendant les mois humides à l'ETR mensuelle de TURC.

- Enfin, le total de l'ETR et de l'ETP mensuelles, c'est-à-dire la somme des douze indices mensuels qui constituent l'indice annuel, quelque soit la méthode suivie, est supérieur au déficit mesuré annuel.

IX.3.3 - Bilan global

L'établissement, dans chacun des 4 bassins versants, d'un bilan global d'écoulement révèle, à l'échelle régionale, et jusqu'à un certain point, les rapports entre les différents termes du bilan hydrologique. Pour cela, il convient de regrouper les multiples informations recueillies sur l'ensemble du bassin versant pour les mettre dans leur cadre de fonctionnement, c'est-à-dire dans le bilan hydrologique global. Les principaux résultats des bilans globaux hydrologiques, les valeurs moyennes des pluies, de l'écoulement, du déficit et du quotient d'écoulement, ainsi que les altitudes moyennes et les superficies, sont regroupées dans le tableau n° 79, à côté des températures annuelles moyennes qui sont calculées à partir des "rares moyennes" disponibles (qui, dans le meilleur cas, ne dépassent pas 20 ans), grâce aux différentes stations situées aux altitudes élevées (Kfar Nabrah, Bhamdoun et Jezzine), aux moyennes altitudes (Gharifé et Beit ed-Dine Loqch), et aux basses altitudes (Beyrouth et Saïda : hors bassins versants).

IX.3.3.1. Quelques valeurs repères

Si l'on considère les écoulement moyens, on voit que ce sont ceux qui présentent la variation la plus grande d'un bassin à l'autre : la lame d'eau écoulée en moyenne par an à Jisr el-Qâdi est de 795 mm, et à l'embouchure du Saïniq de 131 mm. En revanche, la variation des précipitations d'un bassin à l'autre est bien inférieure à celle des écoulements, puisque les précipitations annuelles moyennes sont de 1248 mm sur le Bisri à Marj-Bisri, et de 876 mm sur le Saïniq à l'embouchure. D'autre part, le déficit des précipitations et des écoulements s'échelonne de 433 mm sur le Damour à Jisr el-Qâdi à 792 mm sur le Zahrani à l'embouchure. Les valeurs limites des déficits annuels moyens n'ont nulle part été

supérieures à 800 mm ni inférieures à 400 mm, à l'exception d'O. el-Akhdar. Enfin, les quotients d'écoulement sont compris entre 0,15 à l'embouchure du Saïniq et 0,65 à Jisr el-Qâdi. Ces chiffres confirment une fois de plus que les quotients d'écoulement varient d'un bassin à l'autre plus que les déficits et les précipitations : le rapport entre déficits moyens extrêmes (entre bassins) est de 1,8, celui des pluies est de 1,4, et celui des débits est de 6,1.

IX.3.3.2. Evaluation des déficits et modules globaux

Une évaluation des déficits en fonction des précipitations et de la T°C moyenne annuelle d'après l'application du tableau de PARDE (M), op. cit., a montré des résultats semblables à ceux de COUTAGNE et de TURC. Le déficit d'écoulement d'après PARDE vaut 710 mm sur le Damour à Jisr el-Qâdi et à l'embouchure du Zahrani, 750 mm sur le Bisri à Marj-Bisri et 630 mm à l'embouchure du Saïniq. En revanche, de la valeur du déficit calculée d'après la formule de COUTAGNE (calcul du déficit d'écoulement en fonction de la T°C : $D = f(T)$) il résulte que pour les latitudes de 60° à 30° :
l'ETR = 210 + 30 T°C pour $p = 800 \text{ mm} \pm 20 \%$ correspond le mieux au déficit mesuré.

Afin de comparer les valeurs des déficits annuels moyens et celles de l'ETR dans le bassin considéré, on s'est servi de la formule de TURC : $E = \frac{p}{\sqrt{0,9 + \frac{p^2}{L^2}}}$, qui est strictement influencée par la précipitation (mm) et la T°C annuelle moyenne.

On constate, en appliquant la formule susdite (tableau n° 80), que les déficits calculés sont plus forts à Jisr el-Qâdi (755 mm) et à Marj-Bisri (784 mm) que les déficits mesurés, qui sont respectivement de 433 mm et de 672 mm. L'écart, en valeur absolue, entre les déficits calculés et mesurés atteint donc

-322 mm à Jisr el-Qâdi (soit 74 %) et -112 mm à Marj-Bisri (soit 16 %). Par contre, l'écart est très faible sur le Saïniq (+ 58 mm, soit 7 %) et sur le Zahrani (+ 52 mm, soit 6 %).

Il résulte de cela que les bassins du Bisri, du Saïniq et du Zahrani correspondent aux résultats acquis par TURC sur 254 bassins de diverses régions, avec un écart absolu ($e = D_e - D_c$) compris dans l'intervalle suivant : $0 \text{ mm} < e < 222 \text{ mm}$ pour l'ensemble de 254 bassins. On peut donc conclure que les valeurs de ces écarts absolus, qui en soi ne sont pas excessives (à part à Jisr el-Qâdi)⁽¹¹⁾, représentent la dispersion des résultats d'un cours d'eau à l'autre, en dépit de la présence de ces 4 cours d'eau dans une superficie qui ne dépasse pas 1170 km².

En ce qui concerne la valeur relative de l'écart entre la lame d'eau mesurée et la lame d'eau calculée, elle est de 25 % à Marj-Bisri et de 21 % à l'embouchure du Zahrani, tandis qu'elle est beaucoup plus forte à Jisr el-Qâdi (53 %) et à l'embouchure du Saïniq (44 %). Il faut ajouter enfin que l'approximation d'écoulement est moyennement satisfaisante sur le Bisri (avec 25 %) et le Zahrani (avec 21 %).

IX.3.4 - Conclusion

On peut donc dire que les déficits annuels les plus faibles correspondent en général, soit à des précipitations faibles durant l'année, soit à des précipitations fortes en hiver. Par contre, les déficits annuels les plus forts peuvent correspondre, soit à des précipitations fortes en automne et/ou au printemps, soit à des précipitations fortes durant l'année.

(11) Le résultat ici n'est pas surprenant, et l'explication réside dans l'effet artificiel déjà mentionné.

On a remarqué également qu'en général, les déficits mensuels sur les 4 bassins versants augmentent avec les mois les plus pluvieux. D'autre part, la grande variation des pluies mensuelles et saisonnières, ainsi que toutes les infinies variations (l'intensité, la fréquence des averses, le degré de saturation du sol...) engendrent l'inégalité des déficits d'une année à l'autre.

En ce qui concerne les déficits entre bassins, on constate que le taux moyen de déficit le plus élevé est atteint sur le Saïniq (78 %), suivi par celui du bas et du moyen Zahrani (67%), du Safa (51 %), du Bisri (48 %), de l'Hammam (47 %), du Zahrani en amont (31 %) et enfin du Damour (25 %). Il semble donc que les facteurs particuliers (la topographie, la densité du couvert végétal, la capacité de leurs sources...) qui favorisent ces contrastes dans chacun de ces petits bassins, prédominent sans que les influences contraires des facteurs communs puissent s'équilibrer entre les bassins, ce qui crée de fortes disparités d'un bassin à l'autre dans la variabilité interannuelle des déficits.

Enfin, l'évolution de l'écoulement et du déficit dépend plus de la méthode de calcul ou de la formule utilisée : les formules empiriques sont les mieux placées pour calculer les différents termes du bilan dans les bassins non aménagés. Il serait préférable dans notre cas, pour mesurer les différents termes du bilan, d'adopter les formules qui prennent en considération toute nouveauté particulière dans chaque bassin et à n'importe quel moment. On ajoutera pour conclure que, malgré la différence entre les valeurs obtenues, surtout en ce qui concerne l'ETR mensuelle et annuelle, ces valeurs restent d'une grande importance explicative pour la région en général.

CHAPITRE DIXIEME : CONTRIBUTION DE LA PARTICULARITE HYDROGEOLOGIQUE ET DE LA DYNAMIQUE CLIMATIQUE AU MAINTIEN DU REGIME

X.1. Particularité hydrogéologique

En général, les surfaces drainées correspondent aux affleurements de roches imperméables ou peu perméables où les eaux superficielles sont abondantes seulement pendant la saison humide. Les terrains dans lesquels l'infiltration n'est pas favorisée constituent 31 % de la surface des bassins. La formation essentielle de ces terrains est : 1) le Crétacé inférieur (grès de base, Aptien - Albien) : alternances de terrains argilo-sableux, de bancs calcaires et de marne couvrant le calcaire jurassique sous-jacent (coupes géologiques, I, II, III, fig. 82), et cela dans le haut et le moyen bassin du Damour (le terrain imperméable représente 60 % de sa superficie) et le moyen bassin du Bisri (le terrain imperméable représente 4 % de sa superficie) ; 2) le Crétacé supérieur (Sénonien) et 3) le Nummulitique (Eocène) : les marnes et marno-calcaires (coupes V et VI, fig. 82) présents dans le bas bassin du Saïniq constituent 41 % de sa superficie, et dans le bas et le moyen bassin du Zahrani : 12 %.

Tout ceci implique une probabilité réduite de pertes dans le substratum rocheux au profit du débit :

- du Damour (du Safa à Jisr el-Qâdi, du Bou Zébli à Jisr el-Qâdi)
- du Bisri (du Barouk à Marj-Bisri)
- du Saïniq moyen
- du Zahrani avant l'aval

Hors de ces zones, les pertes devraient être relativement sensibles sur la moyenne et surtout sur les débits d'étiage.

En revanche, hors de cette formation non-karstique, les conditions d'infiltration sont très favorables (les conditions d'infiltration et de ruissellement dans les 4 bassins versants

sont en effet juxtaposées), les eaux pluviales s'infiltrent aussi vite qu'elles ruissellent, d'où les nappes assez étendues et riches. Cependant, les bassins hydrogéologiques ne correspondent pas tout à fait aux bassins hydrologiques (fig.6).

L'enfouissement des eaux se fait principalement dans : 1) les calcaires perméables et nus du jurassique supérieur (Bathonien) qui affleurent sur le haut bassin du Damour et du Bisri (coupes I, II et III, fig. 82) et dans le lit du Damour moyen (sur près de 8 km) dans les assises de grès de base (Crétacé inférieur) ; 2) les calcaires perméables du crétacé (Cénomaniens - Turonien) qui sont un trait caractéristique dominant dans les 4 bassins versants.

Dans cette formation karstique empêchant le drainage superficiel permanent, les vallons secs, les parties de ruisseaux temporaires sont les marques visibles d'une circulation souterraine qui ne semble pas limitée par la direction générale des couches géologiques (ENE-WSW), mais par des directions très variables : soit perpendiculaires, soit parallèles aux cours d'eau, dans le même sens qu'eux, ou en sens inverse. Les couches géologiques profitent par leur direction et leur pendage à l'alimentation des sources qui, à leur tour, alimentent les cours d'eau (fig. 6).

Cette situation (c'est-à-dire la nature de la structure géologique et le pendage par rapport aux cours d'eau) entraîne les faits suivants :

1. le cas des nappes libres, dans les calcaires massifs et calcaires dolomitiques avec intercalaires de marnes, à flanc de versant. C'est à ce fait qu'est due l'alimentation essentielle des sources comme celles de Safa (Damour), de Barouk et de Jezzine (Bisri), et de Niha.

2. le cas des nappes captives, de Cénomaniens - Turonien, étendues et riches. L'eau infiltrée ici ne profite pourtant que partiellement de l'écoulement superficiel.

3. le cas des nappes captives fossiles, Nummulitique de l'Eocène, dont l'eau (ainsi qu'une partie de celle des nappes captives) échappe au cycle naturel de l'eau.

De plus, l'effet de la structure géologique et le relief (en particulier les failles) des hautes altitudes accentuent le caractère du bassin structural qui se comporte comme un véritable collecteur des eaux souterraines, et par conséquent, l'affleurement des niveaux aquifères détermine des sources assurant l'alimentation abondante du Damour et du Bisri. Cependant, ces deux cours d'eau deviennent beaucoup moins abondants en drainant un terrain perméable, car leurs eaux y disparaissent partiellement en participant pratiquement à l'alimentation de la nappe alluviale et des nappes souterraines. C'est le cas du Damour, dont le débit à Jisr el-Qâdi est de 4,76 m³/s (soit 25,76 L/s/km²), alors que son débit en aval est estimé à 0,51 m³/s (soit 2,6 L/s/km²) et en valeur relative, le débit en aval ne vaut que 10 % du débit à Jisr el-Qâdi.

X.2. Hydrodynamique

X.2.1 - Indice d'emmagasinement ($H_{mm} = \frac{V \text{ m}^3}{S \text{ m}^2}$)

Le quotient des volumes fournis par les sources au cours de la période de tarissement par la superficie du bassin versant représente la hauteur en mm de la lame d'eau écoulee, et cet indice exprime l'indice d'emmagasinement. Les différentes valeurs de cet indice sur les 4 bassins versants sont :

Bassin versant	S km ²	Nb de ⁽¹²⁾ sources	Indice d'emmagasinement de la période sèche (mai-septembre) mm
Damour à Jisr el-Qâdi	185	125	436
Bisri à Marj-Bisri	222	69	359
Saïniq à O. el-Leimoun	38	35	92
Zahrani à O. el-Akhdar	47	19	322

(12) Sources comptées d'après la carte 1/20000.

elles peuvent être considérées comme correspondant aux rabattements successifs de la nappe.

X.2.2 - Réserves dynamiques

Le coefficient de tarissement, calculé d'après les hydrogrammes (fig. 47) des cours d'eau à proximité de leurs sources, permet d'estimer les réserves dynamiques (tableau n° 81) dans la partie supérieure des 4 bassins versants dès la fin avril jusqu'au début octobre, donc au début et à la fin de l'étiage :

Tableau n° 81 : Réserves dynamiques concernant les sources principales ($\bar{M}m^3$) (13)

BV	Station plus ou moins à proximité de la source	Réserves à la fin d'avril (V^o)	Réserves début d'octobre (V_t)	Volumes écoulés ($V_o - V_t$)	Coefficient de tarissement
Damour	O. es-Sitt Sce Safa	7,866	3,311	4,263	0,0086
Bisri	Marj-Bisri Sce Barouk, Jezzine Niha	28,365	11,770	19,838	0,0094
Saïniq	O. el-Leimoun Sce Zarqua	1,784	0,598	0,748	0,0124
Zahrani	O. el-Akhdar Sce Tassé	5,542	1,529	3,761	0,0164

c'est donc le bassin du Bisri, suivi par celui du Damour, qui a la réserve la plus importante.

(13) Il n'y a pas de mesures régulières pour les débits des sources. Dans une étude du PNUD 1971, on a déduit le débit des sources d'après le débit total des différents cours d'eau, et d'après l'analyse des hydrogrammes, en séparant les volumes fournis par les eaux superficielles des eaux fournies par les sources (1,4 m³/s pour la source de Safa et 0,45 m³/s pour la source de Barouk, le coefficient de tarissement (de mai à septembre) pour les deux sources étant de 0,0094, avec une différence remarquable par rapport au coefficient de tarissement calculé par ABDEL AL(I), 1953, pour les deux sources : 0.0054).

X.3. Variations cycliques et abondance moyenne

En dépit de conditions favorables (multiplicité et "qualité" des données hydrologiques et pluviométriques, correspondance des périodes pour lesquelles les indices des pluies et des débits sont assurés), les bilans globaux d'écoulement sur les 4 bassins versants ne sont pas d'une exactitude absolue, d'abord à cause de la divergence partielle ou totale entre bassins hydrologique et hydrogéologique, de sorte que des pertes ou des gains au profit ou aux dépens de bassins voisins faussent la comparaison entre l'alimentation pluviale et le débit à l'exutoire, et enfin à cause des multiples détournements que subissent les cours d'eau ou même les sources captées, et à cet égard les exemples ne manquent pas.

Dans le bassin moyen et supérieur du Damour, on constate une infidélité (relative) des conditions réelles à leur modèle idéal illustrée par la grande différence entre le déficit mesuré et le déficit calculé (le déficit mesuré est inférieur au déficit calculé). En outre, dans le bas bassin du Damour, les conditions géologiques (prédominance de la perméabilité) rendent le débit en aval ($0,51 \text{ m}^3/\text{s}$) très médiocre et même inférieur à celui du Zahrani ($0,82 \text{ m}^3/\text{s}$), alors que le débit du Damour en amont est égal à deux fois celui du Zahrani.

Si cet exemple d'infidélité sur le haut bassin du Damour n'est pas en soi une raison pour douter de l'exactitude des résultats, il nous faut cependant constater que dans ces conditions, la comparaison des valeurs moyennes de l'écoulement et des précipitations n'est pas facile. Cette comparaison reste d'autant plus aléatoire que les variabilités interannuelles des modules et des débits moyens mensuels sont particulièrement importantes à Jisr el-Qâdi, à O. el-Leimoun et à O. el-Akhdar. Il n'en reste pas moins que les résultats et les chiffres obtenus doivent être retenus dans la mesure où ils permettent

au moins une appréciation du bilan moyen. Quant à la dernière condition (le détournement et l'apport d'eau), elle ne permet pas une corrélation étroite entre les débits (par exemple : Marj-Bisri - Saïda, ou bien O. es-Sitt - Centrale de Rechmaya). Enfin, comment expliquer la maigreur des débits relevés à Jisr el-Qâdi qui sont devenus du même ordre que ceux d'O. es-Sitt pour les années 1971/72 et 1972/73⁽¹⁴⁾ ? S'agit-il d'une inexactitude dans la mesure des débits (le risque d'erreur du module à Jisr el-Qâdi, d'après le chap. VI, est de 17,33 %) ou est-ce encore l'intervention humaine (détournement, etc...) ? Les analyses précédentes sur les comportements hydrologiques dans les 4 bassins versants serviront donc à dégager et à préciser un ordre d'approximation des bilans.

X.3.1 - Les variations cycliques

La première question qui se pose dans le domaine de l'amélioration de la connaissance du régime est de savoir si les valeurs des débits annuels diminuent ou augmentent pendant les années d'observation.

Pour répondre à cette question, on ne peut qu'étudier des stations ayant une série de longue durée, comme celle de Jisr el-Qâdi (Damour), Marj-Bisri (Bisri), Saïda (Awali) et Ouadi el-Akhdar (Zahrani). Les stations de courte durée seront donc exclues faute de données suffisantes, surtout pour l'étude des variations cycliques.

Les résultats reportés dans les deux tableaux n° 82 et 83 et sur la fig. 83, sont les suivants :

- 1) La meilleure décennie hydrologique pour les stations de Jisr el-Qâdi et Marj-Bisri est 1961/62 - 1970/71, avec des valeurs respectives de 6,187 m³/s et de 5,36 m³/s.

(14)	Jisr el-Qâdi	O. es-Sitt	
	17,9 L/s/km ²	17,7 L/s/km ²	1971/72
	11,9 "	12,0 "	1972/73

Pour la station de Ouadi el-Akhdar, la meilleure décennie est 1947/48 - 1956/57 avec un module de $1,23\text{m}^3/\text{s}$. Celle de Saïda, 1963/64 - 1972/73, est la plus remarquable avec un module de $14,07\text{ m}^3/\text{s}$.

- 2) Les maximales de l'ordre de $9\text{ m}^3/\text{s}$ à Jisr el-Qâdi et à Marj-Bisri, se produisent rarement, soit tous les 16 ans, tandis que les minimales, de l'ordre de $2\text{ m}^3/\text{s}$ à Jisr el-Qâdi et de $1,9\text{ m}^3/\text{s}$ à Marj-Bisri, se répètent tous les 6 ans.
- 3) Le calcul des moyennes mobiles, correspondant à une période de 5 ans, montre que le débit annuel, surtout sur les 3 stations de Jisr el-Qâdi, Marj-Bisri et Saïda, a connu 3 phases de changement, tandis que celui d'Ouadi el-Akhdar est relativement fluctuant et varie de $0,90\text{ m}^3/\text{s}$ à $1,34\text{ m}^3/\text{s}$.
- 4) Les moyennes mobiles dans toutes les stations marquent un sommet en 1969, mais depuis cette année, la tendance générale est à la baisse. L'accroissement le plus important s'est produit dans les années soixante.
- 5) Enfin, la série d'écart qui représente le résultat de l'élimination du mouvement de longue durée et caractérise par conséquent le mouvement cyclique, se manifeste davantage à Saïda ($-3,34\text{ m}^3/\text{s}$ et $+3,79\text{ m}^3/\text{s}$) qu'ailleurs.

Tableau n° 83 : Meilleure décennie hydrologique pour trois stations des trois bassins versants : le Damour, l'Awali-Bisri et le Zahrani.

Cours d'eau	Station	Années d'observation	Module m^3/s	Décennie	Module m^3/s
le Damour	Jisr el-Qâdi	1947/48-72/73	5,08	1961/62-70/71	6,187
l'Awali-Bisri	Marj-Bisri	1952/53-72/73	4,48	1961/62-70/71	5,36
	Saïda	1949/50-72/73	8,59	1963/64-72/73	14,07
le Zahrani	Ouadi el-Akhdar	1945/46-72/73	1,10	1947/48-56/57	1,23

X.3.2 - Abondance moyenne

L'analyse de l'écoulement sur les 4 cours d'eau prépare à une appréciation générale, comme on l'a vu, de l'abondance sur l'ensemble des bassins. Le tableau n° 27 en est la démonstration. Les chiffres disponibles, malgré l'incertitude de certains d'entre eux, ont une relative valeur indicative. Les indices qui expriment les valeurs de l'abondance sont : le module en m^3/s , le débit spécifique en $L/s/km^2$ et la hauteur en mm. Les valeurs de l'abondance qui figurent dans ce tableau sont bien le reflet des différences dans la capacité d'alimentation, la structure géologique et la dynamique climatique.

La valeur spécifique la plus forte atteint près de $50 L/s/km^2$ sur l'affluent du Damour (Bou-Zébli), assurant au Damour, à l'issue de $185 km^2$, un module de $4,76 m^3/s$, soit $25,7 L/s/km^2$. Le Bisri, après $222 km^2$, à Marj-Bisri, est presque aussi abondant : $4,48 m^3/s$, soit $20,4 L/s/km^2$. Le haut du Zahrani avec au moins $22 L/s/km^2$ à O. el-Akhdar (pour $47 km^2$) et encore $13 L/s/km^2$ à Deir ez-Zahrani ($66 km^2$) se distingue aussi par sa relative abondance. Beaucoup moins fort est le débit du Saïniq atteignant $7 L/s/km^2$ en amont ($38 km^2$), et $4 L/s/km^2$ en aval ($108 km^2$).

En somme, les modules s'échelonnent, dans la région d'étude (pour le plus grand bassin : moins de $300 km^2$) entre $2,6 L/s/km^2$ (le Damour en aval : $288 km^2$) et $50 L/s/km^2$ (le Bou Zébli : $52 km^2$).

On constate donc que les disparités entre bassins voisins diversement alimentés par des sources se révèlent particulièrement dans les débits. La liste des modules pour les cours d'eau en donne les exemples. La dissymétrie entre les bassins est particulièrement marquée pour des superficies très voisines : le Saïniq ($108 km^2$ à l'embouchure) débite en moyenne $0,45 m^3/s$, soit $4,17 L/s/km^2$, et le Zahrani ($106 km^2$ à l'embouchure) débite en moyenne $0,82 m^3/s$, soit $7,74 L/s/km^2$.

On peut dire que l'abondance va de pair avec une remarquable différence du rapport entre indices de précipitations et d'écoulement, ainsi que le montrent les bilans moyens dont les éléments sont rassemblés dans le tableau n° 85. En effet, le coef. d'écoulement $\frac{p'}{p}$ est de :

0,66 pour le Damour à Jisr el-Qâdi

0,48 pour le Bisri à Marj-Bisri

0,67 pour le Zahrani à O. el-Leimoun

0,23 pour le Saïniq à O. el-Akhdar.

Il faut signaler que le quotient d'écoulement ici est fonction des débits réellement mesurés et non plus des débits dits naturels.

En revanche, la quantité de pluie évaluée se situe entre 1326 et 1020 mm (1326 mm sur l'Awali-Bisri, 1226 sur le Damour, 1096 sur le Zahrani et 1020 mm sur le Saïniq) ; plus de la moitié tombe en moyenne au cours des mois de décembre à mars, et donc 90 à 93 % en moyenne des débits potentiels totaux s'écoulent entre octobre et mai. Les 4 cours d'eau au cours de l'été (juin - septembre) ne disposent réellement que de 19,459 $\bar{M}m^3$: 9,065 $\bar{M}m^3$ pour le Damour, 8,524 $\bar{M}m^3$ pour le Bisri, 0,300 $\bar{M}m^3$ pour le Saïniq et 1,570 $\bar{M}m^3$ pour le Zahrani, soit 10 % du débit moyen annuel.

En ce qui concerne la relative inégalité de l'abondance spécifique des 4 cours d'eau, elle trouve un renfort essentiellement dans la configuration du bassin et dans les différences de potentialité de leurs sources. Les valeurs annuelles du débit en témoignent. Le débit brut moyen annuel a été, au point le plus abondant, de 4,73 m^3/s (le Damour à Jisr el-Qâdi), 4,48 m^3/s (le Bisri à Marj-Bisri), 1,07 m^3/s (le Zahrani à O. el-Akhdar) et de 0,27 m^3/s (le Saïniq à O. el-Leimoun). C'est surtout en hiver et au début du printemps que se manifeste la grande supériorité des débits du Damour et du Bisri sur ceux du Saïniq et du Zahrani (Tableau n° 84).

X.3.3 - Perte annuelle moyenne entre l'amont et l'aval

L'examen de l'abondance annuelle de l'amont vers l'aval confirme le contraste hydrologique. Le module spécifique exceptionnellement fort de 50 L/s/km² (à la Centrale de Rechmaya), tombe rapidement à 25,3 L/s/km² (à Jisr el-Qâdi) et à 2,6 L/s/km² à l'embouchure, d'une part à cause de la faiblesse des apports dans la traversée du bassin, et d'autre part à cause de la perméabilité dominante. Sur le Zahrani la chute est du même ordre, tandis que la chute du débit d'amont en aval sur le Saïniq et l'Awali-Bisri est un peu moindre :

<u>Cours d'eau</u>	<u>amont</u>	<u>aval</u>
Damour	36 L/s/km ² (15)	2,6 L/s/km ²
Awali-Bisri	20 L/s/km ² (16)	16,9 L/s/km ² (avant la sur-alimentation artificielle)
Saïniq	7,11 "	4,17 L/s/km ²
Zahrani	22,8 "	7,74 "

Il apparaît donc que l'appauvrissement est le plus important sur le Damour que sur le Bisri, et ce non pas en raison de la différence dans l'abondance pluviale qui est très faible : le haut bassin du Bisri qui se développe sur 161 km² (900 à 1700 m d'altitude) reçoit en moyenne 1422 mm, et le haut bassin du Damour qui se développe sur 107 km² reçoit en moyenne 1331 mm de pluie par an, mais parce que le Damour, à partir de Jisr el-Qâdi, coule près de 8 km dans le calcaire jurassique très perméable. Par contre, l'appauvrissement du débit d'amont en aval sur le Saïniq et le Zahrani s'explique effectivement par la faible alimentation des sources plus que par tout autre facteur. De façon générale, le bas des 4 bassins versants (0 à 500 m d'altitude) est relativement moins arrosé que le haut,

(15) Moyenne des rapports des deux affluents du Damour : le Safa et le Bou Zébli.

(16) Le Bisri moyen.

les surfaces recevant de 800 à 1000 mm occupant à peu près : 17% du bas du Damour, 22 % de celui de l'Awali-Bisri, 49 % de celui de Saïniq et 46 % de celui du Zahrani.

X.3.4 - Résumé du bilan

Pour mieux saisir le bilan d'écoulement sur le point le plus abondant de chacun des 4 bassins versants, on a reporté dans le tableau n° 85, les résultats des deux dernières parties : précipitations - débits et excès annuels. En outre, en séparant les débits d'hiver des débits d'été, on peut évaluer les débits des sources, c'est-à-dire le volume d'eau retenu qui peut être restitué pendant la saison sèche.

En ce qui concerne l'évaluation de l'ETP d'après la méthode de HOLDRIGE, on peut résumer en disant que l'ETP reste inférieure aux précipitations sur le Damour et le Bisri, égale sur le Zahrani, et supérieure sur le Saïniq.

En revanche, le déficit moyen annuel peut être limité par une relative faiblesse des précipitations. En effet, on s'aperçoit, en cherchant une corrélation entre les déficits particuliers d'une part, et la température annuelle particulière et les précipitations d'autre part, qu'en général, les gros déficits particuliers correspondent aux années pluvieuses, et surtout aux automnes pluvieux, exemple : 1968/69 à Marj-Bisri et 1965/66 à Jisr el-Qâdi. C'est donc entre les pluies automnales et les déficits particuliers que la corrélation est la meilleure. Elle n'est cependant pas parfaite à Jisr el-Qâdi parce que, dans ce bassin, les détournements et les apports d'eau faussent les bilans particuliers d'écoulements. Ensuite, le déficit d'écoulement moyen sur les bassins du Bisri (672 mm), du Saïniq (745 mm) et du Zahrani (792 mm) est proche de l'ETR évaluée respectivement à 714 mm, à 744 mm et à 735 mm, selon la formule de COUTAGNE. Ce faible

écart peut s'expliquer, entre autres, par un faible coefficient de variation des précipitations (cf. chap. V), par une variation de la T°C très faible également, et surtout par des pertes souterraines définitives, d'où l'existence de nappes étendues et riches.

Au total, pour les différents termes du bilan moyen et sur les 4 cours d'eau, l'équilibre des phénomènes (termes du bilan) dont les chiffres reflètent l'image n'est pas le même dans l'une et l'autre évaluation. Par exemple, le déficit est plus gravement surestimé dans les évaluations par les formules de HOLDRIGE et de THORNTHWAITE (Tableau n° 79). Si on prend en considération, comme dans la formule de TURC : $ETR = \frac{p + 100 - D}{2}$

les résultats sont améliorés, sans cependant rejoindre complètement le déficit mesuré. C'est ainsi que les déficits constatés de novembre à mars dépassent les valeurs de l'ETP, la plus grande différence constatée étant située au mois de janvier.

Finalement, toutes les formules générales mises au point pour le calcul de l'évapotranspiration en fonction de la température et/ou de la précipitation laissent échapper nécessairement, dans les cas des 4 bassins versants étudiés, une partie du phénomène, l'ETR de la saison sèche qu'elles prétendent mesurer, en raison de la concentration hivernale des pluies et de l'absence totale des précipitations en été. En réalité, le déficit annuel, dans une région comme la nôtre, n'est que le déficit de 6 à 7 mois maximum, c'est-à-dire le déficit du semestre humide, parce que sa valeur s'élève à la presque totalité du déficit annuel.

D'autre part, le fait que l'évaporation hivernale est relativement faible explique que les coefs. d'écoulement mensuels apparents ($\frac{p'}{p}$) de novembre à mars représentent en moyenne 84 % de $\frac{p'}{p}$ annuel sur le Damour, 83 % sur le Bisri, 90 % $\frac{p'}{p}$ sur le Saïniq à l'embouchure et 92 % sur

le Zahrani à l'embouchure, ce qui est élevé pour le bas bassin versant du Bisri et du Zahrani dont plus de 80 % de la superficie est de substratum perméable.

En conclusion, dans les 4 bassins, les pertes souterraines définitives des surplus des pluies d'hiver qui n'ont pas profité aux débits et les détournements des eaux influencent certainement le module, et la médiocrité de l'écoulement par rapport aux précipitations, sur le Bisri, le Zahrani et le Saïniq, surtout en aval, est peut-être à retenir comme une caractéristique évidente du bilan hydrologique de la région.

CONCLUSION

Au cours de cette étude, notre travail a consisté à rassembler les éléments nécessaires à la compréhension du comportement hydrologique du Damour et ses affluents, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani. Ces éléments qui sont les facteurs du régime sont commandés par : le relief qui intervient surtout par la pente. L'eau de la pluie ruisselle d'autant plus vite que la pente est forte. En haute montagne, la pente peut dépasser plusieurs dizaines de mètres par kilomètre (44 m/km sur le Damour, 60 m/km sur le Saïniq et le Zahrani), en plaine elle tombe à quelques mètres par kilomètre (16 m/km sur le Zahrani, 12 m/km sur le Saïniq, 10 m/km sur l'Awali et 6 m/km sur le Damour). La perméabilité ne joue donc à plein, malgré la grande extension des formations calcaires perméables, que lorsque la roche est encore non saturée. Le ruissellement l'emporte donc largement sur l'infiltration, ce qui explique d'ailleurs les crues violentes, surtout sur le Zahrani et l'Awali-Bisri, et le lit des quatre cours d'eau se remplit et se vide très rapidement. La Karstification a elle aussi des résultats très divers, ce qui explique que les sources de la région ont des débits extrêmement variables, comme on l'a déjà vu. Le total et la répartition de la pluviométrie jouent également un rôle important : à la fin de l'été méditerranéen par exemple, même avec des averses copieuses, les crues sont atténuées puisqu'une grande quantité des précipitations est absorbée ou évaporée. Par contre, des crues violentes peuvent se produire même avec des précipitations plus faibles (exemple : les crues à Marj-Bisri de janvier 1968 et de décembre 1968) quand la roche saturée par des averses précédentes est incapable d'absorber davantage d'eau. En outre, à ce moment-là, toutes les sources superficielles restituent l'eau emmagasinée. Bien que les averses copieuses, ainsi que les masses d'eau et la forte pente moyenne déclenchent instantanément des crues importantes, il

reste néanmoins difficile de déterminer la hauteur d'eau susceptible de provoquer un ordre de crue précis, car une même hauteur d'eau peut donner des crues d'ordres différents (exemple : 19 février 1962 et 13 janvier 1968).

Le régime des quatre cours d'eau comporte deux saisons hydrologiques, celle de l'abondance et celle de la pénurie ; graphiquement, il donne une courbe simple à un creux et une bosse, et la courbe des débits moyens journaliers a donc une forte amplitude. Les maxima des débits se situent au coeur de l'hiver (janvier - mars), subissant un décalage très sensible par rapport à la courbe pluviométrique (décembre - avril). De grands écarts séparent les extrêmes absolus (tableau n° 31) : étiages et crues. L'irrégularité interannuelle des débits pour les moyennes mensuelles (irrégularité d'un même mois, tableau n° 26) s'explique aisément en fonction de la variabilité et de la répartition des pluies, qui sont excessives non pas par la fréquence, mais par l'abondance, la violence et l'intensité des averses. Il en résulte des cours d'eau au débit modeste mais au régime excessif, et les volumes totaux sont toujours modestes car la crue est de courte durée (fig. 56 à 63). Il faut préciser que le coefficient d'irrégularité des débits est de 1,7 (à Jisr el-Qâdi) à 2,7 fois (à l'embouchure du Saïniq) celui des pluies.

Le facteur qui vient corriger la brutalité des régimes hydrologiques dans les bassins versants du Damour et de l'Awali-Bisri, c'est-à-dire la présence de grandes masses de calcaires qui, avec leurs réserves souterraines, peuvent atténuer les deux contrastes : crues et étiages, est suffisamment faible dans les bassins versants du Saïniq et du Zahrani d'où le tarissement des rus, des ruisseaux et des sources superficielles. Pour les quatre bassins versants, ce sont les vallons et les vallées qui, par leurs sources,

reste néanmoins difficile de déterminer la hauteur d'eau susceptible de provoquer un ordre de crue précis, car une même hauteur d'eau peut donner des crues d'ordres différents (exemple : 19 février 1962 et 13 janvier 1968).

Le régime des quatre cours d'eau comporte deux saisons hydrologiques, celle de l'abondance et celle de la pénurie ; graphiquement, il donne une courbe simple à un creux et une bosse, et la courbe des débits moyens journaliers a donc une forte amplitude. Les maxima des débits se situent au coeur de l'hiver (janvier - mars), subissant un décalage très sensible par rapport à la courbe pluviométrique (décembre - avril). De grands écarts séparent les extrêmes absolus (tableau n° 31) : étiages et crues. L'irrégularité interannuelle des débits pour les moyennes mensuelles (irrégularité d'un même mois, tableau n° 26) s'explique aisément en fonction de la variabilité et de la répartition des pluies, qui sont excessives non pas par la fréquence, mais par l'abondance, la violence et l'intensité des averses. Il en résulte des cours d'eau au débit modeste mais au régime excessif, et les volumes totaux sont toujours modestes car la crue est de courte durée (fig. 56 à 63). Il faut préciser que le coefficient d'irrégularité des débits est de 1,7 (à Jisr el-Qâdi) à 2,7 fois (à l'embouchure du Saïniq) celui des pluies.

Le facteur qui vient corriger la brutalité des régimes hydrologiques dans les bassins versants du Damour et de l'Awali-Bisri, c'est-à-dire la présence de grandes masses de calcaires qui, avec leurs réserves souterraines, peuvent atténuer les deux contrastes : crues et étiages, est suffisamment faible dans les bassins versants du Saïniq et du Zahrani d'où le tarissement des rus, des ruisseaux et des sources superficielles. Pour les quatre bassins versants, ce sont les vallons et les vallées qui, par leurs sources,

assurent aux cours d'eau principaux un écoulement plus ou moins continu pendant l'été hydrologique. Cependant, les débits estivaux sont réduits à des niveaux qui les rendent souvent inutilisables.

Les principaux traits de comparaison des quatre cours d'eau sont :

1) L'immodération au cours de l'année et la variabilité interannuelle des débits qui caractérisent les quatre cours d'eau, ces deux phénomènes ont pour cause en amont l'irrégularité de l'alimentation pluviale, l'intensité des averses, leur succession et leur répartition dans le temps plus que l'évapotranspiration réelle, tandis qu'en aval les deux causes sont présentes. Par ailleurs, l'irrégularité de l'alimentation pluviale et sa répartition dans le temps se traduisent d'après la grande variabilité des déficits et des écoulements particuliers (tableau n° 77). Tantôt le déficit est très faible (135 mm en 1956/57 à Jisr el-Qâdi et 438 mm en 1958/59 à Mars-Bisri) peut-être en raison de la faible quantité de précipitations tombées en automne et au printemps, tantôt le déficit est très élevé (525 mm en 1965/66 à Jisr el-Qâdi et 834 mm en 1968/69 à Marj-Bisri) parce que les pluies de l'année sont abondantes.

2) La comparaison entre les apports en amont et en aval des quatre cours d'eau qui montre nettement que les eaux les plus abondantes sont fournies par le secteur amont des bassins.

3) Le fait que les quatre cours d'eau réagissent, en général en même temps et de façon presque semblable, au phénomène pluviométrique. De plus, on ne trouve des éléments pondérateurs ni en amont, en raison de la pente forte, ni en aval, en raison de l'étroitesse, de ce fait, les pluies tombées s'écoulent très vite dans les quatre bassins versants.

4) L'hiver hydrologique qui est très brutal dans les quatre cours d'eau. C'est la vitesse avec laquelle les nappes se vident et se rechargent qui explique les multiples pointes de crues caractéristiques de l'hiver, saison pendant laquelle la densité de drainage atteint $0,27 \text{ km/km}^2$ sur le Damour, $0,38 \text{ km/km}^2$ sur l'Awali-Bisri, $0,33 \text{ km/km}^2$ sur le Saïniq et $0,54 \text{ km/km}^2$ sur le Zahrani. C'est la possibilité d'une saturation généralisée du bassin versant et de ses sols qui explique la fréquence des phases de ruissellement superficiel direct et l'écoulement concentré. Au contraire, l'été hydrologique se traduit par un effondrement des débits, et très vite, le réseau hydrographique se tarit à 95 % et la densité de drainage permanent varie de $0,19 \text{ km/km}^2$ sur le Damour, de $0,17 \text{ km/km}^2$ sur l'Awali-Bisri, de $0,16 \text{ km/km}^2$ sur le Saïniq et de $0,20 \text{ km/km}^2$ sur le Zahrani.

5) Enfin, bien que les quatre cours d'eau subissent le même régime pluvial, puisque la pluviosité est équivalente, peut-on classer dans la même catégorie le Damour, l'Awali-Bisri, le Saïniq et le Zahrani ? Certes, voilà quatre cours d'eau qui ont leurs basses eaux en été et leurs hautes eaux en hiver. A ce niveau, le régime est donc commandé par les pluies. Mais là s'arrête leur comparaison, bien qu'il s'agisse d'un point commun important. En revanche, il existe d'un bassin à l'autre, comme on l'a vu tout au long de cette étude, des sous-ensembles et le comportement de leurs cours d'eau respectifs marque la différenciation.

La nouveauté apportée par cette étude consiste d'abord dans les quelques précisions numériques sur la grandeur des faits hydrologiques et leurs relations avec d'autres faits naturels, et dans la mise en évidence du déroulement du cycle de l'eau des quatre bassins versants pendant une période variant de 8 à 21 ans. Nous nous sommes également attachés à déterminer avec le plus de précisions possible la structure

hydrologique, en rappelant que cette structure hydrologique est toujours perturbée par l'Homme et surtout par son intervention sur les sources et les chenaux, etc. Ensuite, nous avons essayé d'apprécier les variations saisonnières d'après le coefficient mensuel de débit, et de voir dans quelle mesure les débits moyens mensuels s'écartent du débit moyen annuel, et de saisir la réponse des bassins versants aux pluviométries. Dans la mesure où nous comprenons maintenant le comportement des quatre cours d'eau au fil des saisons, des mois et des jours, nous avons ensuite pu évaluer les ressources en eau superficielle disponibles. La conclusion que nous en avons tirée est que le seuil critique d'étiage est beaucoup plus fréquemment franchi que le seuil critique de crue violente, et que les dégâts causés par le manque à gagner qui en résulte sont plus importants et qu'ils constituent un obstacle au développement économique régional.

D'après l'observation et l'analyse des données hydrologiques, nous avons cartographié la sécheresse (fig. 48) ou, plus précisément, nous avons mis en évidence des régions de sécheresse. De plus, nous avons essayé de déterminer des paramètres durée - fréquence des averses : le nombre moyen de séquences pluvieuses sur la zone d'étude (1961/62 - 1969/70) est de 29 par an, dont 42 % d'une durée d'un jour, 27 % de deux jours, 13 % de trois jours (tableau n° 51), ainsi que la hauteur maximum des pluies d'un jour, de deux, trois, quatre, cinq et six jours consécutifs et leurs périodes de retour (tableau n° 52). Enfin, le fait que le déficit moyen et le déficit annuel particulier calculés sont très rapprochés du déficit moyen et du déficit annuel particulier mesurés dans le bas des bassins versants (fig. 75) rend possible, en cas d'absence de données hydrologiques, l'estimation de la lame d'eau écoulée à l'échelle de l'année, et cela d'après le déficit calculé de TURC.

Il résulte finalement de tout ce qui précède dans cette étude que le problème de l'eau dans cette région est celui de la plupart des pays méditerranéens : "le trop et le trop peu". A ce problème s'ajoute celui des déséquilibres spatio-temporels des ressources. De ce fait naît une mauvaise adéquation, dans le temps et dans l'espace, entre la demande et les possibilités. Il faut signaler à ce propos que, d'après notre calcul, la pénurie en eau est de $336 \bar{M} m^3$ durant la période mai-septembre : la capacité actuelle de la région est de $391 \bar{M} m^3$ dont $28 \bar{M} m^3$ coulent seulement en été, d'où les $336 \bar{M} m^3$ de pénurie. Auparavant, dans une étude du P N U D (P N U D, op. cit.) les besoins annuels en eau pour le Liban ($10500 km^2$) en l'an 2000 ont été estimés à $3600 \bar{M} m^3$ dont $350 \bar{M} m^3$ pendant l'hiver, et $3250 \bar{M} m^3$ pendant l'été. Si l'on considère que les besoins annuels sont proportionnels à la surface, on peut donc estimer les besoins annuels de la région côtière intermédiaire du Liban ($1170 km^2$) en l'an 2000 à :

401 $\bar{M} m^3$ par an
dont 38 $\bar{M} m^3$ en hiver
et 363 $\bar{M} m^3$ en été.

Or, on sait que le besoin actuel de la région (1991) en eau domestique est de 724 L/s pour les 362000 habitants⁽¹⁾ (soit 100 L/jour/personne, critère universel) n'est déjà pas assuré (le débit des sources es Safa, el-Barouk et el-Tassé en été est de $0,5 m^3/s$ seulement), et en l'an 2020, le besoin en eau potable sera doublé, soit 1376 L/s pour 687800 habitants⁽²⁾.

(1) cf. chapitre I

(2) Le taux de natalité dans la région est de 30 ‰. ABOU SALEH (S.), 1987.

Etant donné les difficultés actuelles pour aboutir surtout pendant l'été, à une exploitation susceptible de fournir les besoins en eau présents et futurs, la régularisation annuelle par des moyens artificiels paraît vitale.

BIBLIOGRAPHIE

I - DOCUMENTS

I.1. Bulletins spécialisés :

. Bulletins hydrologiques du Service Hydrologique de l'Office National du Litani, Beyrouth.

. Bulletins climatologiques du Service Météorologique du Liban, Beyrouth.

I.II. Annuaires :

. Annuaire hydrologique du Liban, Beyrouth, (1964/65 et 1965/66).

. Annuaire des moyennes mensuelles des températures du Liban, Beyrouth, 1972.

I.III. Atlas climatique du Liban, Beyrouth, 1977.



I.IV. Liban - Répertoire alphabétique des noms géographiques français-arabe, Direction des Affaires Géographiques, Beyrouth, 1970.

I.V. Cartes aux :

. 250000^e : - Carte agricole du Liban. BOULOS (B.A.), Conseil National de la Recherche Scientifique, Beyrouth, 1980.

. 200000^e : - Carte structurale du Liban, DE VAUMAS (E), 1954.

- Carte morphologique du Liban,
DE VAUMAS (E), 1954.

- Carte pluviométrique du Liban,
PLASSARD (J), Service Météorologique du
Liban, Beyrouth, 1972.

- Carte hydrogéologique du Liban,
Nations Unies, Beyrouth, 1967.

- Carte géologique de Beyrouth,
DUBERTRET (L), I.G.N., Paris, 1954.

. 50000^e : - Cartes topographiques et géologiques
de : Jezzine, Saïda, Marjayoun,
Beyrouth, Tyr-Nabatié et Zahlé,
I.G.N., Paris (Editions diverses),
1927-1966).

. 20000^e : - Cartes topographiques de :
Marjayoun, Nabatiyé, Sarafand, Jernaya,
Kfar Houné, Saïda, Maghdouché, Jezzine,
Machghara Chhîm, Maaryet ech-Chouf,
Saghbine, Damour, Beit ed-dine, Barouk,
Aley-Bhamdoun, Chtaura, Direction des
Affaires Géographiques, Beyrouth, 1963.

II - OUVRAGES ET TRAVAUX CONSULTES

ABDEL-AL (I) :- Statique et dynamique des eaux dans les massifs calcaires libano-syriens, Beyrouth, 1952.

- L'originalité de l'écoulement dans les massifs calcaires libano-syriens, Conférence technique mondiale, Le Caire, 1949.

- "L'aridité et l'écoulement dans le pays du Moyen-Orient", P.T.S.E.F.I.B., n° 12, Beyrouth, 1948.

- Le Litani, Etude hydrologique, Beyrouth, 1948.

ABOU EL-ANIN (H.S.) : Essays on the geomorphology of the Lebanon, Beyrouth, 1973.

ABOU SALEH (S) : La région géographique de Saïda, Thèse de doctorat d'Etat, Paris, 1987.

ACTES DU PREMIER COLLOQUE D'HYDROLOGIE EN PAYS CALCAIRE,
Annales scientifiques de l'université de Besançon, 3ème série, fascicule 5, Besançon, 1971.

AMASSIAN (J) : - "Planification générale de l'équipement hydro-agricole du Liban", (Rapport interne), Beyrouth, 1971.

- "Etude préliminaire sur le développement hydro-électrique possible au Liban", (Rapport interne) Beyrouth, 1984.

- AMBROISE (B)** : "Principaux types de modèles mathématiques de bassin versant", B.A.G.F. n° 468, Paris, 1980.
- AMIET (Y)** : Méthode d'approche de la spatialisation des caractéristiques hydrodynamiques des formations superficielles : exemple du Haut bassin de la Petite Fecht (Haut-Rhin), Thèse 3^{ème} cycle, Strasbourg, 1980.
- BAASIRI (M) et RYAN (J)** : Irrigation in Lebanon, Beyrouth, 1986.
- BEAUREGARD (J)** : "Ordinateur et hydrologie", B.A.G.F., n° 389-390, Paris, 1971.
- BEAUJEU-GARNIER (J) et GAMBLIN (A)** : La C.E.E. Méditerranéenne, Paris, 1990.
- BEGUIN (H)** : Méthodes d'analyse géographique quantitative, Paris, 1972.
- BENZECRI (J.P.)** : L'analyse des données, Paris, 1973.
- BERENGER (M)** : "Essai d'études météorologiques du bassin méditerranéen", Mémorial de la M.N., n° 40, Paris, 1955.
- BERNIER (J)** : "Problèmes et méthodes de l'hydrologie statistique", B.C.R.E.CH., n° 4, 1963.
- BESANÇON (J)** : "Les plateaux du sud-ouest (Liban)", Hannon. Volume I, Beyrouth, 1966.

- BIROT (P)** : - "Réflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau", A.G., n° 1 - 2 - 3, 1961.
- Le relief calcaire : Cours de Sorbonne, Paris, 1966.
- Précis de géographie physique général, Paris, 1968.
- BLANCHET (G)** : - "Nouveaux aperçus sur le climat du Liban", Hannon, Volume I, Beyrouth, 1966.
- Les précipitations exceptionnelles de décembre 1968 et janvier 1969 au Liban, Hannon, Volume VII, Beyrouth, 1972.
- Le temps au Liban, Approche d'une climatologie synoptique, Thèse de 3^{ème} cycle, Lyon II, 1976.
- BOIS (Ph.)** : Contribution à l'étude de la variabilité interannuelle des débits des rivières, Recherche des lois de probabilité représentant ces phénomènes, Thèse de doctorat d'Ingénieur, Grenoble, 1968.
- BORDAS (M)** : Contribution à l'étude des relations entre le débit générateur et les méandres d'une rivière, Thèse de 3^{ème} cycle, Toulouse, 1962.
- BOURGIN (A)** : "Hydrographie Karstique : la question du niveau de base", R.G.A., Tome XXXIII, Grenoble, 1945.

- BROWZIN (B)** : Données fondamentales sur l'hydrologie des rivières dans le bassin du Saint-Laurent, Thèse de doctorat, Grenoble, 1964.
- BRUIN (F)** : "Meteorological Summary", 1876-1967, Beyrouth, 1967.
- CASPAR (P) et DUCLAY (J)** : "Bilans hydrologiques pour 27 bassins français", Monographie de la M.N., n° 49, Paris, 1964.
- CAPPUS (P)** : "Répartition des précipitations sur un bassin versant de faible superficie", A I S H, Tome I, n° 43, 1957.
- CASTANY (G)** : - "Principes d'établissement des bilans d'eau", Bull. B R G M, n° 3, 1967.
- Traité pratique des eaux souterraines, Paris, 1967.
- Principes et méthodes de l'hydrogéologie, Paris, 1982.
- CATAFAGO (S) et NAJEM (W)** : Contribution à l'étude de la pluviométrie libanaise, Thèse de doctorat d'Etat, Montpellier, 1976.
- CHARRE (J) et DUMOLARD (P)** : Initiation aux pratiques informatiques en géographie, Paris, 1988.

CHARTIER (M.M.) : - "Sur les coefficients des fonctions exponentielles reliant les débits maxima des crues aux aires des bassins versants", M.T.S.H.T.F., n° 11-B, 1959.

- "Etiages surabondants de certaines rivières", A.G., LXVIII, n° 370, 1959.

- "Initiation à l'étude des crues", I.G., n° 2, 1960.

CLAUDEVILLE (X) : - Eléments d'analyse hydrologique détaillés : exemple du bassin supérieur de la Dronne, Thèse de 3^{ème} cycle, Bordeaux, 1976.

- Le cycle hydrologique, variabilité spatiale et processus d'interactions, Bordeaux, 1977.

CLERGET (M) : "Les types de temps en Méditerranée", A.G., XLVI, 1937.

COLLOQUE D'HYDROLOGIE FLUVIALE, B.A.G.F., n° 389, 390, Paris, 1971.

COMBIER (Ch) : "Essai d'une formule de classification des climats du Levant", P.T.S.E.F.I.B., n° 14, Beyrouth, 1948.

COMITE TECHNIQUE DE LA SOCIETE HYDRO-TECHNIQUE DE FRANCE :

"Les modèles mathématiques en hydrologie de surface", H.B. n° 2 et 3, 1971.

COUTAGNE (A) : - "Les variations de débit en période non influencée par les précipitations", H.B., n° 5, 1948.

- "Initiation mathématique à l'hydrologie fluviale", H.B., n° 2, 1952.

CRAMPON (N) : Etude géologique : Tunisie septentrionale, Thèse de doctorat d'Etat, Nancy, 1971.

CUENOD (M) : "Contribution à l'étude des crues : détermination de la relation dynamique entre les précipitations et le débit des cours d'eau", H.B., n° 3, 1956.

DACHARRY (M) : Hydrologie de la Loire en amont de Gien, Paris, 1974.

DAVY (L) : - "Une nouvelle approche de la sécheresse dans le bassin de l'Ebre", R.G.E., Nancy, 1975.

- "Le point sur la prévision des crues", B.A.G.F., n° 459, 1979.

DEACON (E.L.), PRIESLEY (C.H.B.) et SWINBANK (W.C.) :
Evaporation et bilan hydrique : recherches sur la zone aride, UNESCO, 1958.

DEJARDIN (J.M.) et JOUHET (P) : Les modèles déterministes de transformation de précipitations en débit. Les modèles mathématiques en hydrologie. Actes du Colloque de Varsovie, Volume 2, 1971.

DELEGATION GENERALE A LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE : La recherche dans le domaine de l'eau, UNESCO, 1964.

DEMANGEOT (J) : "Eléments de dynamique fluviale d'après Pardé", A.G. 1945.

DE VAUMAS (E) : - "Le Liban, (Géographie physique), Paris, 1954.

- "Structure et morphologie du Proche-Orient", R.G.A., T XLIX, fasc. 2-3-4, 1961.

DESAUNETTES (J) : "Etude pédologique du périmètre de l'Awali", F.A.O., et Plan Vert, Beyrouth, 1964.

DIXIEMES JOURNEES DE L'HYDRAULIQUE : "La prévision des crues et la protection contre les inondations", S.H.T.F., Paris, 1969.

DRESCH (J) : Géographie des régions arides, Paris, 1982.

DUBERTRET (L) : - "L'hydrologie et aperçu sur l'hydrographie de la Syrie et du Liban dans leurs relations avec la géologie", R.G.P.G.D., tome VI, fascicule 4, 1933.

- "Contributions hydrogéologiques de l'aménagement de retenues sur le Karst au Liban", Mémoires du congrès géologique international, Tome VI, Belgrade, 1966.

DUBERTRET (L), DANIEL (E.J.) et BENDER (P.) : "Liban, Syrie, Jordanie", Lexique stratigraphique international, C N R S, Volume III, fascicule 10, 1963.

DUBREUIL (P) : - Initiation à l'analyse hydrologique, Paris, 1974.

- "Point de vue théorique sur le rôle du sol dans le cycle hydrologique", C.S.H. (ORSTOM), n° 1, 1961.

DUCHAUFFOUR (Ph) : Précis de pédologie, Paris, 1960.

DUPUIS (J) : Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux, Paris, 1962.

F.A.O. : - Liban : enquête pédologique et programmes d'irrigation connexes : rapport final, Volumes I et II, Rome, 1969.

- Nahr Damour basin, Lebanon, Beyrouth, 1958.

FARAH (A) : Analyse statistique des précipitations de pluie au Liban : 1945 - 1968 (rapport interne), Beyrouth, 1969.

FAWAZ (M) : Politique de l'eau au Liban, Beyrouth, 1969 (en arabe).

- FENELON (P)** : Vocabulaire français des phénomènes Karstiques.
Mémoires et documents du C N R S, Volume 4,
Paris, 1967.
- FOURNIER (F)** : "Transports solides effectués par les cours
d'eau", A I S H, Tome 13, n° 3, 1969.
- FRANCOU (J) et RODIER (J.A.)** : "Commission pour l'étude des
débits", S.H.T.F., 1987.
- FRECAUT (R)** : - "Types d'averses", R.G.E. n° 4, 1962.
- "Eléments d'hydrologie continentale", Paris,
1967.
- "Quelques problèmes actuels de la recherche
fondamentale en hydrologie fluviale", B.A.G.F.,
n° 389-390, Paris, 1971.
- Eléments d'hydrologie et de dynamique
fluviales. Tome I : Hydrologie et dynamique
fluviales des régions chaudes et humides des
basses latitudes, Nancy, 1982.
- FRECAUT (R) et PAGNEY (R)** : Dynamique des climats et de
l'écoulement, Paris, 1983.
- GABERT (P)** : "Recherches sur l'érosion dans deux bassins expé-
rimentaux sous climat méditerranéen : région
d'Aix-en-Provence". A I S H, 1965.

- GASTESCU (P)** : "L'hydrologie et la carte hydrogéographique",
Série de géographie, Tome 14, n° 1, Bucarest,
1970.
- GAUDU (R)** : Structures arborescentes et maillées en hydraulique
et hydrologie, Thèse de doctorat d'Etat,
Toulouse, 1978.
- GAUSSEN (H)** : "L'étude des climats par les courbes
ombrothermiques", L'information géographique,
n° 5, Paris, 1956.
- GEISSERT (E)** : Mesures de la répartition dans le bassin versant
de la Petite Fecht (Haut-Rhin), Thèse 3^{ème} cycle,
Strasbourg, 1981.
- GEORGE (P)** : Dictionnaire de la géographie, Paris, 1970.
- GEZE (B)** : "Relations entre les phénomènes Karstiques de sur-
face et de profondeur", B.A.G.F., n° 389-390,
Paris, 1971.
- GINOCCHIO (R)** : Aménagements hydro-électriques, Paris, 1970.
- GRAS (F)** : Les sols très calcaires du Liban-sud, Thèse de
doctorat d'ingénieur, Strasbourg, 1975.
- GRAY (D.M.)** : Manuel des principes d'hydrologie, Ottawa, 1972.

- GROUPE CHADULE** : Initiation aux méthodes statistiques en géographie, Paris, 1987.
- GUERRE (A)** : - "Etude hydrologique préliminaire du Karst Libanais", Hannon, Volume IV, Beyrouth, 1969.
- GUERRE (A)** : - "Analyse du tarissement de la source de Safa et **JOSEPH (C)** (Liban) et de ses variations dans le temps", Mémoire du B R G M, n° 76, 1969.
- GUIGO (M)** : Hydrologie et érosion dans l'Apenin septentrional, Thèse de doctorat d'Etat, Aix - Marseille, 1979.
- GUILCHER (P)** : Précis d'hydrologie marine et continentale, Paris, 1965.
- GUILLAUME (A)** : Introduction à la géologie quantitative, Paris, 1977.
- GUMBEL (E.J.)** : "Méthodes graphiques pour l'analyse des débits de crues", Revue de statistique appliquée, Tome V, n° 2, Paris, 1957.
- GUYOT (M)** : Hydrologie, (Que sais-je ?), Paris, 1966.
- HAAS (J)** : Etude hydrogéologique préliminaire de la source de l'Assal (Liban), (Rapport interne), Beyrouth, 1960.

- HADDAD (M)** : Recherches sur les formes d'accumulations quaternaires au Liban, Thèse de 3^{ème} cycle, Paris, 1970.
- HAKIM (B)** : Recherches hydrologiques et hydrochimiques sur quelques Karsts méditerranéens : Liban, Syrie et Maroc, Thèse de doctorat d'Etat, Aix - Marseille, 1982.
- HAMELIN (L.E.)** : "Précision au sujet des termes de débit, d'écoulement et de ruissellement en hydrologie", Cahiers de géographie, n° 2, Québec, 1957.
- HEYBROEK (F)** : - La géologie d'une partie du Liban-sud, Thèse, Leidsche Geolog. Mededeelingen, 1942.
- Apport sur un lever géologique détaillé de la région de Nabaa El-Laban , (Rapport interne), Beyrouth, 1969.
- HIRSCA (F)** : "Estimation des débits des cours d'eau", A.I.S.H., Volume VIII, n° 4, 1963.
- HUMBERT (J)** : "Cinq années de bilans hydrologiques mensuels sur un petit bassin des Hautes Vosges (1976-1980) : le bassin du Ringelbach". Recherches géographiques à Strasbourg n° 19/20/21, 1982.

HUMBERT (J), NAJJAR (G), AMBROISE (B) et AMIET (Y) :

"Caractéristiques morphométriques et hydrographiques des bassins de la Petite Fecht et du Ringelbach". Recherches géographiques à Strasbourg n° 19/20/21, 1982.

"HYDROLOGIE CONTINENTALE", Bulletin de la section de géographie du Comité des travaux historiques et scientifiques, Paris, 1968.

IRFED (Mission) : Besoins et possibilités de développement du Liban, Tome II, Beyrouth, 1960/1961.

ISNARD (H) : Pays et paysages méditerranéens, Paris, 1973.

JAQUET (J) : "Les études d'hydrologie analytique sur les bassins versants expérimentaux", B.C.R.E.Ch., n° 2, 1962.

JAZZAR (D) : Iqlim el-Kharroub : étude de géographie régionale, Thèse de 3^{ème} cycle, Lille I, 1981.

JOURDAN (H) : La lutte contre l'érosion des sols au Liban, Beyrouth, 1966.

JOVANOVIC (P.S.) : Les profils fluviaux en long, leurs formes et leur genèse : Essai de méthodes morphogénétiques nouvelles, Paris, 1940.

LACHIVER (M) : "Les régimes fluviaux", I.G., n° 4 et 5, 1963.

LAGARDE (J. de) : Initiation à l'analyse des données, Paris, 1983.

LAMBERT (R) : - "Eté, étiage et tarissement des cours d'eau dans le bassin garonnais", R.G.G., n° 1 - 2, Nancy, 1975.

- Recherches hydrologiques dans le sud-est du bassin garonnais, Thèse de doctorat d'Etat, Toulouse, 1975.

LAMOUREUX (M), OSMAN (A) et KHASSAKA (K) : "Sols et aptitudes des sols du périmètre Awali-Leimoun (Liban)", tell Amara, 1963.

LAMOUREUX (M) : Etudes des sols formés sur roches carbonatées : pédogenèse fersiallitique au Liban, Thèse ès-Sciences naturelles, Strasbourg, 1971.

LANGE (J) : Eléments de technique statistique, Paris, 1968.

LARRAS (J) : - Prévision et prédétermination des étiages et des crues, Paris, 1972.

- Défense contre les crues, Paris, 1975.

- Fleuves et rivières non aménagés, Paris, 1977.

- LEBART (L) et FENELON (P.P.) : Statistique et informatique appliquées, Paris, 1975.
- LELIAVSKY (S) : Précis d'hydraulique fluviale, Paris, 1961.
- LENCASTRE (A) : Manuel d'hydraulique générale, Paris, 1961.
- LIORZOU (A) : Initiation pratique à la statistique, Paris, 1964.
- LLAMAS (J) : Hydrologie générale : principes et applications, Québec, 1985.
- LOUP (J) : Les eaux terrestres : hydrologie continentale, Paris 1974.
- MAKHOUL (G) : Rapport géologique des travaux de reconnaissance du site du barrage de Janné sur Nahr Ibrahim (Liban), (Rapport interne), Beyrouth, 1974.
- MANGIN (A) : "Contribution à l'étude des aquifères Karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et de tarissement", Annales de spéléologie, tome 25, fascicule 3, 1970.
- MARASOVIC (A) : "Formules théoriques pour le calcul de l'évapo-transpiration", I R A L, tell-Amara, 1967.

MARCILY (G. de) : Hydrologie quantitative, Paris, 1981.

MAROUN (A), MAJDALANI (M) et COMAT (A) : "Exploration de la résergence de Nabaa el-Labane (Liban)", Hannon, tome VII, Beyrouth, 1972.

MAURY (R) : L'eau dans les pays méditerranéens de l'Europe communautaire, Poitiers, 1990.

MAZLOUM (S) : - "De la variabilité des pluies dans le bassin oriental de la Méditerranée", P.S.T.E.I.B., n° 5, Beyrouth, 1944.

- Le problème de l'eau au Liban et en Syrie, (Rapport interne), Beyrouth, 1942.

- "La composante annuelle de la pluie en Syrie et au Liban", Comptes-rendus de l'Académie des Sciences, tome CC VII, Paris, 1939.

"La mobilité des paysages méditerranéens", Mélanges offerts à BIROT (P), R.G.P.S.W., Toulouse, 1984.

"Eaux et climats", Mélanges offerts à PEGUY (Ch.P.), Grenoble, 1981.

MICHEL (C) : "Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux", C E M A G E F, Paris, 1987.

MIJATOVICC (B) et BAKIC (M) : "Le Karst du Liban, étude de son évolution d'après les recherches hydro-géologiques", B R G M, Mémoire, n° 10, 1967.

MINISTERE DE L'AGRICULTURE (FRANCE) : Synthèse nationale sur les crues des petits bassins versants, fascicules 1, 2 et 3, 1980.

MIQUEL (J) : Guide pratique d'estimation des probabilités des crues, Paris, 1984.

MONJALLON (A) : Initiation à la méthode statistique, Paris, 1963.

MOUGIN (G) et DEJARDIN (J.M.) : "Les modèles déterministes de transformation précipitation - débit", H.B., n° 4, 1972.

MOULARD (M) : Liban : étude des eaux souterraines, (P N U D), New-York, 1970.

MOUY (J) : "Les méthodes d'analyse et de prévision des bas débits", H.B., n° 1, 1966.

NACCACHE (P) : Partie technique de la planification intégrale des eaux Libanaises par M. GEMAYEL, 1952, Beyrouth, 1965.

NAJJAR (G) : Méthode de cartographie de l'évapotranspiration journalière en moyenne montagne tempérée, Thèse 3^{ème} cycle, Strasbourg, 1982.

NAMMOUR (T) : "Quelques aspects de l'utilisation du sol dans le Liban Sud-Ouest", Hannon, Volume VIII, Beyrouth, 1977.

NICOD (J) : - Pays et paysages de calcaire, Paris 1972.

- "Phénomènes Karstiques III", C N R S, 1982.

- "Relations avec les phénomènes Karstiques", B.A.G.F., n° 437-438, 1976.

O N L : - Bisri Dam project : Hydrological studies, Beyrouth, 1982.

- Aménagement de Maifadoun : Hydrologie et bilan d'eau, Beyrouth, 1967.

O N L et F A O : Projet de développement hydro-agricole du Liban - Sud : Rapport d'économie rurale pour le Liban - Sud, Fascicule 4, zone I, Zahrani - Saïniq, Beyrouth, 1973.

"Utilisation des ressources en eau d'un bassin dans le cadre de l'aménagement du territoire", Onzième journée de l'Hydraulique, S.H.T.F., Paris, 1970.

PAGNEY (P) : "Climatologie méditerranéenne : le climat de la Mer Egée septentrionale et le climat du Liban", R.G.E., n° 1-2, 1978.

PARDE (M) : - "Les facteurs des régimes fluviaux", Norois, n° 27, 1960.

- "Averses de type classique et averses aberrantes", A.I.S.H., n° 65, 1963.

- Influence de la perméabilité sur le régime des rivières, Bonn, 1965.

- Fleuves et rivières, Paris, 1968.

- Etudes hydrologiques et géographiques, Paris, 1968.

PEDELABORDE (P) : Les mathématiques élémentaires appliquées à la géographie physique, Paris, 1970.

PEGUY (Ch. P.) : - Eléments de statistique appliqués aux sciences géographiques, Paris, 1958.

- "Une tentative de délimitation et de schématisation graphique des climats intertropicaux", R.G.L., n° 1, 1961.

- Précis de climatologie, Paris, 1970.

PLASSARD (J) : - "Existe-t-il au Liban des cycles de pluviosité ?", P.O.K., Ksara, 1956.

- "Etude statistique de la fréquence des fortes pluies au Liban", P.O.K., Ksara, 1963.

- "Etude de l'évaporation au Liban", P.O.K., Tome III, cahier 8, Ksara, 1979.

POIREE (M) et OLLIER (Ch) : Assainissement agricole, Paris, 1978.

PONCELET (L) : "Comparaison des pluviométries. Assemblée Générale de Rome", A I S H, Tome I, n° 36, 1954.

PROJET DE DEVELOPPEMENT HYDRO-AGRICOLE : - Etude géologique du site de barrage de Dar Beachtar, Beyrouth, P N U D et F A O, 1970.

- Etude hydrogéologique des sources de Rachaine et de Kadi, Beyrouth, P N U D et F A O, 1971.

- Liban. Etude des eaux souterraines, New York, P N U D et F A O, 1971.

- Réunion du travail d'hydrologie, Beyrouth, P N U D et F A O, 1972.

- Liban. Bilan des eaux souterraines, P N U D, F A O et O N L, Beyrouth, 1973.

QUESNEL (B) : Traité d'hydraulique fluviale et torrentielle appliquée, Paris, 1973.

RACINE (J.B.) et REMOND (H) : L'analyse quantitative en géographie, Paris, 1973.

REMENIERAS (G) : L'hydrologie de l'ingénieur, Paris, 1985.

ROCHE (M) : - Hydrologie de surface, Paris, 1963.

- Dictionnaire français d'hydrologie de surface,
Paris, 1986.

- "Les divers types de modèles déterministes",
H.B., n° 2, 1971.

RODIER (J) : - "Nouvelles méthodes de recherche hydrologique
dans les régions arides", Terres et Eaux, Tome 4,
n° 38, 1962.

- "Irrégularité temporelle des cours d'eau et les
facteurs qui la conditionnent", A I S H, n° 63,
1963.

RODIER (J) et AUVRAY (C) : "Estimation des débits de crues
décennales pour les bassins versants de
superficie inférieure à 200 km² en Afrique
occidentale", C.S.H. (ORSTOM), 1965.

ROQUES (H) : "Sur une nouvelle méthode graphique d'étude des
eaux naturelles", Annales de spéléologie, Tome
27, fascicule 1, 1962.

ROZENBERG (M) : Modèles explicatifs de précipitation et d'écou-
lement de surface, Thèse de doctorat de Sciences
Physiques, Grenoble, 1971.

SANLAVILLE (P) : Etude géomorphologique de la région littorale du Liban, Thèse de doctorat d'Etat, Brest, 1973.

SANSON (J) : Climatologie appliquée, Paris, 1949.

SARRAF (S) : Estimation de l'évapotranspiration potentielle et consommation en eau des cultures en région semi-aride (Liban), Thèse de docteur-ingénieur, Montpellier, 1973.

SARRAF (S), VINK (N) et ABOUKHALED (A) : "Evaporation, évapotranspiration potentielle au Liban et coefficient de Piche corrigé", I R A L, n° 32, Tell Amara, 1969.

SARRAF (S) et ABOUKHALED (A) : "Besoins en eaux de certaines cultures sur le littoral libanais", I R A L, n° 13, Tell Amara, 1971.

SCHOELLER (H) : Les eaux souterraines, Paris, 1962.

SPIEGEL (M.R.) : - Théorie et applications de la statistique, Paris, 1985.

- Théorie et applications de l'analyse, Paris, 1980.

- TARDY (Y) : Le cycle de l'eau, Paris, 1986.
- TISON (J.L.) : Cours d'hydraulique. Deuxième partie : théorie des cours d'eau en mouvement permanent, Gand, 1953.
- TIXERONT (J) : "Les ressources en eau dans les régions arides", Annales des Ponts et Chaussées, n° 3, 1956.
- TRICART (J) : - "Mise au point : l'évolution des versants", I.G., n° 3, 1957.
- "Les types de lits fluviaux", I.G., 1960.
- "Les discontinuités dans les phénomènes d'érosion", A I S H, n° 59, 1962.
- Précis de géomorphologie : Géomorphologie dynamique, Tome II, Paris, 1977.
- TRICART (J) et HIRSCH (F) : "Relations entre le débit et la superficie des bassins fluviaux", A.G., Tome LXIX, n° 375, 1960.
- TRICART (J) et MARCARY (P) : "Techniques de terrain pour l'étude des versants et de la dynamique fluviale", R.G.D., n° 4, Paris, 1967.
- TRICART (J), ROCHEFORT (M) et RIMBERT (S) : Initiation aux travaux pratiques de géographie, Paris, 1972.

- TURC (L) :** - Le bilan d'eau des sols : relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement, Thèse de doctorat de Sciences Physiques, Paris, 1953.
- "Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. Formule climatique simplifiée et mise à jour", Annales d'agronomie, n° 1, 1961.
- UNESCO :** - Les problèmes de la zone aride : Acte de colloque de Paris, Paris, 1963.
- "Les crues et leur évaluation", A I S H, n° 84-85, 1969.
- "L'utilisation des calculatrices analogiques et des ordinateurs en hydrologie", Paris, 1969.
- Services traitant des problèmes de l'eau dans le monde, Paris, 1969.
- Les bassins représentatifs et expérimentaux, publié sous la direction de TOEBES (C) et OURYVOEV (V), Paris, 1970.
- VANCON (J.P.) :** "Méthodes d'étude des débits par corrélation", A I S H, Tome XI, n° 3, 1966.
- VERHEYE (W) :** "Sur la nature de l'horizon "B" dans les sols rouges méditerranéens du Liban-Sud", Hannon, Volume VII, Beyrouth, 1972.

VIERS (G) : Eléments de climatologie, Paris, 1968.

VILLENEUVE (G.O.) : Glossaire de météorologie et de climatologie, Québec, 1974.

YORDANOV (V) : - Les problèmes d'irrigation de la plaine de Baalbek par les eaux de Yammouneh (Liban): rapport, Beyrouth, 1944.

- Nahr el-Kébir : problème d'aménagement hydraulique (Liban) : rapport, Beyrouth, 1949.

- Le Litani : problème de l'exploitation totale (Liban) : rapport, Beyrouth, 1950.

- Aperçu sommaire sur le développement hydraulique et électrique au Liban, Beyrouth, 1959.

- Aperçu succinct sur l'hydrogéologie du Liban, Beyrouth, 1962.

- "La neige de la haute montagne - Grande inconnue de l'hydrologie libanaise" : rapport, Beyrouth, 1972.

- "Ressources hydrauliques du Liban par images", Beyrouth, P N U D, 1973.

ZAATITI (S) : Essai de synthèse des connaissances sur l'hydrogéologie Karstique du Liban, Thèse de 3^{ème} cycle, Montpellier, 1983.

ZOUKI (P) : Contribution à l'étude de l'eau au Liban, Thèse de 3^{ème} cycle, Paris IV, 1976.

ZUMOFFEN (S.J.) : Géologie du Liban, Paris, 1926.

TABLE DES FIGURES

N.B. : Les figures précédées d'une étoile (*) se trouvent dans le volume I

Figure	page
1 Répartition des zones hydrologiques au Liban et la situation de la zone d'étude	1
2 Carte morphologique de la zone côtière intermédiaire du Liban	2
* 3 Les sous-zones dans la région d'étude	(14)
4 Carte orohydrographique de la zone côtière intermédiaire du Liban et la situation des stations Limnigraphiques et pluviométriques dans les bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	3
5 Réseau hydrographique de la rive gauche du haut bassin de l'Awali-Bisri sur une superficie de 20 km ² , à l'est du village du Barouk ..	4
6 Nappes souterraines et sources principales des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	6
* 7 Développement d'une source de trop-plein au Liban	(30)
* 8 Coupes montrant la formation de deux sources : celle de Barouk (a) et celle de Safa (b)	(31)
* 9 Trajectoires des vents concernant la région des 4 bassins versants	(34)

* 10	Diagrammes ombro-thermiques moyens pour les stations de Saïda (5 m d'altitude), de Gharifé (680 m) et de Kfar-Nabrakh (1020 m)	(8)
* 11	Comparaison de l'évaporation sur différentes altitudes	(39)
12	Nature et répartition des sols dans les bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	9
13	Le bassin versant du Damour	11
14	Le bassin versant de l'Awali-Bisri	12
15	Les bassins versants du Saïniq et du Zahrani...	13
16	Polygones des fréquences altimétriques et courbe hypsométrique des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	14
17	Profil en long du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	17
18	Structure du réseau hydrographique du Damour...	18
19	Structure du réseau hydrographique de l'Awali-Bisri	19
20	Structure du réseau hydrographique du Saïniq ..	20
21	Structure du réseau hydrographique du Zahrani..	21
22	Modification des courbes de tarage sur le Damour à Jisr el-Qâdi, l'Awali-Bisri à Marj-Bisri et à Saïda, le Saïniq à Ouadi el-Leimoun et le Zahrani à Ouadi el-Akhdar et à Deir ez-Zahrani	26

23	Les courbes isohyètes de la zone côtière intermédiaire du Liban (1930-1970)	29
24	Variations interannuelles des pluies aux stations situées à l'intérieur du bassin du Damour et leur moyenne (1962-1970)	30
25	Variations interannuelles des pluies aux stations situées à l'intérieur du bassin de l'Awali-Bisri et leur moyenne (1962-1970)	31
26	Variations interannuelles des pluies aux stations situées à l'intérieur des bassins versants du Saïniq (a, b, c) et du Zahrani (d, e, f,) et leur moyenne (1965-1970)	32
27	Distribution normale des modules annuels des pluies aux stations situées dans le bassin versant du Damour (1944/45 - 1970/71)	33
28	Distribution normale des modules annuels des pluies aux stations situées dans le bassin versant de l'Awali-Bisri (1944/45 - 1970/71)	34
29	Précipitations moyennes mensuelles aux sept stations situées à l'intérieur du bassin versant du Damour (1962-1970)	38
30	Précipitations moyennes mensuelles aux six stations situées à l'intérieur du bassin versant de l'Awali-Bisri (1962-1970)	39
31	Précipitations moyennes mensuelles aux quatre stations situées à l'intérieur du bassin versant du Zahrani, et aux trois stations situées à l'intérieur du bassin versant du Saïniq (1965/66 - 1970/71)	40

32	Le Saïniq à Ouadi el-Leimoun (a) et à l'embouchure	43
33	Le Zahrani à Ouadi el-Akhdar (a), à Deir ez-Zahrani (b) et à l'embouchure (c)	43
34	Le Damour à Jisr el-Qâdi	44
35	Le Bisri à Marj-Bisri (a) et l'Awali à Saïda (b)	44
36	Distribution normale des modules des débits du Damour à Jisr el-Qâdi, du Bisri à Marj-Bisri et du Zahrani à Ouadi el-Akhdar (1949/50 - 1972/73)..	47
37	Courbes moyennes des pluies et des débits sur les onze stations témoins	50
38	Evolution des débits mensuels moyens et médians sur onze stations	57
39	Valeurs mensuelles du coefficient $K_3 = \frac{Q_{90\%}}{Q_{10\%}}$ sur onze stations	61
40	Evolution des débits moyens journaliers de l'année médiane sur le bassin versant du Damour	62
41	Evolution des débits moyens journaliers de l'année médiane sur le bassin versant de l'Awali-Bisri	63
42	Evolution des débits moyens journaliers de l'année médiane sur le bassin versant du Saïniq	64
43	Evolution des débits moyens journaliers de l'année médiane sur le bassin versant du Zahrani	65
44	Nombre moyen de jours par mois pendant lesquels les débits sont inférieurs au DC9 moyen.....	69

45	Courbe des débits journaliers classés des années médianes des onze stations témoins	70
46	Diagramme chronologique des variations annuelles de la zone sourcière de Safa	75
47	Décroissance moyenne du débit moyen journalier de la saison chaude (avril - octobre) sur le Damour et ses affluents, l'Awali-Bisri, le Saïniq et le Zahrani	76
48	Moyenne du débit d'étiage de la saison chaude et sa durée en jours (période variant de 8 à 21 ans : 1952-1973)	78
49	Fréquence des décrues de la saison humide après n jours consécutifs (de 1 à 4, 5 à 10, 11 à 20 et 21 à 31 jours)	79
50	Hauteur de pluie annuelle maximale d'un jour, de deux, trois, quatre, cinq et six jours consécutifs à Kfar-Nabrakh (1960-1972)	82
51	Hauteur de pluie annuelle maximale d'un jour, de deux, trois, quatre, cinq et six jours consécutifs à Jisr el-Qâdi (1960-1972)	83
52	Les débits maxima annuels. Application de la Loi de GUMBEL à Jisr el-Qâdi (1949/50 - 1972/73), Marj-Bisri (1952/53 - 1972/73) et à Saïda (1952/53 - 1972/73)	89
53	Courbe de fréquence des crues (supérieures à 10 fois la moyenne) comparées aux régimes du Damour et ses affluents, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	93

54	Crues du 21 mars 1969 et des 14 et 18 janvier 1968 à la Centrale de Rechmaya	96
55	Situation synoptique du 14 janvier 1968	97
56 à 63		
	Courbes d'évolutions des crues supérieures à 20 fois la moyenne et diagrammes de précipitations à la même date sur les différentes stations du Damour, du Saïniq, de l'Awali-Bisri et du Zahrani (1960/61 - 1972/73)	98
56	Crue du 25 janvier 1963 à Jisr el-Qâdi	98
57	Crue du 4 février 1964 à Ouadi el-Leimoun (a) et du 14 janvier 1968 à Marj-Bisri (b)	99
58	Crue du 27 décembre 1968 à Marj-Bisri (a) et à Saïda (b)	100
59	Crue du 6 janvier à l'embouchure du Saïniq (a), du 20 au 28 janvier à Ouadi el-Leimoun (b), à Ouadi el-Akhdar (c), à Deir ez-Zahrani (d) et à l'embouchure du Zahrani (e)	101
60	Crue du 23 janvier 1969 à Ouadi es-Sitt (a) et à el-Hammam (b)	102
61	Crue du 24 janvier 1970 à Mars-Bisri (a) du 11 mars 1970 à Ouadi el-Leimoun (b) et à l'embouchure du Saïniq (c)	103
62	Crue du 13 avril 1971 à Ouadi es-Sitt (a), à Ouadi el-Akhdar (b), à Deir ez-Zahrani (c) et à l'embouchure du Zahrani (d)	104

63	Crue du 13 avril 1971 à Marj-Bisri (a), à Saïda (b), à Ouadi el-Leimoun (c) et à l'embouchure du Saïniq (d)	105
64	Situation synoptique du 24 décembre 1968	106
65	Les temps de réponse de la crue de janvier 1969 sur le Damour et l'Hammam	107
66	Le temps de réponse de la crue de janvier 1969 sur le Zahrani et le Saïniq	108
67	Situation synoptique du 9 mars 1970	109
68	L'Awali-Bisri à Marj-Bisri et à Saïda et le Zahrani à l'embouchure le 6 mars 1983	110
69	Corrélation entre le temps de ruissellement et celui des précipitations à Ouadi el-Leimoun et à Marj-Bisri	115
70	Corrélation entre le temps de ruissellement et le total précipité à Ouadi el-Leimoun et à Marj-Bisri	115
71	Corrélation entre l'écoulement et la précipitation à Mars-Bisri	115
72	Corrélation entre la pluie et le déficit à Ouadi el-Leimoun et à Marj-Bisri	115
73	Pourcentage du ruissellement net par rapport au ruissellement total pour les crues supérieures à 20 fois la moyenne à Ouadi es-Sitt, el-Hammam, Marj-Bisri, Saïda, Ouadi el-Akhdar, Deir ez-Zahrani, à l'embouchure du Zahrani, à Ouadi el-Leimoun et l'embouchure du Saïniq	116

74	Graphiques de corrélation entre pluies et débits annuels, droite d'estimation moyenne des débits en fonction des pluies, et intervalles de confiance : 95 % (Y'') et 68 % (Y') sur les stations de Jisr el-Qâdi et de Marj-Bisri.....	120
75	Comparaison du déficit calculé selon la formule de TURC et du déficit calculé selon la formule $D = p - p'$ sur 9 stations (1965/66 - 1969/70)	121
76	Corrélation entre déficits annuels moyens et pluies moyennes annuelles pour les 4 bassins versants (a), et corrélation entre pluies moyennes annuelles et altitude médiane pour les 4 bassins versants (b)	123
77	La variation des déficits annuels sur les différentes stations par rapport aux précipitations ...	125
78	Corrélation entre déficits et températures moyennes annuelles sur les 4 bassins versants	127
79	Corrélation entre déficits et températures mensuelles moyennes à Jisr el-Qâdi	127
80	Corrélation entre pluies automnales et déficits annuels sur le Damour à Jisr el-Qâdi et le Bisri à Marj-Bisri (a et b), et corrélation entre pluies annuelles et quotient d'écoulement ($Cr = \frac{P'}{P}$) sur le Damour à Jisr el-Qâdi, et le Bisri à Marj-Bisri (c et d)	129
81	Situation des coupes géologiques sur la carte des reliefs de la zone côtière intermédiaire du Liban.....	132
82	Coupes géologiques de la région des 4 bassins versants	133

83 Débits annuels et moyennes mobiles à Jisr el-Qâdi (Damour), à Ouadi el-Akhdar (Zahrani), à Marj-Bisri (Bisri) et à Saïda (Awali).....	134
---	-----

TABLE DES TABLEAUX

N.B. : Les tableaux précédés d'une étoile (*) se trouvent dans le volume I

Numéros		page
1	Quelques données sur les bassins ayant fait l'objet d'études antérieures (le Damour, le Zahrani, le Bisri)	5
2	Caractéristiques des nappes souterraines de la zone côtière intermédiaire du Liban	7
*	3 Les débits annuels moyens des sources les plus importantes dans la zone d'étude	(32)
*	4 Températures moyennes mensuelles pour les trois stations représentatives dans la région	(36)
*	5 La culture sur les rives des cours d'eau varie aussi selon l'altitude	(44)
6	Les dimensions linéaires des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	10
7	Les indices des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	10
8	Répartitions des surfaces des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	15
9	La mesure des paramètres géométriques des réseaux hydrographiques des quatre bassins versants....	22

10	La longueur totale du réseau hydrographique des quatre bassins versants	22
11	Caractéristiques des stations pluviométriques des bassins versants de la zone côtière intermédiaire du Liban	23
12	Répartition par tranches d'altitude, des pluviomètres sur les bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	24
13	Caractéristiques des stations hydrométriques équipées d'un limnigraphe des bassins versants de la zone côtière intermédiaire du Liban	25
14	Lame d'eau annuelle précipitée sur les bassins versants de la zone côtière intermédiaire du Liban selon la méthode des isohyètes	27
15	Moyenne précipitée sur les bassins versants de la zone côtière intermédiaire du Liban d'après la méthode de THIESSEN	28
* 16	Moyenne précipitée sur les 4 bassins versants, d'après les méthodes de la moyenne arithmétique de THIESSEN et des isohyètes	(71)
17	Variations extrêmes de la pluviosité des 20 stations des bassins versants de la zone côtière intermédiaire du Liban (1962-1970)	35
18	Taux de pluviosité sur les 20 stations des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	36
19	Caractères pluviométriques des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	37

20	Moyennes des précipitations des mois les plus et les moins arrosés (1962-70) en mm	41
21	Coefficients mensuels des pluies aux 13 stations des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri pour la période 1961/62 - 1969/70, et aux 7 stations des bassins versants du Saïniq et du Zahrani pour la période 1965/66 - 1969/70	42
* 22	Nombre moyen de jours de chutes de neige au-dessus de 1500 m d'altitude	(77)
* 23	Coefficient d'écoulement apparent sur les onze stations.....	(79)
24	Débits moyens annuels aux stations de jaugeage des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	45
25	Taux d'hydraulicité sur les 4 bassins versants	46
26	Rapport des moyennes mensuelles extrêmes particulières sur onze stations témoins	48
27	Pourcentage des moyennes mensuelles extrêmes du Damour et ses affluents, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	49
28	Coefficient mensuel de débit et coefficient d'écoulement apparent sur le Damour à Jisr el-Qâdi, sur l'Awali-Bisri à Marj-Bisri et à Saïda, sur le Saïniq à l'embouchure et sur le Zahrani à Ouadi el-Akhdar et à l'embouchure	53
29	Coefficient mensuel de débit le plus fort à chaque station	54

30	Coefficient mensuel de débit le plus faible à chaque station	54
31	Extrêmes du régime des cours d'eau témoins ...	55
32	Moyenne mensuelle et coefficient mensuel de débit du Damour et ses affluents, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	56
33	Débits mensuels moyens et médians et rapport des débits moyens aux débits médians	58
34	Coefficients de variation des débits maxima et moyennes annuelles sur les onze stations	59
35	Valeurs mensuelles de l'indice $K 3 = \frac{90\%}{10\%}$ sur onze stations des bassins versants de la zone côtière intermédiaire du Liban	60
36	Mois des variations interannuelles des débits les plus forts et les plus faibles sur 11 stations témoins	66
37	Fréquences relatives pour chaque mois du débit minimum annuel et coefficient mensuel de débit moyen sur le Damour, l'Awali-Bisri, le Saïniq et le Zahrani	66
38	Moyenne du débit moyen journalier minimum et sa durée sur les onze stations	67
39	Fréquence des dix jours consécutifs des plus faibles débits	67
40	Valeurs journalières caractéristiques moyennes de débits classées en m ³ /s (1966/67 - 1972/73)	68

41	Nombre moyen de jours par mois pendant lesquels les débits se sont tenus au-dessous du DC9 moyen sur les onze stations	68
42	Valeurs journalières caractéristiques des débits des années médianes des 4 cours d'eau	73
43	Débits spécifiques extrêmes sur les bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	73
44	Débits spécifiques journaliers minima sur les stations qui ne s'assèchent pas	74
45	Débit moyen journalier inférieur ou égal à 1L/s/km ² pendant plus de dix jours consécutifs sur les 9 stations témoins	74
46	Décroissance moyenne du débit moyen journalier en saison chaude (avril-octobre) sur les 4 cours d'eau	77
* 47	Coefficients de tarissement sur le Safa à Ouadi es-Sitt, le Bisri à Marj-Bisri, le Saïniq à Ouadi el-Leimoun et le Zahrani à Ouadi el-Akhdar ...	(108)
* 48	Période des hautes eaux des cours d'eau témoins	(112)
49	Fréquences relatives à chaque mois du débit maximum annuel et coefficients mensuels de débit	80
* 50	Types de pluies provoquant les ruissellements au début de la saison humide	(114)
51	Nombre moyen de séquences pluvieuses et leur fréquence sur la zone côtière intermédiaire du Liban (1961/62 - 1969/70)	81

52	Hauteurs des pluies en mm d'un jour, de deux, trois quatre, cinq et six jours consécutifs pour des périodes de retour de deux, cinq, dix et vingt ans à Jisr el-Qâdi (250 m d'altitude) et à Kfar-Nabrakh (1020 m d'altitude)	84
* 53	Fréquence des pluies maximales journalières selon les mois pendant la période d'étude	(118)
54	Maximum annuel des précipitations journalières et leur effet sur les débits journaliers dans les 4 bassins versants	(85)
55	Débits journaliers maxima sur les onze stations des bassins versants de la zone côtière intermédiaire du Liban	86
56	Débits moyens journaliers maxima par ordre décroissant sur les onze stations	87
57	Coefficient de variation des débits moyens journaliers maxima	88
58	Fréquence du débit moyen journalier égal à 5 à 10 fois la moyenne selon les mois sur les onze stations	90
59	Fréquence du débit moyen journalier égal à 10 à 20 fois la moyenne selon les mois sur les onze stations	90
60	Dates des épisodes de crues supérieures à 20 fois la moyenne sur les onze stations	91
61	Recensement des crues selon les mois sur les onze stations	92
62	Crues secondaires (10 à 20 fois la moyenne) pendant la période d'étude sur les onze stations	92

* 63	Volume écoulé et débit moyen journalier pour la crue du 13 avril 1971 sur 9 stations	(136)
64	Variation des débits de base et des débits de pointe des crues supérieures à 20 fois la moyenne	111
65	Variation des débits de pointe et des débits de base sur les onze stations (période de 8 à 21 ans)	112
66	Pluies génératrices de crues supérieures à 20 fois la moyenne sur le Damour et ses affluents, l'Awali-Bisri, le Saïniq et le Zahrani	113
67	Pourcentage de décroissance du Dmj par rapport au débit de pointe pour les épisodes de décembre 1968 et d'avril 1971 à Marj-Bisri et à Saïda, et de janvier 1969 et d'avril 1971 à l'embouchure du Zahrani	114
68a	Volumes des épisodes de crues et des précipitations sur le Damour, le Safa, l'Hammam, l'Awali-Bisri, le Saïniq et le Zahrani	117
68b	Bilans d'averses - crues sur les bassins versants du Damour, de l'Hammam, du Safa, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	118
* 69	Valeur du coefficient de crue pour les crues records sur les quatre bassins versants	(148)
* 70	Coefficients de corrélation pluies - débits pour les années hydrologiques (septembre - août, octobre - septembre et novembre - octobre) débutant avec les premières pluies sur dix stations hydrologiques	(156)

71	Caractéristiques statistiques des pluies et des débits aux stations des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	119
72	Déficit mesuré selon la formule $D = p - p'$ et déficit calculé selon la formule de TURC sur les quatre bassins versants et pour une période commune ...	122
73	Rapports entre les valeurs extrêmes particulières des précipitations, des lames d'eau écoulées et des déficits pour les quatre bassins versants...	124
74	Rapport des déficits extrêmes particuliers et traits caractéristiques des bassins témoins ...	124
75	Bilans particuliers sur le Damour et ses affluents, le Bisri, le Saïniq et le Zahrani	126
* 76	Coefficient de variation des pluies, des débits et des déficits annuels particuliers sur le Zahrani, le Saïniq, le Bisri, le Damour, le Safa et l'Hamam (169)	
77	Influence de la répartition des pluies (p) au cours de trois saisons sur le déficit d'écoulement sur le Damour (1949/50 - 1965/66) et sur le Bisri à Marj-Bisri (1952/53 - 1970/71)	128
78	Bilan moyen mensuel sur les quatre cours d'eau	130
79	Bilans annuels globaux des bassins témoins ...	131
80	Déficits et écoulements annuels moyens : valeurs mesurées comparées aux valeurs calculées par la formule de TURC sur les quatre bassins versants	131
* 81	Réserves dynamiques concernant les sources principales	(182)

82	Variations cycliques du régime du Damour à Jisr el-Qâdi, du Bisri à Marj-Bisri, de l'Awali à Saïda et du Zahrani à Ouadi el-Akhdar	135
* 83	Meilleure décennie hydrologique pour trois stations des trois bassins versants : le Damour, l'Awali-Bisri et le Zahrani	(185)
84	Comparaison des débits moyens mensuels mesurés sur les quatre bassins versants	136
85	Bilans d'écoulement du Damour à Jisr el-Qâdi, du Bisri à Marj-Bisri, du Saïniq à l'embouchure et du Zahrani à Ouadi el-Akhdar	137

TABLE DES MATIERES

	Pages
REMERCIEMENTS	2
ABREVIATIONS	3
INTRODUCTION	6
PREMIERE PARTIE :	
ETUDE GEOGRAPHIQUE PRELIMINAIRE DES BASSINS VERSANTS DE LA ZONE COTIERE INTERMEDIAIRE DU LIBAN	11
Chapitre premier :	
Introduction à la région d'étude des bassins versants.....	12
I.1. Site et définition	12
I.2. Géographie de la région	13
I.2.1. Aspects topographique et géomor- phologique	13
I.2.2. L'Hydrographie	17
I.2.2.1. Les rus et les vallées aveugles	17
I.2.2.2. Les oueds	18
I.2.2.3. Les cours d'eau pérennes	18
I.3. Apports des études et des projets hydro- logiques sur les bassins versants de la zone côtière intermédiaire du Liban	19
I.3.1. L'apport des projets	20
I.3.2. Potentialité hydrologique de la région	21

Chapitre Deuxième :

	Les facteurs explicatifs d'écoulement dans les bassins versants de la région d'étude	23
II.1.	Systèmes de pente	23
II.1.1.	Pente du relief	24
II.1.2.	Pente topographique	24
II.1.3.	Pente stratigraphique	25
II.2.	Aspects hydrogéologiques	26
II.2.1.	Identification relative entre bassins hydrologique et hydrogéologique	27
II.2.1.1.	Les aquifères principales	27
II.2.1.2.	Les aquifères mineures	28
II.2.2.	Les sources	29
II.2.2.1.	Caractéristiques et origine des sources	29
II.2.2.2.	Potentialité des sources	32
II.3.	Rôle du climat sur l'écoulement	33
II.4.	Les sols des quatre bassins versants en fonction de leur capacité de drainage	40
II.4.1.	Sols en position de bon drainage	41
II.4.2.	Sols en position de drainage ralenti	42
II.4.3.	Sols en position de mauvais drainage	42
II.5.	Caractéristiques de la couverture végétale	43
II.6.	Conclusion	44

Chapitre Troisième :

	Propriétés morphométrique et hydro- logique des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	47
III.1.	Principaux caractères des quatre bassins versants	47
III.1.1.	Le bassin versant du Damour	48
III.1.2.	Le bassin versant de l'Awali-Bisri ..	49
III.1.3.	Le bassin versant du Saïniq	49
III.1.4.	Le bassin versant du Zahrani	50
III.2.	Caractéristiques du réseau hydrographique	50
III.2.1.	La mesure des paramètres géométriques des réseaux hydrographiques	52
III.2.1.1.	Le réseau hydrographique du Damour ..	52
III.2.1.2.	Le réseau hydrographique de l'Awali- Bisri	52
III.2.1.3.	Le réseau hydrographique du Saïniq ..	54
III.2.1.4.	Le réseau hydrographique du Zahrani	55
III.2.2.	Organisation du réseau hydrographique des quatre bassins versants	55
III.2.3.	Comparaison des densités de drainage dans les quatre bassins versants	56
III.3.	Conclusion	57

DEUXIEME PARTIE :

CONTRIBUTION A L'ETUDE HYDRO- PLUVIOMETRIQUE POUR LA PERIODE DE 1962 - 1971	58
---	----

Chapitre Quatrième :

	Les réseaux des données pluviométriques et hydrologiques	59
IV.1.	Données pluviométriques	59
IV.1.1.	Pluviométrie des bassins versants ...	59
IV.1.2.	Périodes de référence	60
IV.2.	Valeur des données hydrométriques des stations des bassins versants du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq Zahrani	62
IV.2.1.	Inventaire des données	62
IV.2.2.	Stations témoins et qualité des données	63
IV.2.2.1.	Les stations du bassin versant du Damour	64
IV.2.2.2.	Les stations du bassin versant de l'Awali-Bisri	66
IV.2.2.3.	Les stations du bassin versant du Saïniq	67
IV.2.2.4.	Les stations du bassin versant du Zahrani	68

Chapitre Cinquième :

	Le régime pluviométrique	70
V.1.	Evaluation des volumes précipités ...	70
V.2.	Les variations interannuelles des précipitations	72
V.3.	Distribution des précipitations dans l'année	74

V.3.1.	Régime saisonnier des précipitations	74
V.3.2.	Régime mensuel des précipitations	75
V.4.	L'accumulation neigeuse et sa durée	77

Chapitre Sixième :

	Analyse des régimes hydrologiques du Damour, de l'Awali-Bisri, du Saïniq et du Zahrani	80
VI.1.	Module et variation interannuelle ...	80
VI.1.1.	Débit moyen annuel sur les quatre cours d'eau	80
VI.1.2.	Valeur des données observées et leur distribution	82
VI.2.	Variations et irrégularités saisonnières et mensuelles	84
VI.2.1.	Régime méditerranéen et variations saisonnières du débit	85
VI.2.2.	Analyse des variations saisonnières	87
VI.2.3.	Variation des débits maxima	90
VI.2.4.	Amplitude des variations	90
VI.3.	Variations journalières des débits ..	93
VI.4.	Conclusion	94

Chapitre Septième :

	Basses eaux et étiage	96
VII.1.	Fréquence des basses eaux	96

VII.2.	Valeurs journalières caractéristiques	98
VII.3.	Etiage et sécheresse	101
VII.3.1.	Caractéristiques des étiages annuels	102
VII.3.2.	Genèse et évolution de l'étiage	103
VII.3.2.1.	Conditions pluviométriques et genèse de l'étiage	103
VII.3.2.2.	Conditions géographiques et évolu- tion de l'étiage	104
VII.3.2.3.	Coefficients de tarissement	107
VII.3.3.	Esquisse cartographique	109
VII.3.4.	Décroissance de la saison humide	109
VII.3.5.	Conclusion	110

Chapitre Huitième :

	Hautes eaux et crues	112
VIII.1.	Types des pluies provoquant les ruis- sellements au début de la saison humide	113
VIII.2.	Précipitations journalières	116
VIII.3.	Situations météorologiques provoquant les crues	117
VIII.3.1.	Averses orageuses	118
VIII.3.2.	Séquences pluvieuses	120
VIII.4.	La crue	121
VIII.4.1.	Choix des crues	121
VIII.4.2.	Observations générales sur les crues	123
VIII.4.3.	Classement des crues	123
VIII.4.3.1	Commentaire sur les crues secondaires (10 à 20 fois la moyenne).....	124

VIII.4.3.2.	Commentaire sur les crues principales supérieures à 20 fois la moyenne ...	127
VIII.5.	Fréquence des débits maxima	134
VIII.5.1.	Fréquence du débit moyen journalier égal à 10 fois la moyenne	136
VIII.5.2.	Fréquence du débit moyen journalier égal à 10 à 20 fois la moyenne	136
VIII.5.3.	Fréquence du débit moyen journalier supérieur à 20 fois la moyenne	136
VIII.5.4.	Evolution des crues	137
VIII.5.4.1.	Débit de base	138
VIII.5.4.2.	Rapport entre temps des pluies et temps des ruissellements	138
VIII.5.4.2.1.	Durée de la réponse	139
VIII.5.4.2.2.	Temps de ruissellement	139
VIII.5.4.2.2.1.	Temps de la concentration	140
VIII.5.4.2.2.2.	Temps de décrue	140
VIII.5.4.2.3.	Corrélation entre le temps des précipitations et celui du ruissellement	142
VIII.5.4.3.	Conclusion	142
VIII.5.5.	Ruissellement net des crues	143
VIII.5.6.	Volume des crues	143
VIII.5.7.	Bilan averse - crue	145
VIII.5.8.	Coefficient de crue	147
VIII.5.9.	Conclusion	148

TROISIEME PARTIE :

BILANS D'ECOULEMENT SUPERFICIEL	151
---------------------------------	-----

Chapitre neuvième :

Bilans mensuels, saisonniers et globaux	152
--	-----

IX.1.	Les références de l'année hydrolo- gique dans la région	152
-------	--	-----

IX.1.1.	Année climatique et année hydrologique	153
IX.1.2.	Coefficient de corrélation (R)	156
IX.2.	Corrélation des précipitations et des débits annuels	158
IX.3.	Bilans hydrologiques de la période de référence	161
IX.3.1.	Déficits moyen et particulier	163
IX.3.1.1.	Corrélation entre déficit, altitude et pluie	164
IX.3.1.2.	Déficits extrêmes	165
IX.3.1.3.	Variabilité des déficits particuliers en fonction des précipitations	167
IX.3.1.4.	Relation déficit - température	170
IX.3.2.	Bilans mensuels et saisonniers	171
IX.3.2.1.	Bilans saisonniers particuliers	171
IX.3.2.2.	Bilan moyen mensuel	172
IX.3.3.	Bilan global	175
IX.3.3.1.	Quelques valeurs repères	175
IX.3.3.2.	Evaluation des déficits et modules globaux	176
IX.3.4.	Conclusion	177

Chapitre Dixième :

	Contribution de la particularité hydrogéologique et de la dynamique climatique au maintien du régime ...	179
X.1.	Particularité hydrogéologique	179
X.2.	Hydrodynamique	181
X.2.1.	Indice d'emmagasinement	181
X.2.2.	Réserves dynamiques	182

X.3.	Variations cycliques et abondance moyenne	183
X.3.1.	Les variations cycliques	184
X.3.2.	Abondance moyenne	186
X.3.3.	Perte annuelle moyenne entre l'amont et l'aval	188
X.3.4.	Résumé du bilan	189
CONCLUSION		192
BIBLIOGRAPHIE		199
TABLE DES FIGURES		227
TABLE DES TABLEAUX		236
TABLE DES MATIERES		245

