



HAL
open science

Analyse des données et cartographie automatique : application aux principales variables climatiques du versant méditerranéen du Maghreb

Gourguen Davtian

► **To cite this version:**

Gourguen Davtian. Analyse des données et cartographie automatique : application aux principales variables climatiques du versant méditerranéen du Maghreb. Géographie. Université de Nice Sophia-Antipolis (UNS), 1998. Français. NNT : . tel-03083898

HAL Id: tel-03083898

<https://theses.hal.science/tel-03083898>

Submitted on 19 Dec 2020

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

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

THESE

Présentée à

UNIVERSITE DE NICE - SOPHIA ANTIPOLIS

U.P.R.E.S.A. 6046 du C.N.R.S.

Equipe Gestion et Valorisation de l'Environnement

Pour obtenir le Diplôme National de

DOCTORAT

Spécialité : Climatologie

Par

Gourguèn DAVTIAN

Sujet :

**ANALYSE DES DONNEES ET CARTOGRAPHIE
AUTOMATIQUE : APPLICATION AUX PRINCIPALES
VARIABLES CLIMATIQUES DU VERSANT
MEDITERRANEEN DU MAGHREB**

Soutenu le 23 janvier 1998 devant la Commission d'Examen

P. CARREGA	Président
J. CHARRE	Rapporteur
J.L. BALLAIS	Rapporteur
P.M. LEUCHER	Examineur
C. DEPRAETERE	Examineur
J.P. LABORDE	Directeur de thèse

Le document est protégé par la loi relative aux droits d'auteurs. Toute reproduction ou distribution partielle ou totale devra être effectuée avec l'accord de l'auteur

*A mon épouse ANAHITE
A mes fils DAVITH, HRATCHIA et DAVITH Jr.
A mon père et ma mère*

Je rêve d'accomplir une grande et noble tâche, mais mon devoir essentiel est d'accomplir les petites tâches comme si elles étaient grandes et nobles. Selon les sages, le monde progresse non seulement grâce à l'œuvre de ses héros, mais aussi grâce aux menus faits et gestes de tous les travailleurs consciencieux.

Helen Keller

AVANT PROPOS

Ce mémoire n'aurait pu être mené à bien sans le travail, les conseils et le soutien de tous ceux qui m'ont entouré durant quatre années passées au Laboratoire Analyse Spatiale de l'Université Nice-Sophia Antipolis. Qu'ils sachent tous qu'ils m'ont beaucoup apporté.

J'avoue être, vraiment, incapable de formuler une expression qui traduise ma reconnaissance ou mes remerciements à Monsieur Jean-Pierre LABORDE, professeur à l'Université de Nice-Sophia Antipolis, mon directeur de thèse. Je lui dois d'abord de m'avoir très aimablement accueilli, de m'avoir fait confiance, et d'avoir accepté de diriger cette thèse. Il a toujours été très proche et très intéressé par mon travail, et a toujours fait en sorte que je puisse avancer dans mes recherches tout en apprenant chaque jour un peu plus. Je voudrais simplement lui témoigner le respect profond que j'ai pour lui, pour ses grandes qualités scientifiques et humaines.

Je remercie Monsieur Pierre CARREGA, professeur à l'Université de Nice-Sophia Antipolis, dont les conseils et les innombrables discussions ont stimulé et considérablement contribué à améliorer ce travail. Il a toujours su répondre à toutes mes questions. Je lui exprime également mes sincères remerciements d'avoir accepté d'être membre du jury.

Monsieur Joël CHARRE, professeur à l'Université d'Avignon, a accepté d'être rapporteur de ces travaux. Il m'a aussi prodigué conseils et encouragements dès mes études de D.E.A. Je lui exprime ma profonde gratitude.

Je voudrais aussi remercier Monsieur Jean Louis BALLAIS, professeur à l'Université de Provence, qui n'a pas épargné son temps et a accepté d'être rapporteur de ce travail. Sa connaissance des milieux auxquels je me suis intéressé, en fait un des meilleurs juges possibles de ce travail. Je suis très honoré de le compter parmi les membres de ce jury.

Monsieur Christian DEPRAETERE, chargé de recherche à l'ORSTOM, m'a toujours très aimablement accueilli à Montpellier. C'est en lisant ses publications et en utilisant le logiciel DEMIURGE, qu'il a créé, que j'ai pu élaborer le Modèle Numérique d'Altitudes (M.N.A.) de la zone d'étude. Je le remercie sincèrement d'avoir accepté d'être un examinateur de mon travail.

Le SAFEGE CETIIS (Groupe Lyonnaise des Eaux) était coordinateur du projet LAGUNIS. Monsieur Pierre Marie LEHUCHER, PDG de SAFEGE CETIIS s'est beaucoup intéressé à mon travail, lors de multiples réunions de coordination. C'est certainement lui qui a la meilleure vision globale de mon travail dans notre projet commun. C'est un très grand plaisir, qu'il a accepté d'être membre de ce jury, je lui exprime ma vive reconnaissance.

Je remercie toutes les Agences et les Directions qui nous ont fourni aimablement les données climatiques. Sans leur aide et sans le travail obscur des observateurs, cette thèse n'aurait jamais pu voir le jour.

J'adresse mes plus vifs remerciements à J-Y. OTTAVI, cartographe au Laboratoire d'Analyse Spatiale, pour l'intérêt particulier qu'il a toujours manifesté à mon travail. J'ai eu le privilège de bénéficier de ses conseils, suggestions et critiques riches d'enseignement qui m'ont permis d'améliorer la présentation de mes résultats.

Ma reconnaissance va également à tous les enseignants-chercheurs et à tout le personnel du Laboratoire d'Analyse Spatiale et plus particulièrement de l'Equipe «Gestion et Valorisation de l'Environnement», je ne pourrais les nommer un par un, j'espère qu'ils m'en excuseront. Je voudrais qu'ils sachent que c'est la bonne ambiance qui règne au laboratoire, et leurs encouragements, qui me feraient probablement le plus défaut après mon départ.

Je voudrais associer les amis inscrits en thèse avec lesquels j'ai eu le plaisir de travailler en équipe dans une ambiance très sympathique. Tous, de près ou de loin m'ont donné, à un moment ou un autre, un coup de main. Je voudrais simplement leur témoigner encore toute mon amitié.

J'exprime ma profonde reconnaissance à la famille Anny et Jean Louis Marie MARTIN et tout particulièrement notre ami «Jean Lou» qui a eu le «courage» de lire et corriger ce travail pour en rendre la forme la plus compréhensible.

J'ai eu le plaisir de connaître la famille Sylvie et Jean Francis PELISSIER qui ont été à nos cotés «jour et nuit». Je dis simplement «Je vous remercie beaucoup».

Enfin, je suis certain que sans l'aide, la patience, et les encouragements de mon épouse Anahite ce travail n'aurait pu être mené jusqu'à son terme. Je voudrais qu'elle sache qu'elle tient une grande part dans la réussite de cette entreprise.

«Analyse des données et cartographie automatique : application aux principales variables climatiques du versant méditerranéen du Maghreb»

RESUME

Ce travail est une des constituantes du projet LAGUNIS du programme AVICENNE financé par la Communauté Européenne. Il porte essentiellement sur la spatialisation des paramètres climatiques permettant d'évaluer les flux polluants à la Méditerranée et de déterminer les potentialités d'assainissement par lagunage.

L'étendue du domaine d'étude et la multiplication des sources d'information a nécessité une grande vigilance sur la qualité et la fiabilité des données. Plusieurs méthodes statistiques ont été utilisées pour mettre en évidence les anomalies dans les séries de données et pour constituer une base de données homogène.

L'information climatique est toujours trop rare spatialement et nous l'avons valorisée à travers les différents champs morphométriques disponibles. La première étape a donc été la construction d'un Modèle Numérique d'Altitudes (M.N.A.) de maille 2x2 km et sa validation.

L'étude des précipitations journalières a abouti à une modélisation globale sous la forme d'un générateur stochastique d'averse. Il permet l'estimation des débits et respecte les durées des séquences sèches et pluvieuses indispensables pour l'estimation de la charge polluante mobilisable. Les paramètres de ce générateur fonctionnant à l'échelle journalière ont pu être régionalisés à partir de paramètres pluviométriques simples comme la pluie moyenne interannuelle.

Nous avons montré que les pluies mensuelles et annuelles étaient distribuées selon des lois de distribution "racine-normale". Les paramètres calés ponctuellement montrent une relation assez étroite avec le relief et la position géographique des stations. L'analyse géostatistique ne porte alors que sur la part des précipitations non-expliquée par ces facteurs. Le phénomène peut alors être "krigé" aisément puisque les résidus sont stationnaires d'ordre deux. Aux résidus "krigés" il suffit de rajouter l'influence du relief et de la position géographique pour obtenir des cartes conformes aux observations ponctuelles et aux règles d'évolution avec le relief. Nous avons établi douze cartes des précipitations moyennes mensuelles et une carte des précipitations moyennes interannuelles. Nous donnons également les principes de leurs évolutions fréquentielles.

Le rendement du lagunage, et donc le dimensionnement des lagunes, dépend de la charge mais aussi des températures et des évapotranspirations. Avec la même démarche faisant intervenir différents paramètres géographiques, nous avons établi des cartes isothermes des différents mois de l'année et fait leur étude fréquentielle.

Pour évaluer l'EvapoTranspiration Potentielle, nous montrons à partir de mesures de terrains que la formule de Penman est la plus représentative. Elle nécessite cependant la connaissance de paramètres rarement disponibles et nous montrons qu'il est possible d'obtenir des estimations fiables de l'ETP Penman à partir des seules températures, sous réserve de prendre en compte également la saison et la position géographique.

Les enseignements qui se dégagent de cette recherche sont donc avant tout d'ordre méthodologique : valorisation et analyse statistique des données climatiques, génération stochastique des pluies journalières, modélisation "pluie-relief" et "température-relief", estimation régionale simplifiée de l'ETP Penman ; et d'ordre pratique : construction d'un Modèle Numérique d'Altitudes et de cartes dérivées (pentes, expositions...), élaboration de cartes des pluies, des températures et des évapotranspirations potentielles aux échelles mensuelle et annuelle.

Mots clés : Maghreb : Analyse des données : Modèle Numérique d'Altitudes : Génération stochastique : Précipitation : Température : Evapotranspiration potentielle : Modélisation : Cartographie automatique.

«Data analysis end Automatic mapping : application to the principal climatic variables of the mediterranean side of the Maghreb»

By Gourgen DAVTIAN. University of Nice Sophia Antipolis

ABSTRACT

This work is a constituent part of the LAGUNIS project of the AVICENNE program, financed by the European Community. It concerns essentially the spatialization of the climatic parameters allowing to evaluate the flows that pollute the Mediterranean sea, and to determinate the potentialities of purification through lagooning.

The extent of the field of research and the large number of the information sources necessitated a great attention to the data quality and reliability. Several statistical methods have been used to point out the anomalies in the data series and to set up a homogeneous database.

The climatic data are too few in terms of space and we have valorised them through the different available morphometrical fields. The first step was then the building of a Digital Elevation Model (D.E.M.) at a range of 2x2 km, and its validation.

The study of the daily rainfalls gives a global modelisation in shape of stochastic generator of rainfalls. It allows the estimation of the flows and respects the periods of dry and rainy sequences that are absolutely necessary to evaluate the potential pollution load. The parameters of this generator working on a daily basis could be regionalized from such simple pluviometrical parameters as the yearly mean rainfall.

We have showed that the monthly and yearly rainfalls were distributed according to “normal root” law of distribution. The adapted punctually parameters show a close connection between the elevation and the geographical position of the stations. So, the geostatistical analysis only concerns the rainfalls that are unexplained by these factors. Then, the phenomenon may easily be “kriged”, since the residues are stationary in the order two. To the “kriged” residues we only have to add the influence of the elevation and the geographical position to obtain maps in accordance with the punctual observations and the rules of evolution with the elevation. We have drawn twelve maps of the monthly mean rainfalls and one map of the yearly mean rainfalls. We also give the principles of their frequencial evolutions.

The efficiency of the lagooning and then the dimensioning of the lagoons depend on the pollution load but also on the temperature and on the evapotranpiration. With the same process using several geographic parameters we have drawn isotherm maps for each month of the year and made a study of their frequencies.

To evaluate the Potential EvapoTranpiration (ETP), we show that, from measures of the grounds, Penmann’s formula is the most representative. Although some parameters, rarely available, are necessary, we show that it’s possible to obtain reliable estimations of Penmann’s ETP from the temperatures only, on condition we also take into consideration the season and the geographical position.

So, the teachings that can be drawn from this research are first of all methodological: valorisation and statistical analysis of climatic data, stochastic generation of daily rainfalls, “rain-relief” and “temperature-relief” modelling, simplified regional estimation of Penmann’s ETP; secondly, practical teachings: building of a digital elevation model and derived maps (slops, aspects...), elaboration of charts of rainfalls, temperatures and potential evapotranpiration at monthly and yearly ranges.

Key-words : Maghreb : Data Analysis : Digital Elevation Model : Stochastic generation : Rainfall : Temperature : Potential EvapoTranpiration : Modelling : Automatic mapping.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE

1^{ERE} PARTIE

SITUATION GEOGRAPHIQUE ET DONNEES PRELIMINAIRES

Chapitre I. SITUATION GEOGRAPHIQUE	15
INTRODUCTION	16
1. LE RELIEF	16
1.1. Maroc	16
<i>a. Le Rif</i>	16
<i>b. Le Maroc Oriental</i>	20
1.2. Algérie	21
<i>a. Atlas tellien occidental</i>	21
<i>b. Atlas tellien oriental</i>	24
1.3. Tunisie	27
<i>a. La Tunisie intérieure</i>	27
<i>b. La Tunisie maritime</i>	31
2. LES FACTEURS CLIMATIQUES ET LEURS CONSEQUENCES	32
2.1. Les températures	32
2.2. Les précipitations	35
2.3. L'évaporation	37
CONCLUSION	39
Chapitre II. LES DONNEES DISPONIBLES	40
INTRODUCTION	41
1. LES DONNEES PLUVIOMETRIQUES	43
2. LES DONNEES THERMOMETRIQUES	46
3. LES AUTRES DONNEES CLIMATIQUES	49
CONCLUSION	54
Chapitre III. LE MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN (M.N.T.)	55
INTRODUCTION	56
1. QUELQUES NOTIONS RELATIVES AU M.N.A.	57
2. CHOIX DU MAILLAGE	60
3. LES DONNEES DE DEPART ET LEUR NUMERISATION	61
4. LE MODELE NUMERIQUE D'ALTITUDES (M.N.A.)	63
CONCLUSION	71

2^{EME} PARTIE

GENERATION STOCHASTIQUE DES PLUIES JOURNALIERES

Chapitre IV. ANALYSE DES DONNEES	73
INTRODUCTION	74
1. REGROUPEMENT DES PLUIES EN EPISODES	75

1.1. Définitions préalables	75
1.2. Quelques modèles de construction des épisodes pluvieux	76
1.3. Description d'un épisode pluvieux dans notre étude	78
2. ETUDE DES PARAMETRES DU MODELE	81
2.1. Préparation des données	81
2.2. Etude statistique des paramètres	82
a. distribution statistique des hauteurs précipitées (HA)	82
b. distribution statistique des durées des averses (DA)	84
c. distribution statistique des durées sèches (DS)	85
2.3. Analyse des liaisons entre les paramètres	87
CONCLUSION	88
Chapitre V. GENERATEUR STOCHASTIQUE DES PLUIES	89
INTRODUCTION	90
1. GENERATEUR STOCHASTIQUE DES PLUIES ET SES PARAMETRES	91
2. VALIDATION DU MODELE	93
3. GENERALISATION DU MODELE	95
3.1. Variabilité et redondance des paramètres	95
3.2. Paramètres du générateur d'après les observations mensuelles et annuelles	95
3.3. Validation du modèle généralisé	97
CONCLUSION	99

3^{EME} PARTIE

ANALYSE SPATIALE DES PRECIPITATIONS ET CARTOGRAPHIE SYNTHETIQUE

Chapitre VI. ANALYSE DES PLUIES PONCTUELLES	101
INTRODUCTION	102
1. LES HAUTEURS ANNUELLES DES PRECIPITATIONS	102
1.1. Choix de la période de référence	102
1.2. Choix d'un modèle statistique	103
1.3. Homogénéisation des données	106
a. Analyse des résultats de l'A.C.P.	106
b. Construction des vecteurs régionaux	116
c. Reconstitution des séries pluviométriques	118
1.4. Analyse des chroniques de pluies annuelles	120
2. LES HAUTEURS MENSUELLES DES PRECIPITATIONS	121
2.1. Difficultés de l'homogénéisation des pluies mensuelles	121
2.2. Choix d'un modèle statistique	122
2.3. A.C.P. sur les pluies moyennes mensuelles	122
2.4. Analyse de la répartition mensuelle des précipitations	131
3. PARAMETRES CARTOGRAPHIABLES	132
CONCLUSION	136
Chapitre VII. RELATIONS "PLUIES - RELIEF"	137
INTRODUCTION	138
1. DIFFERENTS PARAMETRES TOPOGRAPHIQUES UTILISES	139
2. REGRESSION «PLUVIOMETRIE - MORPHOMETRIE»	140

2.1. Les pluies annuelles	141
<i>a. Pluies moyennes</i>	141
<i>b. Pluies décennales sèches</i>	142
<i>c. Pluies quinquennales sèches</i>	143
<i>d. Pluies quinquennales humides</i>	144
<i>e. Pluies décennales humides</i>	145
2.2. Cohérence d'ensemble	146
2.3. Les pluies mensuelles	147
<i>a. pluies de janvier</i>	147
<i>b. pluies de février</i>	148
<i>c. pluies de mars</i>	149
<i>d. pluies d'avril</i>	150
<i>e. pluies de mai</i>	151
<i>f. pluies de juin</i>	152
<i>g. pluies de juillet</i>	153
<i>h. pluies d'août</i>	154
<i>i. pluies de septembre</i>	155
<i>j. pluies d'octobre</i>	156
<i>k. pluies de novembre</i>	157
<i>l. pluies de décembre</i>	158
CONCLUSION	159
Chapitre VIII. ANALYSE STRUCTURALE ET CARTOGRAPHIE	
AUTOMATIQUE	160
INTRODUCTION	161
1. LE VARIOGRAMME	161
2. VARIOGRAMME DES RESIDUS DE REGRESSION	163
3. INTERPOLATION DES RESIDUS DE REGRESSION	167
4. CARTOGRAPHIE AUTOMATIQUE	169
4.1. Elaboration des cartes	169
4.2. Critique des cartes	187
CONCLUSION	189

4^{EME} PARTIE

ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP)

Chapitre IX. L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP)	191
INTRODUCTION	192
1. DIFFERENTES METHODES D'ESTIMATION DE L'ETP	193
1.1. Mesures directes de l'E.T.P. sur case lysimétrique.....	193
1.2. Mesures directes de l'Evaporation d'une surface d'eau libre.....	194
<i>a. Bac classe A (du Weather Bureau, U.S.A.)</i>	195
<i>b. Bac Colorado</i>	195
1.3. Les méthodes de calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	195
<i>a. Les formules climatiques autres que la formule de PENMAN</i>	196
<i>b. La formule de PENMAN</i>	197
<i>c. Validation des différentes "formules de Penman"</i>	202

1.4. Justification de l'utilisation mensuelle des formules journalières	205
2. ESTIMATION DES ETP MENSUELLES A PARTIR DES SEULES TEMPERATURES	208
2.1. Relations "ETP Penman - Température" du type Blaney-Criddle	209
<i>a. Nécessité d'une composante régionale</i>	210
<i>b. Nécessité d'une composante saisonnière</i>	212
<i>c. Cartographie des coefficients correctifs régionaux</i>	214
<i>d. Validation de la formule dite ETP_{MAGHREB}</i>	216
2.2. Utilisation des normales thermométriques	217
<i>a. Evaluation des normales des ETP</i>	217
<i>b. Représentativité des séries anciennes de température</i>	217
CONCLUSION	220
Chapitre X. CARTOGRAPHIE AUTOMATIQUE DES DIFFERENTS PARAMETRES CLIMATOLOGIQUES	221
INTRODUCTION	222
1. REGRESSIONS «TEMPERATURE - RELIEF»	222
2. STRUCTURE SPATIALE DES RESIDUS DE REGRESSION ET INTERPOLATION	226
3. CARTOGRAPHIE DES TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES	230
4. CARTOGRAPHIE DES ETP MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES	244
5. ESTIMATION FREQUENTIELLE DES EVAPOTRANSPIRATIONS	260
CONCLUSION	263

CONCLUSION GENERALE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

GLOSSAIRE

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES PLANCHES

ANNEXES

INTRODUCTION GENERALE

Cette thèse s'inscrit dans un vaste programme de recherche pluridisciplinaire : le projet LAGUNIS. Ce projet est un des éléments du programme AVICENNE élaboré par la Commission Européenne (Direction Générale XII) dont nous avons reçu à ce titre le support matériel et financier.

Ce projet qui a démarré en juillet 1994 a pour double objectif de quantifier les apports polluants en Méditerranée issus des pays du Maghreb, et d'étudier les potentialités théoriques du lagunage naturel comme mode de gestion des eaux.

Les différents vecteurs de pollution dans la Méditerranée peuvent être naturels ou anthropiques. Parmi les vecteurs naturels on compte les fleuves, le ruissellement diffus provoquant le drainage et l'érosion des sols, et l'atmosphère à travers les pluies, les vents et les aérosols. Les vecteurs anthropiques sont les réseaux d'assainissement rejetant les effluents industriels et urbains. Les apports atmosphériques sont difficiles à modéliser car ils dépendent du régime météorologique (principalement du vent et des précipitations). Globalement on estime à environ 25% la part imputée à la pollution atmosphérique dans les apports pluvieux en matières en suspension. De plus, au lessivage des surfaces imperméabilisées provoqué par le ruissellement des eaux de pluies vient s'ajouter l'entraînement et le transport de particules déposées sur les surfaces perméables. Cet entraînement peut même transformer en érosion sur certains terrains naturels. Enfin, les apports de pollution liés aux rejets urbains de temps de pluie représentent environ 15 habitants supplémentaires par hectare imperméabilisé en système séparatif, pour 25 habitants en mode unitaire.

La réduction des apports polluants doit être en conséquence un objectif recherché. Dans ce contexte, les techniques de lagunage doivent être explorées.

Le lagunage est couramment utilisé en Europe comme méthode de traitement des eaux de ruissellement ou résiduelles. Plusieurs voies ont été étudiées, la plupart se caractérisant par une importante souplesse d'utilisation (en particulier grâce aux performances obtenues en termes d'abattements bactériens), par des coûts d'investissement et d'exploitation faibles et par une forte capacité de stockage et de réutilisation des eaux traitées.

La démarche est vraiment pluridisciplinaire puisqu'elle regroupe :

- des spécialistes du lagunage (société IDEE de Montpellier et Office National de Assainissement, ONAS de Tunis);
- des spécialistes de la modélisation numérique (société CETIIS du groupe Lyonnaise des Eaux à Aix en Provence) ;
- des spécialistes du génie chimique (Laboratoire de Génie des Processus de l'École Nationale de l'Industrie Minérale de Rabat) ;
- des hydrologues et des climatologues (ONAS de Tunis, et équipe "Gestion et Valorisation de l'Environnement de l'UPRESA 6046 de l'Université de Nice - Sophia Antipolis).

Ce projet présente également trois aspects méthodologiques :

- une phase de modélisation des rejets et du fonctionnement des lagunes basées sur des campagnes de mesures sur quelques sites particulièrement remarquables de Tunisie et du Maroc ;
- une phase de synthèse régionale des principaux facteurs intervenants (**physiques, climatiques**, anthropiques...) ;
- enfin une phase de globalisation par construction d'un système d'information géographique propre à permettre des simulations et des analyses multicritères.

La multidisciplinarité du projet s'est traduite non pas par une fusion des équipes où chacun se serait occupé de tout, mais par un effort de bonne compréhension des besoins de chacun pour la bonne marche du projet. Ainsi en ce qui nous concerne, notre apport au projet a consisté essentiellement en une étude climatologique. En ce sens ce travail est une thèse de "climatologie opérationnelle".

Le coté opérationnel imposait de réduire le champ d'étude aux paramètres essentiels : pluies, températures et évapotranspiration. Par contre l'étendue du domaine d'étude et la multiplication des sources d'information imposaient une vigilance accrue sur la qualité et la fiabilité des données.

Pour spatialiser ces informations, toujours trop rares, il nous fallait également tenir compte de toute l'information disponible et notamment de paramètres physiques tels que le relief qui sont bien connus et jouent un rôle déterminant dans la climatologie.

Ces remarques expliquent la part importante de la première partie du mémoire concernée à l'analyse des données et à la construction d'un Modèle Numérique d'Altitudes (M.N.A.).

Les hydrologues savent passer des pluies aux débits, les spécialistes de la pollution étudient l'évolution de la masse de pollution accumulée en fonction du temps et sa mise en mouvement en fonction des débits. Une des tâches qui nous incombait était donc de fournir un modèle de génération stochastique des précipitations qui permette l'estimation des débits et qui respecte les durées des séquences sèches et pluvieuses pour l'estimation de la charge polluante mobilisable. C'est l'objectif poursuivi dans la seconde partie de la thèse.

En marge des apports polluants liés aux crues et tels qu'étudiés plus haut, il convient également d'évaluer les apports et les concentrations "de fond", plus constantes et liées globalement aux apports en eau des fleuves. Dans cette optique, les débits sont étroitement liés aux cumuls mensuels des précipitations dont l'étude faisait également partie de nos charges, et constituent la troisième partie de cette étude.

Le rendement du lagunage et donc le dimensionnement des lagunes (par exemple en m² par équivalent habitant) dépend de la charge mais aussi des températures, des évapotranspirations et, à une moindre mesure, des précipitations. Ceci explique les objectifs de la quatrième partie de la thèse. En tout point de la zone d'étude nous devons être capables de fournir des estimations fréquentielles de ces différents paramètres aux différentes périodes de l'année.

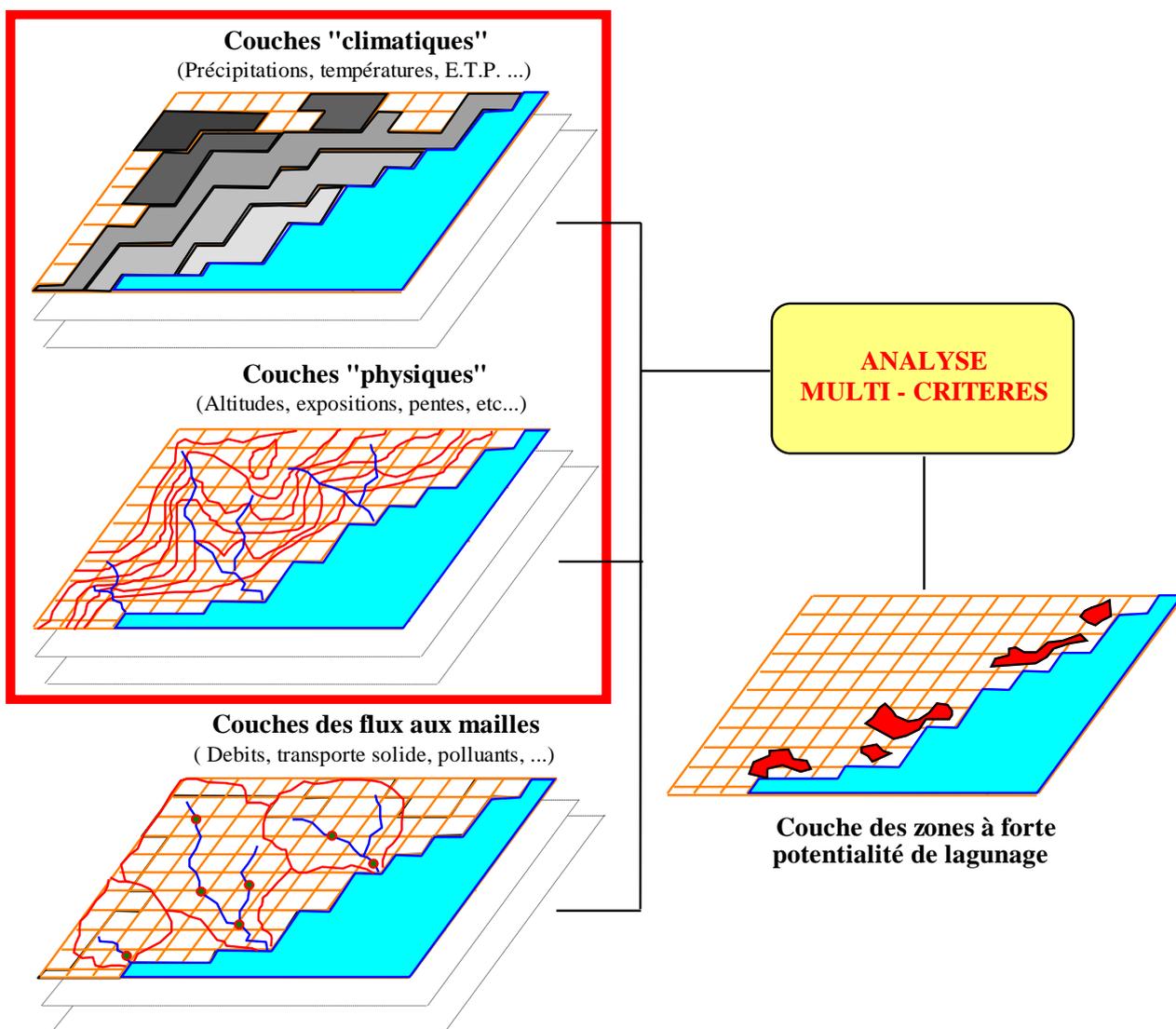
Vu ainsi notre travail est une synthèse climatologique partielle du versant méditerranéen du Maghreb. On pourrait regretter d'avoir négligé d'autres aspects du climat tels que l'humidité relative, le vent ou l'insolation.

En fait ces aspects ont été étudiés à l'occasion de l'estimation de l'évapotranspiration. Nous nous sommes alors rendu compte que les mesures disponibles étaient bien trop rares (dans le temps et l'espace) et bien trop sujettes à caution (mesures difficiles, appareillages très divers et aux observations peu comparables, effets de sites importants, mesures fausses...) pour faire une synthèse régionale sérieuse.

Enfin et ceci n'est pas une partie de cette thèse mais un souci permanent à toutes les étapes, les résultats sont intégrés dans un Système d'Information Géographique constitué de couches :

- "physiques" dérivées du M.N.A., altitudes, expositions, pentes...
- "climatiques" pluviométrie, températures, ETP...

Les autres couches sont fournies par d'autres partenaires où sont encore à construire en vue d'une analyse globale telle que l'illustre le schéma suivant.



1^{ERE} PARTIE

SITUATION GEOGRAPHIQUE ET DONNEES PRELIMINAIRES

La nature est une oeuvre d'art, mais Dieu est le seul artiste qui existe, et l'homme n'est qu'un arrangeur de mauvais goût.

George Sand

Chapitre I
SITUATION GEOGRAPHIQUE

INTRODUCTION

Le champ de notre étude (à peu près 170000 km²) se limite à la partie méditerranéenne de l'Afrique du Nord entre le Sahara et la Méditerranée. Cette zone qui s'allonge sur 1700 km de part et d'autre du méridien de Greenwich, est à la longitude de l'Europe occidentale.

A l'Ouest elle touche au méridien 6°. A l'Est, elle atteint le méridien 11°, celui du golfe de Gabès. En latitude, elle est comprise entre le parallèle 37° Nord, qui est à peu près celui de Grenade, et le parallèle 32° Nord qui passe au nord de Marrakech (*planche 1*).

Comprise entre une lisière septentrionale et méditerranéenne cette zone constitue un remarquable domaine de contact. Par sa charpente structurale elle participe d'un côté aux bouleversements du monde alpino-méditerranéen; de l'autre elle s'accroche à un solide continent.

Le voyageur qui part des côtes du Rif, de Kabylie ou de Kroumirie pour s'enfoncer droit au Sud, dans l'intérieur des terres, quitte des contrées verdoyantes et copieusement arrosées, pour aboutir rapidement au plus sévère des déserts chauds de notre planète.

1. LE RELIEF

L'histoire géologique du Nord - Ouest africain est bien connue à travers de nombreux auteurs et nous nous sommes principalement basés sur l'ouvrage de *Despois et Rinal (1967)*.

L'histoire géologique est, somme toute, celle de l'édification progressive d'une frange continentale, ajoutée et accolée à la masse africaine au détriment d'une Méditerranée qui reculait vers le Nord et communiquait de moins en moins facilement avec l'Océan. Une telle évolution s'est manifestée cependant au cours d'une longue série d'allées et venues de la mer, entrecoupées de phases d'orogénèses actives. L'évolution géologique a déterminé une division de l'Afrique septentrionale en trois domaines échelonnés du Nord au Sud : celui du *Rif-Tell*, celui de l'*Atlas* et celui de l'*Anti-Atlas*.

1.1. Maroc (*planche 3*)

a. le Rif (planche 2a).

Qui aborde le Maroc par les côtes méditerranéennes voit se dresser, au-dessus de la mer, des montagnes imposantes comme une muraille continue de Tanger à Al Hoceïma. Le Rif appartient au même bourrelet marginal plissé que le Tell algéro-tunisien.

Comme ce dernier, il correspond à un empilement de nappes de glissement, surgies d'une fosse méditerranéenne au cours de la seconde moitié du Tertiaire. Mais ici la structure conditionne plus directement les contours mêmes de la zone montagneuse : le Rif géologique se délimite aisément comme une chaîne en arc de cercle qui s'oriente d'abord NNO - SSE près de Tanger, se recourbe avec souplesse pour prendre une direction Ouest-Est et se termine vers l'Est par des hauteurs abruptes et quasiment méridiennes entre l'Oued Msoun et l'Oued Kert.

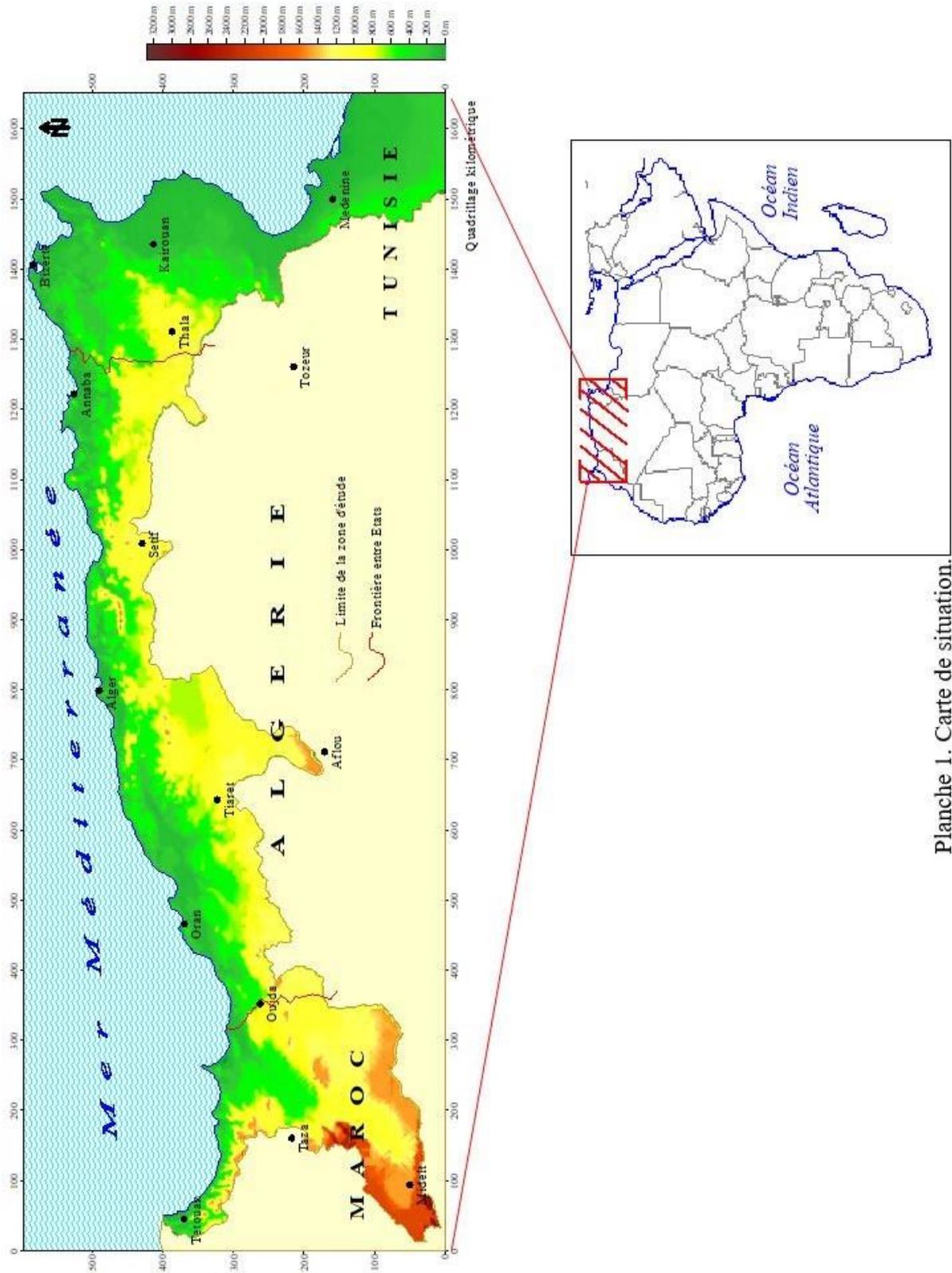


Planche I. Carte de situation.

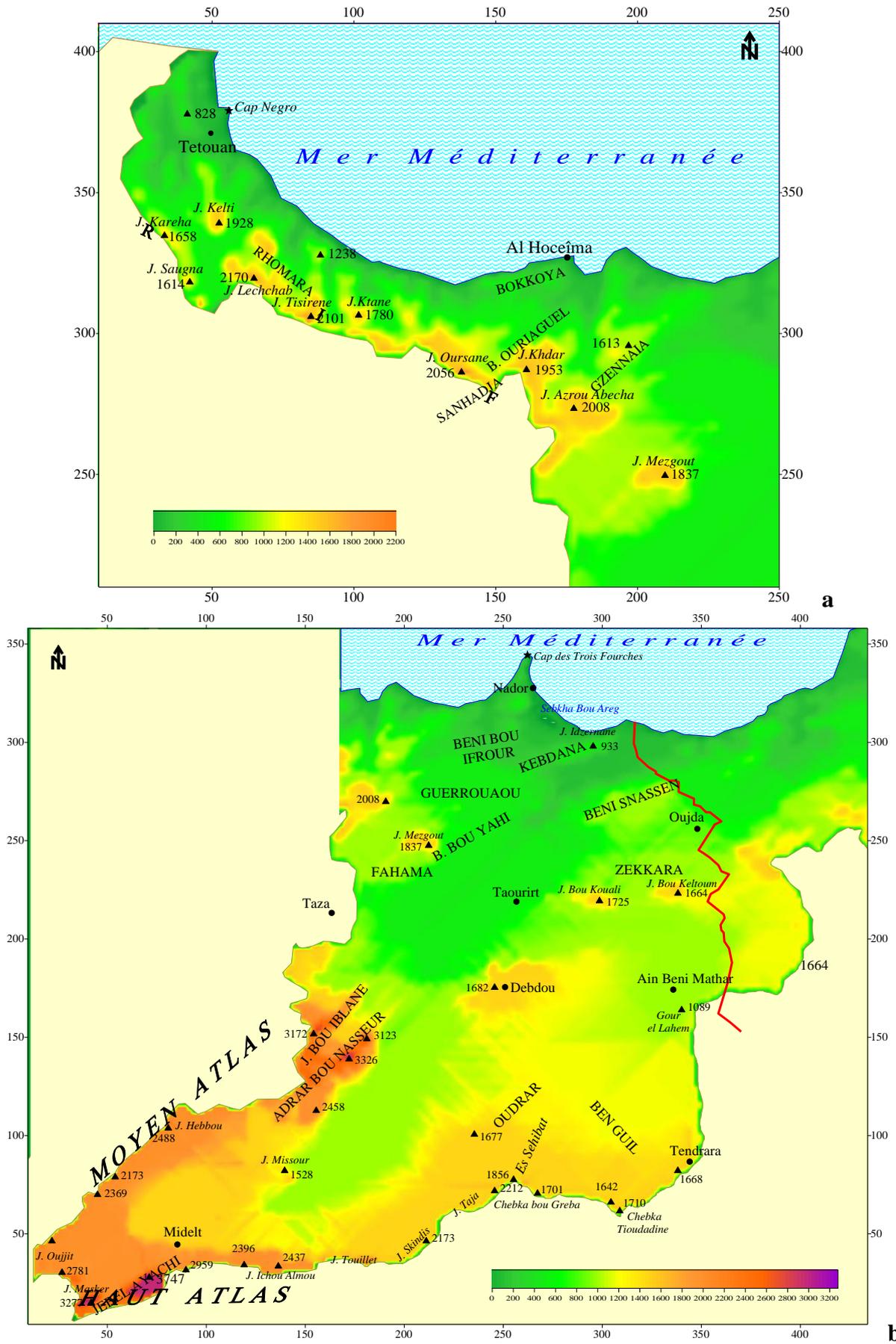
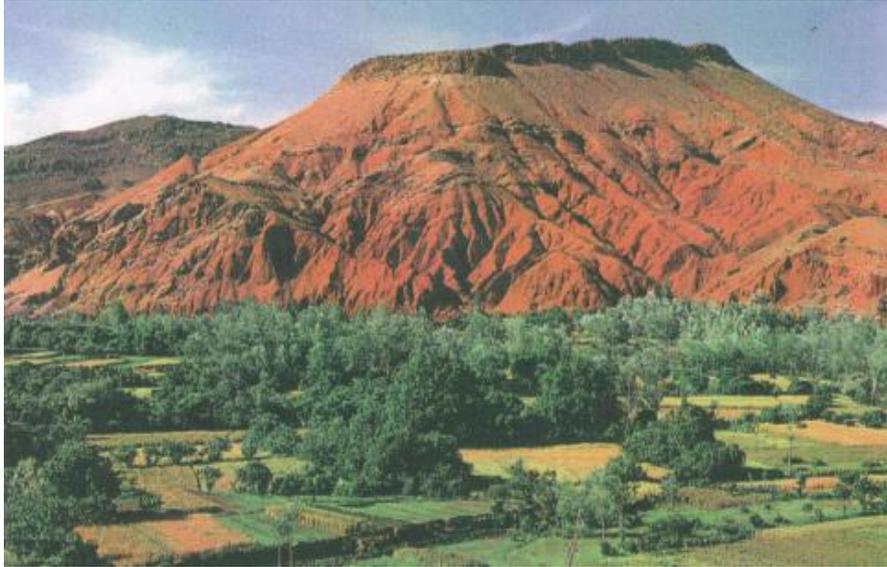
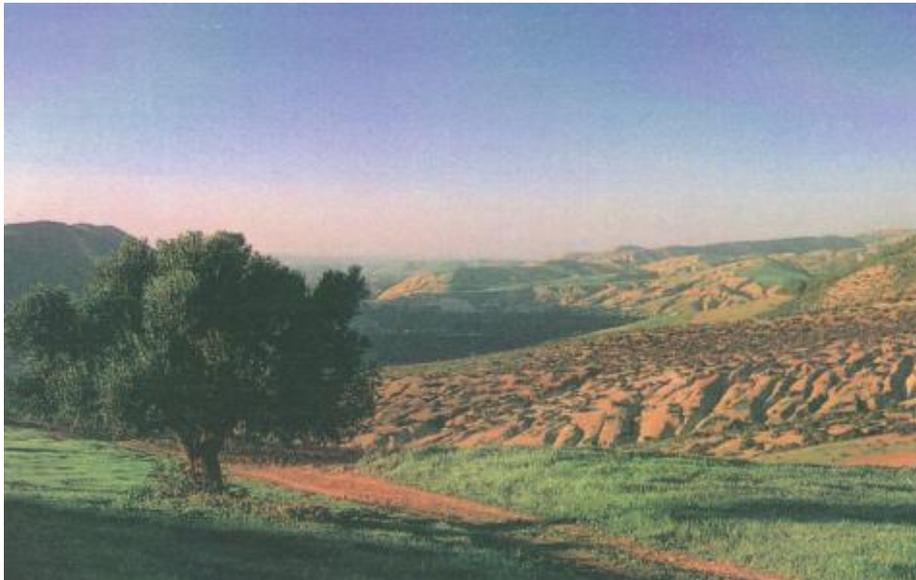


Planche 2. Le Rif (a) et Le Maroc oriental (b).

Planche 3. Le Maroc (ces photos ont été aimablement fournies par Air MAROC.



Massif du Rif (ouest)



Massif du Rif (est)



Le Moyen Atlas

L'histoire de la mise en place structurale comporte trois grandes étapes.

-) de l'Oligocène au début du Miocène se réalise le soulèvement du noyau ancien du Rif occidental et de sa couverture triasico-jurassique. Le Primaire, métamorphosée et hachée de failles, s'est avancée vers le Sud en chevauchant sur le Mésozoïque plissé.

-) le Miocène moyen, enregistre les paroxysmes orogéniques rifains : ils affectent les couches de flysch de la fosse située sur la bordure méridionale du bourrelet initial et les font glisser en direction du Sud en nappes superposées.

-) la dernière étape débute avec la fin du Miocène pour se poursuivre, plus ou moins amortie, jusque'au Pliocène et même au Quaternaire : c'est le tour des mouvements à composante verticale qui exhaussent inégalement divers secteurs de la chaîne, non sans créer des couloirs et des dépressions, notamment sur les marges méridionales et orientales.

En fin de compte, la complexité de la structure ne doit pas faire perdre de vue les grands compartiments relativement simples et homogènes qui ordonnent le relief de la montagne rifaine : ils peuvent être définis tant en fonction des caractères de la lithologie que de l'ampleur plus ou moins remarquable de l'exhaussement et des dissections.

D'après ces principes on peut diviser le Rif en trois parties.

1) une haute dorsale centrale qui rassemble une part importante des nappes du flysch crétacico-éocène.

2) le Rif méridional où dominent les faciès schisteux, entrecoupés de chicots calcaires isolés, qui dépasse presque partout 1000 m, au-dessus d'un dédale de vallées assez confus.

3) le Rif oriental où les calcaires reprennent de l'importance, en même temps que le relief a tendance à s'aligner suivant des accidents subméridiens.

b. le Maroc oriental (planche 2b).

De la Méditerranée aux chaînons haut-atlasiques de Bou Arfa, et du Moyen Atlas à la frontière algérienne, un vaste ensemble géographique s'étend : c'est le Maroc oriental.

Le Maroc oriental tient d'abord à la structure : nous sommes ici dans une zone plutôt rétive aux impulsions orogéniques du fait de l'existence d'une *meseta* orano-marocaine largement étalée au Sud et au Sud - Ouest d'Oujda.

Du reste, on peut commodément tracer une limite occidentale de la région en passant le long du front des grandes nappes rifaines au nord de Guercif, puis le long des plis chevauchants de la bordure du Moyen Atlas sur les plaines de la Moulouya jusqu'au Sud-Ouest de Missour.

Cependant, à l'intérieur du domaine géologique stable ainsi défini, des ondulations ou accidents divers que le socle a subis permettent de distinguer les uns des autres certains secteurs structuraux.

La première catégorie correspond à des compartiments relativement élevés, où affleurent soit des noyaux primaires, soit les couches de la couverture secondaire.

Le plus simple d'entre eux est le Rekam, dorsale de calcaires dolomitiques du Dogger et de marno-calcaires du Crétacé exhaussés jusqu'à plus de 1600 m entre la cuvette de la moyenne Moulouya et les hautes plaines de Berguent.

Le Maroc oriental est flanqué, au nord, de plis lourds, généralement faillés, qui prolongent le Moyen Atlas en deux rameaux : d'une part des chaînons massifs alignent de Taourirt à la frontière algérienne un chapelet de boutonnières paléozoïques (Jereda) dominées par des escarpements calcaires qui atteignent de 1500 à 1700 m, et d'autre part des dômes ou

anticlinaux discontinus se succèdent depuis le Jebel Mezgout (1900 m) jusqu'aux monts des Beni Snassen (Jebel Fourhal 1535 m) : seuls du reste ces derniers témoignent d'une structure plissée.

Au sud de la région d'étroits chaînons dans le prolongement du Haut Atlas (Jebel Bou Arfa) forment une barrière entre les plateaux du Tendirra et la cuvette du Tamlelt, déjà saharienne.

Mais le Maroc oriental comporte aussi des compartiments affaissés, qui ont évolué aux dépens du socle. Dans la moitié méridionale de la région leur disposition est simple.

D'une part il s'agit du fossé subméridien de la moyenne Moulouya, bordant directement les chaînes culminantes du Moyen Atlas ; et d'autre part le bassin de Berguent, inséré dans la *meseta* elle-même, et moins profond ; cependant d'un côté comme de l'autre plusieurs centaines de mètres au moins de formations néogènes continentales se sont entassées.

Au Nord les ensembles montagneux sont aérés par toute une collection de cuvettes tectoniques, spacieuses comme celle de Guercif où plus de 2000 m de sédiments tertiaires ont été enfouis, ou assez exigües comme celles d'El Aïoun ou de Ben Houria.

Ici, en outre, de nombreuses venues volcaniques, trachytes et andésites ou cinérite miocènes et surtout basaltes mio-pliocènes, apportent leur marque originale au paysage.

1.2. Algérie (planches 5 et 7)

a. Atlas tellien occidental (planche 4)

L'Atlas tellien occidental se caractérise avant tout par son morcellement et par sa sécheresse relative.

Le morcellement résulte de la juxtaposition de plaines et de bassins qu'encadrent des chaînes de montagnes qui n'atteignent nulle part les 1900 mètres. Les collines de la région d'Oran, le Dahra et les monts de Miliana, qui dominent la Méditerranée, isolent de la mer les basses plaines de la sebkha d'Oran, de la Macta (Sig et Habra) et du Chelif.

Ces basses plaines sont séparées des bassins intérieurs de Maghnia, de Tlemcen, de Sidi Bel Abbas et de Maskara par les étroites chaînes qui s'allongent des collines des Trara au puissant massif de l'Ouarsenis.

Celui-ci s'élève au Sud au dessus des Hautes plaines de Sersou et des Steppes.

Au Sud-Ouest, des plateaux ondulés, les monts de Frenda, de Saïda, de Daya et de Tlemcen dominant au Nord les bassins intérieurs et s'inclinent lentement vers les Hautes Steppes : leur aspect tabulaire contraste avec le relief des chaînes qui ont la structure complexe de l'Atlas tellien.

Ces «plateaux telliens» laissent voir, sous les assises des calcaires jurassiques, le socle primaire anciennement plissé, métamorphisé et nivelé. Il affleure largement au Maroc mais il n'apparaît en Algérie que grâce à deux «fenêtres d'érosion», au Ghar Rouban, au Sud-Ouest de Tlemsen, et à Tifrit, au Nord - Est de Saïda.

Ce socle a réagi selon un style cassant à l'orogénie tertiaire et sa couverture, assez peu épaisse, de sédiments gréseux et calcaires du Jurassique et du Crétacé, a été à la fois faillée et ondulée.

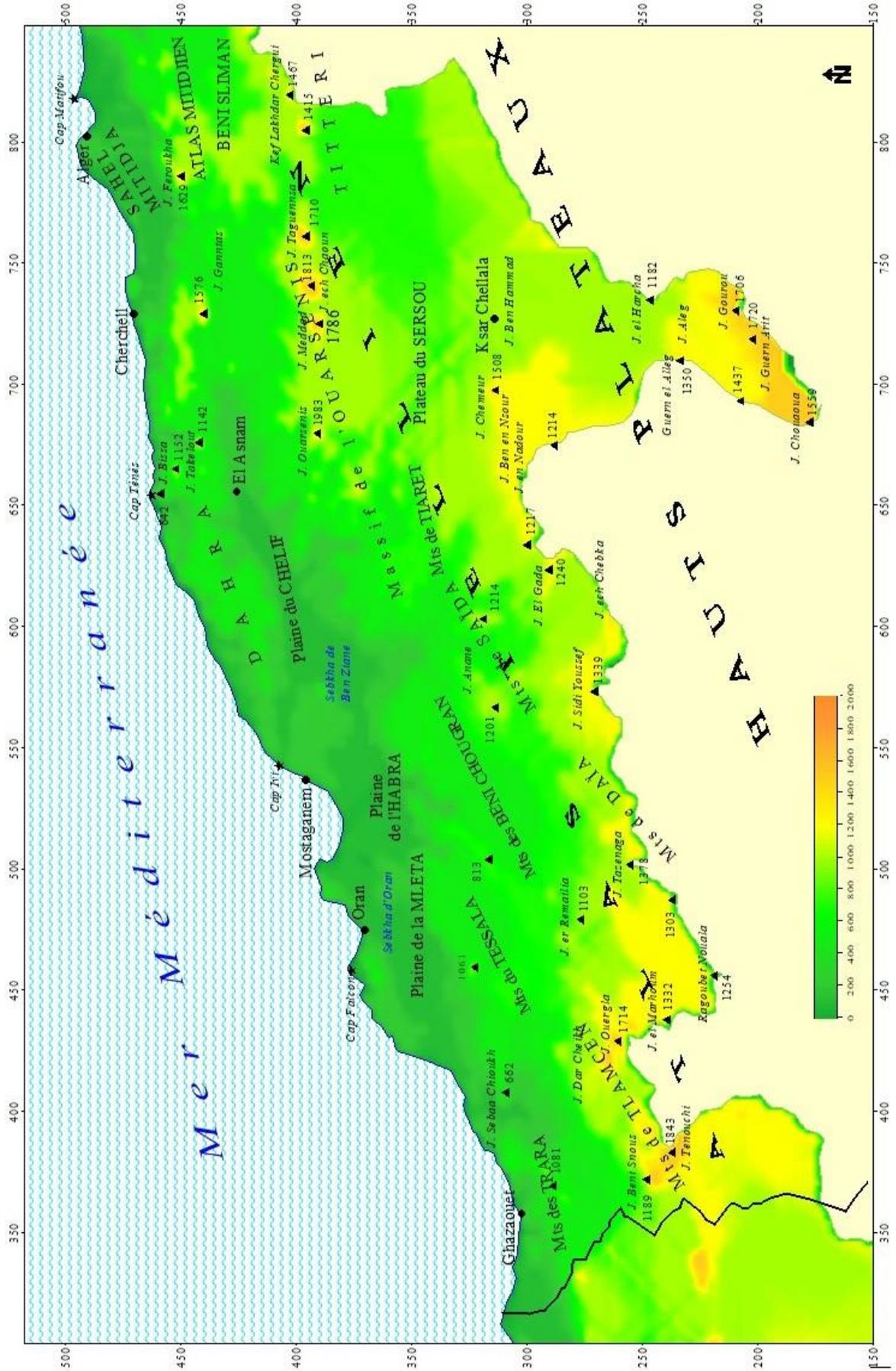
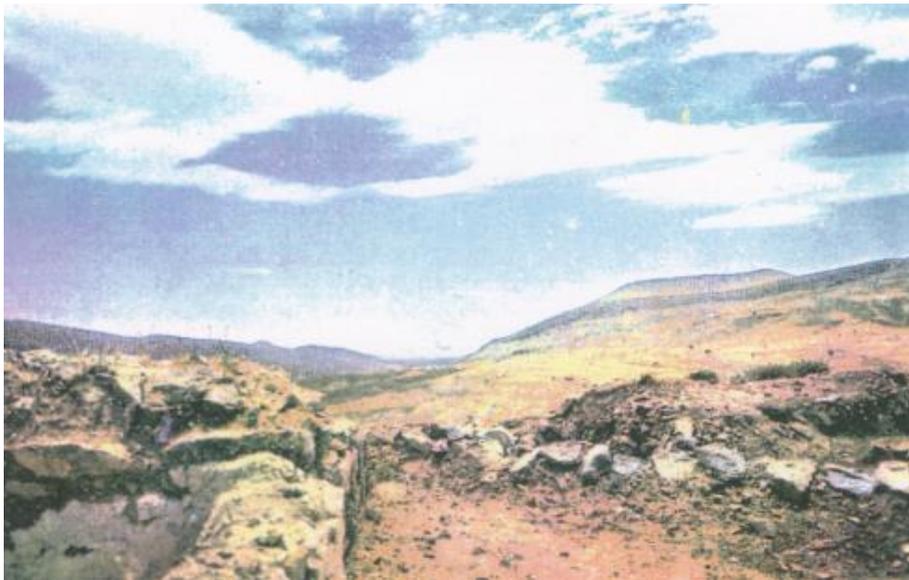


Planche 4. Carte hypsométrique de l'Algérie du Nord (partie Ouest).

Planche 5. Algérie (Source : *Bejaïa. Collection Art et Culture, 1970*)



La descente de Kerrata vers la mer



Chott el Hodna vue du Qsar el Bahr



Environs de Bejaïa

Partout ailleurs au contraire les sédiments très épais et plus plastiques se sont laissés plisser avec beaucoup plus de souplesse. Les mouvements de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène ont fait lentement surgir et fortement plissé, selon une direction SW-NE, les sédiments accumulés en mer depuis le Permien.

Après une phase d'érosion continentale et une nouvelle phase marine, qui n'a pas été générale, de nouveaux plissements ont eu lieu aux Miocène inférieur et moyen : c'est à eux qu'on attribue les nappes d'écoulement qui se sont déversées vers le Sud et qui ont été observées surtout dans l'Ouarsenis. Des chevauchements se remarquent aussi près du littoral au Chenoua, à Tenès, et dans le nord des monts des Trara.

Le relief actuel est dû principalement, ici comme ailleurs, aux mouvements surtout verticaux du Quaternaire ancien (Villafranchien et post-Villafranchien) qui ont amené la disparition des golfes pliocènes et parfois recoupé obliquement, avec une direction Ouest Sud Ouest - Est Nord Est, les axes des plissements antérieurs.

Ces mouvements se sont continués par des subsidences comme celle du Chéelif et par des tremblements de terre comme celui de 1954 qui détruisit Orléansville. La fin du Pliocène et les débuts du Quaternaire ont été aussi accompagnés d'éruptions volcaniques et de coulées de basalte ou d'andesite dans les Msirda (Trara, la basse Tafna, la région de Aïn Temouchent et les collines à l'ouest d'Oran).

L'évolution du relief s'est faite en fonction des cycles climatiques et des oscillations du niveau marin au Quaternaire. Elle a été liée, à l'ouest, à un réseau hydrographique ancien, qui recoupe obliquement certains axes structuraux et qui précède les mouvements les plus récents: celui de la Tafna, et de l'Isser, de la Mekerra-Sig et de l'Oued el-Hammam-Harba.

A l'est, l'évolution du relief a dépendu du niveau de base qu'ont été le golfe pliocène puis la gouttière synclinale du Chelif. Le Chelif a maintenu son cours malgré l'exhaussement de collines liées à d'anciens reliefs transversaux. Le drainage n'est pas encore partout «normal» : la plaine de Mascara possède des vestiges de marais et les basses plaines proches d'Oran sont, en partie, privées d'écoulement vers la mer.

Le fait est à mettre en rapport avec de très récents mouvements du sol beaucoup plus qu'avec le climat déjà semi-aride des ces plaines.

Le climat explique cependant, au moins en partie, la vigueur de l'érosion et la puissance de l'alluvionnement, l'existence de sebkha et d'alluvions salés et la conservation de croûtes calcaires qui cuirassent bien des collines.

b. Atlas tellien oriental (planche 6).

L'est de l'Algérie est dans l'ensemble plus montagneux que l'ouest et ne présente pas exactement le même parallélisme régional.

L'Atlas tellien de l'Algérie oriental est très montagneux et domine une côte le plus souvent élevée, découpée et creusée de très beaux golfes. Ses seules plaines littorales sont aux extrémités : la Mitidja que borde le Sahel d'Alger, et les plaines de Bône et du lac Fetzara qui entourent le massif de l'Edough.

Entre elles s'élèvent les montagnes de Kabylie :

- Kabylie de Djurdjura qui culmine au pic Lella Khadidja (2305 m) et que draine le Sebaou, dépression de la Soummam qui débouche à Bejaïa,
- Kabylie des Babor et du Bou Sellam (2004 m au mont Babor),

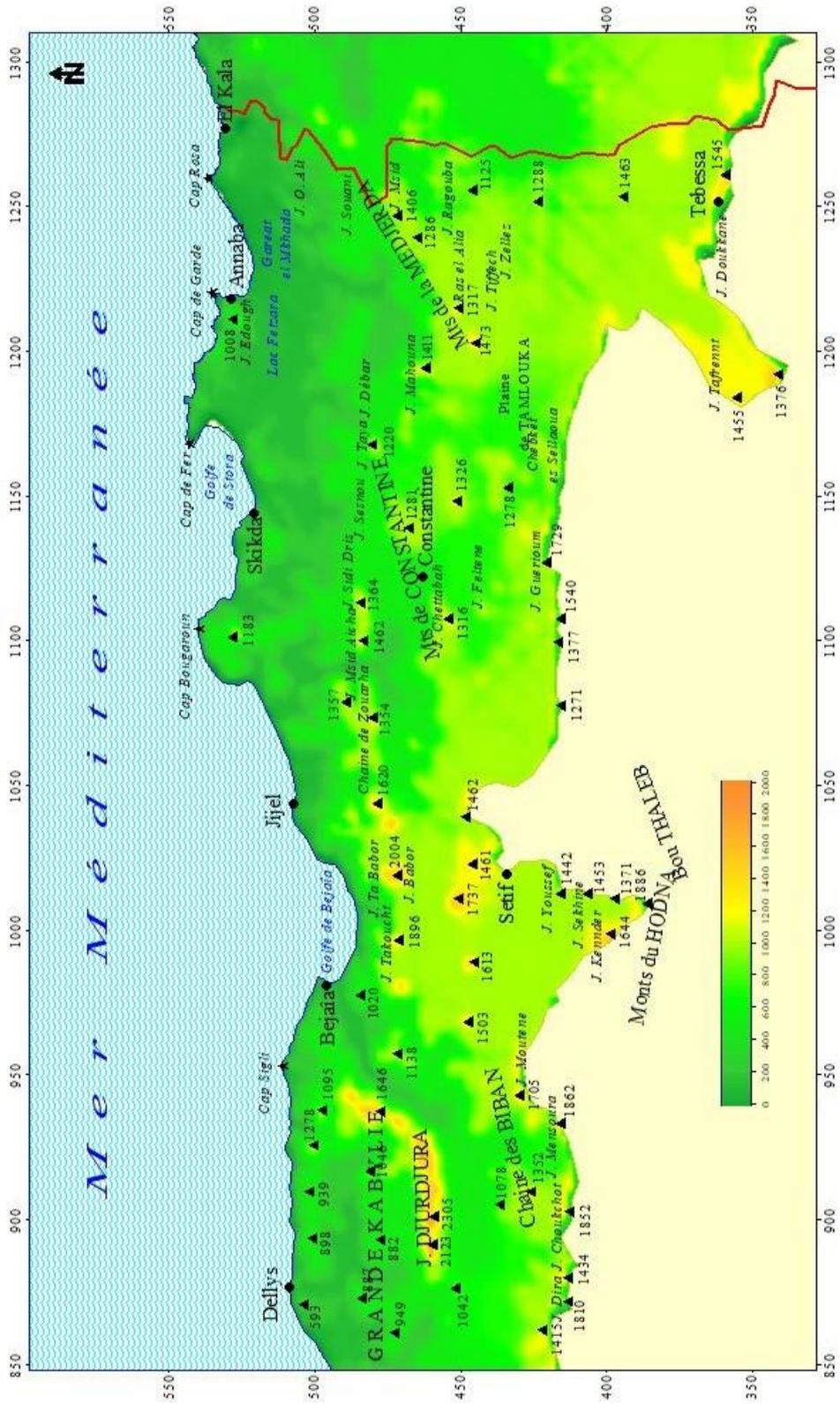


Planche 6. Carte hypsométrique de l'Algérie du Nord (partie Est).

Planche 7. Algérie (Source : *Bejaïa. Collection Art et Culture, 1970*)



Environs de Kalaa



La vallée de la Soummam



Région de Tizi - Ouzou

- Kabylie orientale ; celle-ci s'étend du golfe de Bejaïa à la région de Skikda, dominée au Sud par la chaîne numidique (1462 m au Djebel Msid Aïcha).

A l'arrière - plan se dressent l'Atlas mitidjien et, plus au sud, les monts du Titteri que prolonge la chaîne des Biban. Ils encadrent le haut pays de Médéa - Berrouaghia et la longue dépression (la seule de l'Atlas tellien oriental) qui de Berrouaghia atteint Bejaïa par la vallée de la Soummam. Les Biban sont relayés par le massif du Guergour et les monts des Ferdjioua (Nord -Est de Sétif) auxquels font suite les monts dits de Constantine, puis de la Medjerda avec l'arrière pays - annabien.

Presque partout le relief est complexe, les massifs sont mal délimités et la nomenclature reste imprécise. Des formes lourdes dominant ou côtoient les reliefs les plus jeunes.

Des vestiges de surfaces d'aplanissement ou une sub-égalité des crêtes, des inversions de relief en structure modérément plissée, la longue gouttière synclinale de Berrouaghia à Bejaïa, des lambeaux de nappes charriées témoignent de formes anciennes et d'un relief déjà évolué.

Mais les vallées qui s'encaissent profondément, avec des ruptures de leur profil en long, les gorges transversales aux parois vertigineuses comme celle de la Chiffra, de l'Isser, du Bu Sellant et du Rhume, le relief en crêtes et versants des massifs cristallins Kabyles, les glissements et les éboulements illustrent la vigueur d'une érosion récente.

Celle-ci a été exacerbée par les soulèvements et les subsidences quaternaires, les baisses du niveau marin, les pluies torrentielles du climat méditerranéen d'aujourd'hui et les variations climatiques passées.

L'absence de bassins fermés et de sebkhas, mais la présence de marécages dans les basses plaines, témoignent d'un climat moins sec qu'en Oranie, en même temps que, comme ailleurs, de subsidences tardives et de la récente remontée du niveau marin.

Comme, à l'exception de quelques massifs cristallins, l'ensemble des terrains est constitué d'épaisses couches sédimentaires tertiaires où dominant des roches peu résistantes à faciès de flysch, c'est-à-dire des schistes, des marnes et des grès, et que les couches calcaires et les bancs de quartzite sont généralement peu épais, les formes structurales sont peu visibles et il a fallu des recherches minutieuses pour détecter une tectonique d'écoulement comme dans l'Atlas occidental.

Deux différences cependant séparent les deux parties de l'Atlas tellien.

L'Atlas oriental n'a pas l'équivalent des plateaux telliens de la Ghaba. Par contre il possède d'importants débris du «bourrelet marginal», des massifs de roches primaires plus ou moins métamorphisées et de granites tertiaires, avec une couverture de calcaire jurassique ou éocène : les blocs primaires ont été poussés, du nord, sur les couches et parfois directement sur le flysch, le calcaire se présentant lui-même sous l'aspect d'écaillés déversées vers le sud.

Ce bourrelet marginal, dont on suit les témoins du Rif occidental à la Sicile, n'a laissé que des débris à l'ouest du massif de Bouzaréa (Alger). Mais il constitue «le bâti rigide des Kabylies» : le coeur du massif du Djurdjura avec ses crêtes schisteuses et sa sierra calcaire, l'essentiel de la Kabylie orientale avec la chaîne numidique, et l'Edough.

Tout le reste est constitué par une structure plissée de sédiments secondaires et tertiaires, du Jurassique au Miocène moyen, où on distingue, comme à l'ouest, un autochtone assez modérément plissé, dans les Biban et les Babor notamment, et trois nappes qui se sont écoulées vers le sud et qui se divisèrent elles-mêmes en lames plus ou moins distinctes.

La structure se voit mal dans le paysage car les nappes sont généralement faites des mêmes terrains que l'autochtone et elles ont été fortement érodées depuis leur mise en place eu cours du Miocène, avant et depuis les mouvements du Quaternaire ancien.

Les formes structurales n'apparaissent nettement qu'avec les calcaires jurassiques et éocènes dont les écailles donnent des sierras, des pics ou de petits plateaux, et avec les grès, notamment les argiles et les grès numidiens (Oligocène) dont les plis montrent des inversions de relief.

1.3. Tunisie (*planche 8 et 9*)

La Tunisie prolonge l'Algérie vers l'Est au-delà d'une frontière historique ébauchée par les Turcs et fixée par les Français. On y retrouve les mêmes types et la même variété de paysages se succédant du nord au sud, mais avec une double exposition maritime et un relief modéré qui s'abaisse vers le Nord - Est et vers l'est. En venant de l'ouest on traverse d'abord une Tunisie intérieure modérément montagneuse où les sommets dépassent rarement 1200 m puis on arrive à de vastes plaines qui s'abaissent doucement sous les eaux des trois golfes de Tunis, de Hammamet et de Gabès.

a. la Tunisie intérieure

La Tunisie intérieure est plus vaste et plus diverse que la frange maritime : Tell, Steppe, Sahara s'y succèdent du Nord au Sud avec leurs caractères assez tranchés.

Les pays du Tell intérieur, entre la mer au Nord et les montagnes qui jalonnent la Dorsale au Sud, sont dans le prolongement de l'Atlas tellien et des Hautes plaines de l'Algérie orientale.

Le relief, et l'altitude diversifient assez nettement trois régions :

- les pays forestiers du Nord-Ouest (Kroumirie, Mogod, Nefza) avec un climat très humide et pluvieux (800-1000 mm) et des sols siliceux des grès numidiens. Ceux-ci, avec les argiles qu'ils recouvrent, forment, comme en Algérie, une nappe plissée qui masque un autochtone crétacé visible sur leur frange méridionale ainsi que dans la dépression transversale des Nefza. Les plis, orientés du Sud-Ouest au Nord-Est, sont obliques au littoral qu'ils découpent en crémaillère et présentent de nombreuses inversions du relief. Les glissements et les coulées boueuses n'y sont pas rares sur les argiles défrichés imprudemment.

- peu homogènes, les pays de la Medjerda et des oueds Tine et Djoumine sont faits de collines et de plaines que limitent assez exactement les affleurements du Numidien du nord et, au sud, les premières chaînes du Haut Tell et les hauteurs qui dominent le cours de la Medjerda inférieure. Le Nord-Ouest est encore un peu montagneux ; les collines de Béja, du Bejaoua, et de la Medjerda inférieure sont plus modestes, et la seule plaine un peu vaste est le bassin de la moyenne Medjerda.

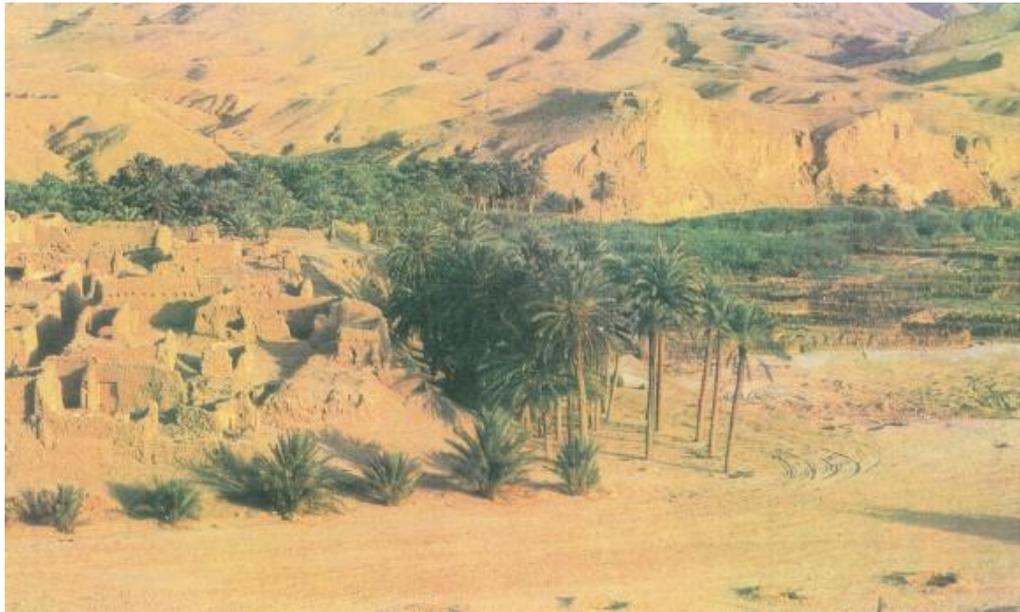
Celui-ci, à moins de 200 m d'altitude, est le vestige d'un bassin subsidant depuis le Miocène. C'est aujourd'hui une plaine alluviale dans laquelle la Medjerda reçoit le Melléque qui, comme elle, vient d'Algérie, et l'oued Tessa.

Quant aux collines et aux montagnes elles sont faites de plis dans l'ensemble assez simples, plis parallèles entre eux et coffrés, avec des failles et des décrochements.

Planche 9. La Tunisie (ces photos ont été aimablement fournies par Air TUNISIE).



Les aiguilles de Tabarka



Oliveraie (région de Sfax)



Tunisie du Sud (région de Remada)

Mais l'évolution du relief est assez avancée, avec des inversions et les formes, généralement douces, sont dominées par des barres de grès ou de calcaires éocènes.

- le Haut Tell, dont l'altitude moyenne est de 700 m, s'étend du versant Sud de la dépression de la moyenne Medjerda jusqu'aux Hautes Steppes, au-delà des montagnes de la Dorsale. C'est une manière de château d'eau dont l'écoulement se fait vers la Medjerda, vers le golfe de Tunis avec l'oued el-Kebir (Miliane) et vers les Steppes.

Le relief y est assez faiblement contrasté, les dépressions s'élevant vers le Sud-Ouest en même temps que les massifs montagneux. La structure plissée est dans l'ensemble assez souple.

Cependant, il y a des dépressions anticlinales et des synclinaux perchés, presque tous de calcaire éocène. Le relief est plus vigoureux, au Sud, dans les montagnes qui forment une Dorsale à la limite du Tell et de la Steppe. Son axe est marqué par les anticlinaux de calcaire des djébel Zaghouan (1295 m) et Fkirine, l'anticlinal faillé de calcaire récifal du Bargou, le synclinal perché de calcaire éocène du Berbou, puis par les anticlinaux dissymétriques de calcaire crétacé des djébel Tiaoucha, Semama (1314 m) et Chambi (1544 m). L'échine que constitue la dorsale est coupée par les dépressions transversales.

Le réseau hydrographique ne suit pas toujours les dépressions longitudinales ou transversales : il s'est enfoncé sur place au cours des derniers mouvements orogéniques.

b. la Tunisie maritime

Les plaines maritimes de la Tunisie bordent aussi bien la zone du Tell que des Steppes plus ou moins désertiques. Elles s'étendent aussi bien sur les régions de la Medjerda inférieure, de Bizerte, et de la péninsule du Cap Bon, qu'au Sahel, à la région de Sfax, au littoral et aux îles du golfe de Gabès.

Les plaines de Mateur et de Bizerte n'ouvrent sur la mer qu'au Nord - Est et sont encadrées par les collines des Magod, des Hédil et du Bejaoua : les formes structurales de ces dernières sont mal dégagées par suite de la faible résistance des flysch et des marnes tertiaires dont elles sont faites.

Ces deux plaines, ancien golfe pliocène peu à peu comblé, ont été creusées au Quaternaire récent par un réseau d'oueds lors de la remontée de la mer flandrienne, transformant le pays en une plaine lacustre.

La plaine de Mateur a été en partie remblayée par les oueds Sedjenane et Djoumine, sauf la *garêat* Ichkeul, pellicule d'eau douce en partie temporaire qui dépasse parfois deux mètres après de fortes pluies. Elle communique avec le lac de Bizerte (qui lui-même s'ouvrirait sur la mer par un goulet) par un émissaire, l'oued Tindja, dont le courant est alternatif : il coule aux saisons pluvieuses de la garêat au lac et, en été, période d'évaporation, du lac à la garêat.

La basse plaine de la Medjerda est un ancien golfe quaternaire dont le comblement se poursuit sous nos yeux. Le delta de la Medjerda s'avance en pointe au Sud de la lagune de Port Farina. Vers l'amont la plaine se rétrécit en une belle vallée alluviale en partie dans les terrains miocènes où la rivière a découpé des terrasses.

Entre la Medjerda et la Dorsale l'arrière-pays de Tunis se compose de dépressions légèrement étagées et dans l'ensemble synclinales et de collines parfois assez élevées.

Dans les montagnes de l'extrémité de la Dorsale, au nord de la dépression de Zaghouan, les deux principaux sommets, les djébels Ressas et Bou Kornine, dressent leurs sierras de calcaire liasique extrusif au-dessus de collines fortement accidentées.

Quant à la presqu'île du Cap Bon elle n'est pas dans le prolongement de la Dorsale.

2. LES FACTEURS CLIMATIQUES ET LEURS CONSEQUENCES

2.1. Les températures

Pour une latitude donnée, la répartition et la variation annuelle des températures dépendent de l'exposition, de l'altitude et du voisinage ou de l'éloignement de la mer.

- Le littoral.

L'influence de la mer, attiédissante en hiver et rafraîchissante en été, est assez forte sur le littoral de la Tunisie orientale. D'autre part, la mer se réchauffant et se refroidissant lentement, les minima s'observent dans la deuxième quinzaine de janvier et les maxima dans la première quinzaine d'août (*figure 1*).

Les automnes sont plus chauds que les printemps : Skikda par exemple a une moyenne de 17,6°C en mai et de 19,6°C en octobre. Partout l'écart entre les températures moyennes du mois le plus froid, et celles du mois le plus chaud, restent faibles (*tableau 1*).

La température de l'air descend rarement au-dessous de 0°C au bord de la mer, au contraire en été, par *sirocco*, le thermomètre peut monter à 35°C et même dépasser ce chiffre.

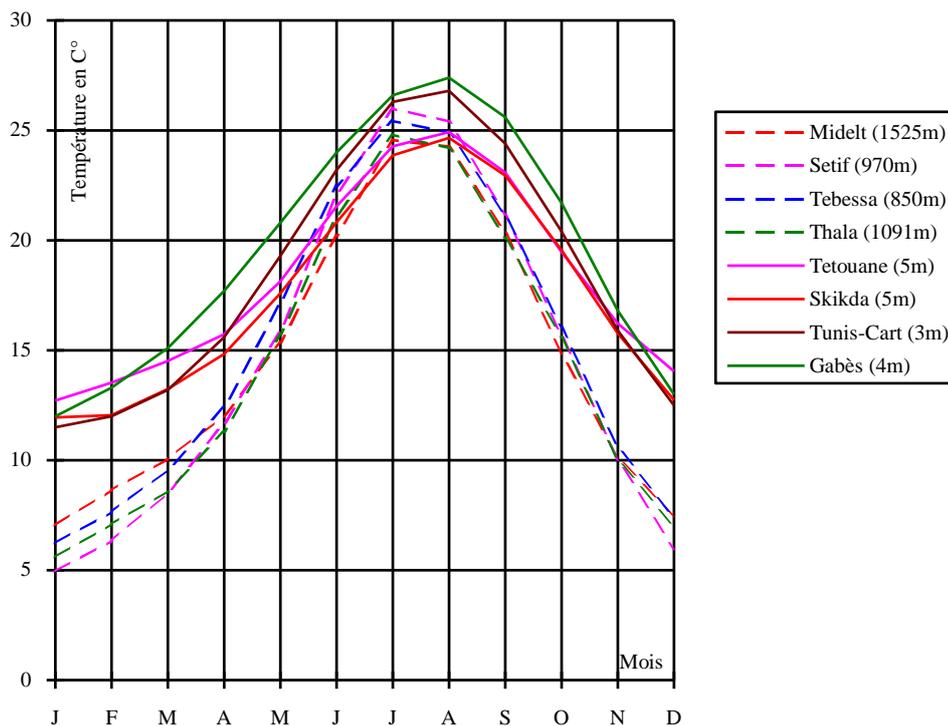


Figure 1. Variation annuelle des températures dans la zone d'étude.

	Moy. ann.(C°)	Moy. min.(C°)	Moy. max.(C°)	Amplitude(C°)
<i>Zone littorale</i>				
Tetouane(M) - 5m	18,2	12,7	24,9	12,2
Al-Hoceima(M) - 55m	18,2	13,0	24,5	11,5
Oran(A) - 82m	17,5	10,9	25,4	14,5
Skikda(A) - 5m	17,5	11,9	24,7	12,7
Tabarka(T) - 66m	17,8	11,9	25,0	13,1
Tunis -Cartage(T) - 3m	18,4	11,5	26,8	15,3
Gabès(T) - 4m	19,5	12,0	27,4	15,4
<i>Zone intérieure</i>				
Midelt(M) - 1525m	14,6	7,0	24,6	17,5
Setif(A) - 970m	14,5	5,0	26,0	21,0
Tebessa(A) - 850m	15,1	6,2	25,4	19,2
Thala(T) - 1091m	14,3	5,6	24,8	19,2

Tableau 1. Températures annuelles caractéristiques de la zone d'étude.

- L'intérieur.

Dès qu'on s'enfonce dans l'intérieur de la zone de l'étude, la différence entre hiver et été s'accroît fortement (*tableau 1*). On remarquera que dans les stations de la zone intérieure (*figure 1*) les maxima sont en juillet et non en août.

Presque partout, quand on s'éloigne du littoral, l'altitude augmente rapidement : 45% du territoire de la zone d'étude sont situés au dessus de 1000 mètres. Par exemple la comparaison (*figure 2*) du régime annuel des températures à Tetouane et à Midelt, station située à 1525 mètres, est très suggestive. On voit que l'altitude abaisse les températures moyennes mensuelles, sauf en été.

Dans l'intérieur, la sécheresse de l'air permet une forte insolation durant la journée et un important rayonnement nocturne.

Sur les hauteurs de l'intérieur le thermomètre descend très souvent en hiver au-dessous de 0°C ; dès qu'on dépasse 1000 mètres les températures peuvent atteindre -10°C la nuit. De jour, le vent, souvent violent, peut provoquer une chute importante de température.

Si, sur le littoral, la neige est rare et fond presque immédiatement, le froid lui permet de rester deux ou trois semaines par an sur les principaux massifs. Mais nulle part il n'y a de neige en juin, et au-dessous de 3000 mètres la neige a fondu dès le début de juin. Quant à la fréquence annuelle des chutes de neige, elle varie principalement avec l'altitude et la latitude, comme les températures, mais aussi avec le régime pluviométrique.

Ainsi les températures opposent les régions littorales, de climat tempéré et maritime, aux régions intérieures. Celles-ci ont un caractère continental parfois accentué, en particulier dans les vallées de montagne ; les régions les plus élevées se caractérisent par la rigueur de leurs hivers.

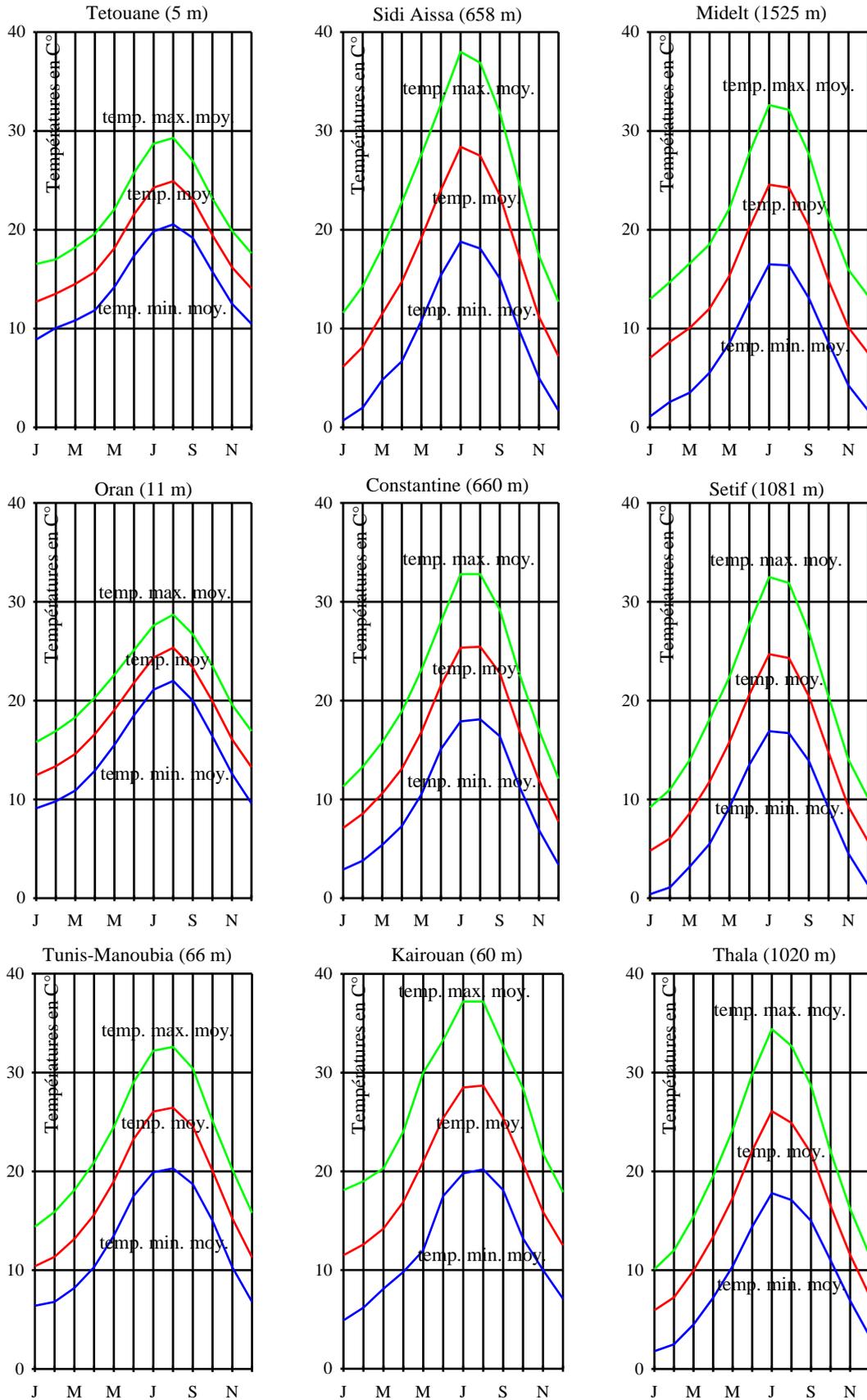


Figure 2. Comparaison des variations annuelles des températures.

2.2. Les précipitations

Les vents marins ne tempèrent pas seulement le climat, ils apportent aussi les pluies.

Celles-ci, généralement amenées par des aires de basse pression (cyclones), tombent par vent d'Ouest, Nord-Ouest, Nord et parfois Nord-Est sur le littoral de Tétouan à Bizerte, par vent du Nord, quelquefois du Nord-Est et plus rarement de l'Est et du Sud-Est sur la Tunisie orientale.

Aux pluies venant de la Méditerranée et de l'Atlantique, s'oppose l'Atlas. Ce sont les chaînes voisines de la mer, dont les versants sont orientés vers le Nord, qui sont les plus arrosés, notamment le nord du Moyen Atlas et l'Atlas tellien, de l'ouest d'Alger à Bizerte ; les précipitations y dépassent 800 et souvent 1000 mm.

En Algérie les monts du Babor et le massif de Collo reçoivent localement plus de 1500 mm et c'est à Zitouna, à l'ouest de Collo, que l'on a obtenu 1775 mm.

Le maximum tunisien est en Kroumirie où Ain Draham reçoit 1575 mm. Les montagnes de la Dorsale tunisienne et de l'Atlas saharien d'Algérie doivent à leur altitude et à leur relief au-dessus des Hautes plaines d'avoir encore parfois plus de 400 mm.

Plaines et collines situées à proximité de la mer, grâce à la fraîcheur relative de l'hiver, ont des pluies, variant de 400 à 700 mm, pourvu qu'elles ne soient pas situées trop en contre-bas de chaînes littorales ou que leur latitude ne soit pas trop faible. Les plaines et bassins de l'Atlas tellien en Algérie et presque tous les pays situés au nord de la Dorsale tunisienne ont des pluies suffisantes.

Par contre les Hautes plaines du Maroc oriental et de l'Algérie sont relativement sèches (150 à 350 mm ; de même, malgré leur exposition au bord de la mer et l'existence, parfois, d'un petit cyclone sur le golfe de Gabès, les plaines de la Tunisie orientale au Sud de la Dorsale (200 à 400 mm).

Les pluies inférieures à 200 mm ne s'observent que dans les plaines littorales du Sud tunisien.

On peut difficilement comparer les moyennes annuelles des pluies nord-africaines avec celles de l'Europe occidentale. Au sud de la Méditerranée les pluies ne tombent pas toute l'année, leurs chutes sont très irrégulières et l'évaporation est souvent considérable.

D'abord, comme dans toutes les régions méditerranéennes, l'été est pratiquement sec de trois à cinq mois, de mai à septembre ; seuls tombent, sur l'intérieur, quelques orages très localisés. Tandis que, en Europe méditerranéenne, les plus fortes pluies tombent en automne et au printemps, au Maghreb le maximum se place presque toujours en hiver, durant trois mois, soit de novembre à janvier, soit de décembre à février. Les pluies de printemps sont presque partout inférieures à celle d'automne. Le régime pluviométrique de quelques stations est présenté par des graphiques (*figure 3*).

Mais ces graphiques sont encore des moyennes : ils n'indiquent pas les grandes variations d'une année à l'autre, variations qui vont parfois du simple au triple et même, rarement il est vrai, dans les régions maritimes.

Les pluies torrentielles sont en grande partie perdues pour l'utilisation, surtout si elles tombent sur un sol déjà saturé. Ce sont parfois des pluies d'orage, particulièrement en mai et juin et plus encore en septembre.

Inversement, on assiste souvent à de longs mois secs ou qui n'ont que des pluies faibles suivies de vents violents.

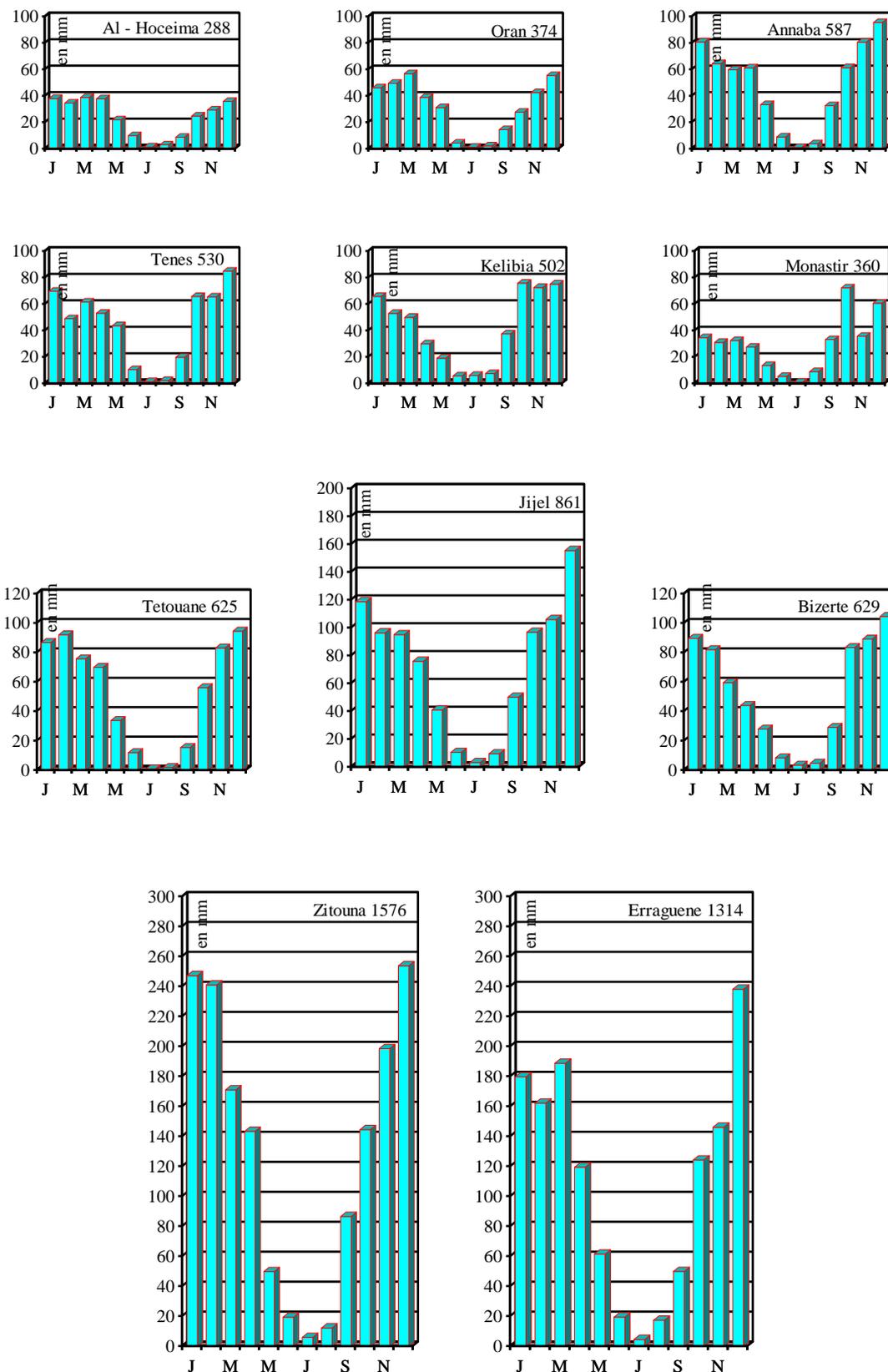


Figure 3. Régimes des précipitations à quelques stations(suite).

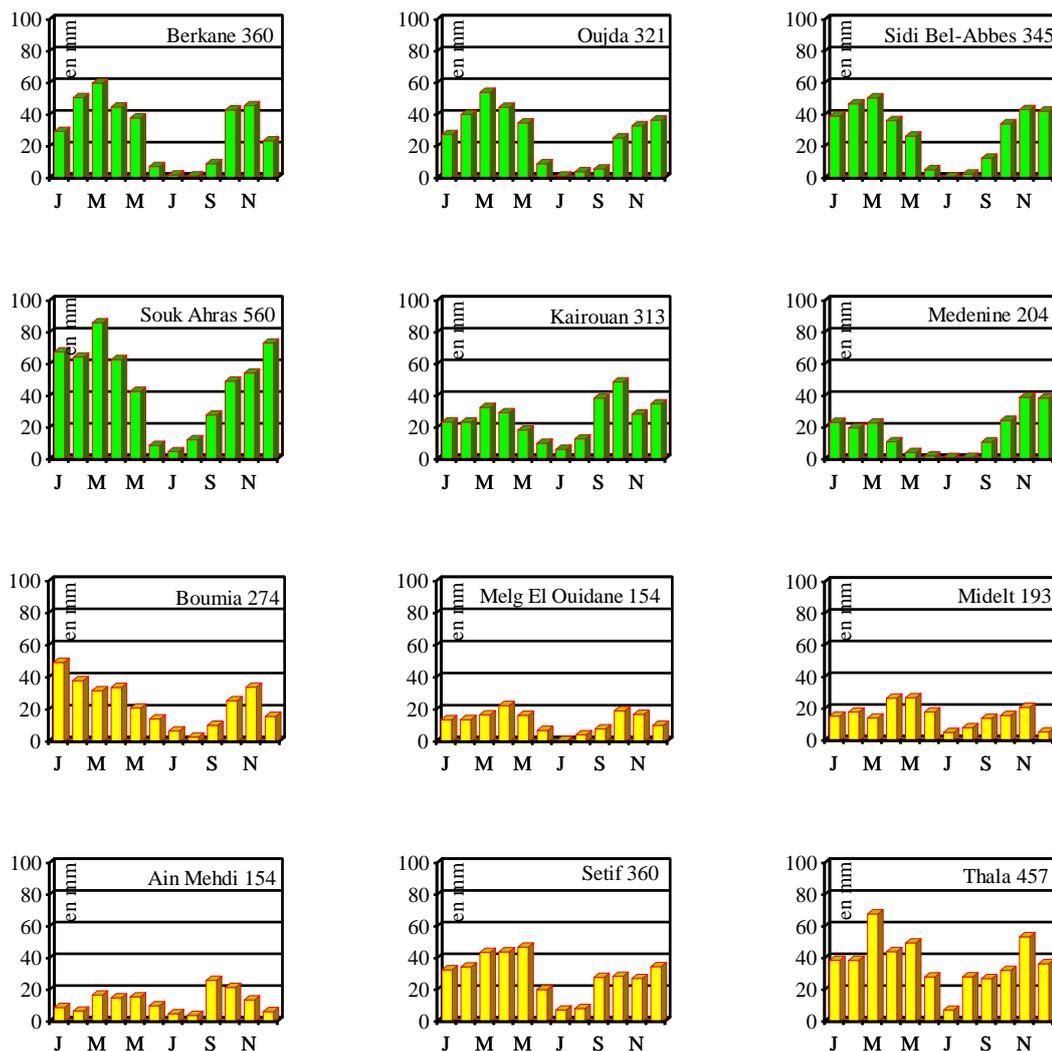


Figure 3. Régimes des précipitations à quelques stations (en bleu les stations maritimes, en vert les stations de type «méditerranéen - steppique», en jaune les stations de montagne).

2.3. L'évaporation

L'évaporation est un fait climatique très important dans une région déjà chaude et souvent sèche. Elle est malheureusement délicate à mesurer et les chiffres obtenus sont difficiles à comparer et peu suggestifs.

L'évaporation est importante à cause des étés chauds et sans pluies, des températures toujours assez élevées du littoral, et de la forte insolation des régions de l'intérieur où l'atmosphère est sèche et transparente, les vents fréquents et souvent très chauds (*sirocco*).

La nébulosité, qui s'oppose au rayonnement solaire, est parmi le plus faible qu'on ait enregistré en dehors des déserts. Dans les régions littorales elle n'atteint que très localement les moyennes de 6 octas en janvier et de 3 octas en juillet. Dans l'intérieur elle varie, en janvier, de 3 à 5 octas ; en juillet elle tombe au-dessous de 2 octas (*figure 4*).

L'humidité relative est partout assez forte en hiver. Mesurée à 7 heures du matin, elle varie de 70 à 80 % en janvier : les brouillards ne sont pas rares sur le littoral, en début de

matinée, sur le flanc des montagnes exposées à la mer et dans certaines dépressions peu ventilées où l'inversion de température n'est pas inconnue. Les rosées sont fréquentes.

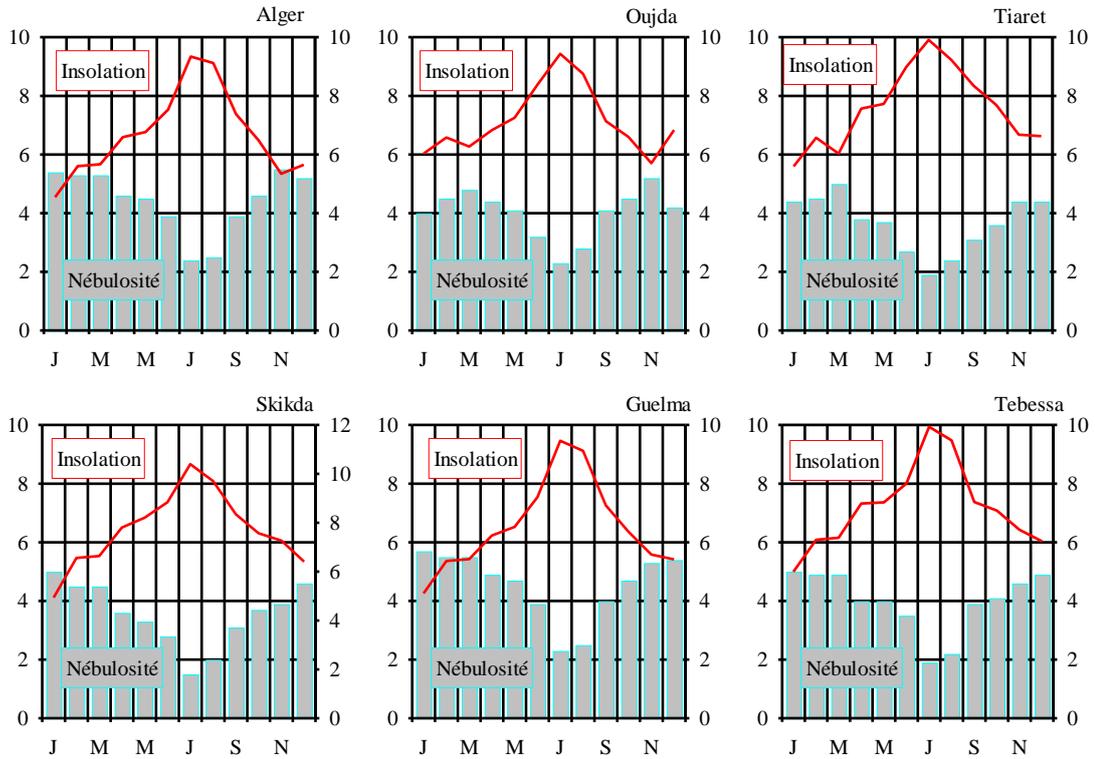


Figure 4. Nébulosité moyenne (en octas) et durée d'insolation moyenne (en heures) à quelques stations.

En été, l'humidité relative reste important dans les régions côtières : en juillet, elle y est encore de 60 à 70 % sur les côtes algériennes (figure 5).

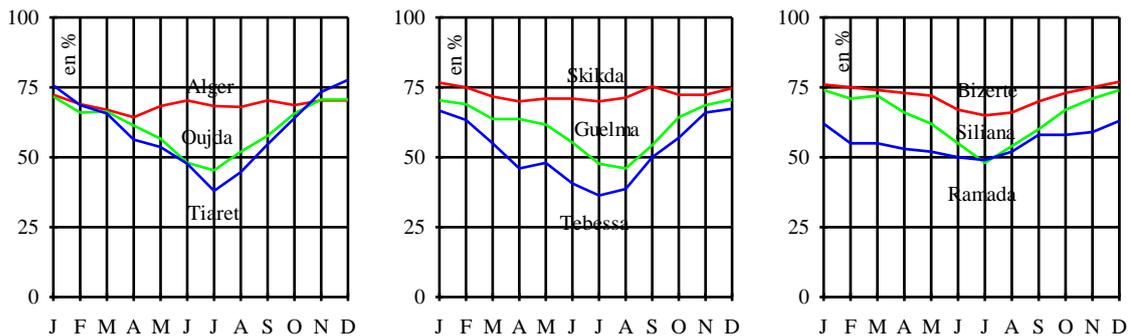


Figure 5. Humidité relative à quelques stations.

Elle tombe par contre au-dessous de 40 % dans les régions intérieures isolées des influences maritimes.

Mais c'est l'humidité relative qui permet à des régions très peu arrosées comme les plaines de la Tunisie orientale d'avoir encore quelques cultures. On peut estimer qu'autour du golfe de Gabès, dans les terrains sablonneux la fixation directe de la vapeur d'eau par le sol, est équivalente à quelques dizaines de millimètres de pluie.

CONCLUSION

Si l'on avait à caractériser d'un mot l'aspect essentiel du climat nord-maghrébin et en particulier celui de la pluviosité, on pourrait employer celui d'inégalité.

- Inégalité entre les régions d'une part.

Les régions côtières ont un climat maritime : elles sont humides et bien arrosées et ont des faibles écarts de températures.

Plaines et collines sublittorales, souvent encore suffisamment pluvieuses, ont une atmosphère plus sèche et des différences marquées entre l'été et l'hiver ; mais leur climat déjà semi-continentale est encore de type méditerranéen.

Les Hautes plaines intérieures ont un climat rude, souvent semi-aride ou «méditerranéen - steppique» : il est continental, sec, avec de fortes amplitudes diurnes et annuelles, des étés chauds, des hivers froids et une pluviosité presque partout nettement insuffisante.

Les massifs montagneux ont des hivers plus froids, mais présentent de très grandes différences selon leur position par rapport à la mer et, dans un même massif, de forts contrastes selon l'exposition.

- Inégalité entre les années et les saisons d'autre part.

Les années se suivent sans se ressembler ; les températures et surtout les pluies varient énormément d'une année à l'autre. Cette variation peut se marquer aussi bien sur les caractéristiques globales (année sèche année pluvieuse par exemple) que sur la répartition saisonnière.

C'est dans ces conditions climatiques, que nous nous proposons de développer notre recherche.

Chapitre II

LES DONNEES DISPONIBLES

INTRODUCTION

La cartographie d'un paramètre climatique exige une solide base de données vérifiées et validées. Une carte climatique ne peut être que le reflet des données de base ayant permis de l'établir. Même les méthodes de cartographie les plus performantes n'échappent pas à cette règle de bon sens.

La plupart des variables climatiques dépendent en partie de plusieurs facteurs connus (latitude, altitude, topographie...). Pour cette raison, une bonne connaissance des paramètres topographiques locaux est nécessaire pour interpréter et spatialiser les éléments du climat qui sont seulement disponibles à quelques sites, c'est-à-dire aux stations de mesure.

Les données servant de base à l'élaboration des cartes seront présentées de façon plus exhaustive dans les chapitres correspondant à chaque paramètre.

Dans la *planche 10* les stations de mesure, dont l'appartenance aux divers réseaux est identifiée par des couleurs différentes, sont sommairement localisées. Pour plus de précision, on trouvera dans la carte pliée à plus grande échelle, la localisation précise et le nom de chaque station. *L'annexe A* contient la liste des stations d'observation utilisées avec l'indication du gestionnaire et les paramètres climatiques observés.

Les cartes représentent la répartition statistique d'un paramètre climatique pour un moment précis ou sur une certaine période (par exemple un mois, une année). Pour élaborer ces cartes, les données doivent être analysées minutieusement : la relation temporelle et spatiale des différents paramètres climatiques doit être définie à partir de variables explicatives.

Ceci se fait essentiellement à l'aide de procédés statistiques (méthodes de régression, modélisation, méthodes d'interpolation, etc...).

L'analyse des données climatiques d'un site ou encore la comparaison des observations d'un site à un autre, est difficile lorsque les séries d'observation ne sont pas homogènes ou lorsqu'elles sont incomplètes.

Ce problème de l'homogénéité temporelle ou spatiale des séries de données peut s'expliquer par le déplacement de la station, par une modification de son environnement, par le changement de la technique de mesure ou du traitement des observations (changement de l'observateur et/ou des instruments)... Ces causes se rencontrent très fréquemment lors des bouleversements dus à l'indépendance de l'Algérie et du Maroc (1956 - 1968).

Une autre difficulté est l'utilisation de fichiers de données provenant de plusieurs pays, les trois pays maghrébins dans le cas présent.

La durée minimale des séries d'observations à des fins climatologiques dépend des variations du paramètre climatique considéré. Il est indispensable de travailler sur une période assez longue de façon à obtenir un échantillon statistiquement représentatif. De plus, les données doivent porter sur des périodes comparables.

Sur le plan international, - en se basant sur des études comparables - on constate qu'une durée de 30 années d'observations est jugée suffisante.

De cette façon, des périodes d'observation atypiques, une année extrême par exemple, exercent moins d'influence sur la représentation globale. Malheureusement, ces conditions ne peuvent pas toujours être respectées.

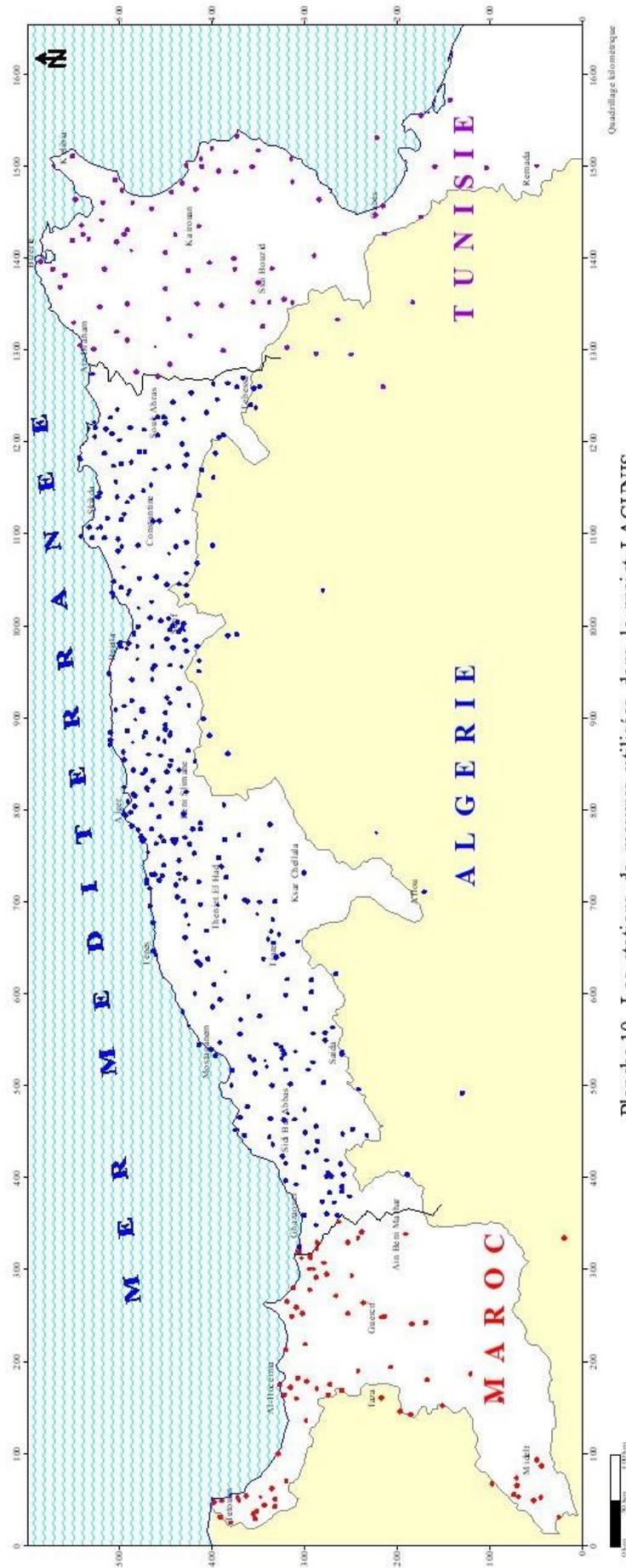


Planche 10. Les stations de mesures utilisées dans le projet LAGUNIS.

Notre étude se base essentiellement sur la période d'observation 1965 - 1994. Cependant, les mesures continues de certains paramètres ne sont disponibles qu'à partir des années soixante-dix.

Il s'avère alors nécessaire de recourir à des séries climatiques récentes plus courtes, afin de disposer d'un nombre de points suffisamment élevé pour garantir une résolution spatiale convenable. Si les moyennes des paramètres climatiques peuvent encore varier légèrement pendant une période de 30 ans, la structure de leur répartition (par exemple, la localisation géographique des maxima et des minima d'un élément du climat) reste inchangée sur de très longues périodes. Tant que l'influence des facteurs locaux ne changent pas fondamentalement, la répartition des paramètres climatiques ne varie pas non plus.

1. LES DONNEES PLUVIOMETRIQUES

Les précipitations sont communément considérées comme une variable climatique facile à mesurer. Il est pourtant difficile d'obtenir des observations représentatives, à cause des nombreuses sources d'erreurs de mesure possibles, systématiques ou aléatoires.

Les relevés pluviométriques ont été fournis essentiellement par la M.N. (Météorologie Nationale) pour le Maroc, par l'A.N.R.H. (Agence Nationale des Ressources Hydrologiques) pour l'Algérie, et par l'O.N.M. (Office National de la Météorologie) pour la Tunisie.

En plus de ces trois principales sources, certaines stations ont été retenues à la B.P. Berkane (Ministère des Travaux Public, division Berkane), à l'O.N.M. (Office National de la Météorologie, Alger) et à l'ORSTOM.

La fiabilité, la longueur et la continuité de ces données pluviométriques sont très variables.

Nous sommes partis de la base M.N.(Maroc), A.N.R.H.(Algérie), O.N.M.(Tunisie) auxquelles nous avons intégré successivement chacune des autres.

A chaque étape, nous avons fait une comparaison systématique des deux bases à fusionner, portant, d'une part, sur l'orthographe des noms et des coordonnées des stations, et d'autre part sur les relevés des années communes

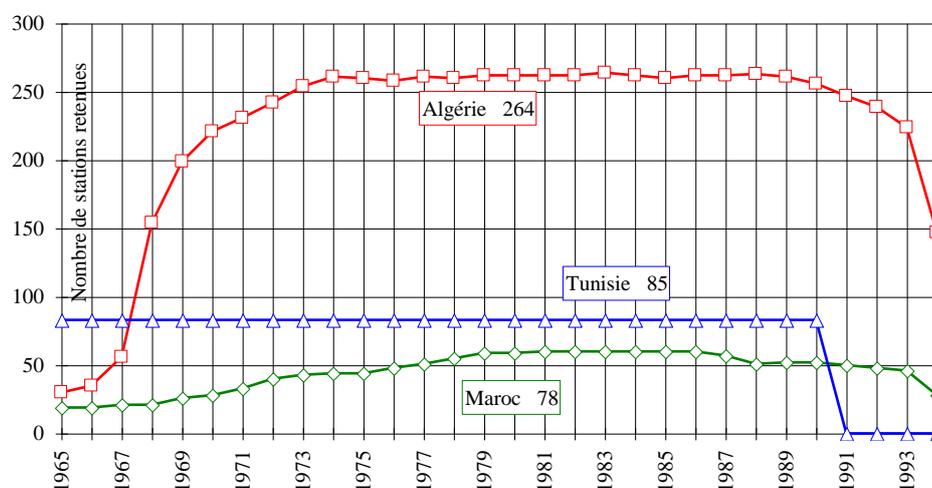


Figure 6. Stations pluviométriques retenues.

Cela permettait d'établir la correspondance entre les stations et d'effectuer une première critique des données. Au cours de cette opération, on pu être ainsi mis en évidence un nombre non négligeable d'erreurs de saisie informatique.

Le début des années 60 fut une période très perturbée (indépendance du Maroc et de l'Algérie). Mais la période post - protectorale et post - coloniale a été marquée par la remise en service des anciennes stations et par la création de nouvelles.

En définitive, nous avons retenus au total un échantillon de 427 stations pluviométriques sur un maximum de 750 disponibles (*figure 6*). Les autres stations disposent de séries courtes et nous avons jugé qu'elles étaient insuffisantes pour développer un travail statistique fiable.

La distribution spatiale des stations de mesure montre une hétérogénéité (*planche 11*).

La densité du réseau d'observation est inégale, certaines régions sont mal couvertes comme la Moyenne Moulouya, le Rif Central. On constate par contre, une forte concentration des stations de mesure dans les plaines et notamment autour des principales agglomérations.

Enfin, les régions montagneuses sont presque dépourvues de pluviomètres.

La *figure 7* et le *tableau 2* rendent compte de la répartition des stations pluviométriques en fonction de l'altitude.

Les altitudes en (m)	0 - 100	100-250	250 -500	500 -750	750 - 1000	1000 -1250	1250 -1500	1500 -1750	> 1750	Total
Nbe de pluviomètres	111	57	72	65	68	39	7	5	3	427

Tableau 2. Répartition des stations pluviométriques en fonction des altitudes.

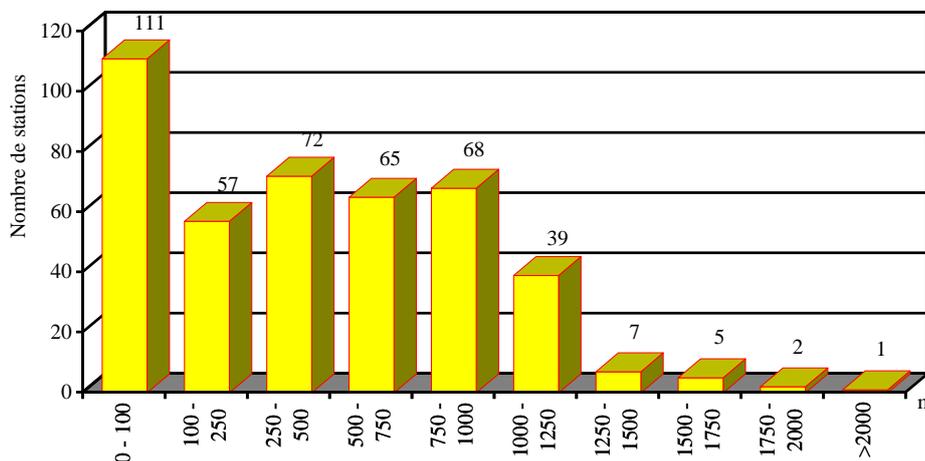


Figure 7. Répartition des stations pluviométriques en fonction des altitudes.

Les cumuls quotidiens des précipitations (pluie et neige), mesurés à l'aide de pluviomètres ou de pluviographes, ont servi à l'élaboration des cartes de notre étude.

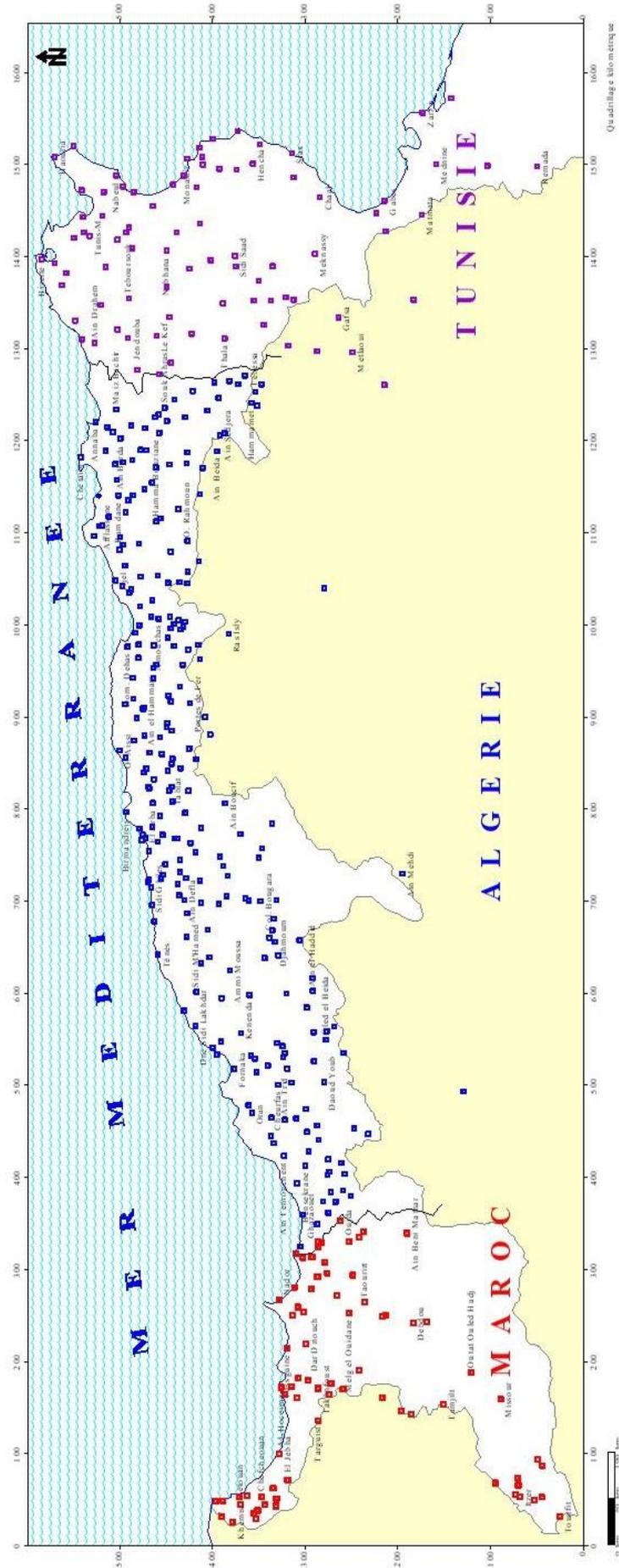


Planche 11. Stations pluviométriques retenues pour l'étude.

2. LES DONNEES THERMOMETRIQUES

Parmi les variables utilisées pour décrire le climat d'une région, la température de l'air est considérée comme l'une des plus importantes, au même titre que les précipitations.

La température de l'air est déterminée par les processus d'advection à grande échelle et par les échanges d'énergie entre le sol et la basse atmosphère. Elle conditionne l'évaporation physique et physiologique du couvert végétal (évapotranspiration), de même qu'elle agit directement sur la physiologie des êtres humains, en liaison avec l'humidité et la vitesse du vent.

Comme la température de l'air est très influencée par la nature et la proximité du sol, ses mesures sont régies par des conventions internationales, dans le but de les rendre comparables d'un pays à un autre. Les appareils de mesure sont placés dans des abris ventilés situés à une hauteur standardisée de 2 mètres.

L'évolution de la température de l'air au cours de l'année est assez étroitement liée aux variations annuelles du rayonnement solaire. A l'échelle de la journée, la température de l'air dépend surtout des conditions météorologiques et de l'environnement. Sur le domaine géographique du Maghreb ses variations spatiales les plus marquantes résultent de facteurs relatifs à l'altitude, à l'exposition et aux conditions d'humidité.

Les séries de températures couvrant la période de référence (1965-1994, cf. Chapitre II, Introduction) sont peu nombreuses. Ce n'est qu'à partir de 1969 que la densité du réseau de stations thermométriques s'accroît.

Pour disposer d'un nombre suffisant de séries, il a fallu se résoudre à utiliser des stations dont les observations portent sur une période allant de trente années à dix années au minimum. L'*annexe A* rassemble l'ensemble des stations.

Les données thermométriques ont été fournies essentiellement par M.N. (Météorologie Nationale) - pour le Maroc, par A.N.R.H. (Agence Nationale des Ressources Hydrologiques) - pour l'Algérie, et par O.N.M. (Office Nationale de la Météorologie) - pour la Tunisie.

En plus de ces quatre principales sources, certaines stations ont été retenues à l'O.N.M. (Office Nationale de la Météorologie, Alger) à l'I.N.R.A. (Ministère de l'Agriculture, Alger) et à l'ORSTOM.

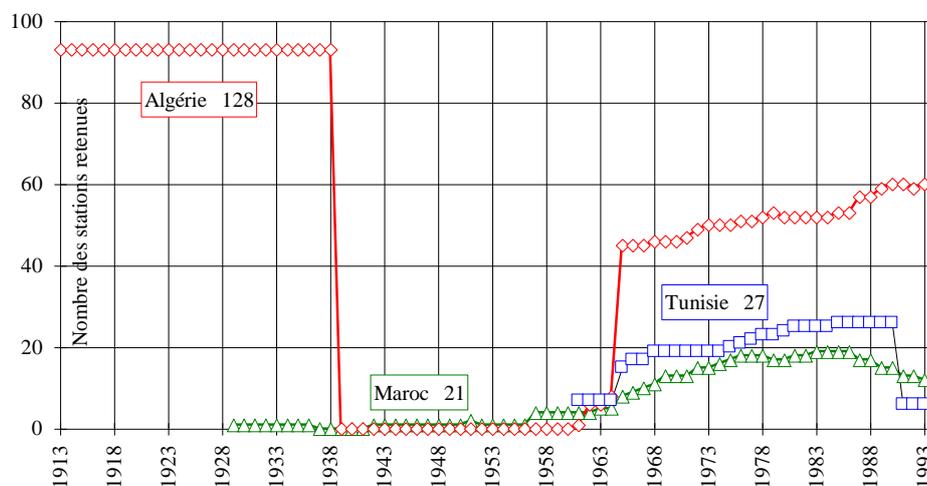


Figure 8. Stations thermométriques retenues.

Afin d'étoffer spatialement les données disponibles nous avons décidé d'utiliser les données thermométriques de l'étude de P. Seltzer (*Seltzer P., 1946*). Ce document intitulé «Le climat de l'Algérie» a été publié en 1946 par l'Institut Météorologie et de Physique du Globe de l'Algérie. Il porte généralement sur les observations faites de 1913 à 1939.

Elles se présentent sous forme de moyennes mensuelles calculées sur la période disponible à l'époque. Ces périodes sont variables d'une station à l'autre mais portent généralement sur 25 années.

Le nombre total de séries sélectionnées s'élève à 176 sur toute la zone d'étude et sur un maximum de 190 disponibles (*figure 8*).

Les données thermométriques sont de fiabilité, de longueur et de continuité très variable.

La distribution spatiale des stations de mesure sur la carte suivante (*planche 12*) montre une forte hétérogénéité de leur répartition. La densité du réseau d'observation est inégale, certaines régions sont très mal couvertes comme les Haute et Moyenne Moulouya, et le Rif. On remarque, qu'il existe une forte concentration des stations de mesure dans les plaines et notamment autour des principales agglomérations. En revanche les régions montagneuses sont dépourvues de thermomètres.

Le *tableau 3* et la *figure 9* le présentent la répartition réelle du réseau des stations thermométriques en fonction de l'altitude.

Les altitudes en (m)	0 - 100	100-250	250 -500	500 -750	750 - 1000	1000 -1250	1250 -1500	1500 -1750	> 1750	Total
Nbe de thermomètres	56	27	28	19	24	14	5	3	0	176

Tableau 3. Répartition des stations thermométriques en fonction des altitudes.

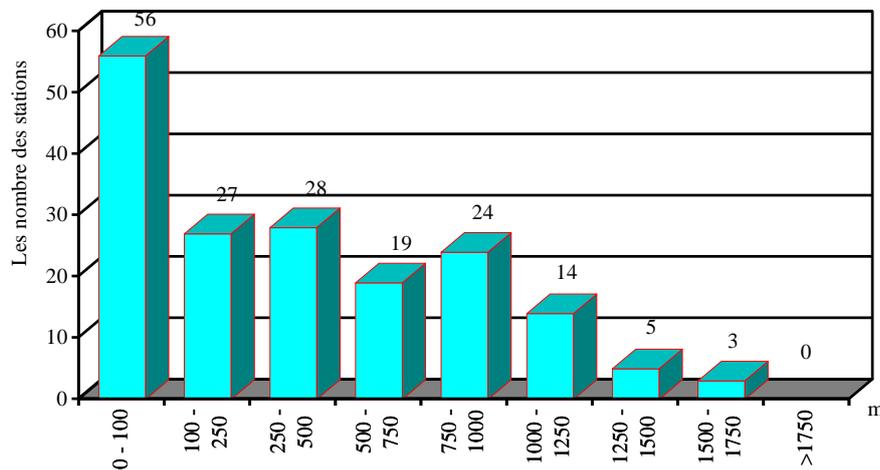


Figure 9. Répartition des stations thermométriques en fonction des altitudes.

Pour le calcul de la température moyenne (T_m) les services météorologiques nationaux des trois pays participant au projet LAGUNIS utilisent la formule basée sur les minima (T_n) et maxima (T_x) :

$$T_m = \frac{(T_n + T_x)}{2}$$

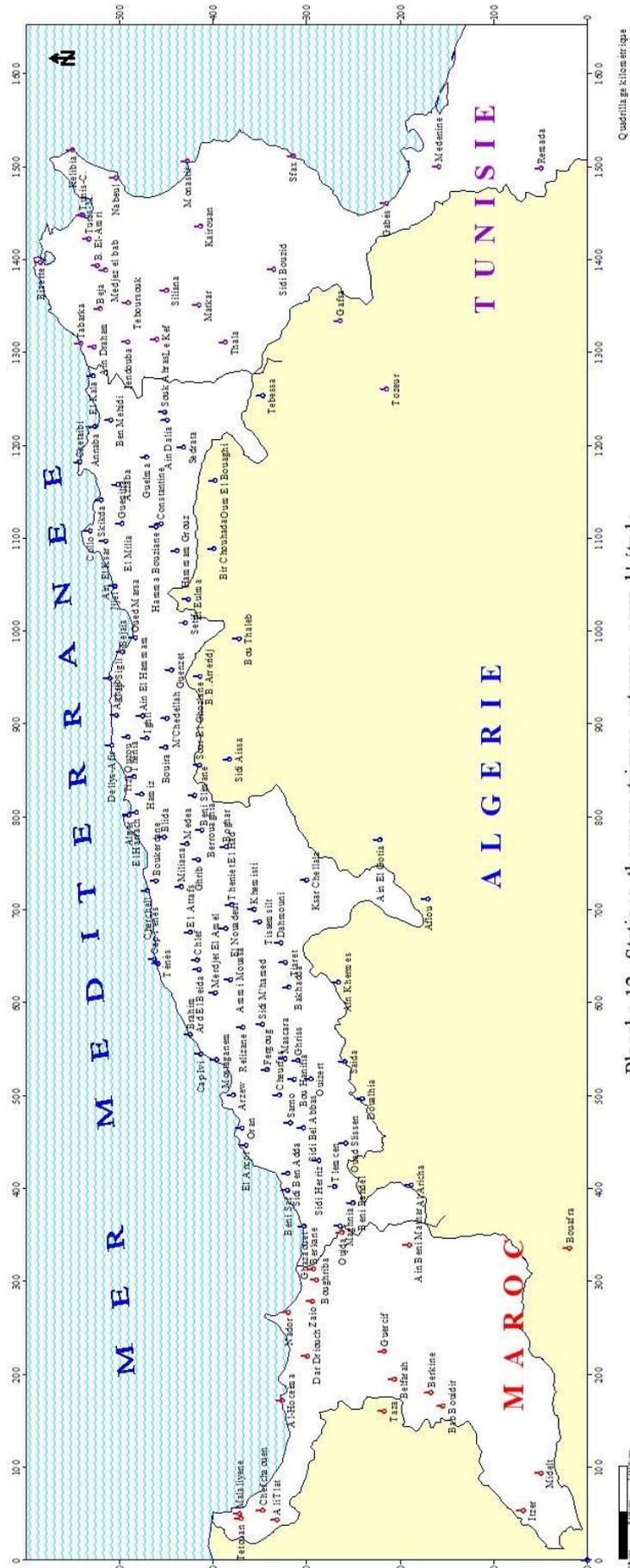


Planche 12. Stations thermometriques retenues pour l' étude.

Un travail de critique et d'homogénéisation de l'ensemble des séries quotidiennes (pour 19 stations), mensuelles, et annuelles des températures minimales et maximales a été réalisé à l'aide de méthodes statistiques, ce qui nous a permis d'obtenir une base de données climatologiques cohérente et assez fiable.

Les cartes des températures et des évapotranspirations ont été élaborées sur la base de ces fichiers.

3. LES AUTRES DONNEES CLIMATIQUES

L'humidité relative

L'évaporation à la surface du sol alimente la basse atmosphère en vapeur d'eau. Cette vapeur d'eau s'étend horizontalement et verticalement pour finalement quitter l'atmosphère par la formation des nuages et des précipitations. La quantité d'eau présente dans l'air influence considérablement la variabilité des situations météorologiques. Les transformations énergétiques liées au cycle de l'eau ont une répercussion sur le climat global et régional.

Plusieurs grandeurs physiques différentes sont simultanément utilisées pour exprimer l'humidité de l'air. Leur choix se fait en fonction du procédé de mesure utilisé et de l'application prévue.

Des indications complémentaires sur la pression atmosphérique et la température de l'air permettent des conversions entre les différentes grandeurs, dont les plus importantes sont les suivantes :

La pression partielle de la vapeur d'eau, également appelée tension de vapeur e , s'exprime en hPa. Soit p la pression atmosphérique, le rapport e / p indique la part de la vapeur d'eau dans le volume total de l'air humide, et $e / (p - e)$ est le rapport de mélange qui se réfère à un volume d'air sec. Les valeurs réelles de la pression partielle e restent inférieures à la pression de saturation e_w qui augmente exponentiellement avec la température.

La pression partielle de la vapeur d'eau permet d'estimer la contrainte thermique subie par l'homme, liée à une humidité relative élevée, ou encore le «déficit de saturation» utilisé ($e_w - e$) pour le calcul de l'évapotranspiration.

L'humidité relative de l'air $H = 100 * e / e_w$ indique la relation entre la pression partielle réelle e et la pression de vapeur saturante E ; elle s'exprime en pourcentage.

Les hygromètres à cheveux couramment utilisés indiquent directement cette grandeur qui constitue la mesure d'humidité la plus courante. Dans beaucoup de cas, du fait de la bonne relation entre la pression de vapeur saturante E et de la température, l'utilisation de l'humidité relative n'est significative que lorsqu'on connaît la température de l'air correspondante.

Le vent

Le champ du vent dans une région est régi par la somme des forces agissant sur les masses d'air. Ce sont principalement des forces horizontales créées par les gradients de pression liés aux situations de basse et haute pression.

Dans les couches atmosphériques proches du sol, c'est-à-dire essentiellement dans la couche limite d'une épaisseur moyenne d'environ 1000 m, la rugosité, fonction de la nature de la surface terrestre, les frottements qui y sont fortement liés, ainsi que la stratification thermique de l'air exercent une forte influence sur les conditions de circulation.

Suivant la stratification thermique et la vitesse du vent, les zones montagneuses importantes et les autres terrains surélevés sont contournés ou traversés.

Ces phénomènes se superposent à des systèmes de vents locaux telles que des brises de pente ascendantes ou descendantes, et des brises de montagne ou de vallée.

Pour notre région marquée par des montagnes élevées et escarpées et par des vallées encaissées d'orientations variées, il est difficile de décrire les conditions de circulation de l'air correspondant à différentes situations météorologiques synoptiques sans l'aide de mesures directes.

Les valeurs de vent mesurées près du sol dépendent fortement du site, c'est-à-dire de la hauteur de l'instrument au-dessus du sol ainsi que de la présence d'obstacles. Du fait de cette extrême sensibilité, la représentativité des valeurs mesurées est très limitée.

De nos jours, la connaissance approfondie des conditions de circulation de l'air représente une information importante pour de nombreuses applications.

Finalement, la vitesse du vent constitue un paramètre important pour la gestion du milieu naturel. Citons à titre d'exemple l'établissement du bilan hydrique où la vitesse du vent constitue une des grandeurs de base avec les précipitations et l'ensoleillement, et l'érosion du sol, en particulier le transport de sols souillés, très influencée par les conditions de ventilation.

La durée d'insolation

L'évolution annuelle des sommes journalières de la durée d'insolation (*figure 10*) est représentée à partir de données enregistrées sur une période de 10 - 15 ans pour 19 stations.

La méthode des moyennes mobiles est fréquemment utilisée en climatologie, car elle permet une meilleure représentation de l'évolution annuelle caractéristique d'un paramètre météorologique. Pour cette raison, une moyenne mobile de onze jours (moyenne d'une décade) est superposée à l'évolution annuelle sur les diagrammes. Toutes les évolutions annuelles présentent un minimum vers la mi - décembre et un maximum vers le juillet.

La durée de l'insolation maximale théorique (durée astronomique du jour) est représentée par une courbe lisse sur les graphiques (*figure 10*). La relation entre la durée d'insolation moyenne journalière et la durée d'insolation maximale théorique est désignée par le terme d'insolation relative Celle - ci atteint 50%, ou dépasse ce seuil en juin et en juillet.

Au contraire, elle est inférieure à 30% en janvier.

Les données climatiques (l'humidité relative, le vent, la durée d'insolation) ont été fournies par la M.N. (Météorologie Nationale) pour le Maroc, par l'A.N.R.H. (Agence Nationale des Ressources Hydrologiques) et par l'O.N.M. (Office National de la Météorologie) pour l'Algérie.

Les stations couvrant la période de référence sont peu nombreuses. Ce n'est qu'à partir de 1975 que la densité du réseau de stations mesurant l'humidité relative le vent et l'insolation s'accroît.

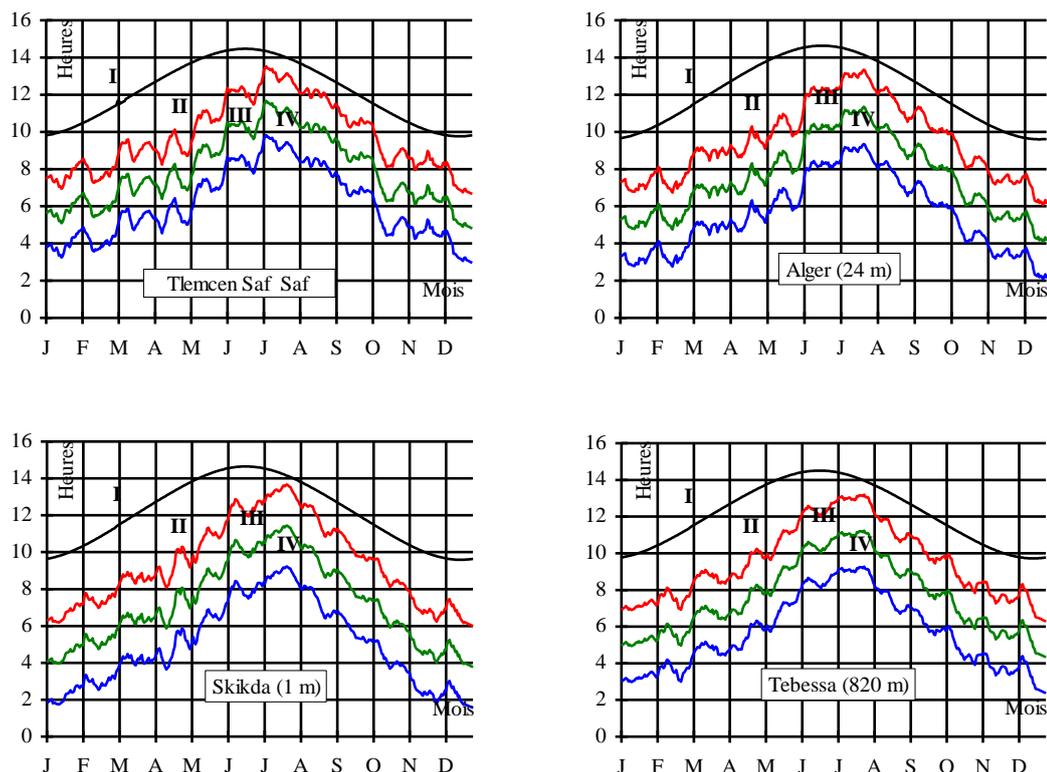


Figure 10. Variation annuelle des sommes quotidiennes moyennes de la durée d'insolation pour quelques stations (I-durée astronomique du jour, II-moyenne+l'écart-type, III-moyenne mobile sur 11 jours, IV-moyenne-l'écart-type).

Pour étoffer spatialement les données disponibles nous avons encore décidé d'utiliser (comme les données thermométriques) les données climatiques de l'étude de P. Seltzer (*Seltzer P., 1946*). Elles se présentent sous forme de moyennes mensuelles calculées sur la période disponible à l'époque. Ces périodes sont variables d'une station à l'autre mais portent généralement sur 25 années.

Pour ce qui intéresse notre étude nous y trouvons 33 stations pour lesquelles on connaît les normales mensuelles de :

- l'humidité relative exprimée en % ;
- la force du vent dans l'échelle Beaufort ;
- la durée d'insolation (évaluée à partir de la nébulosité) exprimée en heures.

Le nombre total de stations (où nous avons des données concernant de l'humidité relative, du vent, et de la durée d'insolation) sélectionnées s'élève 54 sur toute la zone d'étude (*annexe A*).

La distribution spatiale des stations de mesure (*planche 13*) montre une forte hétérogénéité de leur répartition. La répartition des stations d'observation est inégale, avec un manque d'information au Maroc Oriental et surtout une absence des données en Tunisie.

On remarque également qu'il existe une forte concentration des stations de mesure dans les plaines et notamment autour des principales agglomérations. En revanche les régions montagneuses sont dépourvues de mesures.

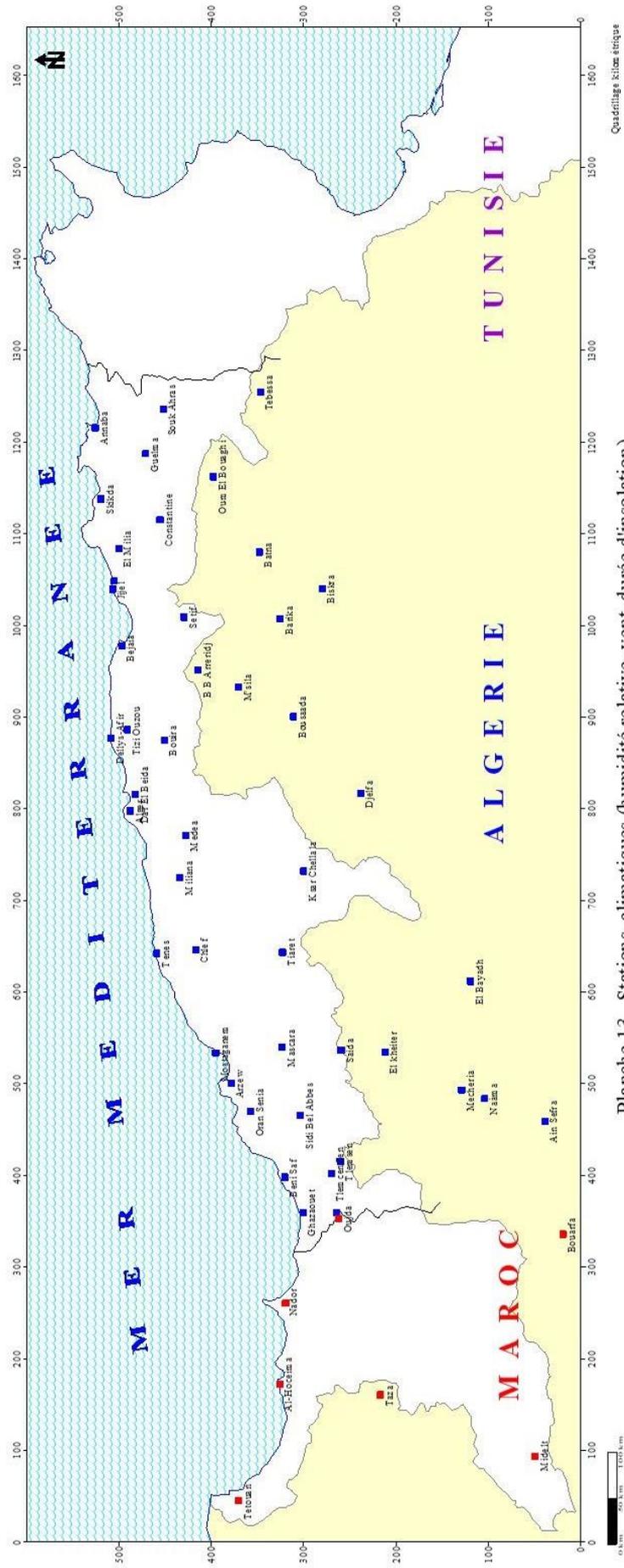


Planche 13. Stations climatiques (humidité relative, vent, durée d'insolation) retenues pour l'étude.

La *figure 11* et le *tableau 4* présentent la répartition des stations, mesurant l'humidité relative, le vent, et la durée d'insolation en fonction de l'altitude.

Les altitudes en (m)	0 - 100	100-250	250 -500	500 -750	750 - 1000	1000 -1250	1250 -1500	1500 -1750	> 1750	Total
Nbe de stations	19	3	7	6	8	9	1	1	0	54

Tableau 4. Répartition des stations mesurant l'humidité relative, la durée d'insolation et le vent, en fonction des altitudes.

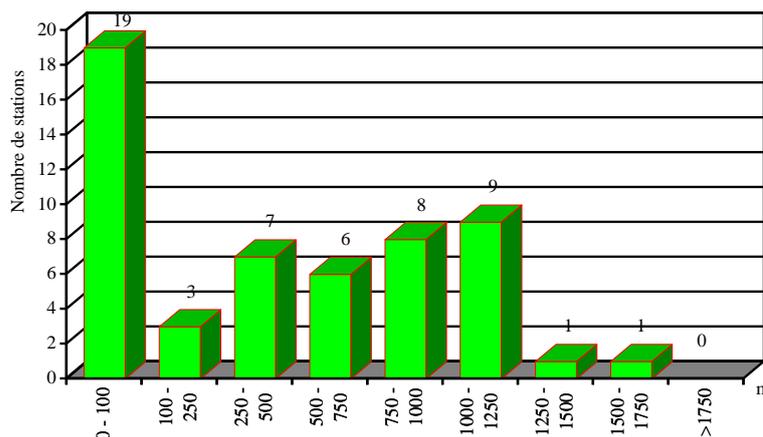


Figure 11. Répartition des stations mesurant l'humidité relative, la durée d'insolation et le vent, en fonction des altitudes.

Pour le calcul de l'humidité relative (H_m) nous avons utilisé la formule suivante:

$$H_m = \frac{(H_{6h} + H_{12h} + H_{18h})}{3},$$

avec H_{6h} , H_{12h} (H_{13h} dans le cas de Seltzer), H_{18h} étant l'humidité relative mesurée à 06 heure, 12 heure, 18 heure en %.

Pour calculer la vitesse moyenne journalière du vent (V_m), nous avons utilisé la formule suivante:

$$V_m = \frac{(V_{6h} + V_{12h} + V_{18h})}{3},$$

avec V_{6h} , V_{12h} , V_{18h} étant la vitesse du vent mesurée à 06 heure, 12 heure, 18 heure en m/s.

Les valeurs de la durée d'insolation journalière sont exprimées en heures. A partir des données de base, les moyennes mensuelles des sommes journalières sur une longue période ont été calculées pour chaque site d'observation (pour 34 stations).

Un travail de critique et d'homogénéisation de l'ensemble des séries quotidiennes (pour 34 stations), mensuelles, et annuelles des données climatiques (humidité relative, vent, durée d'insolation) a été réalisé à l'aide de méthodes statistiques, ce qui nous a permis d'obtenir une base de données climatologiques cohérente et assez fiable.

CONCLUSION

On retiendra que les informations climatologiques que nous avons pu utilisées sont loin d'être exhaustives. En effet bien des services gestionnaires pratiquent une rétention d'information, officielle ou le plus souvent larvée. Il suffit de regarder les quelques cartes de réseau pour comprendre les difficultés rencontrées. Il y est évident que la météorologie marocaine et l'A.N.R.H. d'Alger nous ont réservé le meilleur accueil.

Si ces informations ne sont pas exhaustives, nous verrons plus loin qu'elles sont néanmoins suffisantes dans le temps et l'espace, pour dégager de grandes tendances et pour quantifier les paramètres essentiels au projet LAGUNIS.

Chapitre III

MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN (M.N.T.)

INTRODUCTION

Le relief peut être considéré comme la surface située à l'interface entre la lithosphère et l'atmosphère. Son évolution et ses caractéristiques résultent de l'interaction entre les processus liés à la géodynamique interne (tectonique et diagenèse) et ceux liés à la dynamique externe (climat).

Ces phénomènes dynamiques trouvent leur expression dans les formes du relief terrestre à des échelles de temps et d'espace fort différentes : de l'ordre de la dizaine de millions d'années pour une orogénèse affectant une surface de plusieurs millions de km² à celle de quelques minutes pour un glissement affectant un versant.

Le relief considéré à un instant précis n'est que le relief d'un long processus évolutif.

L'«état initial» de ce système nous sera à jamais inconnu. Un paysage est un tout qui fait de lui un système complexe de facteurs en interactions dont le relief peut être considéré comme l'expression des forces en présence.

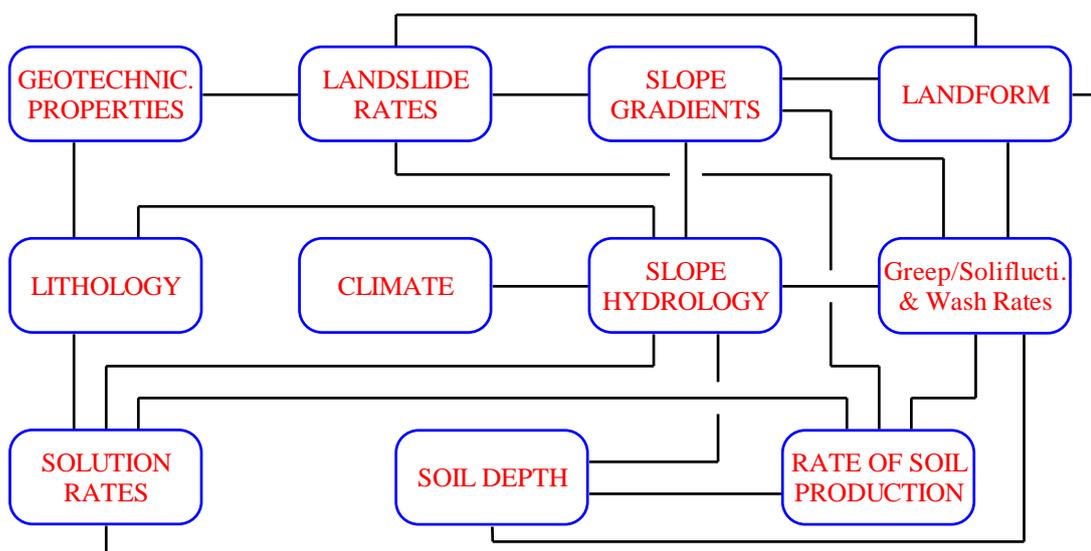


Figure 12. Interactions entre les facteurs contrôlant l'évolution d'un versant (Anderson et al, 1988)

Pour de nombreuses disciplines, qui se rattachent aux sciences de la terre, le relief est un élément fondamental et commun soit à titre de facteur (climatologie, pédologie), soit à titre d'élément de diagnostic (géologie), soit encore en tant qu'objet d'étude (géomorphologie).

Le souci de quantification n'est pas nouveau dans le domaine des sciences de la terre.

Toutefois, le développement de cette approche est contemporain de l'apparition de puissants moyens de calcul et de données issues de l'imagerie aérienne et satellitaire. Ainsi a-t-on vu au début des années 70 apparaître et proliférer les utilisations de la télédétection. Dans l'ombre de cet outil révolutionnaire, d'autres types d'informations sont devenus disponibles, en particulier les Modèles Numériques d'Altitudes (M.N.A.). Peu connus et encore moins utilisés au début des années 80, ils sont appelés à devenir en cette dernière décennie du XX^{ème} siècle une source d'information complémentaire permettant de qualifier de manière précise et efficace les caractéristiques du relief.

1. QUELQUES NOTIONS RELATIVES AU M.N.A.

En matière de représentation numérique de l'information spatiale (relief, géologie, occupation du sol, etc.) trois types principaux de spatialisation des informations peuvent être distingués :

- les semis de points irréguliers correspondent souvent à des relevés de terrain sur des points ou des lignes caractéristiques de la surface (ruptures de pentes, rebords d'éperon, crêtes, talwegs, sommets). Les points cotés figurés sur les cartes en sont une illustration, comme celle qui suit (*figure 13*) :

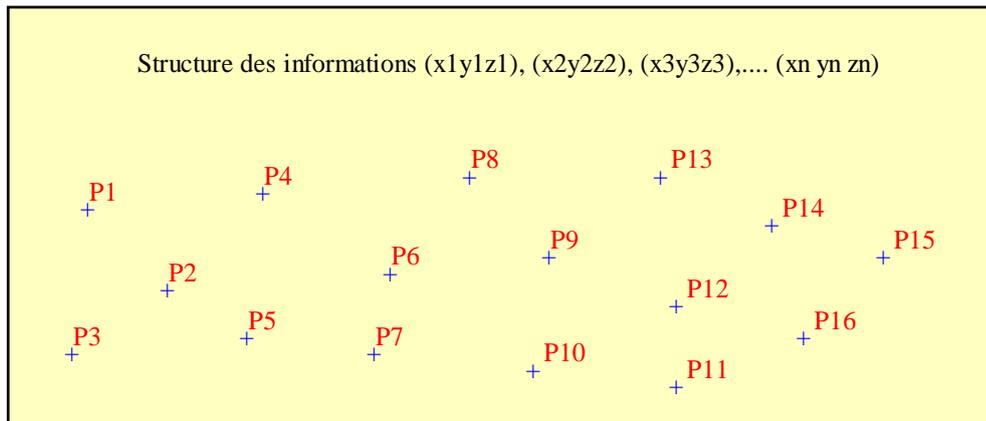


Figure 13. Semis de points (par exemple relevé géodésique).

- la première forme fondamentale de représentation numérique est le **mode objet** (*structure vecteur*) (*figure 14*).

Dans cette représentation, les limites ou les bordures des objets sont décrites comme une séquence de points qui, joints par des lignes (isohyètes pour les pluies, isothermes pour les températures, isobares pour les pressions etc.), forme la représentation graphique de cet objet. Les points eux-mêmes sont décrits par une paire de coordonnées X, Y dans un système de référence tel que latitude/longitude ou UTM.

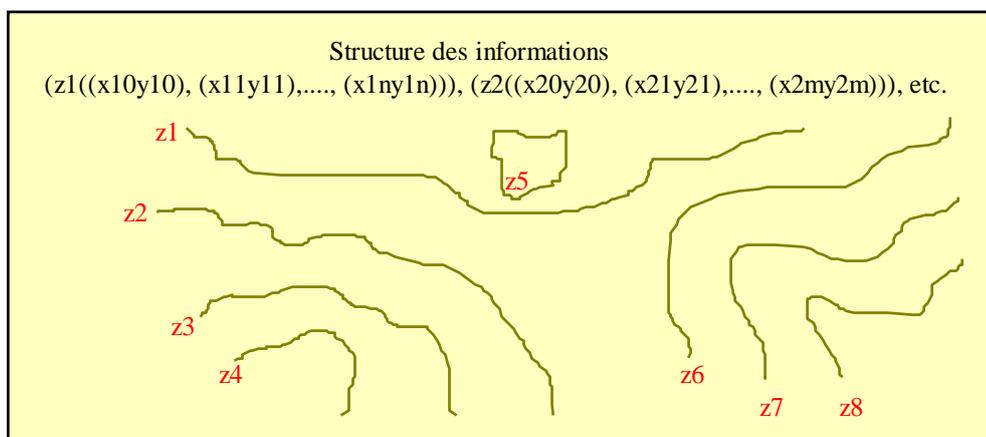


Figure 14. Représentation en mode objet (structure vecteur).

- la seconde forme majeure de représentation numérique de l'information spatiale est le **mode image** (*structure raster*) (*figure 15*). Dans un système en mode image, la description des objets et celle de leurs caractéristiques thématiques constituent des fichiers à structure unique.

En fait, les entités spatiales décrites ne sont pas à proprement parlé des objets spatiaux, mais des unités d'observation qui résultent de la subdivision de la zone d'étude en un maillage de cellules rectangulaires.

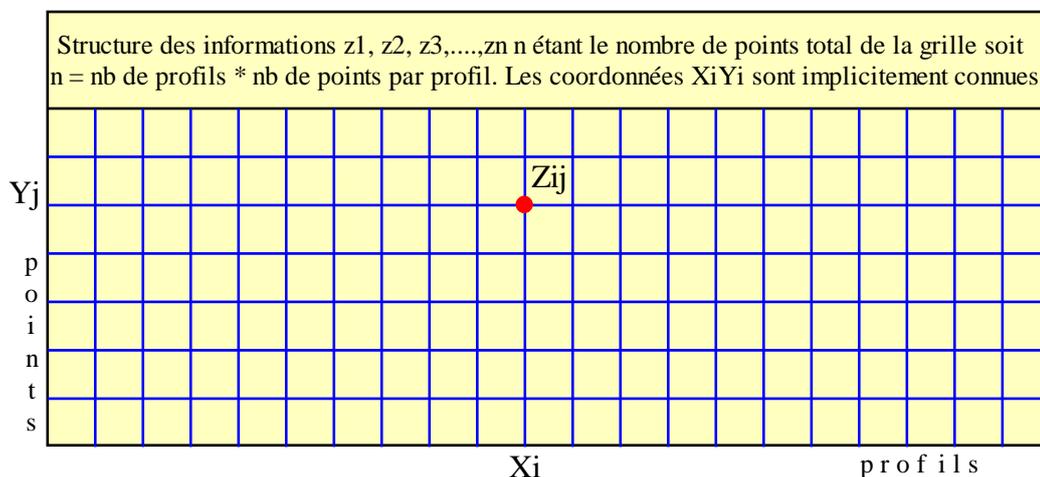


Figure 15. Représentation en mode image (structure raster).

Chaque cellule contient une valeur numérique qui peut représenter soit un identificateur d'appartenance à un objet spatial, soit une catégorie, classe, ou valeur thématique.

Bien que l'information stockée dans cette structure en maille (raster) ne soit pas nécessairement visible dans le paysage, elle est appelée *image* et les éléments qui constituent, les cellules, sont aussi appelés *pixels*. Pour visualiser ces images à l'écran ou sur support papier, les valeurs de leurs pixels sont simplement remplacées par des symboles graphiques tels que des couleurs, des tons ou des textures.

Chacun de ces modes de représentation numérique de valeurs altimétriques localisées (spatialisées) peut être considéré déjà comme une «modélisation» du relief. Le continuum que constitue la surface topographique est «discrétisée», les valeurs de cette surface n'étant connues qu'en un certain nombre de points ou le long de certaines lignes.

Le terme de «modèle» sous-entend que les informations pourront être utilisées pour des opérations du type interpolation, extrapolation ou toute autre traitement visant à modéliser la surface topographique. En effet, un modèle est à la fois une représentation simplifiée de la réalité et un outil permettant d'étudier cette réalité ce qui diffère de la notion de fichier de données.

- *filiales de production des Modèles Numériques d'Altitudes (M.N.A.).*

Les Modèles Numériques d'Altitudes sont issus de trois filières de production (*figure 16*) :

-) filière cartographique ;
-) filière photogrammétrique à partir de couples stéréoscopiques de photos aériennes ;
-) filière «corrélation automatique» de couples stéréoscopiques d'images satellitaires.

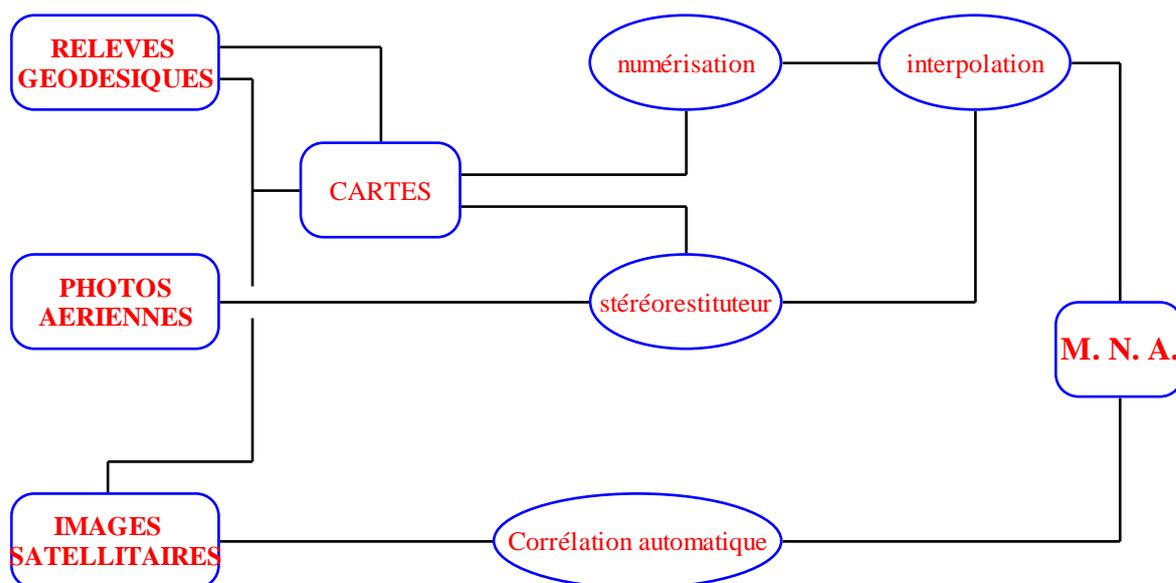


Figure 16. Filières de production des Modèles Numériques d'Altitudes.

Les filières de production	Les avantages	Les inconvénients
- filière cartographique	- logistique simple (table à numériser voire suivi de courbe ou scanner par balayage), - précision connue (l'erreur maximale dépend de l'intervalle des courbes de niveau saisi).	- disponibilité (pour la saisie) des cartes à l'échelle voulue, - travail de saisie long et fastidieux lorsqu'appliqué à de vastes régions (projection et échelles différentes, assemblage des feuilles, validation).
- filière photogrammétrique à partir de photos aériennes	- envisageable partout et à l'échelle et avec la précision souhaitée dans les zones à faible nébulosité.	- logistique lourde au niveau de la couverture aérienne et du matériel de restitution, - coût très élevé, - nécessité du personnel qualifié pour la stéréorestitution.
- filière «corrélation automatique» à partir d'images satellitaires	- évite les opérations de saisie et d'interpolation des deux autres filières, - envisageable partout dans les zones à faible nébulosité, - permet de couvrir de larges zones dans des délais courts à partir du moment où les images sont disponibles (un couple d'image couvre 3600 km ²).	- coût élevé pour un M.N.A. couvrant un couple d'images, - altitudes du sur-sol (de frondaisons et sommets des bâtis), - délai d'obtention des images fort variable (couple sans nuages, programmation du satellite), - erreurs maximales généralement inconnues.

Tableau 5. Caractéristiques des filières de production des M.N.A.

2. CHOIX DU MAILLAGE

On appelle la maille du M.N.A. (*pixel* en télédétection) la zone élémentaire de forme carrée centrée sur une altitude du M.N.A. (mode «centré»), ou limitée par quatre points du M.N.A. (mode «cadré») (*figure 17*).

Par environnement local, nous entendons l'ensemble constitué par une maille dite centrale et les huit mailles voisines, soit une fenêtre de 3x3 mailles. Parmi les huit mailles voisines, on distingue les mailles axiales ayant un coté commun avec la maille centrale et les mailles diagonales n'ayant qu'un point en commun avec la maille centrale.

Le pas d'un M.N.A. correspond à sa résolution spatiale soit la taille des mailles qui le constituent. On distingue les M.N.A. denses dont le pas est suffisamment fin pour rendre compte du modèle des formes de terrain (pas $\leq 100\text{m}$) de ceux à pas larges qui ne restituent que les caractéristiques principales du relief (pas $\geq 500\text{m}$).

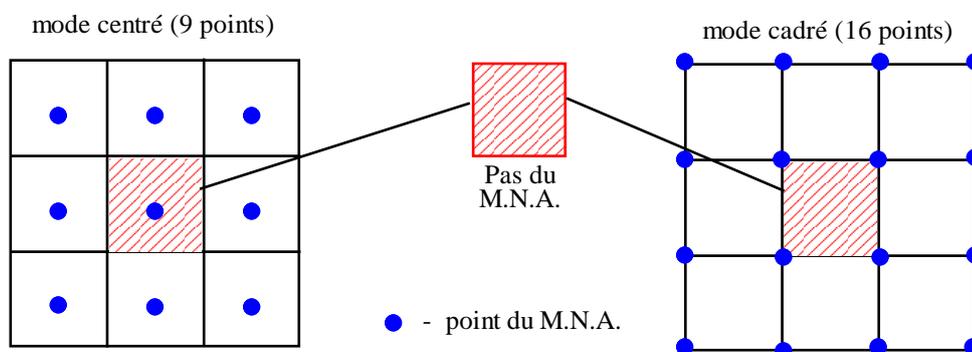


Figure 17. Maille d'un M.N.A. en mode centré et cadré.

Le choix du pas (ou d'une maille) de M.N.A. se ramène à un problème de géostatistique et de définition de la portée d'une fonction de structure. Dans le domaine du relief nous avons à faire à des structures plus ou moins emboîtées comme l'illustre *figure 18*.

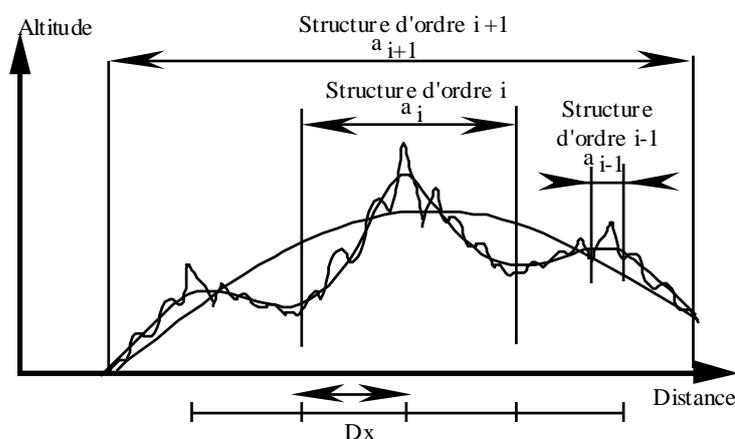


Figure 18. Schéma du choix du maillage (PNUD/ANRH, 1993).

Soit a_i l'amplitude d'une structure d'ordre i , il faut que la taille D_x de la maille soit inférieure à $a_i/2$ pour que l'on puisse mettre en évidence des structures de cet ordre i . Le choix de la maille dépend donc de la « finesse » du relief que l'on souhaite pouvoir reconstituer.

Cette finesse devant être en accord avec la taille des structures du relief influant sur les paramètres climatiques.

L'analyse des travaux aussi bien en France (*Laborde J.P., 1982, 1991, Benichou P. et Le Breton O., 1987*) qu'en Algérie (*Aissani B., 1983, Aissani B. et Laborde J.P., 1983*) ainsi que des considérations pratiques sur la taille des fichiers à constituer et sur la charge de travail de digitalisation, nous ont conduit à retenir un maillage de 2 km sur 2 km.

3. LES DONNEES DE DEPART ET LEUR NUMERISATION

Pour la constitution du Modèle Numérique d'Altitudes sur la zone d'étude nous avons adopté la filière cartographique. Le choix de cette méthode a été dicté principalement par les moyens techniques disponibles.

En effet, sa logistique est très simple : c'est celle qui demande le moins de moyens informatiques et les documents cartographiques sont facilement accessibles. Il suffit de disposer d'une table à numériser connectée à un micro-ordinateur sur lequel est installé un logiciel (*annexe B1*) qui permet la saisie de points et de lignes, et d'un logiciel d'interpolation permettant d'interpoler les altitudes aux noeuds d'une maille régulière.

La zone que nous voulons couvrir par le M.N.A. a une étendue d'environ 1700 km par 500 km. Les documents cartographiques de base les mieux adaptés étaient les cartes topographiques de l'Institut Géographique National à l'échelle 1/1 000 000 (1mm = 1km) avec une équidistance de courbes de niveau 100 mètres (500 mètres dans les parties désertiques). Les 5 feuilles qui couvrent notre domaine d'études sont les suivantes (*figure 19*):

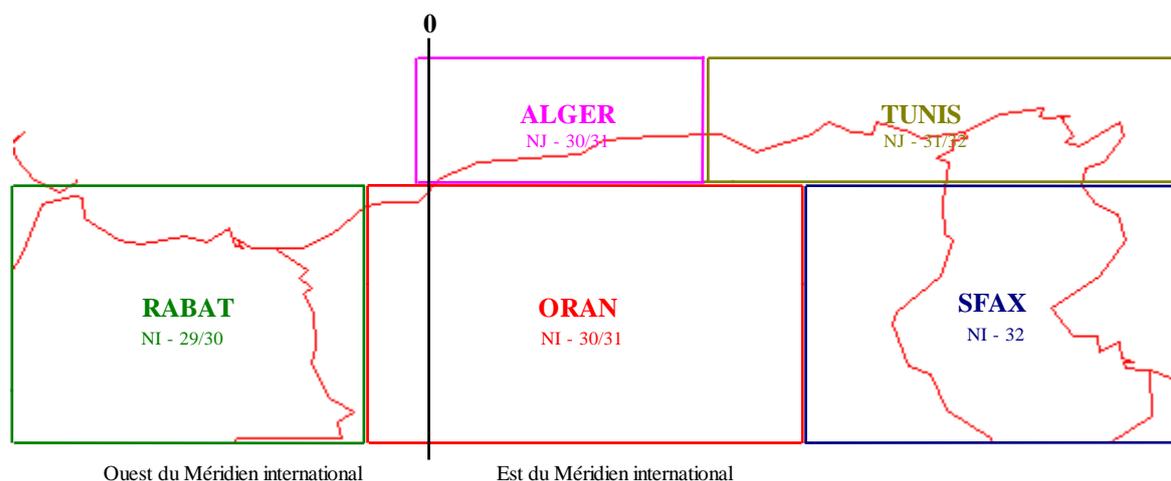


Figure 19. Feuilles topographiques IGN utilisées.

Pour la saisie de courbes il existe deux façons de procéder :
La première se fait par l'intermédiaire d'un scanographe.

Cette technique, par ailleurs très facile à mettre en œuvre, présente deux inconvénients: à savoir d'une part un champ de lecture limité (les informations graphiques doivent être préalablement décomposées en formats compatibles lors de la saisie, et recomposées par la suite), et d'autre part, une codification complexe dès lors que les courbes sont nombreuses et difficilement repérables.

La seconde technique, celle que nous avons adoptée, la table à digitaliser, bien que plus fastidieuse à exécuter que la précédente, offre un résultat plus fiable. En effet, l'inconvénient de la décomposition, qu'on retrouve même ici, est résolu par une recombinaison automatique de la part du logiciel et la codification des courbes ne représente aucun problème.

Le support pour la saisie des courbes de niveau est constitué par un calque transparent indéformable posé sur la carte au 1/1 000 000^{ème} sur lequel nous avons reporté des points altimétriques et toutes les courbes ayant une équidistance de 100 mètres (pour la zone côtière) et 500 mètres (pour la zone arrière pays).

Dans les zones à faible déclivité il s'est avéré nécessaire d'introduire des courbes intermédiaires correspondant à des altimétries de 300, 700, 800, 900, 1100, 1300, 1700 mètres pour éviter l'interpolation de valeurs trop éloignées dans l'espace.

Une fois terminé le décalquage des courbes de niveau et des autres informations (réseau hydrographique, les limites des bassins versants) nous avons commencé leur saisie.

La table à numériser prévue à cet effet permet d'opérer sur une surface équivalente à un format A3 (297 x 420 mm). Les dimensions du support (175 x 60 cm) impliquent sa décomposition en 16 feuilles (format A3) pour permettre une saisie complète à notre échelle.

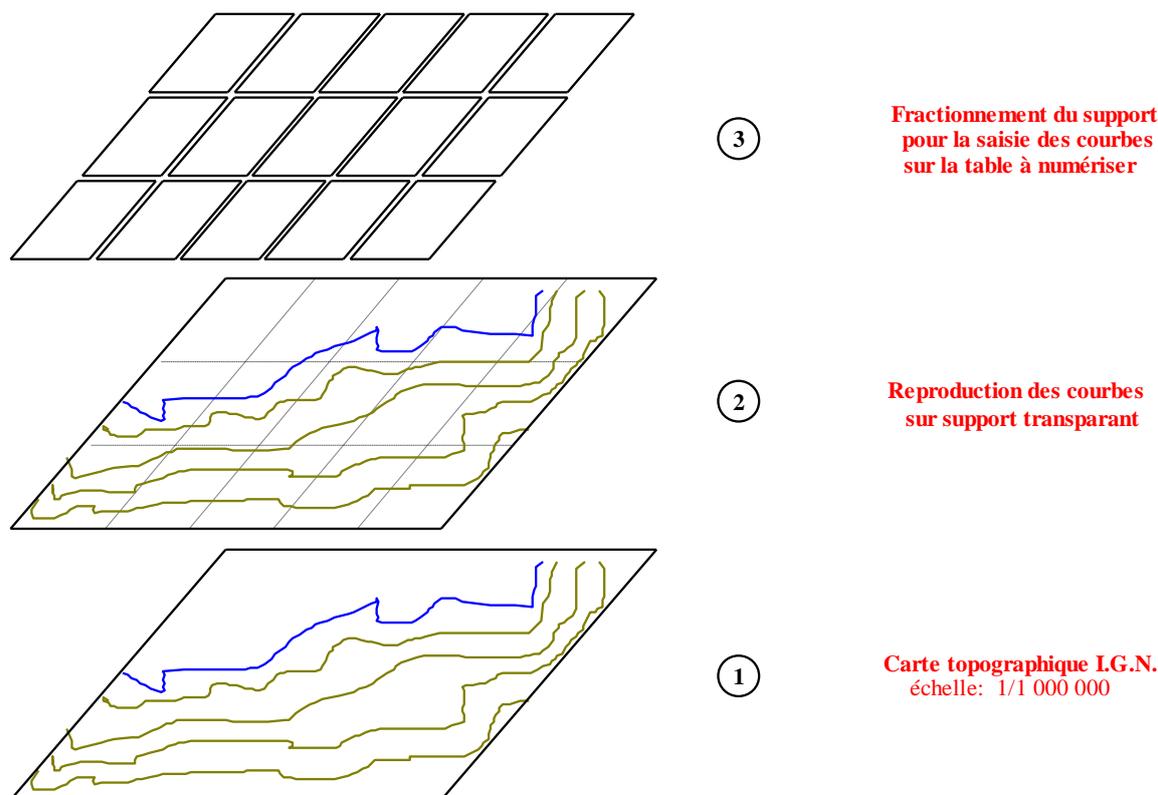


Figure 20. Etapes relatives à la préparation du support pour la saisie des courbes de niveau.

Le module T2 du logiciel DEMIURGE (*Depraetere, 1995*, voir aussi *annexe B1*) est le programme qui est chargé de l'opération de saisie des courbes. Cette opération dans le langage informatique prend le nom de «session». Nous avons effectué 16 sessions de saisie composée chacune de trois couches (couche 0 - les courbes de niveau, couche 1 - réseau hydrographique, couche 2 - les limites des bassins versants).

A chaque courbe ou point saisi on attribue sa valeur altimétrique. Ainsi les points, représentant des sommets, sont assimilables à des géocodes fermés composés par trois points très rapprochés.

Une fois terminée les 16 sessions, c'est-à-dire la saisie des 16 feuilles, nous avons effectué l'assemblage (*planche 14*) et recalage de celles-ci pour recomposer la carte initiale.

Le module T2 prévoit cette opération en demandant avant de lancer chaque session le planimétrage de la zone en question, exigeant les coordonnées des quatre points qui la délimitent. Faisant appel donc à cette fonction, le plan d'origine est reconstitué, sachant que les courbes de niveau, interrompues lors du découpage, sont reconnues et jonctionnées.

Il faut noter également qu'à ce stade une fonction de correction des arcs et des noeuds était réalisée : la visualisation individuelle de chaque géocode permet en même temps d'intervenir facilement et de faire une vérification générale du travail accompli.

4. MODELE NUMERIQUE D'ALTITUDES (M.N.A.)

Après la création d'un fichier numérique pour le calcul du Modèle Numérique d'Altitudes, un autre module du logiciel DEMIURGE prend le relais dans notre chaîne de production : il s'agit d'Orolog (*annexe B1*), le programme d'interpolation. Celui-ci intervient pour définir toutes les informations altimétriques manquantes qui sont nécessaires à la constitution du M.N.A. à la maille souhaitée.

Avant de décrire la démarche pour accomplir cette tâche une revue des principales méthodes d'interpolation des altitudes est nécessaire.

Les points numérisés correspondant aux courbes de niveau sont considérés soit comme des semis de points, soit comme des chaînes de points formant des polygones ; ce qui constitue les deux principales familles d'interpolation.

- *interpolation à partir d'un semis de points.*

On distingue trois modes de traitement du semis de points :

a) Interpolation en fonction du voisinage. L'altitude d'un point est obtenue en tenant compte de tout ou partie du semis de points localisés dans son voisinage. L'utilisateur définit l'étendue du voisinage ainsi que les points à utiliser.

Leurs poids relatifs dans le calcul de l'altitude sont la fonction inverse de la distance D au point du M.N.A. La plus communément utilisée est la fonction $(1/D^2)$. Aucune des fonctions de pondération ne s'adapte à tous les types de terrain.

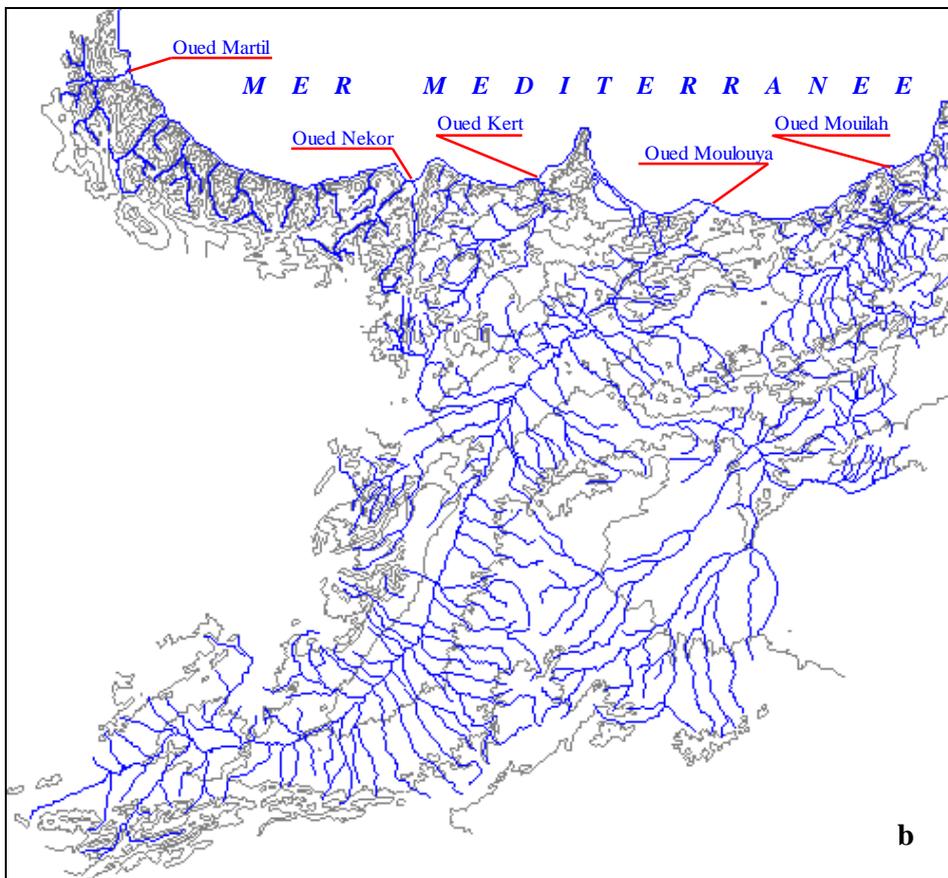
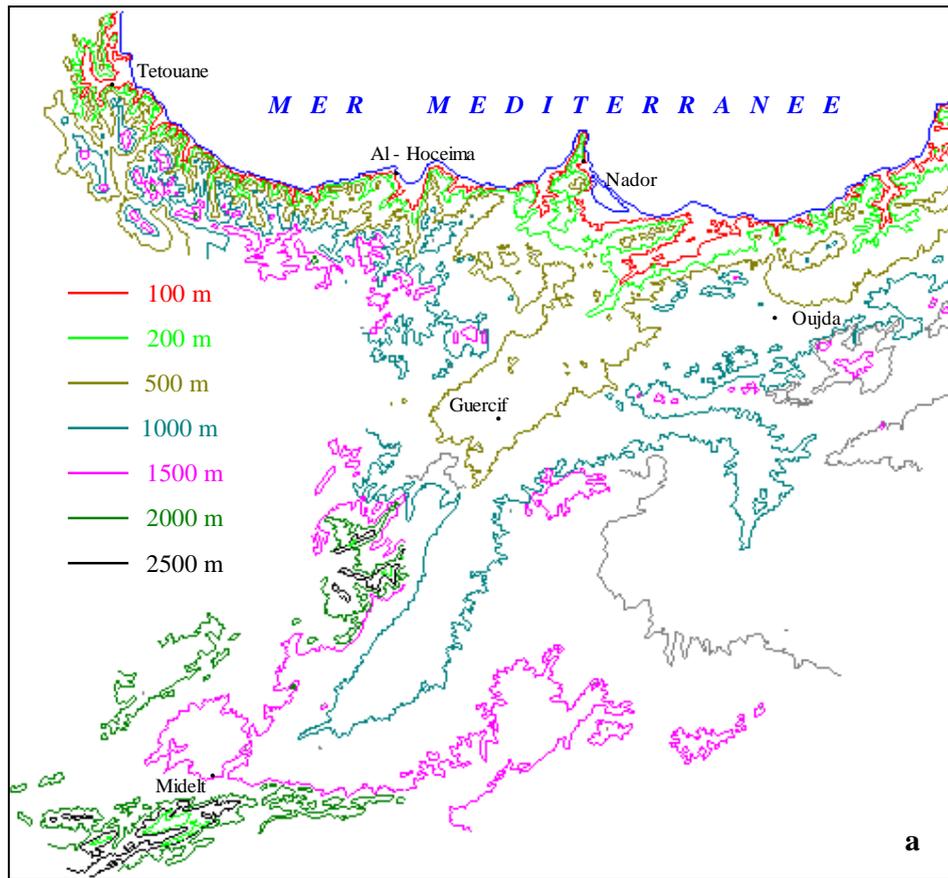


Planche 14. Assemblage des 4 sessions (a - courbes de niveaux, b - réseau hydrographique).

Plusieurs méthodes d'interpolation ont été utilisées : l'approximation polynômiale avec résolution par les moindres carrés, interpolation baryométrique krigeage, sommation de surface

b) Superposition d'un réseau à mailles carrées. Le principe en est la juxtaposition de surface ayant des contraintes de continuité à leurs frontières. Ces surfaces peuvent être fort diverses (polynômes bicubiques, courbes de Bezier, spline quadratiques).

c) Interpolation à partir d'une triangulation du semis. Le principe est similaire au précédent mais présente l'avantage de permettre l'utilisation de fonctions simples.

- interpolation à partir des courbes de niveau.

La numérisation des courbes de niveau suppose une discrétisation de l'information géographique. Assimiler la chaîne des points représentant une courbe de niveau à un semis de points introduit une forte dégradation de l'information en ignorant la constance des altitudes entre les points.

Si l'on souhaite éviter cet inconvénient, il apparaît nécessaire de les considérer comme une chaîne de points définissant un polygone.

Quatre méthodes d'interpolation existent en se fondant sur deux principes de calcul : calcul en fonction d'un système d'axes ou calcul en fonction de la ligne de plus grande pente.

a) Interpolation basée sur un système d'axes. Ici les méthodes d'interpolation peuvent varier en fonction du nombre d'axes considérés : deux axes orthogonaux semblent la méthode la plus couramment utilisée, quatre axes formant des angles de 45° entre eux étant la méthode utilisée par Yoeli (1986). Là encore diverses méthodes d'interpolation en fonction des axes peuvent être utilisées : linéaires, cubiques, splines, polynômiales.

Dans le cas d'une interpolation linéaire, le M.N.A. présente une structure en gradins qu'il est nécessaire de lisser. Les M.N.A. de l'IGN sont obtenus par lissage des valeurs interpolées bilinéairement (méthode dite de la «grille élastique» de Masson d'Autume, 1978).

b) Interpolation basée sur la ligne de plus grande pente. La recherche de la ligne de plus grande pente se fait en fonction d'un voisinage défini comme étant l'élément morphologique simple (versants, plateaux, fonds de vallée, ...) auquel appartient le point, soit en définissant les deux points les plus proches appartenant à deux courbes différentes, soit encore en fonction de huit directions prédéfinies ou plus.

-méthode d'interpolation utilisée dans notre travail

Aucune des méthodes d'interpolation citées n'est exempte de défauts, si on veut se rapprocher le plus possible du modèle réel il ne faut pas prendre en compte seulement les deux courbes situées immédiatement en aval et en amont du point. Celle basée sur la ligne de plus grande pente ignore, par nature, les formes localisées à ses cotés, ayant une vision plutôt monodirectionnelle, génératrice de nombreuses anomalies.

Les méthodes axiales ont l'avantage d'avoir une vision plus globale, à condition que le nombre d'axes soit suffisant pour représenter les orientations principales du terrain, mais aussi cette spécificité est la cause de phénomènes d'ondulation des surfaces interpolées.

Or en fonction de la morphologie locale et des caractéristiques de la carte (quantité de points cotés, densité des courbes de niveau, etc.) l'une ou l'autre méthode peut donner de meilleurs résultats.

A partir de ces considérations le module Orolog a cherché de concilier les avantages des deux méthodes : l'interpolation à partir de courbes basées sur quatre axes, mais introduisant aussi pour ce calcul, des paramètres (pondérations) qui tiennent compte d'une part des caractéristiques de la carte et d'autre part de la morphologie autour du point.

Cette méthode, inspirée par celle de *Yoeli (1986)*, pour interpoler les altitudes fait recours à des fonctions cubiques splines appliquées le long de quatre axes à 45 degrés.

Le terme «spline» s'appliquait à une languette métallique flexible utilisée en architecture navale et en aéronautique, afin de faciliter le tracé d'une courbe régulière passant par une série de points donnés, les propriétés élastiques de l'instrument garantissant la continuité de la pente et de la courbure aux points imposés (*Delhomme, 1978*).

Les courbes splines correspondent à des fonctions polynomiales ajustées par morceau sur un transect. Ce type de courbe est particulièrement adapté à la représentation de phénomènes continus. Il existe plusieurs familles, chacune étant caractérisée par le degré de la fonction polynomiale qui sert d'élément de base à la construction de la fonction spline.

La famille la plus utilisée dans les problèmes d'interpolation est celle des splines cubiques dont la fonction polynomiale élémentaire est de la forme :

$$y=f(x)=ax^3+bx^2+cx+d$$

Chaque élément de courbe spline cubique est donc caractérisé par quatre paramètres.

La courbe spline cubique est un interpolateur exact ce qui signifie qu'elle passe par les points de mesure. Elle obéit de surcroît à une minimisation du carré de la norme de la dérivée seconde sur l'intervalle d'interpolation. Il est possible de démontrer que cela revient à minimiser l'énergie de flexion, c'est-à-dire à obtenir la courbe la plus lisse possible.

Le calage des éléments ou «morceaux» de la courbe se fait donc en considérant deux points consécutifs et en imposant la continuité des dérivées secondes en chacun de ces deux points. Une courbe spline cubique est donc une succession de polynômes du troisième degré, calés sur chaque intervalle défini par deux points de mesure consécutifs, et raccordés les uns aux autres par une condition de continuité des courbures.

Pour chaque point du M.N.A. l'interpolation se fait le long de quatre axes (*figure 21*) :

- *axe nord sud*, chaque axe correspond à un profil du M.N.A. ;
- *axe ouest est*, chaque axe correspond à un numéro de point par profil du M.N.A. ;
- *axe nord-ouest sud-est*, chaque axe correspond à une diagonale descendante ;
- *axe nord-est sud-ouest*, chaque axe correspond à une diagonale ascendante.

Le nombre d'axes d'interpolation pourrait être plus élevé, cela multipliant d'autant le nombre de calculs. Dans le cas de quatre axes, on fait hypothèse qu'il suffit de rechercher l'information dans 8 directions pour obtenir une valeur locale de l'altitude cohérente au regard des courbes de niveau environnantes.

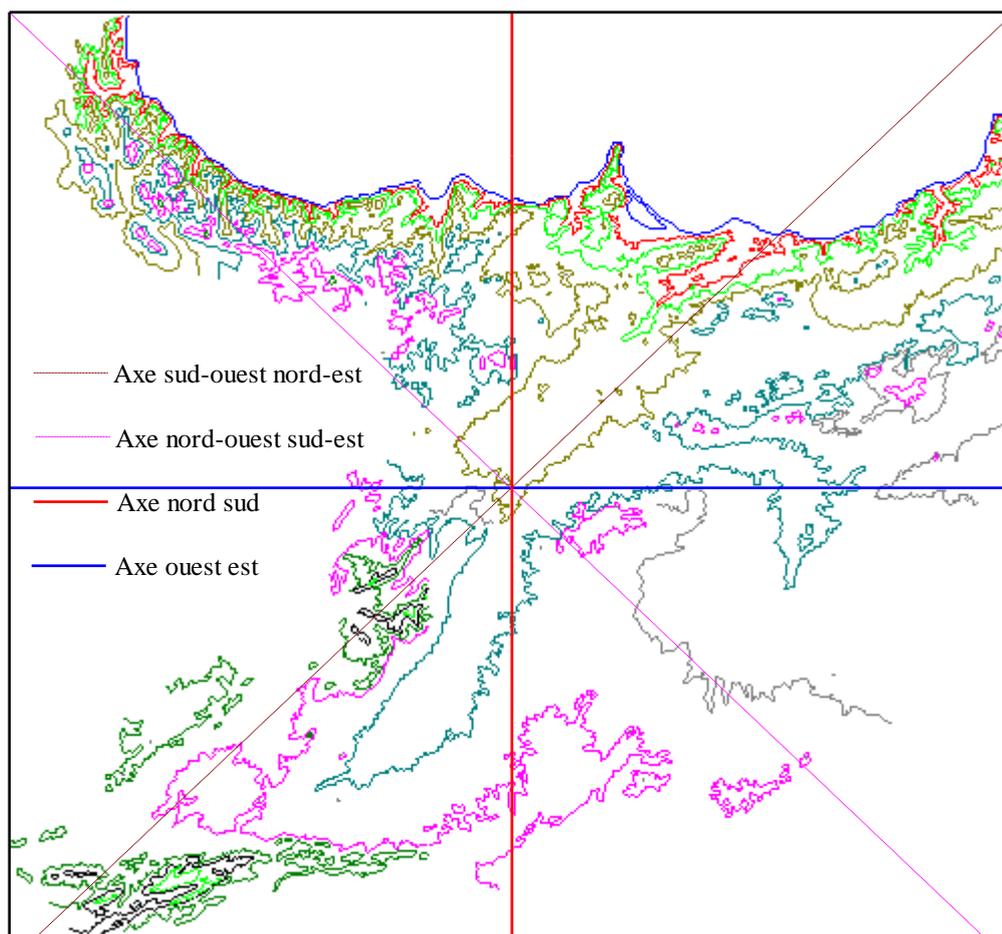


Figure 21. Quatre axes d'interpolation.

Le pas du M.N.A. permet de définir l'espacement entre les axes : égal au pas des axes Nord Sud et Ouest Est, l'espacement doit être divisé par 2,5 pour les axes diagonaux.

Une fois défini le pas du M.N.A.; la première étape du calcul consiste à rechercher toutes les intersections entre les courbes de niveau et le système d'axes. Ces intersections serviront de points de calage pour le calcul des courbes splines le long des axes. L'altitude de chaque point du M.N.A. est obtenue en faisant la moyenne pondérée des altitudes calculées sur les axes. Partant de l'hypothèse que les points de calage sur les axes sont exacts, la validité de l'interpolation dépend de ces deux caractéristiques : pente et écartement.

- plus la pente est forte, plus les courbes sont proches plus précise sera la valeur interpolée ;

- plus le point est proche d'une courbe, plus sa valeur sera proche de celle de la courbe, meilleure sera son estimation.

La pondération P utilisée par Yoeli consiste à faire la somme des inverses des distances du point Z aux courbes les plus proches :

$$\text{Courbe 1} \left| \longleftarrow d1 \longrightarrow \right| z \left| \longleftarrow d2 \longrightarrow \right| \text{Courbe 2}$$

donc
$$P = \frac{1}{d1} + \frac{1}{d2}$$

Cette méthode permet de prendre en compte à la fois l'écartement des courbes et la proximité du point par rapport à l'une de celles - ci.

La valeur z la plus probable de l'altitude d'un point est égale à la moyenne pondérée des valeurs interpolées Z_1, Z_2, Z_3, Z_4 sur les axes ;

$$z = \frac{\sum_{i=1}^4 P_i Z_i}{\sum P_i}$$

Le module d'interpolation Orolog (*annexe B1*) utilise en entrée un fichier *vecteur* des courbes de niveau d'extension ISO. A l'issue de l'interpolation, un fichier *raster* des altitudes d'extension MNT est créé.

Les paramètres de l'interpolation sont les suivants :

Pas = 2000 m (pas du M.N.A. exprimé en mètres).

Intervalle = 100 m (intervalle entre les courbes de niveau exprimé en mètres).

Nb_Axes_Min = 1 (nombre minimal d'axes (1 - 4) d'interpolation permettant le calcul d'une altitude).

Pond_dist = N (pondération «normale» $P = 1/d_1 + 1/d_2$).

L'interpolation se fait en quatre étapes et nécessite la création d'un certain nombre de fichiers intermédiaires (*figure 22*) :

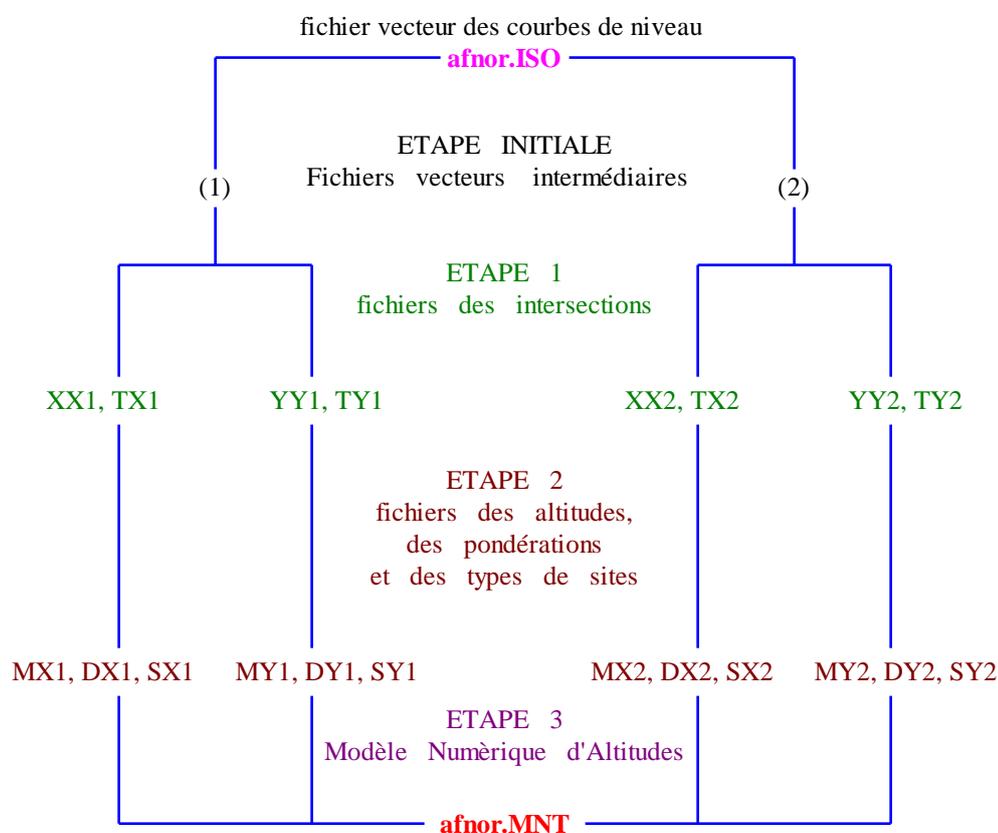


Figure 22. Etapes du calcul du M.N.A. et fichiers intermédiaires.

L'étape initiale consiste à traiter le fichier vecteur **afnor.ISO**. Le fichier afnor.ISO est renommé avec comme extension «(1)». Un second fichier vecteur d'extension «(2)» est créé.

Il correspond au fichier (1) après changement d'origine et rotation de 45°.

L'étape 1 permet de calculer toutes les intersections entre les quatre systèmes d'axes et les courbes de niveau. Ces fichiers correspondent aux axes suivants :

XX1, TX1 :axes ouest est,

YY1, TY1 :axes nord sud,

XX2, TX2 :axes nord-ouest sud-est,

YY2, TY2 :axes nord-est sud-ouest.

L'étape 2 interpole sur chaque axe les altitudes (fichiers MX1, MY1, MX2 et MY2), calcule les pondérations en fonction de la distance ($P = 1/d1 + 1/d2$, fichiers DX1, DY1, DX2 et DY2) et établit la typologie en fonction des courbes de niveau encadrantes (SX1, SY1, SX2 et SY2). Ces douze fichiers intermédiaires sont de type raster, codés sur deux octets signés.

L'étape 3 calcule le fichier Modèle Numérique d'Altitudes (**afnor.MNT**) à partir des fichiers intermédiaires calculés à l'étape 2.

Le Modèle Numérique d'Altitudes que nous avons obtenu ainsi, au pas de 2000 mètres, est constitué de 827 profils (colonnes) sur 300 points (lignes) (planche 15).

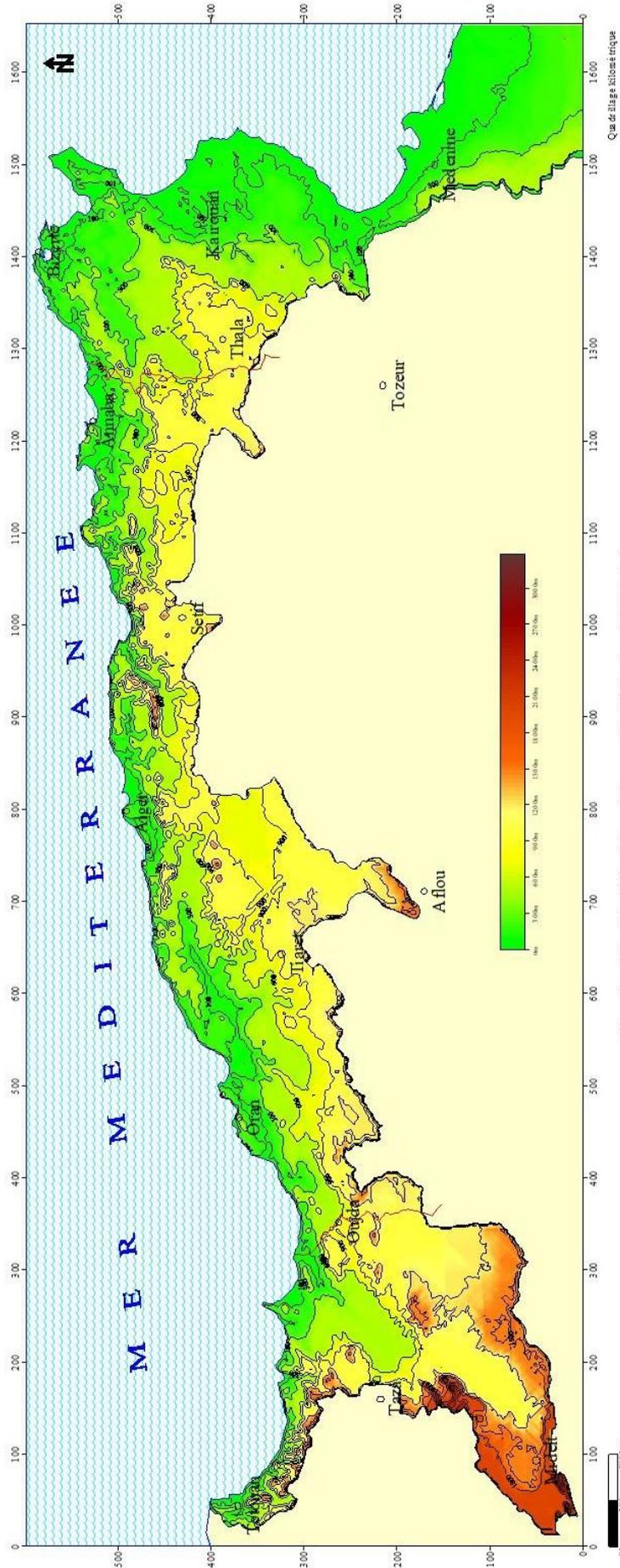


Planche 15. Modèle Numérique d'Altitudes (M.N.A.).

CONCLUSION

Notre zone d'étude est suffisamment étendue d'est en ouest pour être couverte par trois systèmes de projection Lambert (Maroc, Algérie, Tunisie).

Par contre l'extension Nord Sud est suffisamment faible pour que les parallèles de références restent les mêmes. Ainsi on peut donc juxtaposer les différentes cartes, seules les directions des axes et leurs origines changent d'un système à l'autre. Afin de rendre les coordonnées X et Y d'un point de notre zone d'étude facile à manipuler, nous avons choisi un système dont l'axe des Y est parallèle au méridien d'Alger et dont les origines sont telles que la limite Sud-Ouest de la zone soit de coordonnées $x = 0$, $y = 0$.

Dans *l'annexe A* ces coordonnées figurent (nommées «Coord Gourgen») en regard des coordonnées Lambert et des coordonnées géographiques.

Avant de passer à l'utilisation pratique du Modèle Numérique d'Altitudes, nous avons effectué différents contrôles de sa validité.

Ces contrôles ont comporté sur des sondages ponctuels (comparaison d'altitudes du M.N.A. à celles figurant sur les cartes topographiques), et d'une façon générale en vérifiant que les courbes de niveau issues du M.N.A. sont compatibles avec la tâche du réseau hydrographique.

2^{EME} PARTIE

GENERATION STOCHASTIQUE DES PLUIES JOURNALIERES

L'averse, toute la nuit, avait sonné contre les carreaux et les toits. Le ciel bas et chargé d'eau semblait crevé, se vidant sur la terre, la délayant en bouillie, la fondant comme du sucre. Des rafales passaient pleines d'une chaleur lourde.

Le ronflement des ruisseaux débordés emplissait les rues désertes où les maisons, comme des éponges, buvaient l'humidité qui pénétrait au-dedans et faisait suer les murs de lacave au grenier.

Guy de Maupassant

Chapitre IV

ANALYSE DES DONNEES

INTRODUCTION

Une très grande partie des apports polluants en Méditerranée arrivent lors des crues.

La quantité de polluant dépend de l'intensité de la crue mais aussi de la durée de la période sèche qui l'a précédée.

L'information disponible sur les événements extrêmes est relativement restreinte et il est difficile de ne s'appuyer que sur ce type d'information. Par contre il paraît possible de construire un modèle pluie - débit pour les périodes de crues.

Depuis plus de 15 ans, les hydrologues utilisent des générateurs stochastiques d'averses afin d'en déduire la statistique des crues susceptibles d'être générées. Dans cette optique, l'essentiel est de respecter le nombre, la durée et la hauteur cumulée des précipitations en fonction de la saison.

Depuis quelques années, le développement des stations d'épuration nécessite de connaître non seulement les débits mais aussi les flux polluants. Ces flux dépendent des débits ruisselés mais aussi de la durée de la période sèche ayant précédé la crue. Différents modèles de pollution permettent d'évaluer la charge polluante accumulée dans le bassin en fonction de la durée sèche et la part de cette charge mobilisée en fonction du débit.

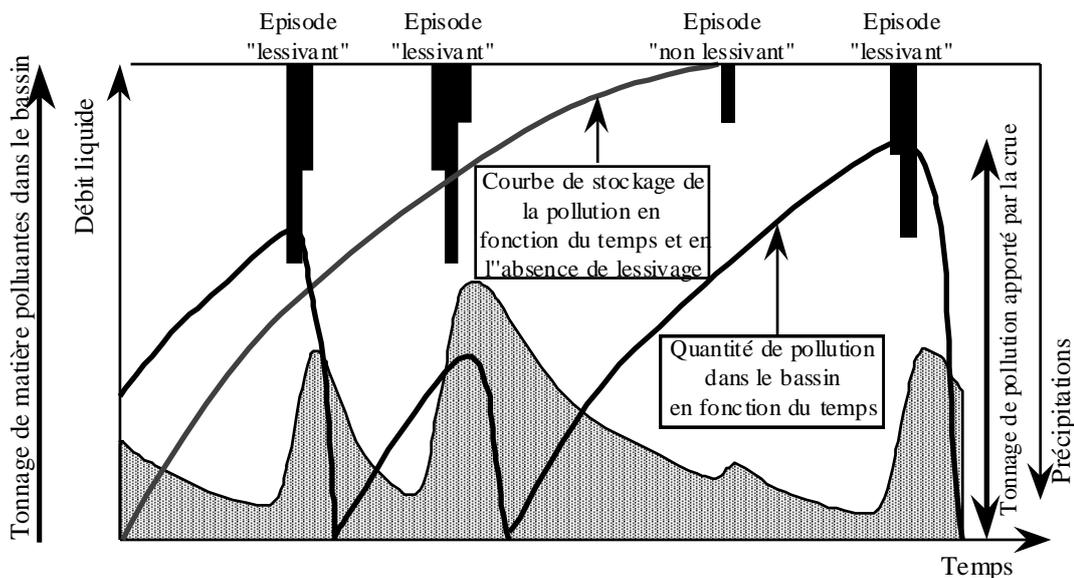


Figure 23. Schéma de principe de la détermination des apports polluants en fonction des précipitations.

L'un des objectifs de ce travail est donc de créer un générateur stochastique d'épisodes qui puisse alimenter ce modèle pluie - débit. La contrainte principale est alors de respecter les critères précédents (nombre, durée, hauteur des épisodes pluvieux), mais assurer également une bonne représentation des durées sèches.

Dans cette approche, tant les données disponibles que les besoins de l'étude, justifient de se contenter de travailler à l'échelle des pluies journalières.

1. REGROUPEMENT DES PLUIES EN ÉPISODE

1.1. Définitions préalables

La pluie peut être assimilée à un processus aléatoire ξ , dont l'évolution est décrite par des lois de nature stochastique, en ce sens que tout événement futur ne pourra être déterminé qu'en terme de probabilités.

Dans le cas des pluies horaires et, plus généralement, chaque fois que l'on travaille à des pas de temps peu importants il n'est pas possible de considérer ξ comme un processus continu qui ne serait régi que par sa seule mémoire.

En effet, si l'on considère, sur une longue période, la série des valeurs consécutives de ξ on s'aperçoit qu'elle est constituée, d'une part, de longues périodes sèches pendant lesquelles il ne pleut pas, et d'autre part, de périodes plus ou moins courtes pendant lesquelles l'activité pluvieuse, sans être continue, reste notable.

On a, dans la série, une juxtaposition d'épisodes de nature différente, les uns constitués de valeurs nulles, les autres de valeurs non toutes nulles (*figure 24*).

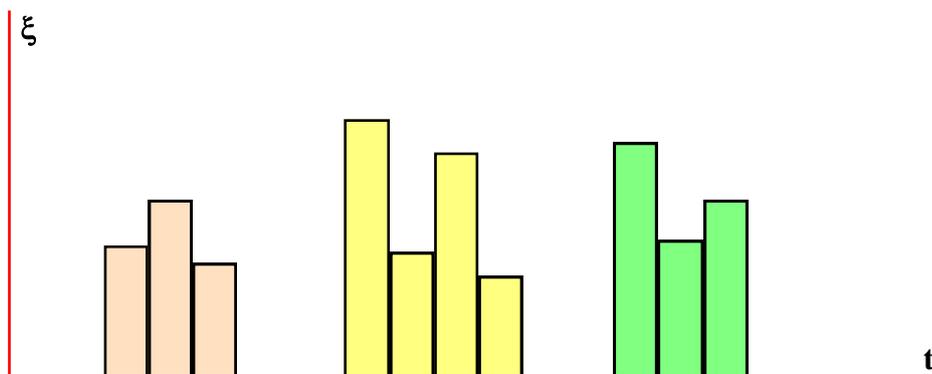


Figure 24. Distribution temporelle de la pluie $\xi(t)$.

Ceci nous amène à considérer la pluie comme un processus non plus continu, mais comme un processus dit intermittent (*V.Yevjevich, 1972*).

La pluie ne peut être décrite directement au moyen de seuls paramètres du processus ξ , (moments, fonction d'autocorrélation...).

Pour rendre compte de la structure intermittente de la pluie, on utilise comme descripteurs, des variables aléatoires déduites de ξ , (nombre d'averses dans un épisode, volume de chaque averse, durée de la période pluvieuse, durée de la période sèche, intensité horaire moyenne de la pluie tombée lors d'une période donnée, etc...).

1.2. Quelques modèles de construction des épisodes pluvieux

Avant de décrire dans les paragraphes plus loin, le modèle de simulation de hyétogrammes développé lors de cette étude nous présentons ici une revue, non exhaustive, des modèles existants.

- modèles basés sur le processus d'agrégation de Neyman-Scott

Neyman et Scott (1958) ont proposé de traiter de façon probabiliste certains phénomènes de cosmologie (identification de galaxies, par exemple). Ils ont établi un modèle mathématique décrivant des processus de groupements stochastiques en partant de l'hypothèse que l'espace est organisé selon une hiérarchie de groupes : une étoile est située dans une galaxie, celle-ci appartient à un amas galactique, etc.

Une variable aléatoire $\gamma(R,t)$ est définie : elle représente le nombre d'éléments de degré n (étoile, galaxie,...) situés dans l'élément d'ordre $n+1$, R (galaxie, amas,...) à l'instant t ; $\gamma(R, t)$ suit alors une loi de Poisson.

Waymire et Gupta (1981) démontrent que le processus de Neyman-Scott est un outil efficace pour décrire la fréquence d'occurrence de l'épisode pluvieux. En effet, si l'on considère qu'un épisode pluvieux est composé d'une ou plusieurs cellules de pluie, on peut utiliser le principe de Neyman-Scott, pour décrire l'apparition de l'épisode pluvieux puis celle des cellules de pluie au cours de l'épisode.

Cinq variables caractérisant un épisode pluvieux sont définies:

- l'origine de l'épisode,
- le nombre de cellules par épisode,
- l'origine, la durée et l'intensité de chaque cellule.

De nombreux hydrologues ont appliqué le processus de Neyman-Scott pour décrire d'apparition des épisodes pluvieux dans leurs modèles de simulation de hyétogrammes horaires (*Cowpertwait, 1991 ; Entekhabi et al, 1989 ; Garcia Bartual et al, 1990*).

- modèles basés sur la désagrégation de la pluie journalière

Ces modèles simulent les épisodes pluvieux à partir de la connaissance de la pluie journalière. On ne parle plus ici de cellules de pluies mais simplement de périodes pluvieuses (*Econopouly et al, 1990; Hershenhorn et al, 1987*). Ces auteurs distinguent, les périodes pluvieuses qui tombent au cours de la journée (épisodes complets), des périodes qui s'étalent sur plusieurs jours (épisodes partiels).

Les quatre variables décrivant l'épisode (le nombre de périodes pluvieuses dans un jour, la quantité tombée, la durée et le point de départ de chaque période) sont analysées ainsi que les relations qui existent entre elles.

- approche adimensionnelle

Huff (1967) propose d'établir des diagrammes sans dimension des formes de pluie en portant la proportion de la hauteur d'eau précipitée en fonction de la proportion du temps total depuis le début de l'averse.

La répartition temporelle des précipitations est alors caractérisée par un faisceau de courbes, chaque courbe représente un épisode pluvieux.

Un épisode pluvieux est défini comme une pluie séparée de la pluie précédente, et de la suivante, par six heures sèches au moins.

Huff définit quatre types de pluies selon la position de l'intensité de pluie la plus forte au cours de l'épisode. Le premier type de pluies est composé d'épisodes pluvieux dont l'intensité la plus forte est tombée lors du premier quart de la pluie, et ainsi de suite....

On peut alors déterminer, en effectuant des statistiques sur les valeurs observées à chaque proportion de temps, les courbes médiane et quantile 5%, 10%, 90%, 95% pour chaque type de pluies. Ces courbes sont dites "courbes de HUFF".

Les courbes de Huff ne sont pas significativement différentes. La régionalisation de cette méthode semble donc possible et demande à être confirmée par l'analyse de nombreux postes. Cette méthode d'analyse a été reprise par *Eradès (1990)*, ainsi que par *Bonta et Rao (1989)* qui ont étudié les similitudes des événements pluvieux sur différents sites américains.

- utilisation directe de l'analyse statistique de variables caractérisant ξ

Tourasse P. (1981) d'après *Croley T. (1978)* considère qu'un épisode pluvieux est une succession d'averses pluvieuses séparées ou non par de courtes périodes sans pluie.

La description complète du processus à l'intérieur de l'épisode pluvieux se fait au moyen de 6 variables aléatoires (*figure 25*) :

- (1) le nombre NA d'averses à l'intérieur d'un épisode ;
- (2) l'intervalle de temps ITEA entre deux averses ;
- (3) la durée DA exprimée en heures d'une averse ;
- (4) le volume HPA ou quantité d'eau tombée pendant l'averse ;
- (5) la position HEMA du maximum à l'intérieur de l'averse ;
- (6) le rapport RPA, exprimée en pour cent, de la pluie tombée pendant l'heure du maximum sur le volume total de l'averse.

Dans ce schéma on définit une "averse" comme étant une suite ininterrompue d'heures de pluie ne présentant qu'un seul pic ou maximum relatif.

En cas d'averses consécutives le minimum relatif qui les sépare est affecté arbitrairement mais systématiquement à la première des deux averses.

Chaque épisode apparaît comme une succession d'averses et d'intervalles de temps entre averses ; les averses étant, à leur tour, définies par leur durée, leur volume et leur forme.

Une autre méthode est proposée par (*Acreman M.C., 1990*), elle diffère du précédent par le choix des variables caractérisant l'épisode pluvieux.

L'épisode pluvieux est défini comme une succession de périodes sèches et de périodes pluvieuses. Quatre variables sont nécessaires pour décrire l'épisode :

- les durées pluvieuses ;
- les durées sèches ;
- les hauteurs d'eau tombées lors chaque période pluvieuse ;
- le "profil", par exemple, la façon dont se distribue la hauteur d'eau, au pas de temps horaire, durant la période pluvieuse.

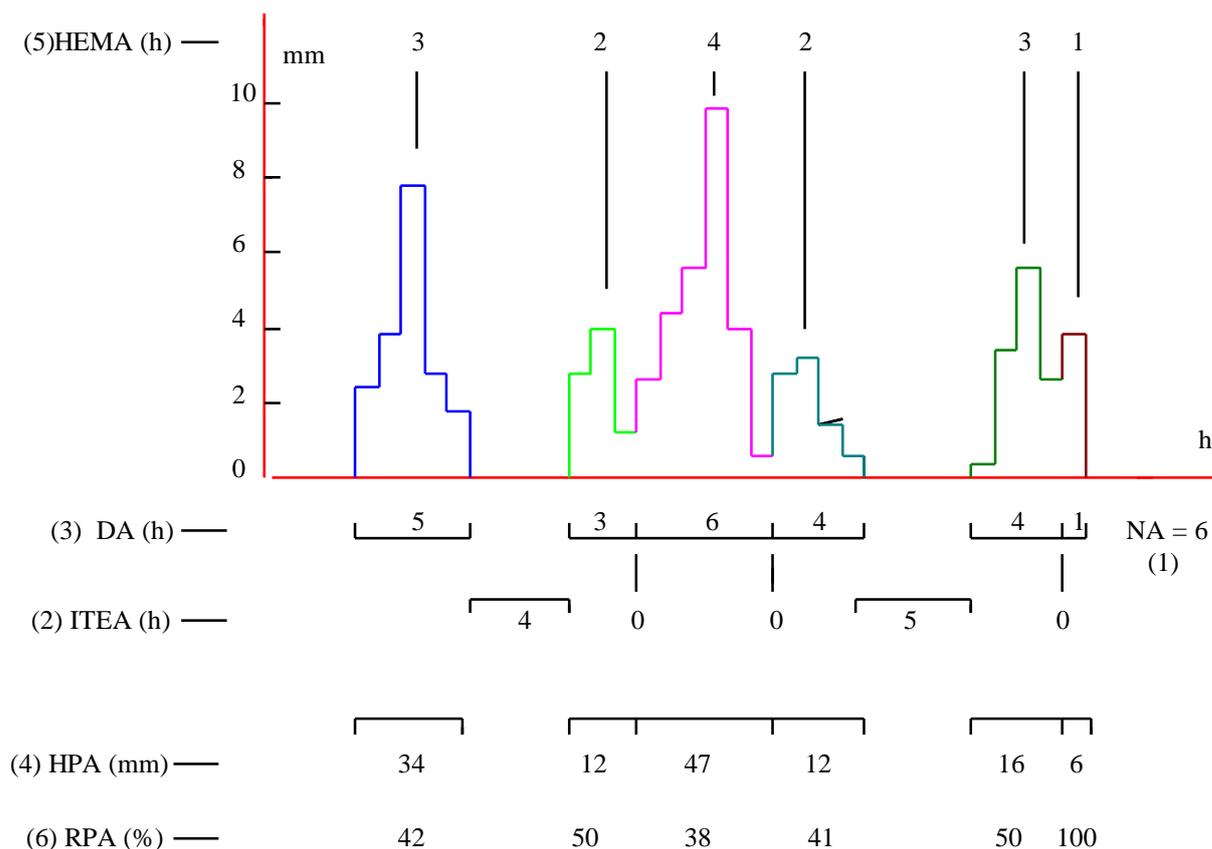


Figure 25. Description des caractéristiques d'un épisode de six averses (Tourasse, 1981).

Tous les modèles de simulation de hyétogrammes horaires sont destinés à être employés dans les cas où la connaissance temporelle de la pluie est nécessaire : description d'un phénomène comme l'érosion, lagunage, gestion des ressources en eaux, dimensionnement d'un ouvrage hydraulique, etc...

Les modèles basés sur le processus de Neyman-Scott et ceux basés sur la désagrégation journalière fonctionnent en continu et nécessitent un grand nombre de paramètres. L'approche directe permet la simulation d'épisodes pluvieux de façon discontinue, elle nécessite moins de paramètres que dans les cas précédents. L'approche adimensionnelle se révèle être un très bon moyen pour analyser les pluies et en établir une typologie.

Mais ... le passage à la simulation d'épisodes pluvieux reste délicat.

1.3. Description d'un épisode pluvieux retenu dans notre étude

Le modèle développé dans notre étude, obéit à deux contraintes :

- le modèle de génération stochastique des pluies présenté dans cette étude, appartient à la famille des modèles basés sur l'approche directe (Tourasse P., 1981, Cernesson F., 1993, Davtian G., 1993).

- la facilité de transposer le modèle sur différents lieux implique de limiter le nombre de paramètres utilisés par le modèle, et/ou de les expliquer à partir de données disponibles.

Les données les plus courantes et les plus accessibles sont les pluies journalières. Les critères de sélection des épisodes seront donc basés sur les pluies journalières.

En s'inspirant des travaux cités ci-avant et en les adaptant à notre problématique, nous avons retenu les définitions suivantes :

- un épisode pluvieux est une succession ininterrompue de précipitations journalières ;
- un épisode est constitué d'une ou plusieurs averses ;
- une averse est une succession de jours pluvieux présentant un seul maximum relatif ;
- si un épisode comporte plusieurs averses, le minimum relatif est affecté à l'averse qui précède ;
- les averses sont séparées par des périodes sèches, s'il y a plusieurs averses dans un même épisode, les durées sèches intermédiaires sont considérées comme nulles.

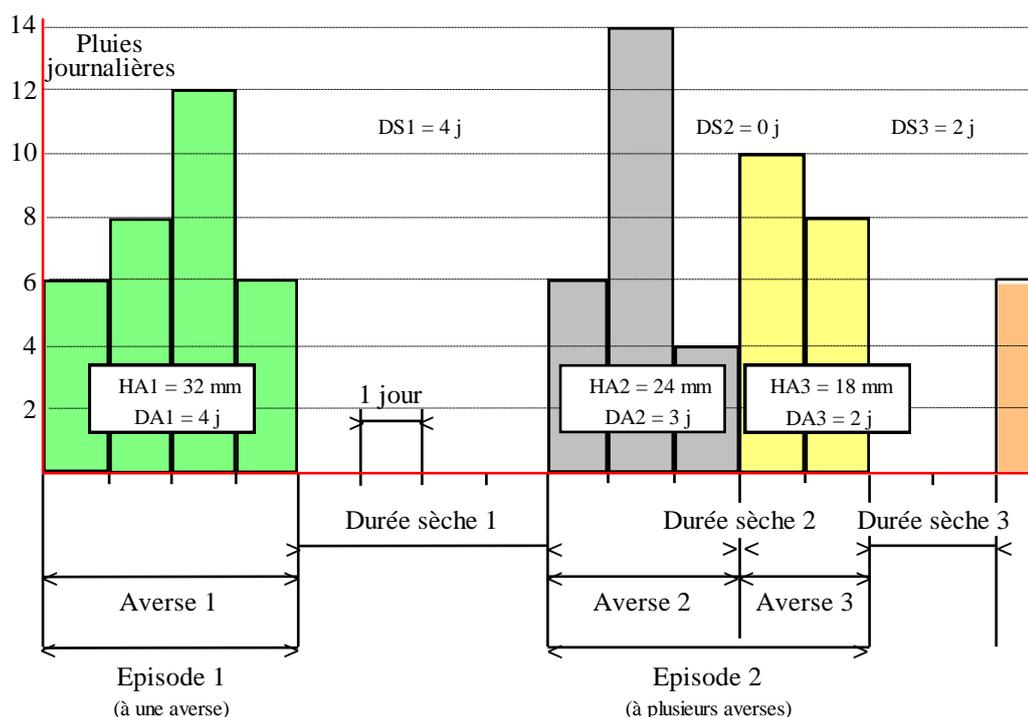


Figure 26. Structure du découpage des épisodes pluvieux, des averses et des périodes sèches.

Pour caractériser numériquement ce découpage (figure 26) il suffit en fait de connaître les durées sèches que nous noterons DS, les durées des averses (notées DA) et les hauteurs des averses (notées HA).

Bien souvent on complète ce schéma en notant la pluie journalière maximale de l'épisode (H_{pea}), la position du jour de la pluie maximale dans l'averse (H_{ema}) ainsi que le pourcentage de la hauteur de l'averse précipitée le jour du maximum (R_{pa}).

Dans notre cas ces caractéristiques étaient inutiles puisque les averses sont généralement très brèves (1 ou 2 jours) et peuvent être considérées comme unitaires (au sens hydrologique du terme) vu la taille des bassins versants envisagés.

Le tableau 6 présente un type de fichier des épisodes pluvieux élaboré à partir des pluies journalières (station BIRMANDREIS - Algérie).

Debut épisode	Durée DA	Cumul HA	Maxi jour Hpea	Position Hema	max/cum Rpa	durée sèche DS	fin épisode
02/01/68	1	433	433	1	1	6	03/01/68
09/01/68	2	37	20	1	0,540541	10	11/01/68
21/01/68	1	140	140	1	1	2	22/01/68
24/01/68	1	7	7	1	1	3	25/01/68
28/01/68	2	46	31	2	0,673913	5	30/01/68
04/02/68	2	418	401	1	0,95933	1	06/02/68
07/02/68	1	5	5	1	1	6	08/02/68
14/02/68	1	18	18	1	1	3	15/02/68
18/02/68	1	185	185	1	1	0	19/02/68
19/02/68	2	64	47	2	0,734375	0	21/02/68
21/02/68	2	26	22	2	0,846154	3	23/02/68
26/02/68	3	399	205	2	0,513784	1	29/02/68
01/03/68	1	28	28	1	1	1	02/03/68
03/03/68	3	405	279	1	0,688889	0	06/03/68
06/03/68	2	430	405	2	0,94186	3	08/03/68
11/03/68	1	10	10	1	1	5	12/03/68
17/03/68	1	347	347	1	1	13	18/03/68
31/03/68	3	189	149	2	0,78836	2	03/04/68
05/04/68	1	5	5	1	1	4	06/04/68
10/04/68	3	278	153	1	0,55036	1	13/04/68
14/04/68	1	114	114	1	1	13	15/04/68
28/04/68	1	32	32	1	1	9	29/04/68
08/05/68	3	73	63	2	0,863014	1	11/05/68
12/05/68	1	80	80	1	1	6	13/05/68
19/05/68	1	19	19	1	1	8	20/05/68
28/05/68	1	4	4	1	1	5	29/05/68
03/06/68	2	201	197	2	0,9801	5	05/06/68
10/06/68	1	11	11	1	1	0	11/06/68
11/06/68	2	65	56	2	0,861538	46	13/06/68
07/11/68	2	70	68	1	0,971429	2	09/11/68
11/11/68	1	2	2	1	1	5	12/11/68
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
19/10/82	4	376	263	2	0,699468	3	23/10/82
26/10/82	2	126	123	2	0,97619	0	28/10/82
28/10/82	6	182	164	2	0,901099	6	03/11/82
09/11/82	2	307	162	2	0,527687	0	11/11/82
11/11/82	6	459	190	5	0,413943	9	17/11/82
26/11/82	1	67	67	1	1	0	27/11/82
27/11/82	2	195	152	2	0,779487	0	29/11/82
29/11/82	3	1079	907	2	0,840593	1	02/12/82
03/12/82	1	178	178	1	1	9	04/12/82
13/12/82	2	238	173	2	0,726891	2	15/12/82
17/12/82	2	124	62	1	0,5	2	19/12/82
21/12/82	3	495	287	2	0,579798	0	24/12/82
24/12/82	3	130	118	2	0,907692		27/12/82

Tableau 6. Les épisodes pluvieux construits à partir des pluies journalières (station Birmandreïs - ALGERIE).

Comme les modèles stochastiques décrits précédemment la détermination des paramètres, puis leur calage dépend de l'analyse statistique des variables. Les performances du modèle sont jugées par analyse statistique de variables qui n'ont pas servi à l'élaboration du modèle.

2. ETUDE DES PARAMETRES DU MODELE

2.1. Préparation des données

L'analyse des données fournit une masse importante d'informations sur les propriétés statistiques des pluies. C'est de loin l'étape la plus importante, la plus fastidieuse et bien souvent décourageante. Pourtant il n'y a pas de mystère, des données entachées de nombreuses erreurs accidentelles ou systématiques sont réfractaires à une analyse statistique.

Les résultats de l'analyse donnent une description générale des caractéristiques des épisodes pluvieux, et permettent de comprendre les liaisons entre les différentes caractéristiques.

Au total, les données de précipitations journalières (durée adaptée à notre problème) de 31 postes pluviométriques (15 au Maroc et 16 en Algérie), ont été utilisées dans notre étude.

Les séries dont nous disposons débutent pour quelques rares stations avant 1930 et se terminent en 1994. Le graphique (*figure 27*) présente pour chaque année le nombre de stations disposant d'observations "complètes".

Sur ce graphique, qui est cependant une représentation grossière de la réalité, il est clair que les observations les plus nombreuses ont été faites de 1960 à 1993.

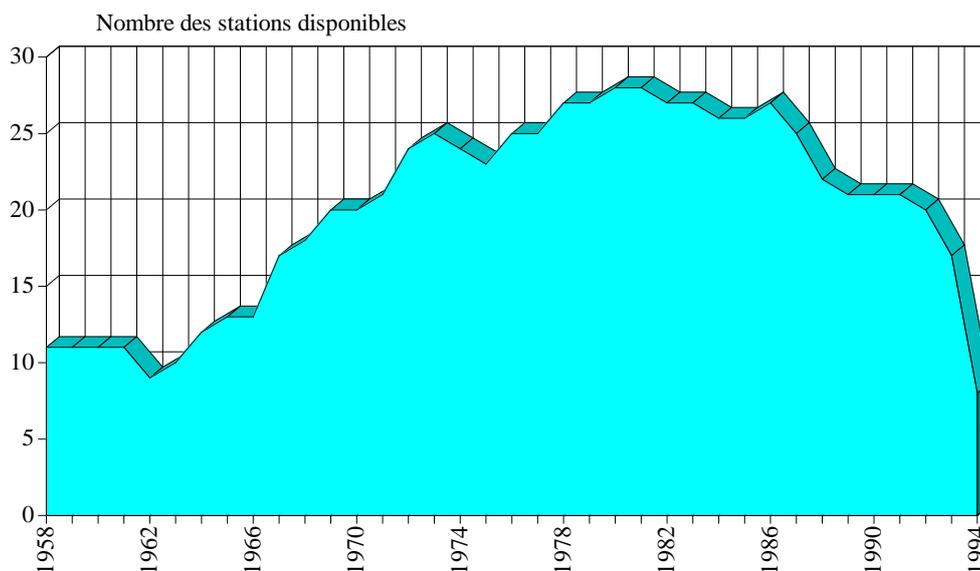


Figure 27. Evolution de l'information pluviométrique disponibles aux stations.

Comme le montre le schéma ci-dessous (*figure 28*), la répartition des stations pluviométriques est assez représentative et satisfaisante dans l'ensemble avec peut-être un manque d'information dans la zone ouest algérienne et surtout en Tunisie.

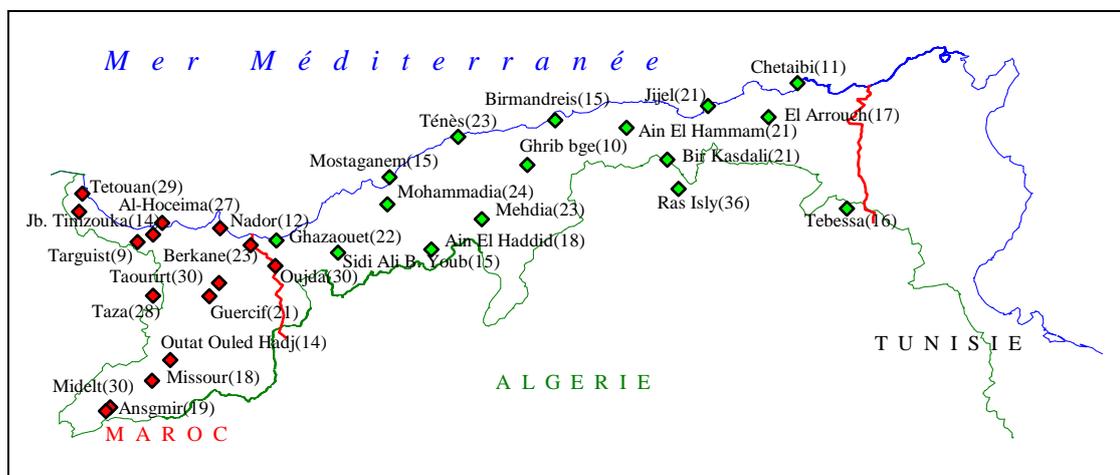


Figure 28. Répartition spatiale et durée d'observation des stations pluviométriques.

Par contre nous disposons également des données pluviométriques mensuelles de 427 stations (78 au Maroc, 264 en Algérie et 85 en Tunisie) et nous avons tenté de trouver des règles de valorisation de l'information mensuelle à l'échelle annuelle.

2.2. Etude statistique des paramètres

Il paraît tout à fait logique d'admettre que ces trois paramètres DS, DA et HA sont des variables aléatoires dont les lois de distribution ont une formulation identique d'un mois à l'autre et d'une station à l'autre, mais dont les paramètres varient dans le temps et l'espace.

Ainsi donc pour chacune des 31 stations, nous avons découpé les chroniques pluviométriques selon le schéma décrit et rattaché la durée DA et la hauteur HA au mois correspondant au premier jour de l'averse ; par convention la durée sèche DS a été rattachée au mois correspondant au même premier jour de l'averse l'ayant précédé.

Ceci simplifierait le traitement sans entraîner de biais notable puisque le premier jour de la période sèche est généralement le lendemain ou le surlendemain du début de l'averse.

Pour chaque station et chaque mois nous avons trois variables aléatoires à analyser, l'une, HA, est continue alors que les deux autres, DA et DS, sont discrètes.

a. distribution statistique des hauteurs précipitées (HA)

L'étude de la distribution statistique des volumes de l'averse (HA) mois par mois (*figure 29*) considère que les mois novembre, décembre, janvier et février sont les mois plus "pluvieux" par rapport aux autres mois.

La hauteur HA a une distribution dissymétrique que les différents auteurs modélisent par des lois de Gumbel, de Fuller, de Galton... Nous avons constaté que la loi de Galton (loi log-normale) paraissait la mieux adaptée quelque soit le mois et la station.

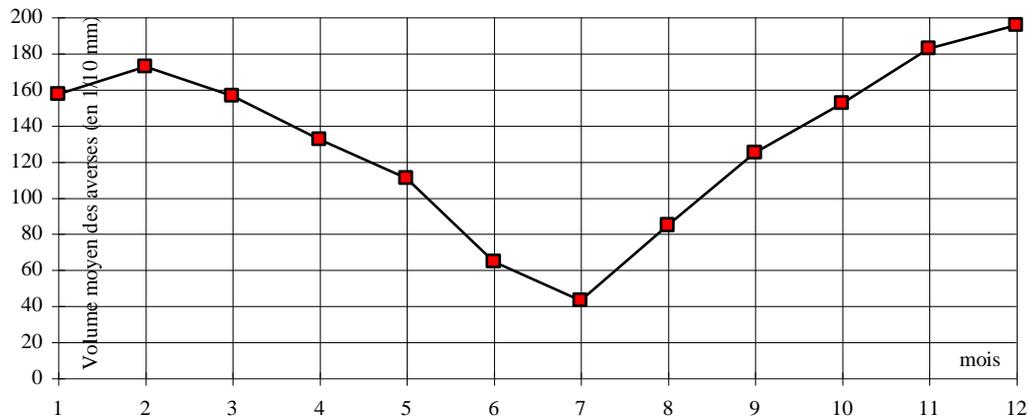


Figure 29. Evolution mensuelle des hauteurs des épisodes (HA).

Parmi les nombreuses formulations possibles, nous retiendrons la suivante, qui fait le mieux le parallèle avec la loi de Gauss :

$$F(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{u^2}{2}} du, \quad \text{avec } u = \frac{\text{Ln}(x) - b}{a}$$

On remarque que l'on passe de la loi de Gauss à la loi de Galton en faisant le changement de variable de x en Ln(x). Pour ajuster les paramètres a et b nous avons adopté la méthode des

moments où en posant $\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$, moyenne des x et $\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n x_i^2 - n\bar{x}^2}{n-1}}$, écart-type des x, on obtient les estimateurs suivants :

$$a = \sqrt{\text{Ln}\left(1 + \frac{\sigma^2}{\bar{x}^2}\right)} \quad \text{et} \quad b = \text{Ln}(\bar{x}) - \frac{1}{2} \text{Ln}\left(1 + \frac{\sigma^2}{\bar{x}^2}\right)$$

Comme le montre la *figure 30*, les ajustements ne sont pas toujours aussi parfaits qu'on pourrait le souhaiter ! Il est assez fréquent de constater que les hauteurs faibles (inférieures à 5 mm) sont plus nombreuses dans les observations que ne le laisserait penser la loi ajustée.

Cette constatation a déjà été faite dans les régions sahéliennes (*Tapsoba, 1997*) et on peut, au moins pour partie, y voir l'effet de mesures imparfaites par du personnel non professionnel :

- non observation des faibles pluies par négligence ;
- attente de la fin de la pluie pour effectuer les relevés ;
- effet de l'évaporation journalière sur de faibles pluies ...

De toute manière l'essentiel pour nous est de reconstituer au mieux les précipitations susceptibles de provoquer du ruissellement et donc supérieures à quelques millimètres.

Dans cette optique, le choix de la loi de Galton se justifie pleinement.

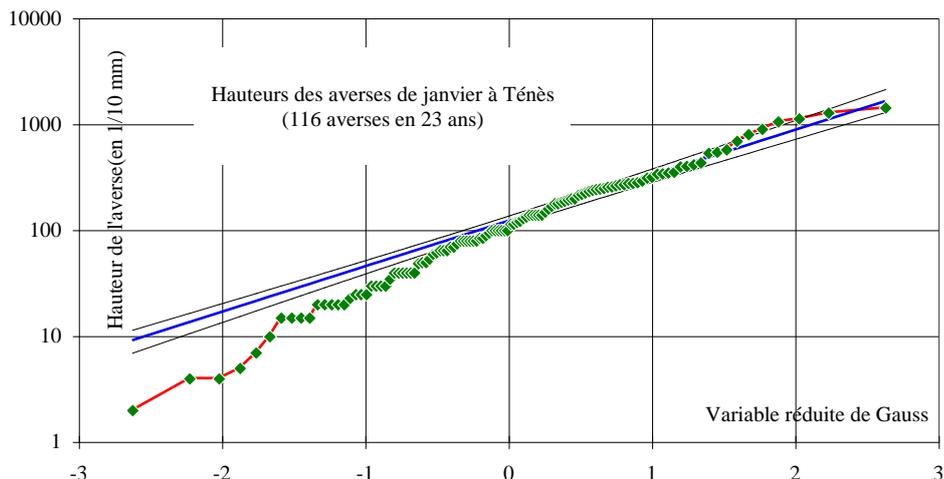


Figure 30. Exemple d'ajustement à une loi de Galton des hauteurs des averse (HA).

b. Distribution statistique des durées des averse (DA)

La distribution des durées des averse est très dissymétrique (Figure 31) cela est dû à la rareté des longues durées de l'averse. Les durées inférieures ou égales à 5 jours représentent la quasi totalité des averse (98%).

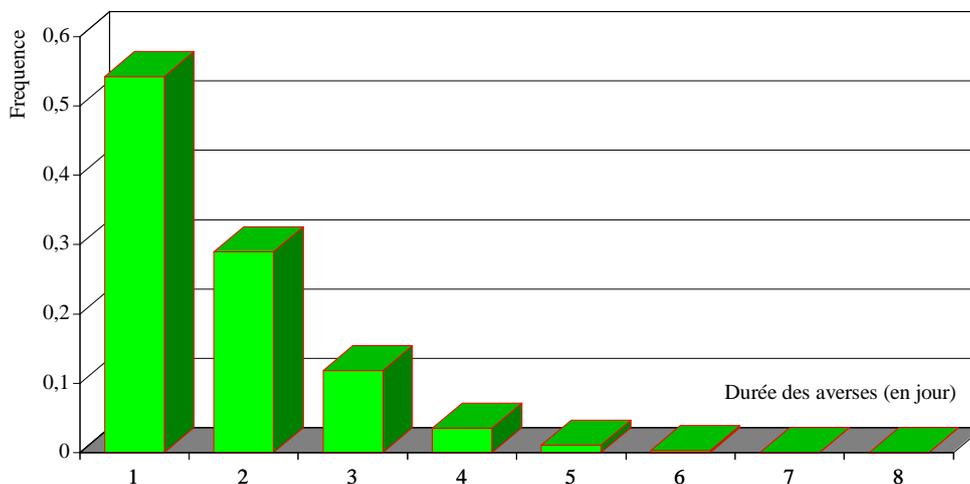


Figure 31. Durée des averse (DA).

En étudiant la distribution des durées des averse mois par mois nous constatons (figure 32) qu'en été (de mai à septembre) les durées moyennes (DA) des averse sont courtes (DA=1,30) alors qu'en hiver et en automne les pluies sont de longue durée (DA=1,60 -1,80).

Cette variable aléatoire est discrète et définie sur l'intervalle 1 à l'infini. On constate qu'en arrondissant aux unités entières les valeurs tirées d'une loi de Galton on obtient un modèle assez bien adapté, quelque soit le mois ou la station (figure 33).

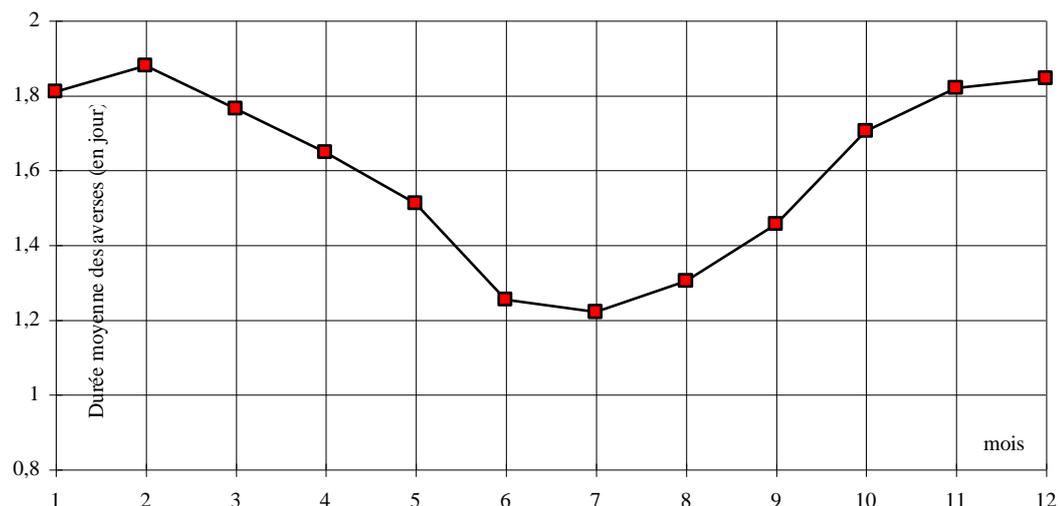


Figure 32. Evolution mensuelle de la durée moyenne(DA).

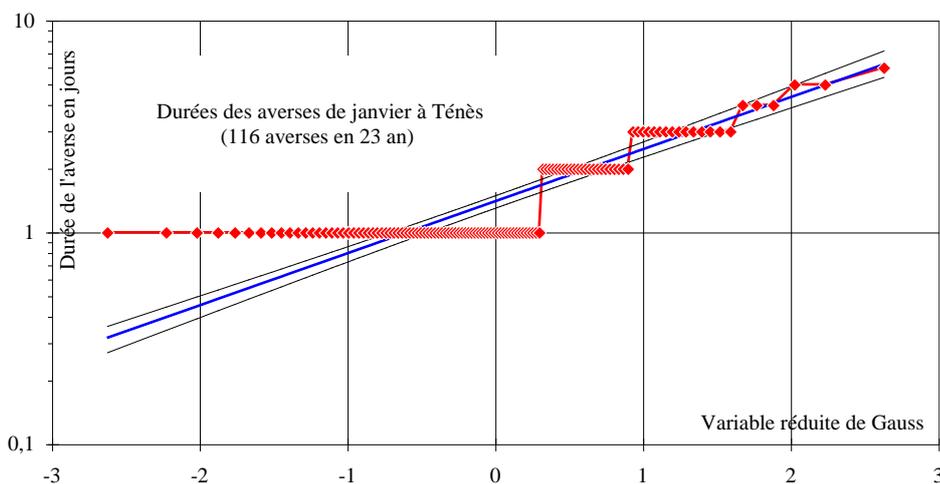


Figure 33. Exemple d'ajustement à une loi de Galton des durées d'averses (DA).

c. Distribution statistique des durées sèches (DS)

La distribution de DS présente une forte dissymétrie (*figure 34*). Les intervalles de temps entre les averses supérieures à 15 jours sont rares, ils représentent moins de 5% de la totalité.

La *figure 35* présente la distribution statistique des intervalles de temps entre les averses au cours de l'année, mois par mois.

Les durées sèches peuvent éventuellement être nulles aussi ne peut-on utiliser directement une loi de Galton. Comme montre la *figure 36*, la durée sèche majorée de 1 ($DS+1$) est cependant bien représentée par une loi de ce type.

Seules les très faibles durées (0 et 1 jours) s'en écartent. Ce biais est à priori peu gênant puisque la pollution accumulée en un nombre si faible de jour est négligeable.

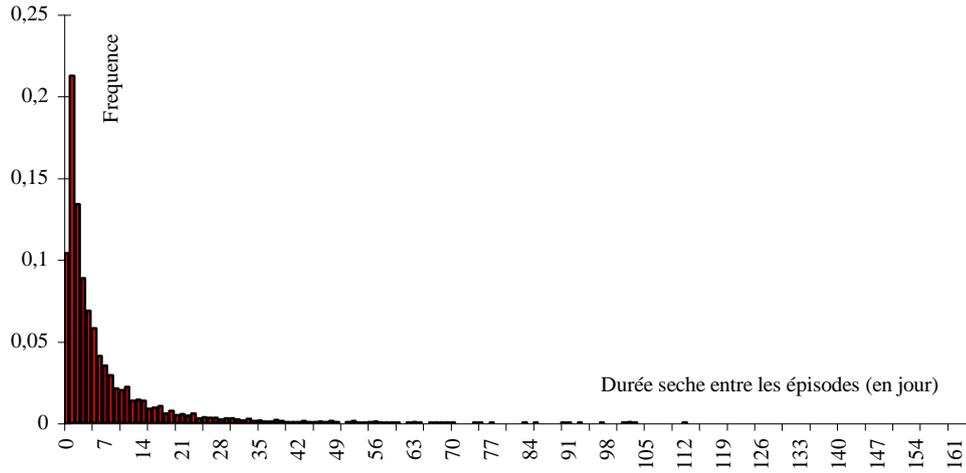


Figure 34. Durée sèche entre des averses (DS).

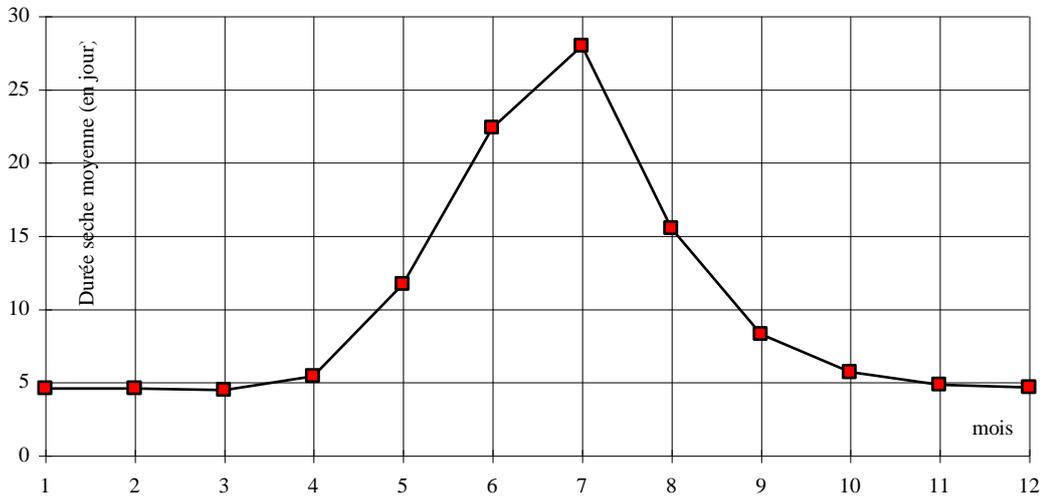


Figure 35. Evolution mensuelle de la durée sèche (DS).

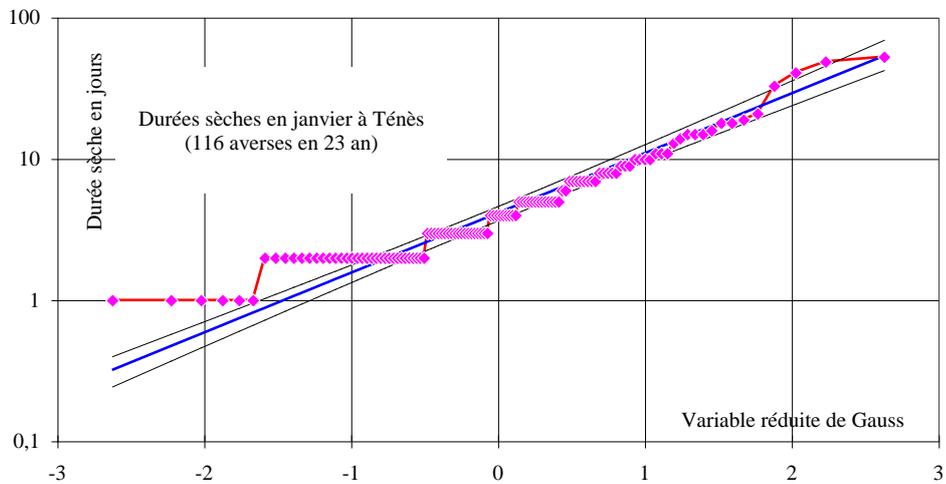


Figure 36. Exemple d'ajustement à une loi de Galton des durées sèches (DS).

2.3. Analyse des liaisons entre variables

Nous venons de voir que les caractéristiques des précipitations journalières pouvaient être modélisées par des distributions log-normales, mais nous n'avons travaillé pour l'instant que sur les distributions marginales, c'est à dire la distribution d'un paramètre indépendamment des valeurs prises par les autres. On peut raisonnablement penser que si ces paramètres sont liés entre eux, il existe une relation linéaire entre leurs logarithmes.

En disposant de 23254 averses nous avons analysé les liaisons entre les variables.

Si l'on traite les caractéristiques des averses on obtient la matrice des coefficients de corrélation suivante (*tableau 7*):

	DA	HA	Hpea	Hema	Rpa	DS
DA	1	0,55	0,41	0,78	-0,81	-0,09
HA		1	0,94	0,44	-0,40	-0,07
Hpea			1	0,33	-0,22	-0,07
Hema				1	-0,63	-0,09
Rpa					1	0,07
DS						1

Tableau 7. Coefficients de corrélation entre les caractéristiques des épisodes.

Nous avons donc testé station par station et mois par mois les relations entre DA, HA et DS. On constate que la durée sèche DS est indépendante de HA ou de DA (coefficients de corrélations inférieurs à 0,1). Par contre la hauteur HA et la durée DA sont corrélées de façons lâches mais statistiquement significatives (coefficients de corrélations de l'ordre de 0,55 en général).

Compte tenu de l'imprécision sur l'estimation statistique de cette valeur, nous avons jugé non-significatives les fluctuations d'un mois ou d'une station à l'autre et adopté une valeur uniforme de 0,55.

CONCLUSION

On peut retenir de ce chapitre que la modélisation des chroniques journalières de précipitations est conditionnée par trois seules variables aléatoires dont deux (HA et DA) sont corrélées assez lâchement.

Ce résultat est cohérent avec les études antérieures, mais il en est une simplification que permettait la nature du problème posé.

Ayant mis en évidence les distributions statistiques de ces trois paramètres nous allons voir comment on peut en tirer un modèle de génération stochastique des averses.

Chapitre V

GENERATEUR STOCHASTIQUE DES PLUIES

INTRODUCTION

Un modèle stochastique de génération de pluie tente de représenter un phénomène physique. Il est constitué d'une part d'un ensemble de variables choisies pour décrire le phénomène, et d'autre part d'un ensemble de relations mathématiques qui lient les variables.

Au cours de ce chapitre, sera décrite la calibration du modèle de génération de hyétogrammes journalières qui est basée sur l'analyse des données.

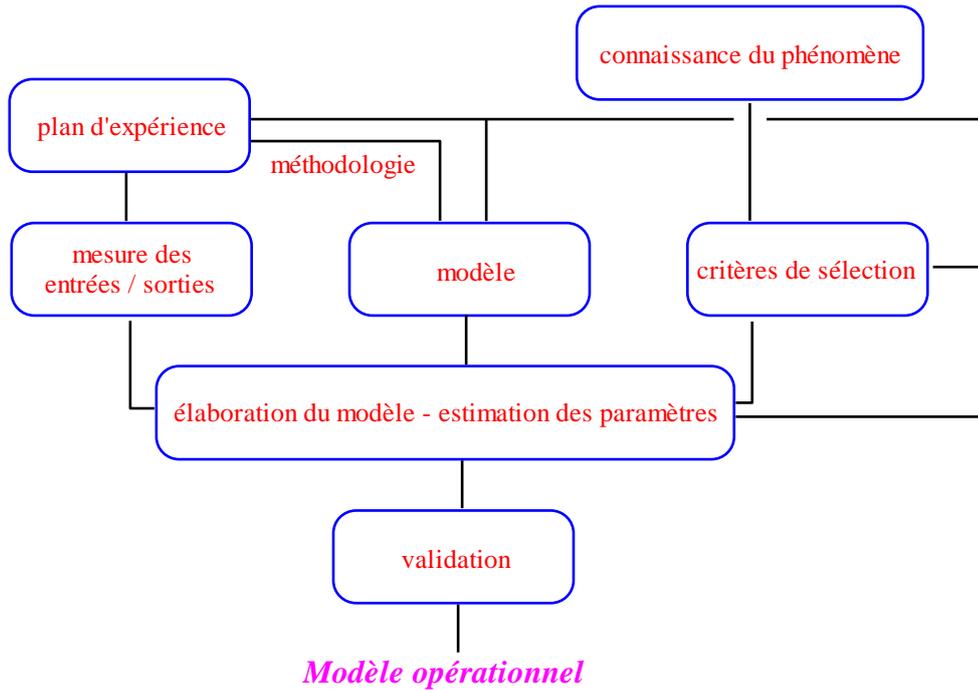


Figure 37. Schéma d'identification du modèle.

La phase de construction du modèle (*figure 37*) est délicate puisqu'elle nécessite une analyse permanente, d'une part, des variables entrant ou sortant du modèle, et d'autre part, de la structure du modèle, pour que celui-ci réalise au mieux l'objectif fixé, soit, dans notre cas, la génération de hyétogrammes journaliers vraisemblables.

Nous allons synthétiser cette démarche et présenter le modèle final.

1. LE GENERATEUR STOCHASTIQUE DES PLUIES ET SES PARAMETRES

Finalement nous pouvons caractériser les pluies journalières en une station à travers un modèle comportant 6 paramètres variant suivant les mois :

Paramètre	Durée de l'averse DA		Hauteur de l'averse HA		Durée sèche DS	
	a	b	a	b	a	b
Janvier	aDA1	bDA1	aHA1	bHA1	aDS1	bDS1
Février	aDA2	bDA2	aHA2	bHA2	aDS2	bDS2
...
i	aDAi	bDAi	aHAi	bHAi	aDSi	bDSi
...
Décembre	aDA12	bDA12	aHA12	bHA12	aDS12	bDS12

Tableau 8. Paramètres du générateur de pluie.

A partir d'une date initiale quelconque D_j d'une première averse, le procédé de génération est alors le suivant (Davtian G., Laborde J.P., 1997):

0 - on associe le mois i à la date D_j ;

1 - on tire aléatoirement une hauteur d'averse HA dans la loi log-normale de paramètres aHAi et bHAi ;

2 - connaissant HA on évalue les paramètres a'DAi et b'DAi de la distribution conditionnelle des durées DA connaissant HA : $a' DAi = 0,55 \frac{b' DAi}{b' HAI} [\ln (HA) - a' HAI + a' DAi]$ et

$$b' DAi = b' DAi \sqrt{1 - 0,55^2} ;$$

3 - on tire aléatoirement une durée d'averse DA dans la loi log-normale de paramètres a'DAi et b'DAi ;

4 - on tire aléatoirement une durée sèche DS (en fait DS+1) dans la loi log-normale de paramètres aDSi et bDSi ;

5 - on évalue alors la date D_{j+1} de la nouvelle averse en faisant $D_{j+1} = D_j + DA + DS$ et on lui associe le mois i pour repartir à l'étape 1.

Ce processus peut être réitéré autant de fois que nécessaire. Pour la validation du modèle nous avons systématiquement généré 2000 averses ce qui correspond à plusieurs décennies (nombre variable suivant les paramètres des stations).

Dans la page suivante nous décrivons un exemple de génération de pluie.

F1	F2	F3	U1	U2	U3	Date	Cumul	Durée	Sec	Mois	aHA	aDA	aDS	bHA	bDA	bDS
0,27	0,85	0,04	-0,61	1,02	-1,75	1/01/65	52	2	0	1	0,992	0,515	0,864	4,546	0,543	1,223
0,10	0,64	0,30	-1,27	0,37	-0,52	3/01/65	27	1	1	1	0,992	0,515	0,864	4,546	0,543	1,223
0,40	0,33	0,33	-0,26	-0,44	-0,45	5/01/65	73	1	1	1	0,992	0,515	0,864	4,546	0,543	1,223
0,88	0,41	0,18	1,17	-0,23	-0,90	7/01/65	301	2	1	1	0,992	0,515	0,864	4,546	0,543	1,223
0,39	0,85	0,63	-0,28	1,04	0,32	10/01/65	72	2	3	1	0,992	0,515	0,864	4,546	0,543	1,223
0,07	0,56	0,64	-1,48	0,16	0,35	15/01/65	22	1	4	1	0,992	0,515	0,864	4,546	0,543	1,223
0,28	0,10	0,20	-0,59	-1,27	-0,85	20/01/65	52	1	1	1	0,992	0,515	0,864	4,546	0,543	1,223
0,75	0,32	0,75	0,67	-0,46	0,67	22/01/65	183	2	5	1	0,992	0,515	0,864	4,546	0,543	1,223
0,25	0,23	0,78	-0,68	-0,75	0,76	29/01/65	48	1	6	1	0,992	0,515	0,864	4,546	0,543	1,223
0,97	0,83	0,64	1,87	0,94	0,37	5/02/65	579	4	3	2	0,892	0,473	0,888	4,690	0,582	1,159
0,44	0,95	0,92	-0,16	1,61	1,42	12/02/65	94	3	10	2	0,892	0,473	0,888	4,690	0,582	1,159
0,56	0,22	0,08	0,16	-0,76	-1,39	25/02/65	126	1	0	2	0,892	0,473	0,888	4,690	0,582	1,159
0,66	0,90	0,80	0,41	1,29	0,84	26/02/65	157	3	6	2	0,892	0,473	0,888	4,690	0,582	1,159
0,20	0,80	0,66	-0,83	0,83	0,41	7/03/65	40	2	4	3	0,999	0,490	0,771	4,508	0,546	1,366
0,17	0,47	0,04	-0,97	-0,07	-1,78	13/03/65	35	1	0	3	0,999	0,490	0,771	4,508	0,546	1,366
0,49	0,47	0,81	-0,04	-0,07	0,88	14/03/65	88	2	7	3	0,999	0,490	0,771	4,508	0,546	1,366
0,06	0,51	0,17	-1,54	0,01	-0,97	23/03/65	20	1	1	3	0,999	0,490	0,771	4,508	0,546	1,366
0,76	0,96	0,62	0,69	1,77	0,31	25/03/65	181	4	4	3	0,999	0,490	0,771	4,508	0,546	1,366
0,87	0,03	0,03	1,13	-1,93	-1,89	2/04/65	235	1	0	4	0,965	0,478	0,874	4,364	0,496	1,400

0 - on associe le mois i à la date Dj ;

5/2/65 ---> 2

1 - on tire aléatoirement une hauteur d'averse HA dans la loi de Galton de paramètres aHAi et bHAi ;

on tire F1 = 0,97 dans une distribution uniforme sur]0 , 1[

on lui associe la variable réduite de Gauss U1 = 1,87

on calcule Ln(HA) = 1,87 * 0,892 + 4,690 = 6,36

on calcule HA = e^{6,36} = 579 (1/10 mm)

2 - connaissant HA on évalue les paramètres a'DAi et b'DAi de la distribution conditionnelle des durée DA

connaissant HA : $a' DA_i = 0,55 \frac{b DA_i}{b HA_i} [\text{Ln} (HA) - a HA_i + a DA_i]$ et

$a' DA_i = a DA_i \sqrt{1 - 0,55^2}$;

b'DAi = 0,55 * 0,473/0,892 *(6,36-4,690) + 0,582 = 1,069

a'DAi = 0,473 $\sqrt{1 - 0,55^2}$ = 0,317

3 - on tire aléatoirement une durée d'averse DA dans la loi de Galton de paramètres a'DAi et b'DAi ;

on tire F2=0,83 dans une distribution uniforme sur]0 , 1[

on lui associe la variable réduite de Gauss U2 = 0,94

on calcule Ln(DA) = 0,94 * 0,317 + 1,069 = 1,367

on calcule DA = e^{1,367} = 3,92 arrondi à 4

4 - on tire aléatoirement une durée sèche DS (en fait DS+1) dans la loi de Galton de paramètres aDSi et bDSi ;

on tire F3=0,64 dans une distribution uniforme sur]0 , 1[

on lui associe la variable réduite de Gauss U3 = 0,37

on calcule Ln(DS+1) = 0,37 * 0,888 + 1,159 = 1,488

on calcule (DS+1) = e^{1,488} = 4,43 --> DS = 3,43 arrondi à 3

5 - on évalue alors la date Dj+1 de la nouvelle averse en faisant Dj+1 = Dj + DA + DS et on lui associe le mois i

pour repartir à l'étape 1.

le 5/2/65 + 4 jours de pluie + 3 jours secs donne le 12/2/65

2. VALIDATION DU MODELE

La conception du générateur est basée sur l'analyse statistique de trois paramètres DA, HA et DS, dont il reproduit le comportement observé. Cependant il existe plusieurs causes potentielles de dysfonctionnement : modèles de distribution des lois marginales et conditionnelles mal adaptés, paramètres mal ajustés ...

Pour valider notre modèle nous avons choisi d'étudier des paramètres qui n'ont en rien servi à son établissement : les 12 cumuls mensuels et les 12 nombres d'averses par mois. Comme le montrent les *figures 38, 39 et 40* les résultats sont très satisfaisants.

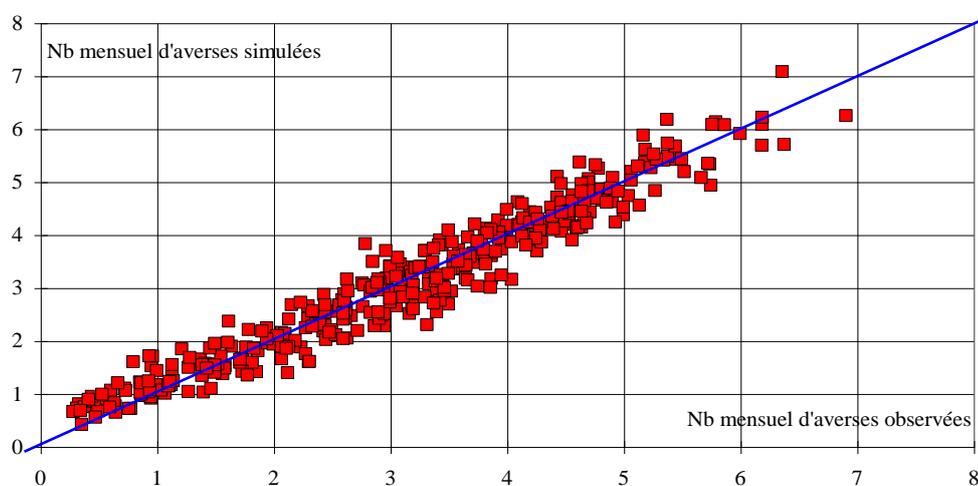


Figure 38. Comparaison des nombres mensuels d'averses observées et simulées ($\rho = 0,970$).

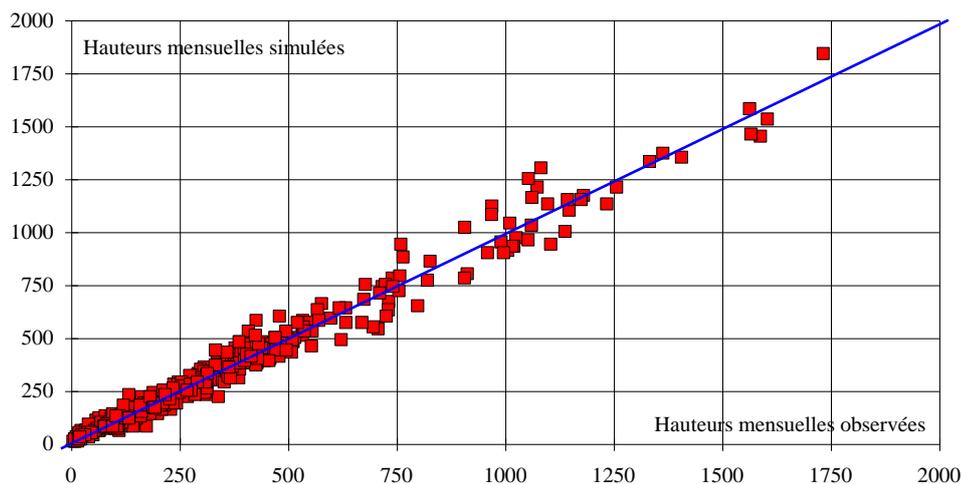


Figure 39. Comparaison des hauteurs mensuelles observées et simulées ($\rho = 0,988$).

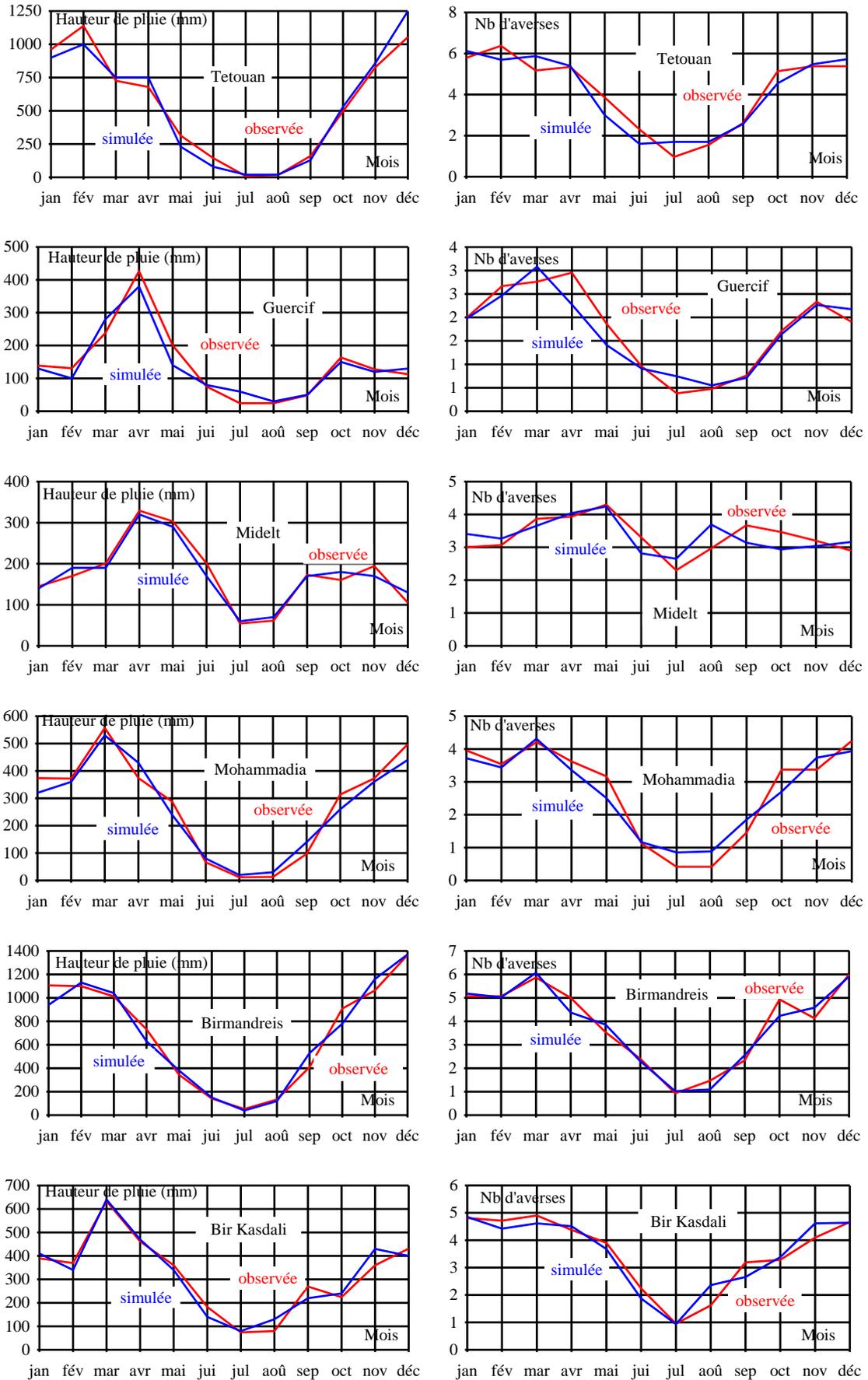


Figure 40. Hauteurs mensuelles et nombres mensuels d'averses observées et simulées.

3. GENERALISATION DU MODELE

L'inconvénient majeur réside non pas tellement dans son nombre de paramètres (72), que dans la nécessité pour le caler, de disposer de chroniques journalières. L'idée était donc de trouver une méthode pour évaluer ces paramètres à partir d'un nombre restreint d'informations pluviométriques.

3.1. Variabilité et redondance des paramètres

Il paraissait vraisemblable que les paramètres soient liés entre eux, aussi a-t-on procédé à une analyse en composante principale sur une matrice comportant 72 variables (les valeurs prises par les paramètres) et 31 observations (les postes pluviométriques). On constate que la part de la variance expliquée par les deux premières composantes est relativement faible (*figure 41*).

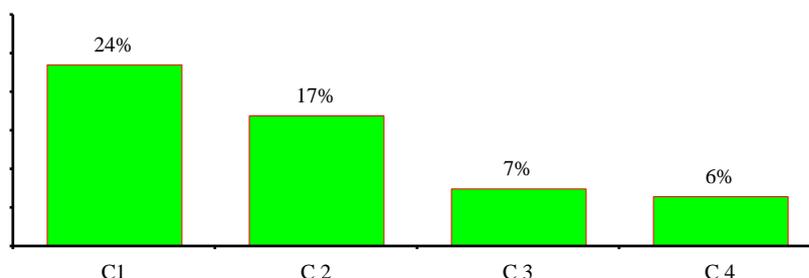


Figure 41. Pourcentage d'inertie expliquée par les premières composantes.

Ceci tient au fait que les paramètres varient relativement peu d'une station à l'autre et qu'une bonne part de leur variance est due au "bruit" dans leurs estimations.

La projection des variables sur les deux premières composantes montre cependant un comportement assez clair et cohérent (*figure 42*) :

- la première composante exprime essentiellement la variabilité des paramètres de durées DA et DS. Ces deux paramètres varient en sens opposé ;
- la seconde composante sert essentiellement à expliquer les paramètres liés aux hauteurs d'averse HA, et pour une moindre mesure les durée sèches d'été.

A ce stade de l'analyse on pouvait penser que nos 72 paramètres du modèle pouvaient se ramener à la connaissance des seules deux valeurs prises par C1 et C2. Mais comment les évaluer à partir d'informations pluviométriques simples ?

3.2. Paramètres du générateur d'après les observations mensuelles et annuelles

Nous avons donc tenté de retrouver des estimations des valeurs prises par C1 et C2 pour chacun des mois de l'année en fonction des hauteurs mensuelles et annuelles de précipitations sur les différentes stations.

On constate que les valeurs prises par C1 sont très étroitement liées aux hauteurs moyennes interannuelles de précipitations comme le montre la *figure 43*.

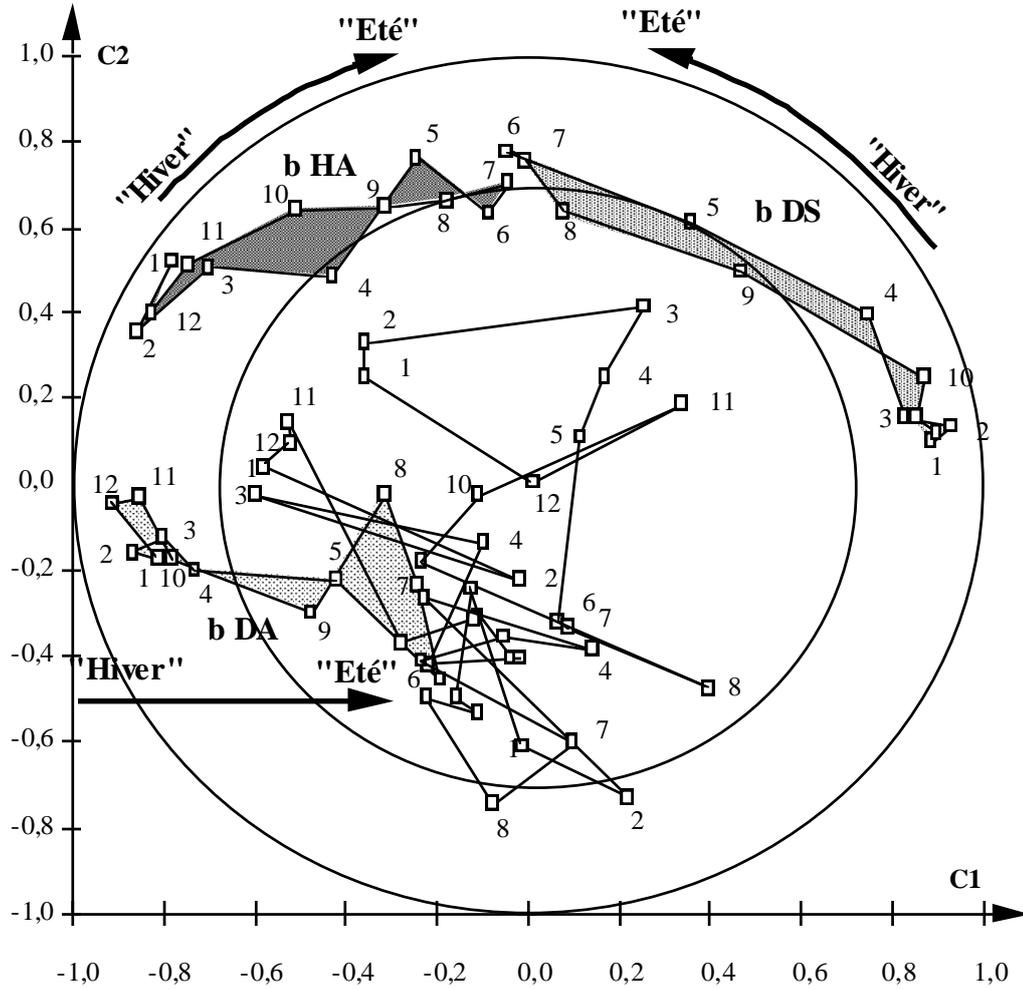


Figure 42. Projection sur les deux premières composantes principales des paramètres mensuels du générateur.

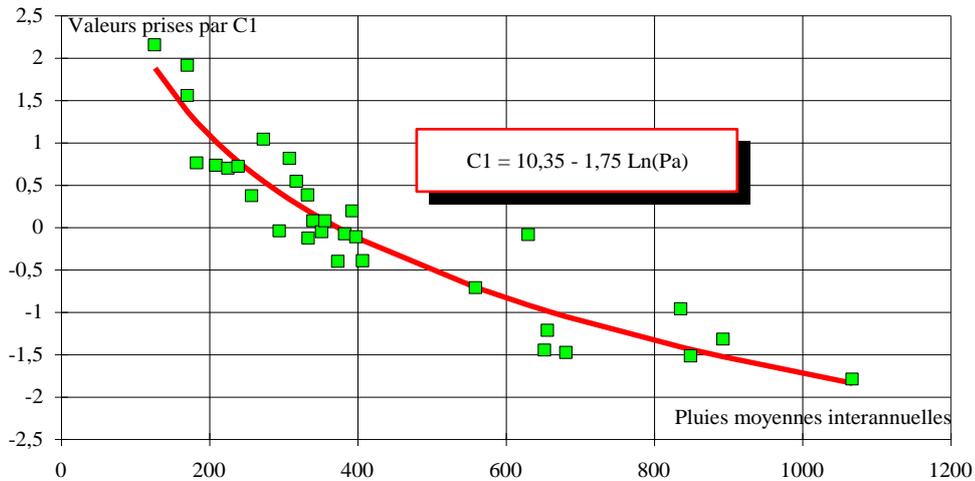


Figure 43. Estimation des valeurs prises par C1 en fonction de la pluie moyenne interannuelle ($\rho = 0,94$).

Par contre il nous a été impossible de trouver une relation satisfaisante pour estimer les valeurs de C2 : pas de relation statistique avec les pluies mensuelles, pas d'organisation régionale ... En désespoir de cause nous avons dû nous résoudre à admettre que la deuxième composante présentait des fluctuations aléatoires inexplicables par les hauteurs mensuelles et annuelles de précipitations et nous avons donc admis que C2 était constante spatialement et égal à 0.

Dans ces conditions tout paramètre peut se déduire de la hauteur de la pluie annuelle (Pa) par une relation du type :

$$\text{Par.} = c + d \text{ Ln}(\text{Pa}).$$

Le *tableau 9* donne pour chaque paramètre les valeurs des coefficients c et d.

A titre d'exemple si la pluie Pa est de 600 mm le paramètre bHA9 sera égal à :

$$\text{bHA9} = 2,04 + 0,296 \text{ Ln}(600) = 3,933$$

Par.	c	d	Par.	c	d	Par.	c	d
aHA1	0,97	0,003	aDA1	0,146	0,057	aDS1	0,610	0,039
aHA2	1,19	-0,047	aDA2	0,465	0,001	aDS2	0,586	0,047
aHA3	0,68	0,049	aDA3	0,210	0,043	aDS3	1,158	-0,060
aHA4	1,14	-0,027	aDA4	0,435	0,007	aDS4	1,184	-0,048
aHA5	0,94	0,014	aDA5	0,381	0,016	aDS5	1,184	-0,027
aHA6	0,65	0,063	aDA6	0,404	0,002	aDS6	0,951	-0,009
aHA7	1,17	-0,038	aDA7	0,292	0,010	aDS7	0,792	-0,021
aHA8	0,83	0,026	aDA8	0,246	0,019	aDS8	1,139	-0,075
aHA9	0,68	0,058	aDA9	0,365	0,012	aDS9	0,567	0,043
aHA10	0,84	0,022	aDA10	0,327	0,025	aDS10	0,777	0,013
aHA11	0,73	0,045	aDA11	0,240	0,042	aDS11	1,085	-0,036
aHA12	0,86	0,032	aDA12	0,236	0,042	aDS12	0,885	-0,001
bHA1	-0,11	0,722	bDA1	-0,774	0,204	bDS1	5,47	-0,659
bHA2	-0,92	0,869	bDA2	-0,916	0,232	bDS2	4,85	-0,573
bHA3	1,16	0,519	bDA3	-0,672	0,189	bDS3	4,12	-0,427
bHA4	2,85	0,234	bDA4	-0,440	0,145	bDS4	3,05	-0,255
bHA5	3,19	0,139	bDA5	-0,134	0,079	bDS5	3,21	-0,207
bHA6	3,21	0,059	bDA6	0,014	0,031	bDS6	2,48	0,040
bHA7	2,72	0,063	bDA7	-0,078	0,038	bDS7	3,05	0,008
bHA8	1,81	0,230	bDA8	-0,075	0,040	bDS8	2,99	-0,058
bHA9	2,04	0,296	bDA9	-0,159	0,070	bDS9	3,61	-0,261
bHA10	1,60	0,428	bDA10	-0,555	0,156	bDS10	4,67	-0,505
bHA11	0,11	0,688	bDA11	-0,686	0,189	bDS11	5,01	-0,575
bHA12	-1,73	0,989	bDA12	-0,866	0,218	bDS12	4,95	-0,576

Tableau 9. Coefficients c et d pour le calcul des paramètres du modèle.

3.3. Validation du modèle généralisé

A partir du *tableau 9*, et en introduisant les pluies moyennes interannuelles de chaque station nous avons pu à nouveau générer 2000 averse et en déduire les hauteurs mensuelles simulées ainsi que le nombre mensuel d'averses. La comparaison aux valeurs réellement observées montre des liaisons plus lâches qu'au paragraphe 4 mais tout à fait acceptables (*figures 44, 45*).

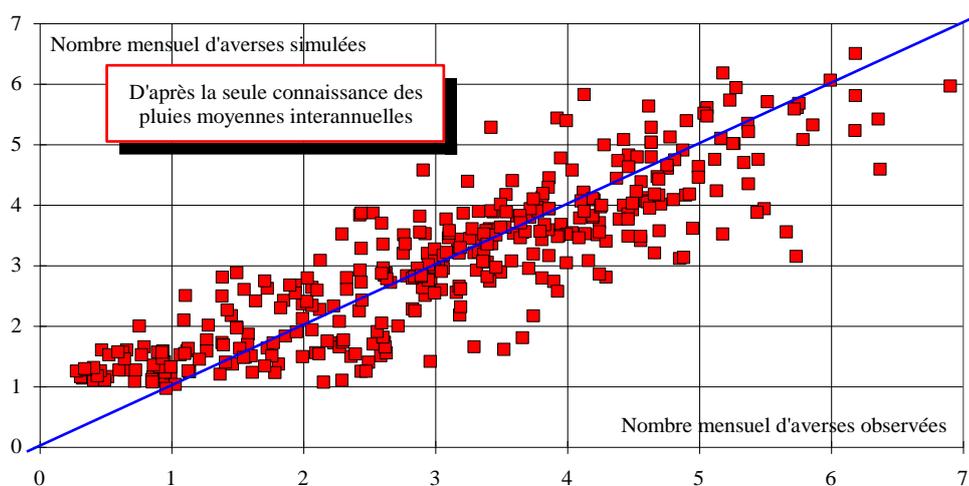


Figure 44. Comparaison du nombre mensuel d'averses observées et simulées d'après le modèle généralisé ($\rho = 0,875$).

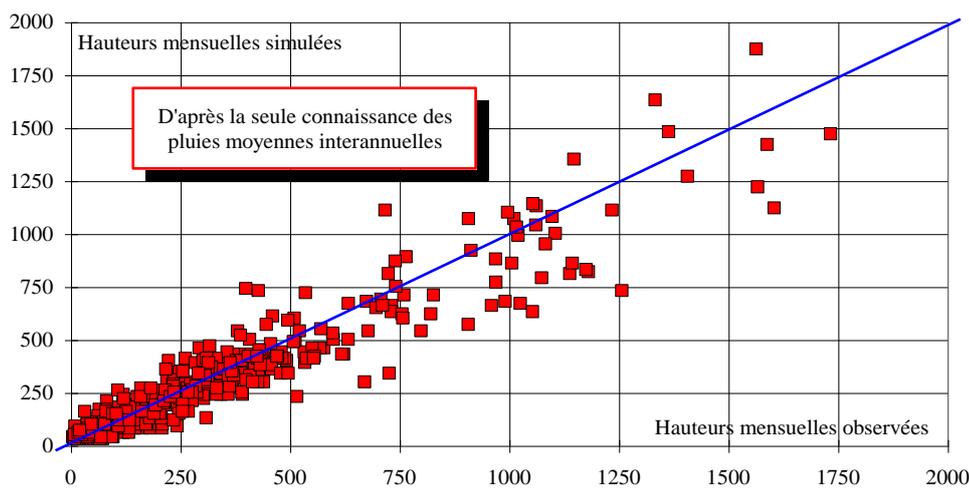


Figure 45. Comparaison des hauteurs mensuelles observées et simulées d'après le modèle généralisé ($\rho = 0,942$).

CONCLUSION

Les conclusions que l'on peut tirer de ce travail sont de deux ordres :

- le premier est pratique et concerne l'utilisation du générateur à des fins hydrologiques,
- le second est beaucoup plus général et a trait à la climatologie de la zone.

Le modèle que nous venons de décrire permet de générer correctement des séries d'averses et de périodes sèches tout au long de l'année. De ce point de vue il répond parfaitement aux besoins hydrologiques exprimés. Son calage doit être effectué de préférence sur des chroniques journalières de précipitations. Cependant en ne connaissant que la seule pluie moyenne interannuelle, il est encore possible de générer des séries d'averses et de périodes sèches relativement réalistes.

La généralisation du générateur a montré que le paramètre climatique de loin le plus important était la pluie moyenne interannuelle. On constate sur la *figure 42* que si cette pluie augmente (les valeurs prises par C1 augmentent) ceci se traduit principalement par une augmentation des durées sèches aDS pendant la période humide (octobre à avril) et une diminution des durées des averses aDA durant cette même période. Il existe également une augmentation des hauteurs d'averses aHA, mais elle est moins importante.

On retrouve ici sous une autre forme, les observations faites par *Tabsoba (1997)* qui constatait qu'en Afrique sahélienne la sécheresse de ces dernières décennies était due à une diminution du nombre des averses mais qu'il y avait constance de leur intensité.

Notre étude qui porte sur une région voisine mais au climat méditerranéen, et sur une période quasi commune d'observation (1970-1995), montre que les sites les plus arrosés sont ceux où se produisent le plus grand nombre d'averses mais que l'intensité de ces averses est relativement moins variable.

3^{EME} PARTIE

**ANALYSE SPATIALE DES PRECIPITATIONS ET
CARTOGRAPHIE SYNTHETIQUE**

On dit «la pluie». Mais il y a toutes sortes de pluies : la pluie maudite, qui tombe à longueur de journée et de semaine, faisant déborder les rivières et inondant les villes. La pluie bénie après la grosse chaleur, qui rafraîchit l'atmosphère et vous aide à reprendre souffle; les cours d'eau retrouvent leur vitalité, les racines s'étendent sous la terre. Pluies d'hiver glacées, pluies d'été qui tournent en grêle, pluies battantes des typhons équatoriaux, moussons incessantes de l'Inde...

Piero Scanziani

Chapitre VI

ANALYSE DES PLUIES PONCTUELLES

INTRODUCTION

Les précipitations font partie des paramètres climatiques qui présentent une forte variabilité spatiale et temporelle.

Les pays du Maghreb, fondamentalement arides, se caractérisent par d'importantes variations des apports d'eau au cours de l'année. Certaines régions connaissent des excédents d'eau (comme à Zitouna, Ain Drahâm, etc.) alors que d'autres sont déficitaires. Pour ces raisons, la description des précipitations à une échelle spatio-temporelle fine intéresse un large éventail de secteurs d'activité : lagunage, gestion des risques naturels (dégâts dus aux inondations), hydrologie, agriculture.

Notre zone d'étude présente des cumuls de précipitations particulièrement contrastés, et de fortes différences entre les valeurs extrêmes (Tozeur : < 110 mm ; Zitouna : 1580 mm ; Outat Oulad Hadj < 130 mm ; Ain Drahâm : 1575 mm). Cette variabilité est due en partie au relief tourmenté de la zone d'étude (effets de barrière, etc).

Il apparaît nécessaire de quantifier les variations spatiales de la pluviométrie, d'autant plus que la zone d'étude dispose d'un réseau de mesure relativement dense, adapté aux nouveaux modes de cartographie des précipitations.

Des méthodes spécifiques d'interpolation des données climatiques ont été utilisées dans notre travail. Elles nous permettent d'établir rapidement et de façon objective les cartes de précipitations.

1. LES HAUTEURS ANNUELLES DE PRECIPITATIONS

Les données pluviométriques disponibles étaient très hétérogènes tant du point de vue de la fiabilité des mesures que de la durée des séries d'observation. Nous avons tout d'abord travaillé sur les stations pluviométriques les plus longues et les plus fiables.

1.1. Choix de la période de référence

La période de référence à laquelle on s'intéressera n'est généralement pas fixée à l'avance. Ce n'est qu'un compromis entre une bonne couverture spatiale de la zone à étudier et des estimations statistiques fiables. Dans notre travail nous sommes parti des observations sur les 120 séries pluviométriques réputées les plus fiables et les plus longues. Une analyse des données disponibles nous ont conduit à choisir comme référence une période continue de trente ans, allant de 1965 à 1994 (les normes de l'O.M.M. préconisent de calculer les normales sur des périodes de 30 ans).

Il faut préciser que toute l'étude a été effectuée sur des années allant du 1^{er} janvier au 31 décembre.

1.2. Choix d'un modèle statistique

Comme les travaux antérieurs en Algérie (Chaumont M., Paquin C., 1971, Aissani B., 1983) nous avons constaté que les distributions statistiques des hauteurs de pluies mensuelles et annuelles présentaient une nette dissymétrie positive. Les moyens de calcul à notre disposition actuellement, nous permettent de tester les différents types de modèles de distribution sur un très grand nombre de stations.

Il nous est apparu que le modèle de distribution «racine - normale» permet de rendre compte de la quasi - totalité des séries pluviométriques les plus fiables et les plus longues.

La *figure 46* présente pour la zone d'étude (6 stations pour le Maroc, 22 stations pour l'Algérie, et 4 stations pour la Tunisie) l'ajustement à une loi «racine - normale».

On constate sur les données réellement observées et non encore homogénéisées que la loi «racine - normale» est bien adaptée depuis le site très pluvieux de Ain Drahâm en Tunisie, jusqu'aux sites arides de Midelt et Ain Beni Mathar au Maroc.

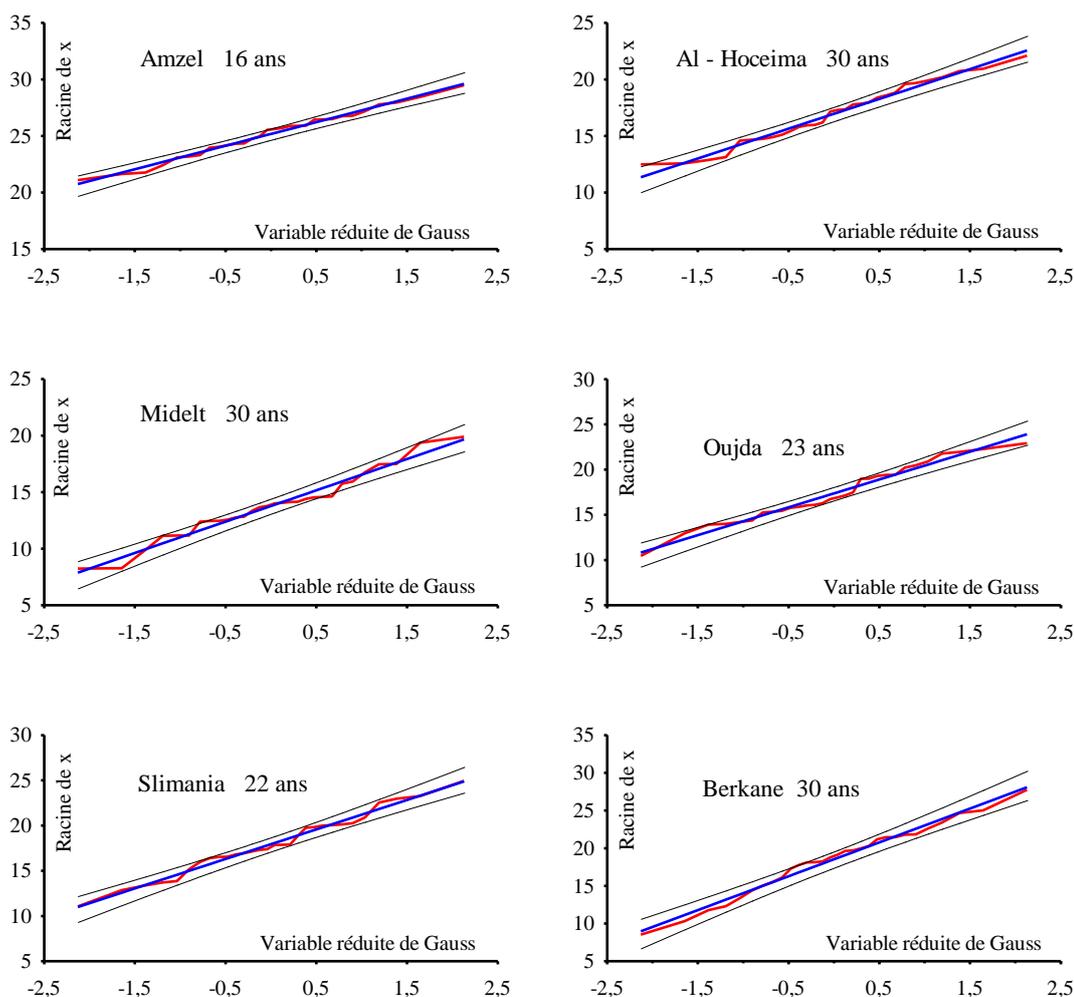


Figure 46. Ajustement à une loi «racine - normale» des pluies annuelles.

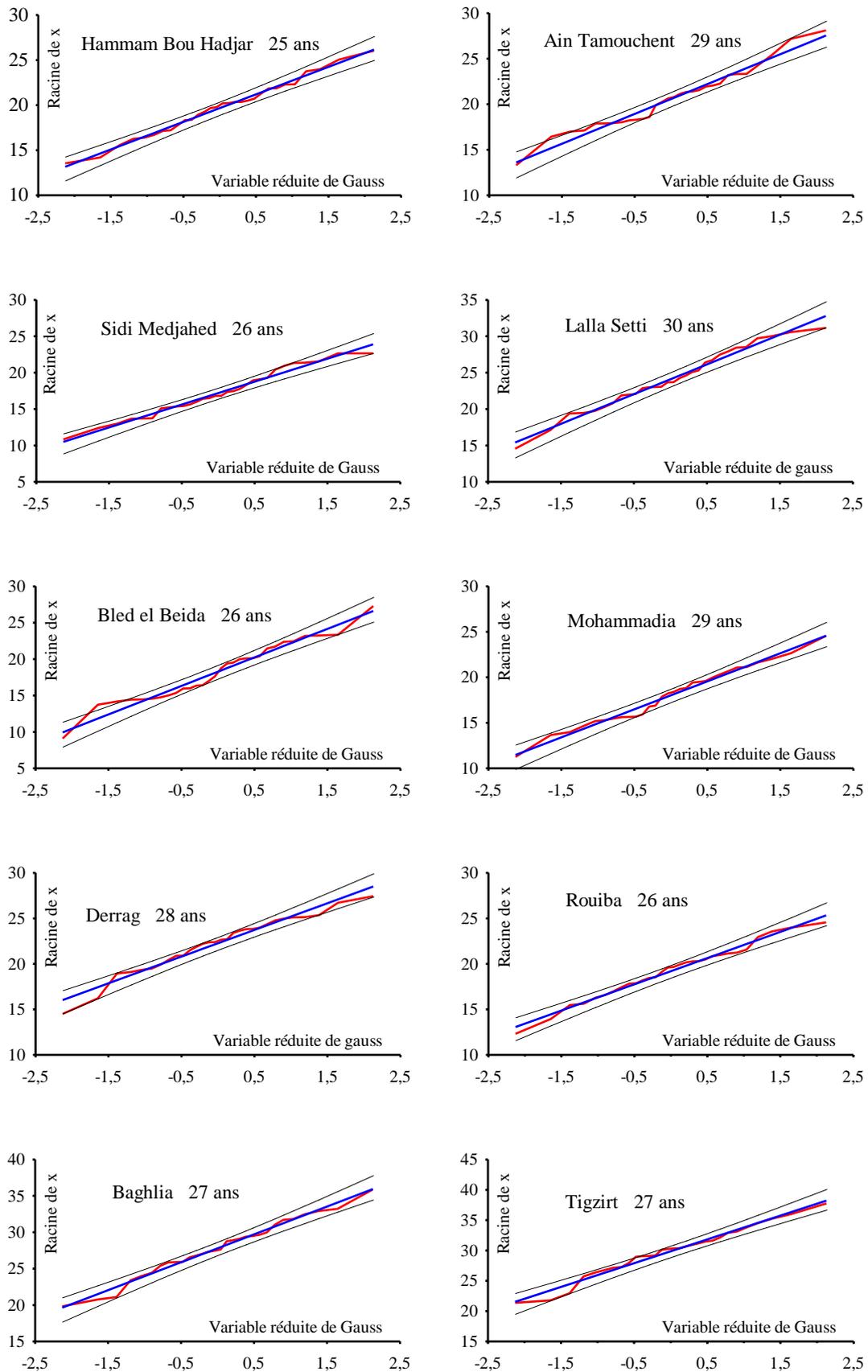


Figure 46. Ajustement à une loi «racine - normale» des pluies annuelles (suite).

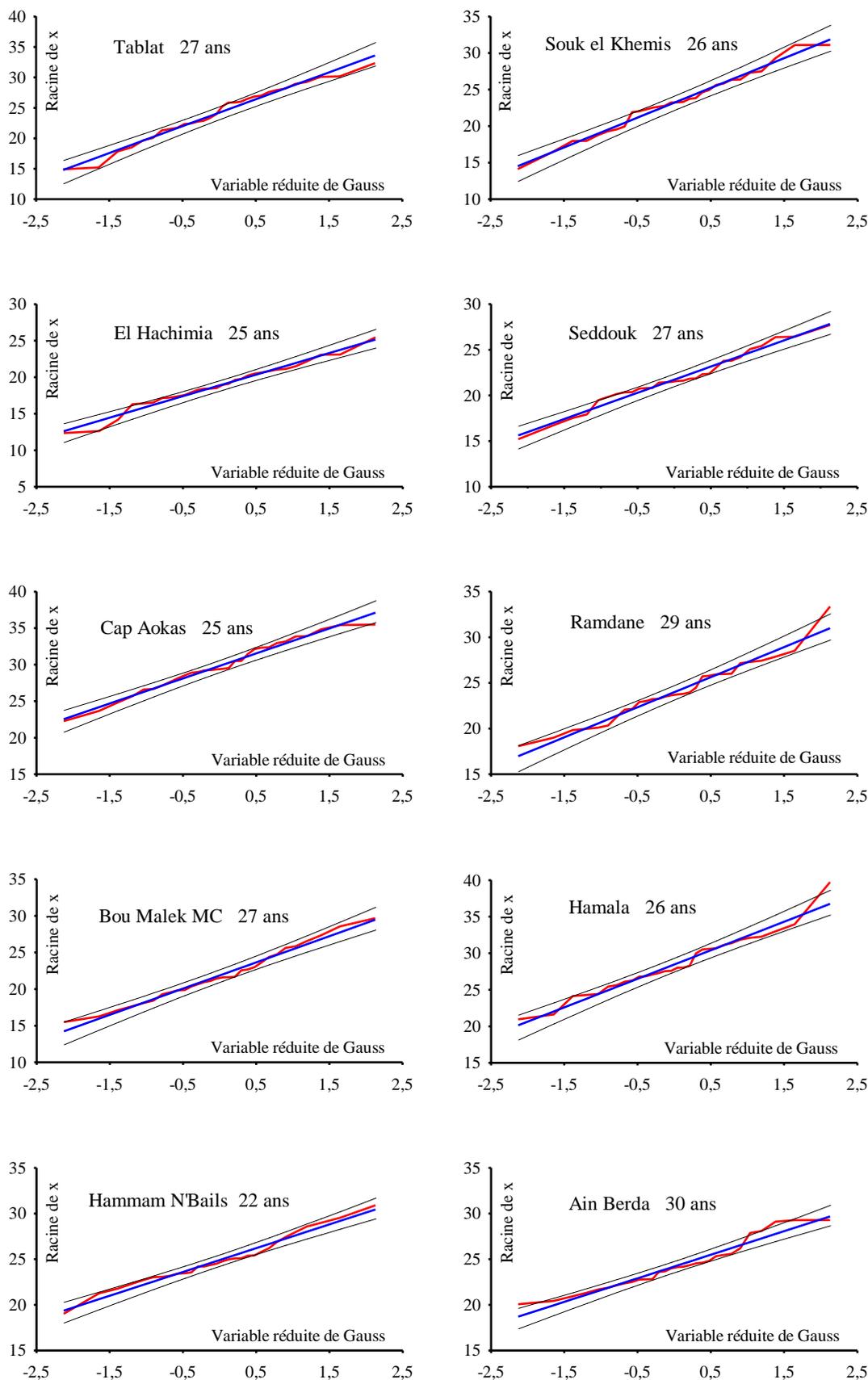


Figure 46. Ajustement à une loi «racine - normale» des pluies annuelles (suite).

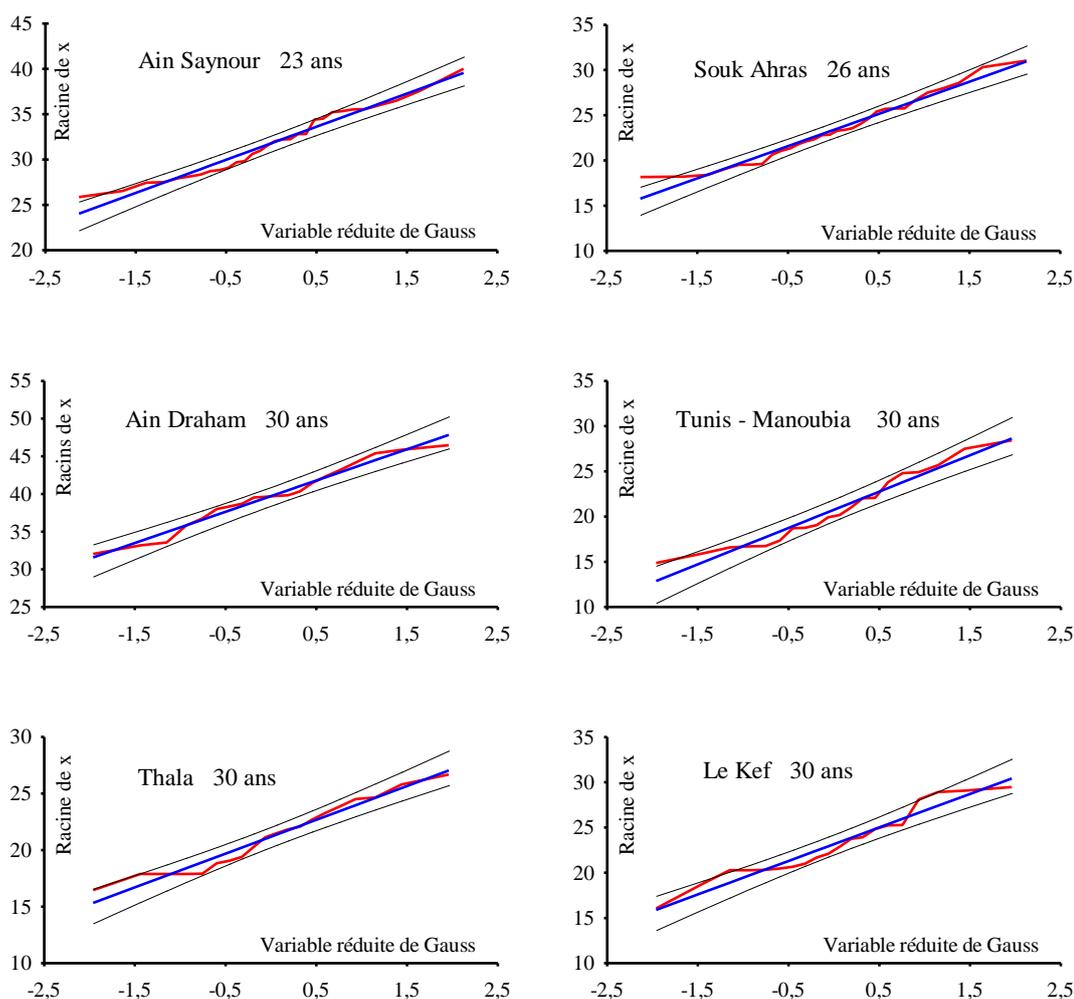


Figure 46. Ajustement à une loi «racine - normale» des pluies annuelles (*fin*).

1.3. Homogénéisation des données

La meilleure façon de reconstituer les séries manquantes paraît être de faire des régressions par rapport à un certain nombre de vecteurs régionaux. Cette technique, exposée lors de récents colloques, est en voie de devenir classique. Nous nous proposons de prendre comme vecteurs régionaux les composantes principales obtenues par la méthode d'Analyse en Composante Principale (A.C.P.) (*annexe B3*) sur la matrice des coefficients de corrélation.

a. Analyse des résultats de l'A.C.P.

A l'échelle mensuelle, la démarche type aurait été de combler chaque lacune mensuelle par régression linéaire avec la station fonctionnant et présentant le meilleur coefficient de corrélation pour le mois considéré. Mais cette démarche est quasiment impraticable à cause du nombre de corrélations à envisager et la multiplicité des tests pour déterminer la meilleure solution.

Nous avons choisi une démarche beaucoup plus simple que nous estimons suffisante pour combler sans erreur majeure les lacunes mensuelles. Lorsqu'il y avait 3 ou de moins de 3 mois lacune dans une année, nous avons remplacé chaque valeur mensuelle manquante par la moyenne interannuelle du mois correspondant. Ce seuil, qui représente 25% du total annuel, peut être considéré comme acceptable car il n'influe que peu le total.

Après ce comblement partiel à l'échelle mensuelle nous aurions dû obtenir un échantillon de 120 variables observées pendant 30 années. Mais ces observations sont incomplètes puisque sur les 3600 stations - années que l'on devrait avoir, nous n'en avons que 3326, soit 92,4 %. La *figure 47* nous montre que toutes les stations disposent au moins 26 années d'observation sur la période de référence.

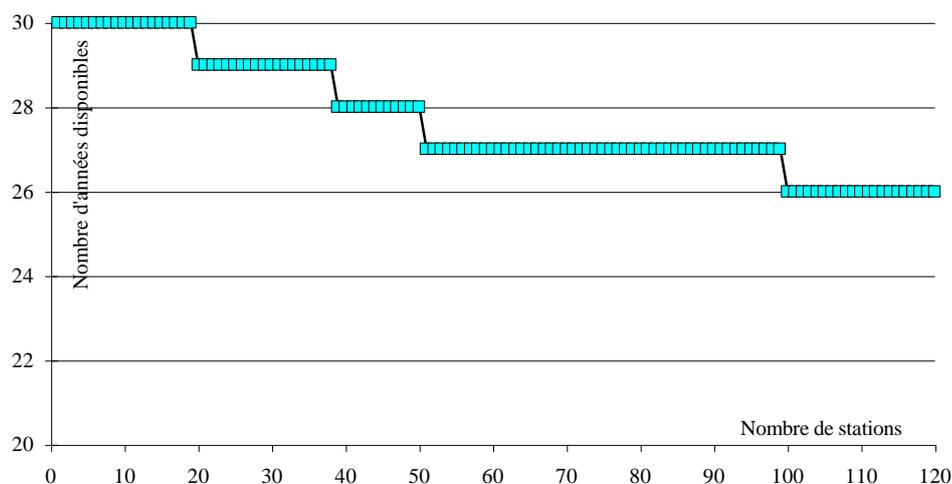


Figure 47. Nombre de stations en fonction du nombre d'années disponibles.

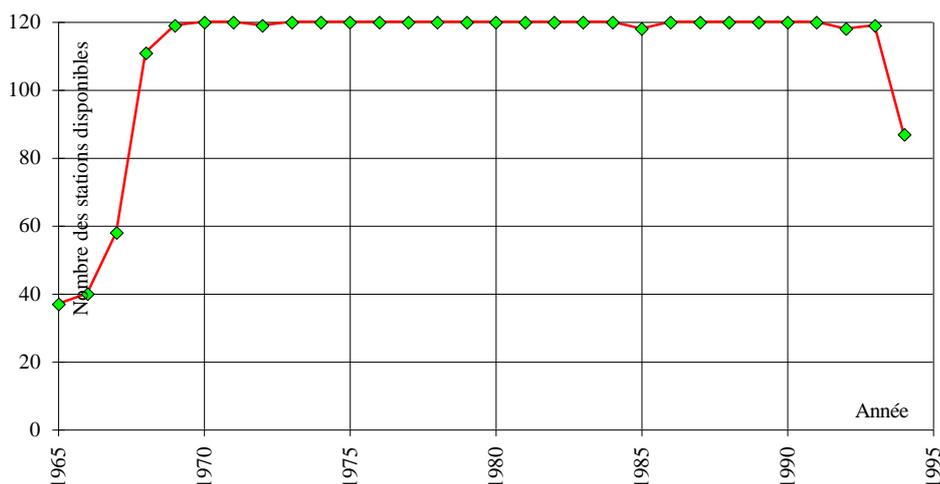


Figure 48. Répartition temporelle du nombre de stations disponibles.

De même on constate que quelque soit l'année, les observations sont disponibles sur au moins 83 des 120 stations utilisées, pour toute la période considérée à l'exception des années 1965-1967 (*figure 48*).

Pour commencer la construction des vecteurs régionaux nous avons d’abord choisi les 120 stations pluviométriques les plus longues et les plus fiables.

Mais parmi ces 120 stations, toutes les séries ne sont pas complètes sur la période de référence. Il a donc fallu d’abord procéder à un comblement des lacunes. Dans *l’annexe C1* nous présentons un exemple de données de base pour une station pluviométrique.

Comme dans le cas précédent, nous avons tenté de combler les lacunes par régression simple avec des stations proches et disponibles, mais nous avons dû y renoncer, essentiellement parce que la stabilité de ces stations était rarement établie. Nous avons donc tenté une approche plus globale permettant de combler des données.

Cette approche s’appuie sur les propriétés de l’A.C.P. Elle a déjà été utilisée dans l’étude sur les pluies annuelles de l’Algérie du Nord (*PNUD/ANRH, 1993*). Plusieurs publications ont tenté d’en vulgariser l’utilisation (*Laborde J.P., 1995*). Il nous paraît quand même bon d’en rappeler la teneur.

L’analyse en composante principale nous permet de reconstituer la pluie $Xe(i,j)$ pour une année i en une station j à partir des observations $c(i,1), c(i,2) \dots c(i,nc)$ pour l’année i sur les nc composantes, et des projections $a(1,j), a(2,j), \dots a(nc,j)$ de la variable j sur les nc composantes :

$$Xe(i,j) = MX(j) + SX(j) * \{a(1,j) c(i,1) + a(2,j) c(i,2) + \dots + a(k,j) c(i,k) + \dots + a(nc,j) c(i,nc)\}$$

où $MX(j)$ et $SX(j)$ sont la moyenne et l’écart - type des précipitations annuelles à la station j .

Cette estimation $Xe(i,j)$ diffère bien sûr de la valeur vraie $X(i,j)$ mais cette dernière peut très bien être entachée d’erreurs accidentelles ou systématiques. Par contre $Xe(i,j)$ est la valeur «la plus probable» compte - tenu de ce qui s’est passé sur l’ensemble du domaine et qui est représenté par les valeurs prises par les composantes.

Peut-on utiliser cette estimation $Xe(i,j)$ pour combler une lacune à l’année i et à la station j ? Pas directement. En effet l’Analyse en Composante Principale doit être faite sur une matrice $[X]$ complète avec $no = 30$ observations (années) et $nv = 120$ variables (stations) :

$$[X] = \begin{pmatrix} X(1,1) & X(1,2) & \dots & X(1,j) & \dots & X(1,nv) \\ X(2,1) & X(2,2) & \dots & X(2,j) & \dots & X(2,nv) \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ X(i,1) & X(i,2) & \dots & X(i,j) & \dots & X(i,nv) \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ X(no,1) & X(no,2) & \dots & X(no,j) & \dots & X(no,1nv) \end{pmatrix}$$

Malheureusement cette matrice comporte des «trous» correspondant aux lacunes d’observations. Ayant montré que les variables sont essentiellement «racine-normales» (cf. §1.2. Choix d’un modèle statistique), il suffit de remplacer chaque observation par sa racine carrée pour obtenir de nouvelles variables notées x de distribution normale et ainsi de se rapprocher des conditions dans lesquelles on peut envisager des régressions linéaires.

$$[X] = \begin{vmatrix} X(1,1) & X(1,2) & \dots & X(1,j) & \dots & \text{lacune} \\ X(2,1) & \text{lacune} & \dots & X(2,j) & \dots & X(2,nv) \\ \dots & \dots & \dots & \text{lacune} & \dots & \dots \\ X(i,1) & X(i,2) & \dots & X(i,j) & \dots & X(i,nv) \\ \text{lacune} & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ X(\text{no},1) & X(\text{no},2) & \dots & \text{lacune} & \dots & X(\text{no},1nv) \end{vmatrix}$$

Nos séries pluviométriques se ramènent alors à une matrice [x] présentant des lacunes que nous comblerons ainsi :

$$x(i,j) = \sqrt{X(i,j)}$$

$$[x] = \begin{vmatrix} x(1,1) & x(1,2) & \dots & x(1,j) & \dots & \text{lacune} \\ x(2,1) & \text{lacune} & \dots & x(2,j) & \dots & x(2,nv) \\ \dots & \dots & \dots & \text{lacune} & \dots & \dots \\ x(i,1) & x(i,2) & \dots & x(i,j) & \dots & x(i,nv) \\ \text{lacune} & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x(\text{no},1) & x(\text{no},2) & \dots & \text{lacune} & \dots & x(\text{no},1nv) \end{vmatrix}$$

Supposons que nous calculions les moyennes expérimentales $M_{x0}(j)$ des racines carrées pour chaque variable j et sur les seules années réellement observées :

$$[M_{x0}] = |M_{x0}(1) \quad M_{x0}(2) \quad \dots \quad M_{x0}(j) \quad \dots \quad M_{x0}(nv)|$$

On peut alors, dans une première étape, remplacer chaque valeur manquante $x(i,j)$ par la moyenne interannuelle M_{x0} . On obtient alors une première matrice complète [xo] :

$$[x_0] = \begin{vmatrix} x(1,1) & x(1,2) & \dots & x(1,j) & \dots & M_{x0}(nv) \\ x(2,1) & M_{x0}(2) & \dots & x(2,j) & \dots & x(2,nv) \\ \dots & \dots & \dots & M_{x0}(j) & \dots & \dots \\ x(i,1) & x(i,2) & \dots & x(i,j) & \dots & x(i,nv) \\ M_{x0}(1) & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x(\text{no},1) & x(\text{no},2) & \dots & M_{x0}(j) & \dots & x(\text{no},1nv) \end{vmatrix}$$

Nous effectuons alors une A.C.P. sur cette matrice [xo] et obtenons les projections des variables $[a_1]$ et des observations $[c_1]$ sur les quatre premières composantes principales pouvant avoir une signification physique :

$$[a_1] = \begin{vmatrix} a_1(1,1) & a_1(1,2) & \dots & a_1(1,j) & \dots & a_1(1,120) \\ a_1(2,1) & a_1(2,2) & \dots & a_1(2,j) & \dots & a_1(2,120) \\ a_1(3,1) & a_1(3,2) & \dots & a_1(3,j) & \dots & a_1(3,120) \\ a_1(4,1) & a_1(4,2) & \dots & a_1(4,j) & \dots & a_1(4,120) \end{vmatrix}$$

$$[c_1] = \begin{vmatrix} c_1(1,1) & c_1(1,2) & c_1(1,3) & c_1(1,4) \\ c_1(2,1) & c_1(2,2) & c_1(2,3) & c_1(2,4) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ c_1(i,1) & c_1(i,2) & c_1(i,3) & c_1(i,4) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ c_1(30,1) & c_1(30,2) & c_1(30,3) & c_1(30,4) \end{vmatrix}$$

... ainsi que les matrices des moyennes $[Mx_1]$ et écart- types $[Sx_1]$:

$$[Mx_1] = |Mx_1(1) \quad Mx_1(2) \quad \dots \quad Mx_1(j) \quad \dots \quad Mx_1(nv)|$$

$$[Sx_1] = |Sx_1(1) \quad Sx_1(2) \quad \dots \quad Sx_1(j) \quad \dots \quad Sx_1(nv)|$$

Il est alors possible de reconstituer chaque observation manquante $x(i,j)$ par une nouvelle valeur estimée $xe(i,j)$:

$$xe_1(i,j) = Mx_1(j) + Sx_1(j) * \{a_1(1,j) c_1(i,1) + a_1(2,j) c_1(i,2) + a_1(3,j) c_1(i,3) + a_1(4,j) c_1(i,4)\}$$

Cette estimation n'est pas encore très précise puisque l'A.C.P. a été effectuée sur une matrice «bouchée» à partir de moyennes interannuelles, cependant $xe_1(i,j)$ est une meilleure estimation que $Mx_0(j)$ puisqu'elle tient compte des observations aux autres stations pour cette année j . On peut donc réitérer le processus en remplaçant dans la matrice $[x_0]$ chaque $Mx_0(j)$ par les $xe_1(i,j)$ adaptés. On obtient ainsi une nouvelle matrice $[x_1]$:

$$[x_1] = \begin{vmatrix} x(1,1) & x(1,2) & \dots & x(1,j) & \dots & xe_1(1,nv) \\ x(2,1) & xe_1(2,2) & \dots & x(2,j) & \dots & x(2,nv) \\ \dots & \dots & \dots & xe_1(\dots,j) & \dots & \dots \\ x(i,1) & x(i,2) & \dots & x(i,j) & \dots & x(i,nv) \\ xe_1(\dots,2) & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x(no,1) & x(no,2) & \dots & xe_1(nv,j) & \dots & x(no,1nv) \end{vmatrix}$$

On recommence alors une A.C.P. sur la matrice $[x_1]$ permettant d'obtenir de nouvelles matrices $[a_2]$, $[c_2]$, $[Mx_2]$ et $[Sx_2]$ d'où l'on tirera de nouvelles estimations $xe_2(i,j)$. En recommençant le processus on se rend compte que les $xe_k(i,j)$ convergent lorsque k augmente, vers une valeur qui ne dépend plus de la valeur initiale imposée $Mx_0(j)$ mais des seules observations disponibles sur l'ensemble des autres stations.

A chaque itération nous modifions les estimations pour les 274 observations manquantes. Nous avons à chaque fois noté la moyenne et l'écart-type de l'erreur réduite ainsi que la plus forte modification en valeur absolue. Ces résultats sont reportés sur la *figure 49*. On y constate que toutes les caractéristiques des écarts d'une itération à l'autre suivent sensiblement une exponentielle décroissante et que le processus est pratiquement stabilisé dès la 7^{ème} itération.

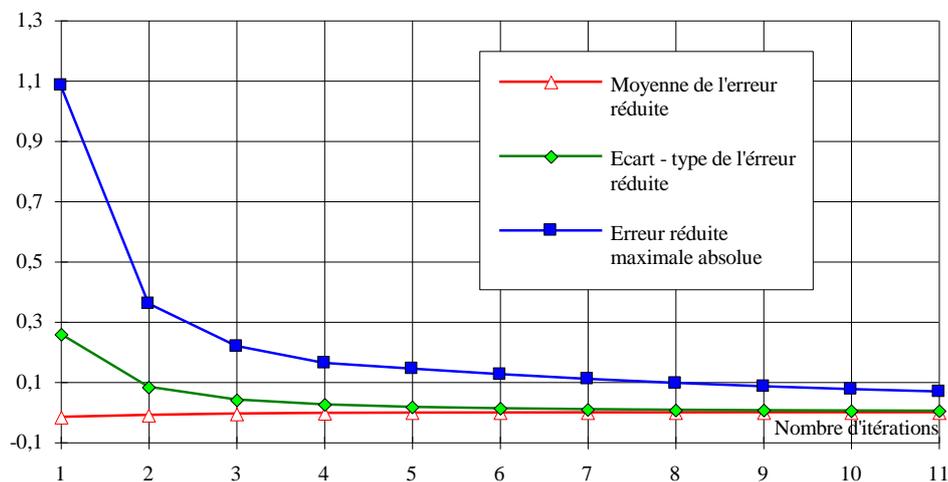


Figure 49. Modifications des écarts en fonction du nombre d'itérations.

En analysant les résultats de l'analyse en composantes principales à la dernière itération (*tableau 10 et figure 50*), nous remarquons que les quatre premières composantes expliquent 73% de la variance totale.

On y constate qu'une bonne part de la variance (64%) est accaparée par les deux seules premières composantes et qu'à partir de la troisième composante, la part expliquée devient très faible (moins 5%).

	C1	C2	C3	C4	C5
Valeurs propres	62,88	13,43	6,54	5,34	4,07
Variances expliquées	52%	12%	5%	4%	3%
Variances cumulées	52%	64%	69%	73%	77%

Tableau 10. Valeurs propres, variances expliquées et cumulées des composantes.

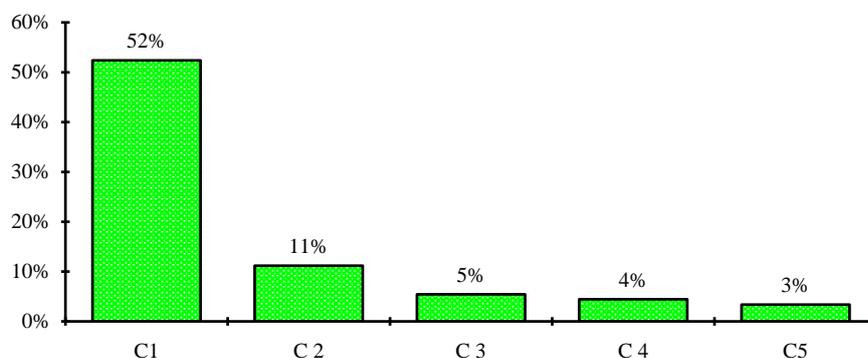


Figure 50. Pourcentage d'inertie expliquée par les composantes principales.

De ce fait, on peut penser que seules les deux premières composantes traduisent le comportement naturel des précipitations et qu'à partir de la troisième composante nous avons à faire à un «bruit» imputable aux anomalies de mesure.

Les analyses qui suivent confortent cela.

- *Projections des variables sur les composantes.*

Dans l'annexe C2 nous avons rassemblé toutes les projections des variables sur les composantes. Nous avons reporté sur les cartes ci-dessous les différentes stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec les composantes principales.

On constate que toutes les stations sont corrélées positivement avec la première composante et que ce coefficient décroît lorsque l'on s'éloigne de la zone centrale (*figure 51*). Ce résultat était tout-à-fait prévisible puisque la première composante explique le comportement «moyen» des pluies annuelles sur la zone d'étude. Il est donc normal que les stations les mieux corrélées soient au centre de la zone.

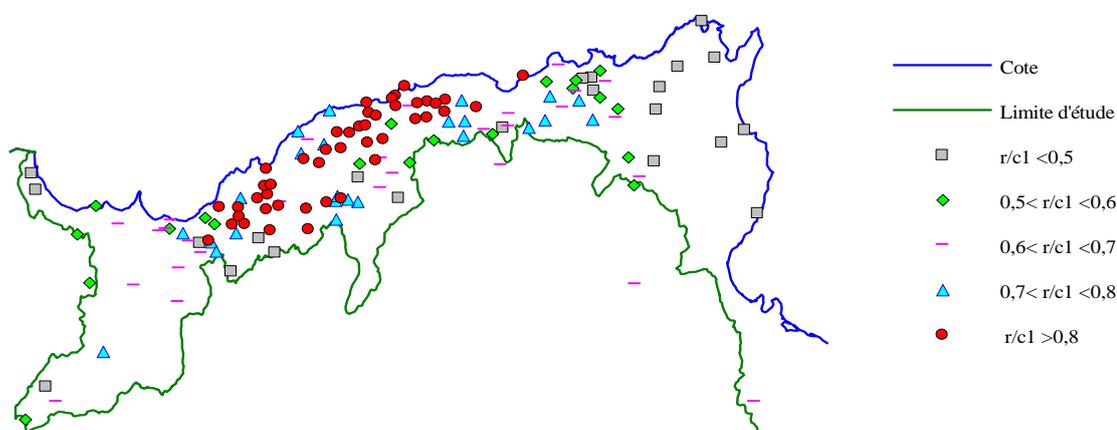


Figure 51. Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la première composante principale (C1).

La carte suivante (*Figure 52*) montre assez clairement que la seconde composante sépare l'Est de l'Ouest de la zone d'étude.

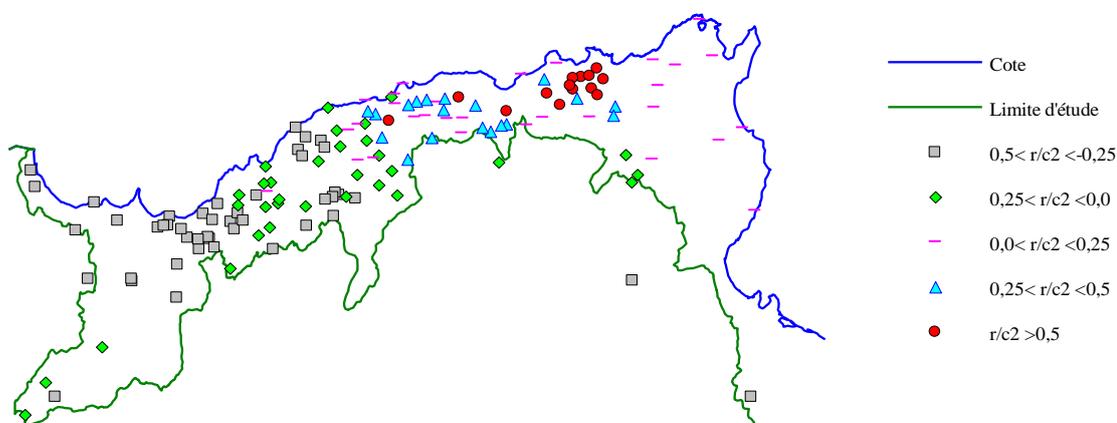


Figure 52. Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la seconde composante principale (C2).

A l'Ouest les variables sont corrélées négativement avec la seconde composante, alors que les premières le sont positivement. En ce qui concerne la Tunisie, il est difficile d'analyser le graphique avec toute confiance. En effet pour la période la plus récente (1990-1994) nous n'avons aucune information sur la Tunisie. Dans ces conditions la technique de comblement de «trous» est poussée dans ses limites et il est possible d'avoir à faire à des artefactes.

La structure spatiale pour la troisième composante est encore assez nette avec une opposition entre le région centrale nord corrélée négativement et les régions sud, sud-est et sud-ouest corrélée positivement (*figure 53*).

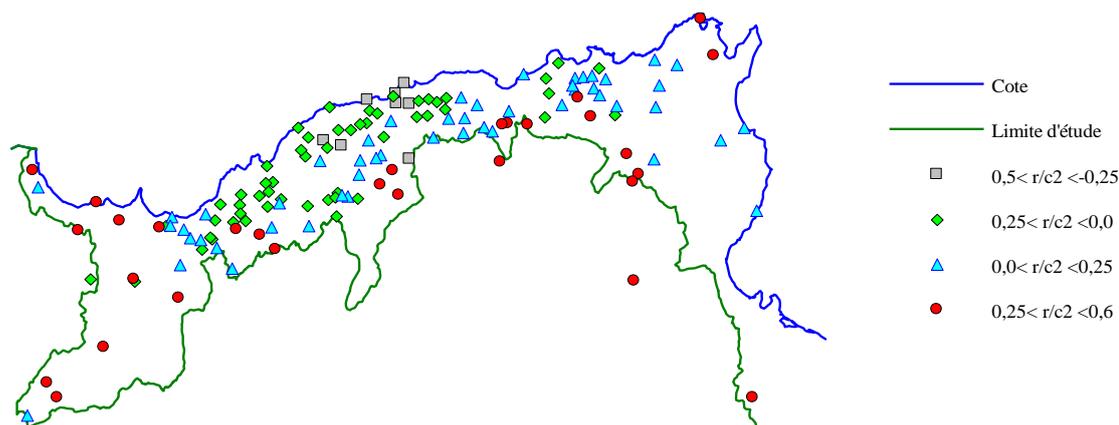


Figure 53. Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la troisième composante principale (C3).

Enfin, à partir de la quatrième composante, toute structure spatiale nette disparaît (*figure 54*).

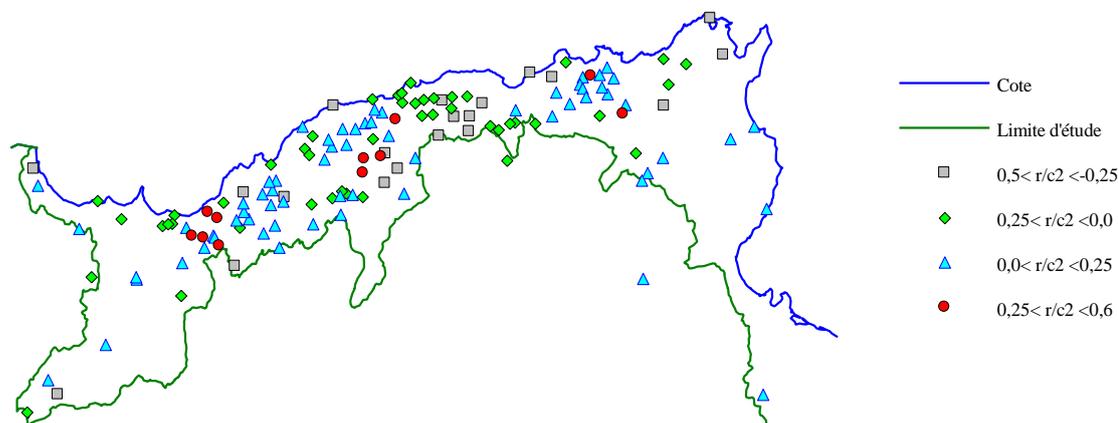


Figure 54. Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la quatrième composante principale (C4).

- Régression multiple entre les variables et les trois premières composantes

Puisque seules les trois premières composantes ont une structure spatiale, les autres composantes ne peuvent qu'expliquer des comportements communs à des stations pourtant sans lien spatial.

Il est très vraisemblable que ces stations ne se ressemblent que par des comportements atypiques à des périodes assez voisines (erreurs accidentelles simultanées, etc...).

Une façon simple de détecter les stations présentant des anomalies est donc de les ranger par ordre en fonction du coefficient de corrélation multiple $R/c1c2c3(j)$ avec les trois premières composantes :

$$R/c1c2c3(j) = \{a(1,j)^2 + a(2,j)^2 + a(3,j)^2\}^{1/2}$$

Cette démarche peut également se faire sur le coefficient de corrélation multiple avec les deux seules premières composantes $R/c1c2(j)$. Nous avons reporté sur le graphique suivant (Figure 9) les $R/c1c2(j)$ et $R/c1c2c3(j)$ rangés par ordre croissant.

Si on considère qu'un coefficient de corrélation multiple est satisfaisant au dessus de 0,60, le graphique ci-dessous (figure 55) montre que l'introduction de la troisième composante ne rend satisfaisant le coefficient de seulement cinq stations.

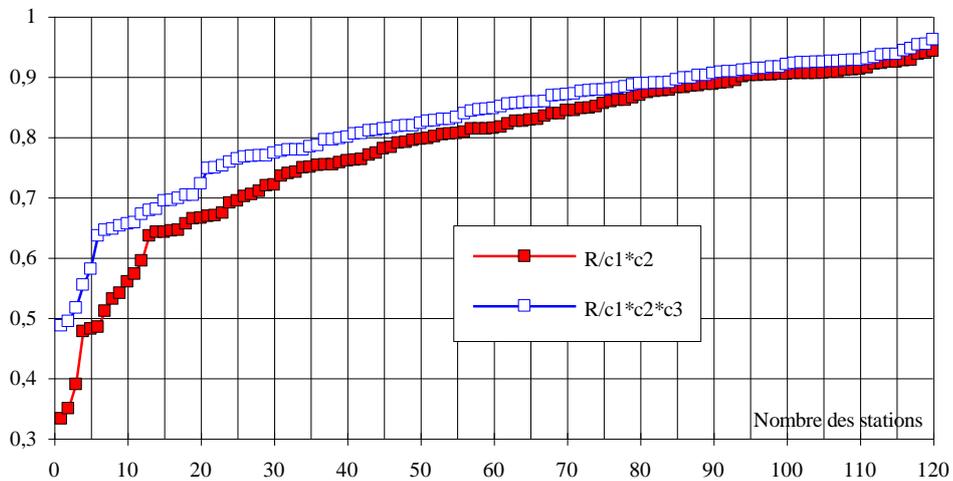


Figure 55. Coefficients de corrélations multiples $R/c1c2(j)$ et $R/c1c2c3(j)$.

- Projections des observations sur les composantes.

On trouvera dans l'annexe C2 toutes les projections des observations sur les composantes.

Voici à présent trois graphiques montrant les projections des années sur les trois premières composantes (figure 56, 57, et 58).

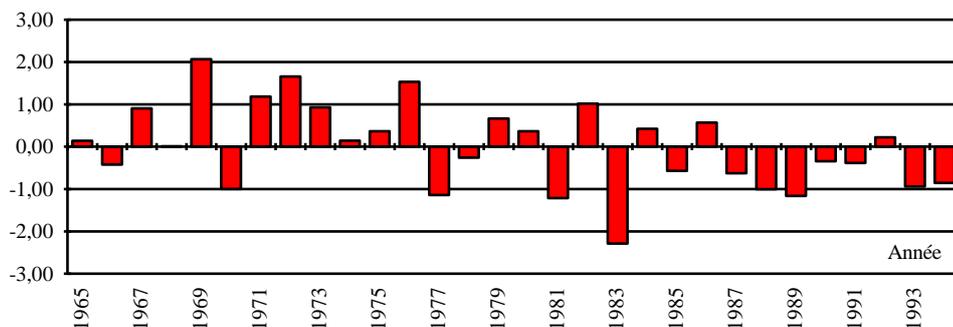


Figure 56. Projections des observations sur la première composante.

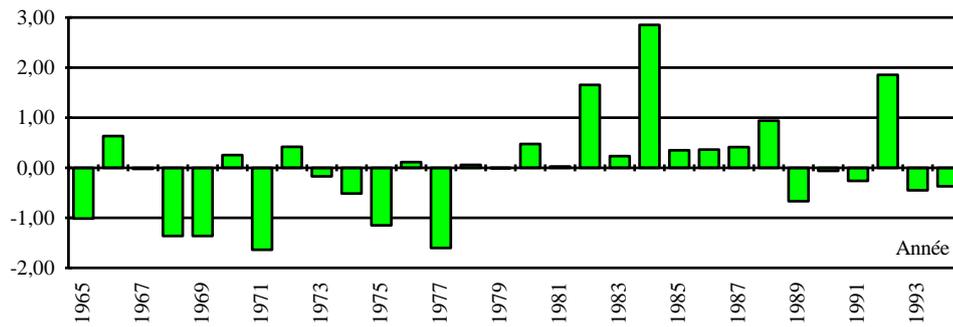


Figure 57. Projections des observations sur la seconde composante.

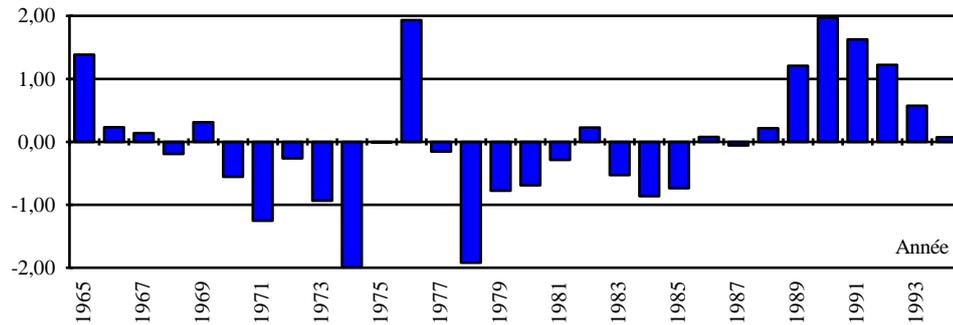


Figure 58. Projections des observations sur la troisième composante.

On obtient une vision plus claire en reportant le cumul des projections des observations sur les composantes (Figure 59).

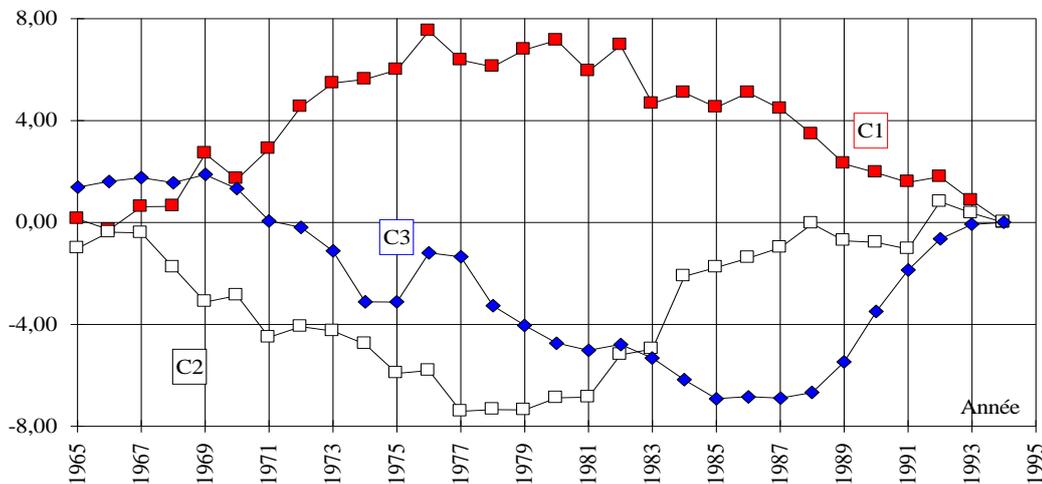


Figure 59. Cumul des projections des observations sur les composantes principales.

La première composante qui montre le comportement moyen annuel l'ensemble des observations sur la zone d'étude se caractérise par une période humide de 1965 à 1976, puis une période sèche de 1977 à 1994.

La seconde composante qui sépare les stations de l'Ouest (corrélées négativement) à celle de l'Est, révèle les oppositions qui existent entre les stations pendant une ou plusieurs années.

La troisième composante sépare les stations du Nord de celles du Sud. Elle présente un comportement analogue à celui de la seconde composante mais avec un découpage un peu différent des périodes.

b. Construction des vecteurs régionaux

L'analyse des données disponibles sur 120 stations pluviométriques nous montre que l'ensemble de ces séries (exprimées en racine carrée du total annuel) pouvait se ramener à deux composantes principales, l'une exprimant le total annuel moyen sur l'ensemble de la zone d'étude, et l'autre expliquant les particularités de l'Ouest par rapport à l'Est maghrébin.

Comme nous avons montré que les deux premières composantes expliquaient 64% de la variance, cela signifie qu'en général les séries pluviométriques se ramènent à une combinaison linéaire de ces deux composantes avec un coefficient de corrélation multiple de l'ordre de $0,64^{1/2} = 0,80$.

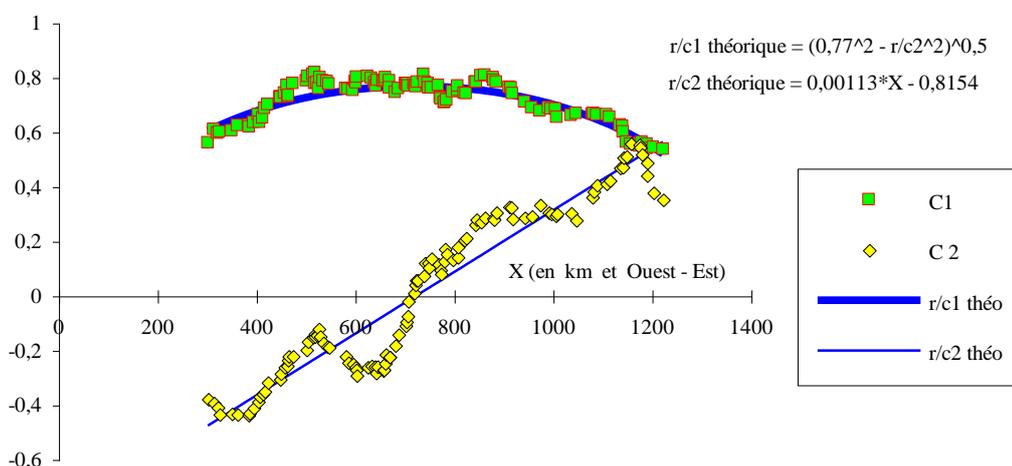


Figure 60. Valeurs de r/c1 et de r/c2 en fonction de X.

Pour vérifier la cohérence d'ensemble des structures spatiales de ces deux composantes on peut globalement retenir que la projection des variables sur C2 varie essentiellement suivant les X et que le coefficient de corrélation multiple $R/c1c2$ est à peu près constant. Nous avons porté sur le graphique suivant (figure 60) en fonction des X les moyennes mobiles (sur dix variables rangées par ordre des X croissants) des valeurs de r/c1 et de r/c2.

On y constate :

- que globalement le terme r/c2 varie linéairement par rapport aux X suivant la relation

$$r/c2 = 0,00113 * X - 08154$$

- que le terme R est à peu près constant et égal à 0,77 soit sensiblement la racine carrée du pourcentage d'inertie expliquée par les deux composantes ($0,64^{1/2} = 0,80$).

Les projections des observations sur les deux premières composantes principales telles qu'elles figurent à l'annexe C3, résument la part essentielle des fluctuations naturelles des précipitations sur la zone d'étude.

Nous considérerons que les observations X en station quelconque ne dépendent que des valeurs prises par C1 et C2. En travaillant sur les racines carrées des observations nous nous

sommes mis dans des conditions de normalité. Les graphiques suivants (*figure 61, 62*) montrent bien que les distributions de C1 et C2 sont normales.

Nous sommes donc dans des conditions où l'on peut préjuger que les régressions sont linéaires. Nous avons calculé pour chaque série la racine carrée x des hauteurs de pluies annuelles X . Ensuite, nous avons évalué les paramètres de la régression multiple entre la variable x et les deux premières composantes C1 et C2 d'après les n observations réellement disponibles.

Pour chaque observation x on peut retrouver son estimation x_e à partir de ces deux composantes :

$$x_e = a \cdot C1 + b \cdot C2 + c$$

x_e est alors une reconstitution par rapport aux vecteurs régionaux. On peut donc la considérer comme exempte d'erreurs (les erreurs de mesure se reportent sur les composantes d'ordre supérieur à deux).

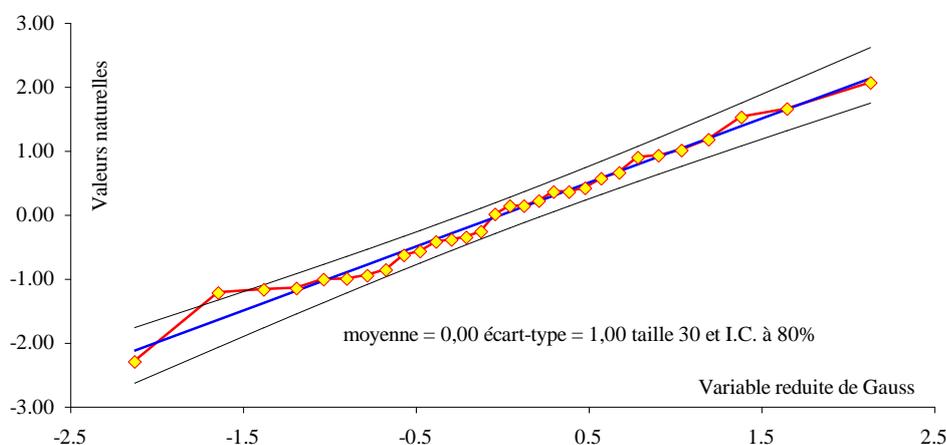


Figure 61. Ajustement à une loi normale des projections sur la première composante.

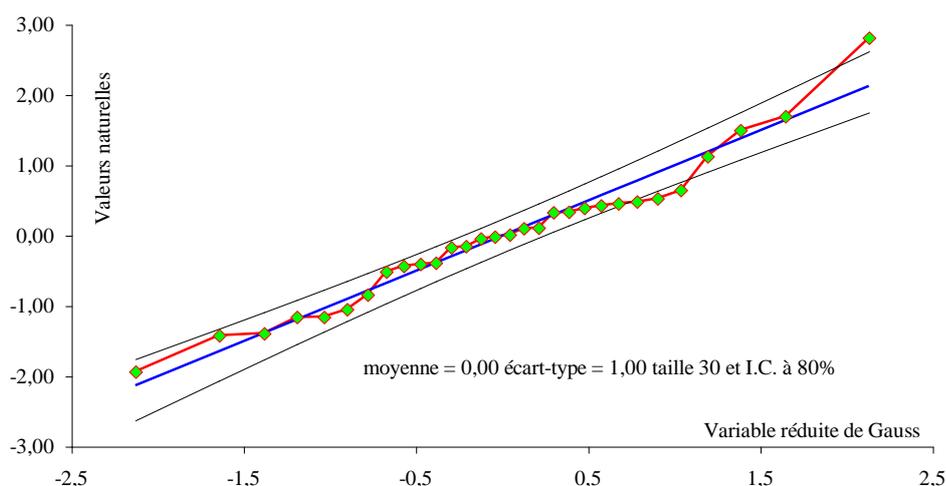


Figure 62. Ajustement à une loi normale des projections sur la seconde composante.

En procédant à l'analyse des résidus de régression, on peut alors tester la série réellement observée des x par rapport à la série fictive reconstituée des x_e afin de détecter les anomalies systématique ou accidentelles.

Les 120 stations ont été passée à ce crible. Malheureusement sauf quelques cas, il est très difficile de faire des corrections objectives. Dans tous les cas un peu douteux nous avons choisi la solution consistant à maintenir les données observées.

c. Reconstitution des séries pluviométriques

L'analyse des résultats de l'A.C.P. nous permet de reconstituer des données de pluies sur l'ensemble du réseau pluviométrique nord maghrébin. Nous avons au total 450 stations pluviométriques fournissant au moins quinze années d'observation sur la période de 1965 à 1994 (figure 63) et nous disposons de deux vecteurs régionaux connus sur la période de 30 années (1965-1994). Nous avons admis que les stations ne disposant que de séries plus courtes ne pourraient pas être comblées avec une validité suffisante : seules cinq stations disposant de 10 à 14 années d'observations mais situées essentiellement dans les zones de Moyenne et Haute Moulouya (Maroc), où l'information est rare, ont été prises en compte.

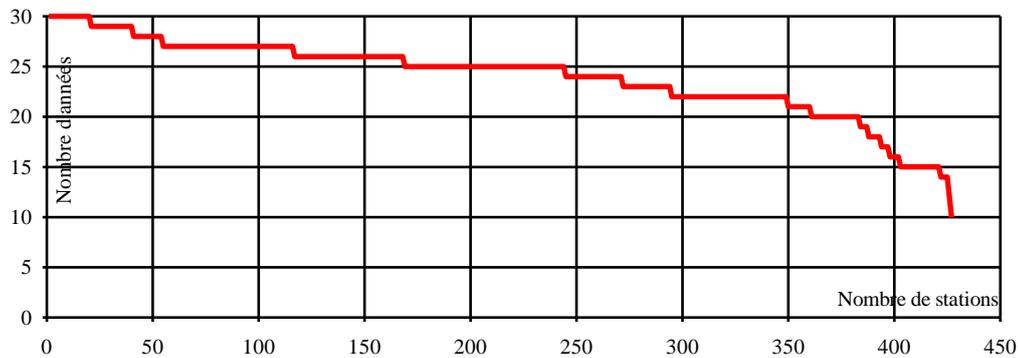


Figure 63. Evolution du nombre de stations en fonction du nombre d'années disponibles.

Le tableau 11 illustre la démarche utilisée pour le comblement des séries pluviométriques (station Tagma Pépinière - ALGERIE) :

- nous disposons de $n = 23$ années d'observations et les pluies observées X sont tout d'abord transformées en racine (pour 1975 $X = 1601,3$ mm d'où $x = 40,02$);

- sur ces 23 années on calcule les moyennes, écart - types et coefficients de corrélation totale entre x , C1 et C2 (notés «Moyenne de x , Moyenne de C1, Moyenne de C2, ET x , ETC1, ETC2, $r/C1$, $r/C2$, $r/C1C2$ »);

- à partir de ces paramètres, on évalue le coefficient de corrélation multiple R entre x d'une part et C1 et C2 d'autre part, ainsi que l'équation de la régression :

$$x = a * C1 + b * C2 + c$$

$$x = 4,0150 * C1 + 1,2546 * C2 + 34,5740$$

- pour chaque année manquante, comme par exemple 1965, nous reconstituons ainsi les hauteurs des pluies :

$$x_{1965} = 4,0150 * C1_{1965} + 1,2546 * C2_{1965} + 34,5740$$

$$x_{1965} = 4,0150 * 0,140 + 1,2546 * (- 1,014) + 34,5740 = 33,86$$

$$X_{1965} = x^2_{1965} = 1146,7 \text{ mm}$$

- ce travail fait pour les 30 - 23 = 7 années manquantes, on calcule la moyenne des 30 pluies annuelles observées ou reconstituées X. La normale est alors égale au carré de la moyenne des x.

Années	C1	C2	Pluies (X) observées	Valeurs (x) en racine	Pluies (X) reconstituées	Valeurs (x) en racine	
1965	0,140	-1,014	abs	abs	1146,70	33,86	
1966	-0,421	0,634	abs	abs	1134,31	33,68	Effectif commun 23
1967	0,905	-0,021	abs	abs	1457,66	38,18	Moyenne des x 34,32
1968	0,011	-1,360	abs	abs	1083,18	32,91	Moyenne de C1 -0,13
1969	2,067	-1,361	abs	abs	1694,52	41,16	Moyenne des C2 0,20
1970	-0,998	0,253	abs	abs	953,89	30,89	r/C1 0,8874
1971	1,185	-1,637	abs	abs	1389,65	37,28	r/C2 0,4853
1972	1,659	0,418	1714,3	41,40	1714,3	41,40	r/C1C2 0,2881
1973	0,929	-0,170	1520,2	38,99	1520,2	38,99	R 0,9192
1974	0,144	-0,514	1526,3	39,07	1526,3	39,07	ET x 4,8047
1975	0,366	-1,149	1242,6	35,25	1242,6	35,25	ET C1 0,9756
1976	1,533	0,113	1601,3	40,02	1601,3	40,02	ET C2 0,9593
1977	-1,140	-1,599	667,4	25,83	667,4	25,83	a 4,0150
1978	-0,260	0,059	1191,0	34,51	1191,0	34,51	b 1,2546
1979	0,666	-0,006	1151,0	33,93	1151,0	33,93	c 34,5740
1980	0,367	0,474	1266,0	35,58	1266,0	35,58	Moyenne observée 1199,6
1981	-1,212	0,025	903,1	30,05	903,1	30,05	Normale observée 1177,6
1982	1,018	1,656	1611,4	40,14	1611,4	40,14	Moyenne reconstituée 1215,1
1983	-2,287	0,233	557,3	23,61	557,3	23,61	Normale reconstituée 1195,4
1984	0,422	2,853	1606,1	40,08	1606,1	40,08	n' 28,58
1985	-0,570	0,350	1350,3	36,75	1350,3	36,75	
1986	0,570	0,363	1453,0	38,12	1453,0	38,12	
1987	-0,626	0,412	1076,2	32,81	1076,2	32,81	
1988	-1,004	0,940	1205,0	34,71	1205,0	34,71	
1989	-1,162	-0,666	786,5	28,04	786,5	28,04	
1990	-0,343	-0,063	1051,0	32,42	1051,0	32,42	
1991	-0,384	-0,260	1042,4	32,29	1042,4	32,29	
1992	0,221	1,857	1253,3	35,40	1253,3	35,40	
1993	-0,940	-0,450	895,1	29,92	895,1	29,92	
1994	-0,855	-0,369	920,9	30,35	920,9	30,35	

Tableau 11. Exemple de reconstitution des séries pluviométriques (station Tagma Pépinière - ALGERIE).

- Critères de fiabilité

Nous venons de voir comment il était possible de reconstituer les séries des 450 stations retenues, mais reste à savoir si ces reconstitutions sont valides. Le mieux est bien sûr de tester le seuil de signification du coefficient de corrélation multiple R.

Pour les coefficients de corrélation partielle $r/C1$ et $r/C2$, nous avons vérifié le seuil de signification de $r/C1$, et vérifié que la distribution spatiale de $r/C2$ expérimentaux correspondait à la structure spatiale mise en évidence lors de la construction des vecteurs régionaux. Pour valider les régressions, nous avons enfin calculé la longueur n' fictive équivalente à la série reconstituée en utilisant la formule de Bernier et Véron établie pour une régression simple :

$$E = 1 + \left(1 - \frac{n}{30}\right) \frac{1 - (n-2) \rho^2}{(n-3)}$$

$$n' = \frac{n}{E}$$

Bien sûr, il ne s'agit que d'une estimation sommaire de la durée n' équivalente à la série de 30 valeurs reconstituées à partir de n observations et en remplaçant le coefficient de corrélation totale ρ par le coefficient de corrélation multiple R .

Il est indéniable que ce paramètre n' est le plus significatif puisqu'il bénéficie à la fois de la fiabilité due à la période réelle d'observation et de celle due à la qualité de la régression avec les vecteurs régionaux. Nous avons choisi d'éliminer toutes les stations dont le n' était inférieure à 17.

1.4. Analyse des chroniques des pluies annuelles

Nous avons vu que la composante C2 opposait l'Est à l'Ouest de la zone d'étude (Cf. § 1.3.a). Quelle est la signification physique d'une telle opposition?

Globalement on peut admettre que les projections des variables sur les composantes sont de l'ordre de :

	$\rho C1$	$\rho C2$
à l'Est	0,87	0,50
au Centre	1,00	0,00
à l'Ouest	0,87	-0,50

Pour une année i , la racine carrée de la pluie, centrée réduite est donc :

$$\frac{\sqrt{P_i} - \sqrt{P}}{\sigma_{\sqrt{P}}} = \rho C1 * C1_i + \rho C2 * C2_i$$

On peut donc établir pour ces trois zones des chroniques de synthèse qui s'analysent très bien si l'on en prend les cumuls (*figure 64*) :

- la première évidence est que le contraste entre la période humide (avant 1977 environ) et la période sèche est d'autant plus grand que l'on se déplace vers l'est,

- la deuxième observation est l'année d'apparition de la période sèche. Elle débute vraiment vers 1980 à l'Est, vers 1982 au centre et vers 1986 à l'Ouest,

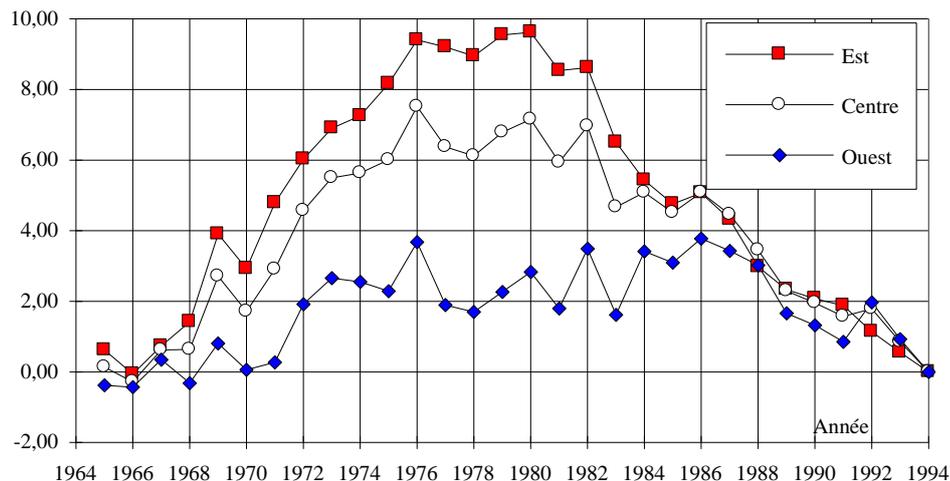


Figure 64. Cumul des projections des observations sur la composante C2.

- enfin il semble apparaître un palier de pluie «moyenne» assez court à l'Est (1976-80), plus long au Centre (1974-82) et beaucoup plus vaste à l'Ouest (1973-86).

2. LES HAUTEURS MENSUELLES DE PRECIPITATIONS

2.1. Difficultés de l'homogénéisation des pluies mensuelles

Nous avons vu qu'il existait des différences notables entre les périodes sèches et humides aux échelles annuelles. Il aurait donc été tout naturel de procéder de même pour les échelles mensuelles en homogénéisant les séries. En fait, cela s'avère quasiment impossible car les corrélations aux échelles mensuelles sont beaucoup plus lâches qu'à l'échelle annuelle.

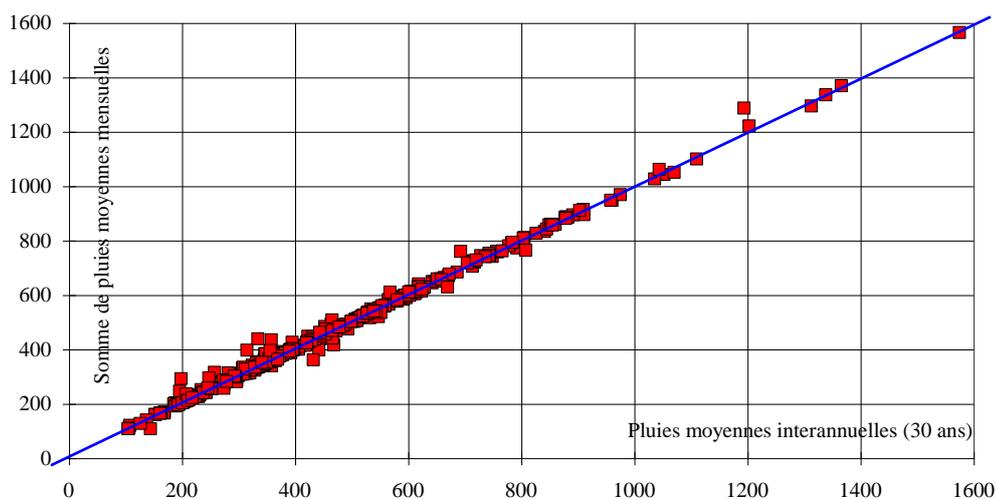


Figure 65. Comparaison des pluies moyennes sur la période réellement observées et estimées sur la période de référence.

Nous avons donc travaillé uniquement sur les pluies mensuelles des années complètes réellement observées. En procédant ainsi, les résultats sont tout à fait exploitables sous réserve de la seule hypothèse que la variation relative des pluies mensuelles dans l'année reste relativement stable. On peut vérifier que le comblement de lacunes ne change pas considérablement la structure des précipitations.

Par exemple si l'on compare les pluies moyennes interannuelles ramenées à la période de 30 ans et la somme des pluies moyennes mensuelles réellement observées, les écarts sont très faibles. La graphique (*figure 65*) montre que seules 5 ou 6 stations s'écartent du fait de leurs séries courtes.

2.2. Choix d'un modèle statistique

Au niveau de chaque station et pour chaque mois de l'année, nous avons estimé la moyenne des hauteurs de pluie. Ces moyennes des hauteurs de pluie seront ajustées à des lois «racine - normale».

Les mois des saisons humides répondent certainement mieux que ceux des saisons sèches aux impératifs d'une distribution gaussienne. Les graphiques de la *figure 66* dans les pages suivantes montrent que l'hypothèse où ces moyennes mensuelles suivent une loi «racine-normale» reste satisfaisante dans l'ensemble.

2.3. L'A.C.P. sur les pluies moyennes mensuelles

Nous disposons de mesures ponctuelles d'un phénomène spatial - les hauteurs moyennes des pluies de chaque mois pour 426 stations (variables). On se propose de faire une synthèse de toutes ces informations et de rechercher une typologie dans le domaine des variables et des observations. Pour cela, nous avons procédé à une Analyse en Composantes Principales.

Dans *l'annexe B3* nous avons développé le principe de l'A.C.P. Afin de représenter quelques étapes du calcul, essayons de construire une représentation géométrique des p variables (stations). Plaçons - nous dans l'espace R_j des observations où nous construisons un nuage p de points. L'espace R_j est défini par j axes et chaque axe est identifié à une mesure (observation du mois j).

Si $p = 1, 2$, ou 3 , il est facile de faire cette représentation dans laquelle la proximité des points témoignera de la ressemblance des variables. Quant $p > 3$, cette représentation n'est plus possible.

Nous pourrions espérer que le nuage de points désignant les variables ne soit pas isotrope mais s'allonge plutôt suivant certaines directions privilégiées tandis que sa projection sur d'autres directions est pratiquement nulle.

En nous limitant à ces directions privilégiées, nous avons une représentation approchée de notre nuage.

Il reste à déterminer ces axes principaux dans l'ordre décroissant des moments d'inertie et de projeter le nuage sur ces axes de façon à obtenir un nombre réduit d'informations.

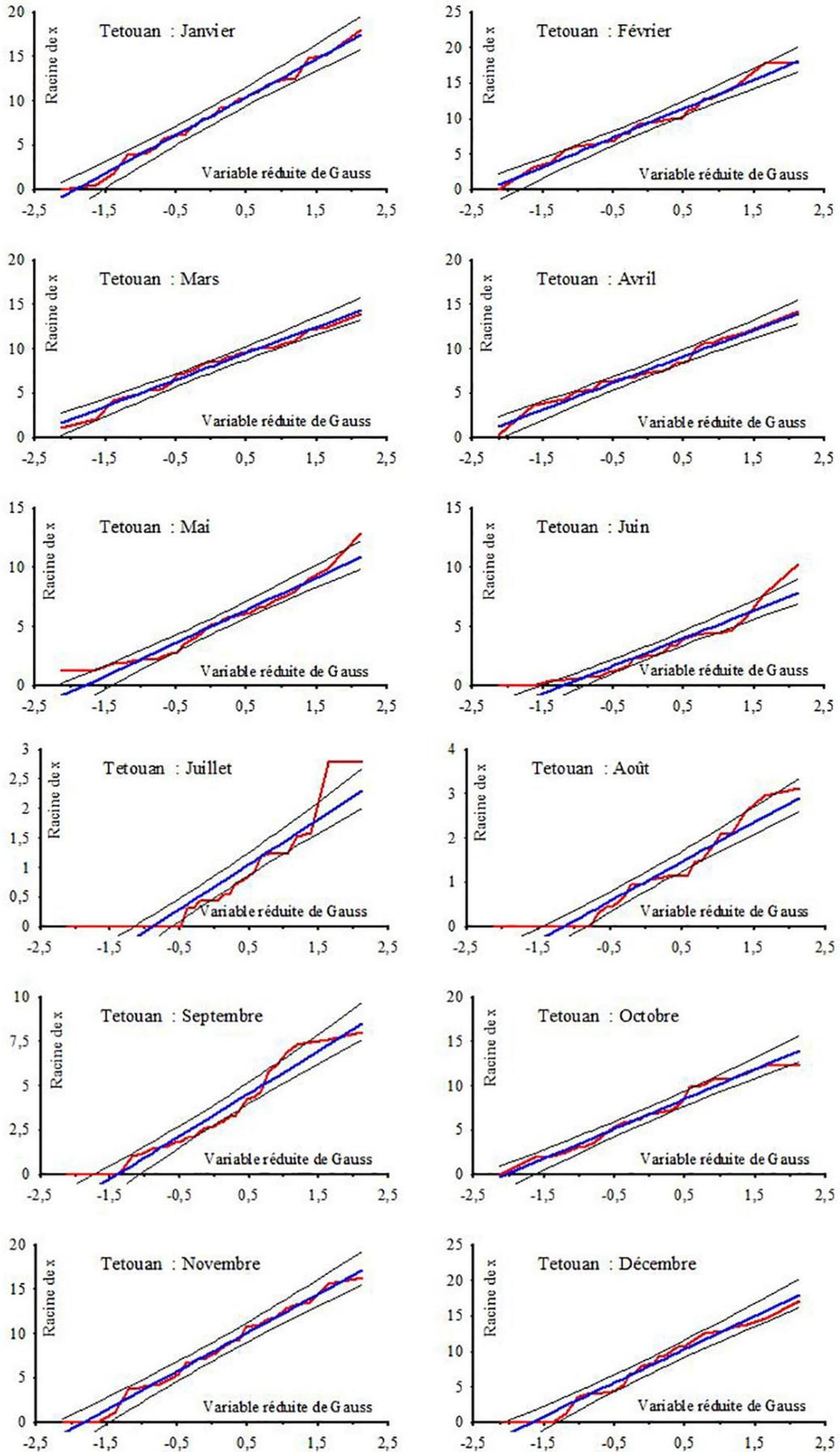


Figure 66. Ajustement à une loi «racine - normale» des pluies mensuelles.

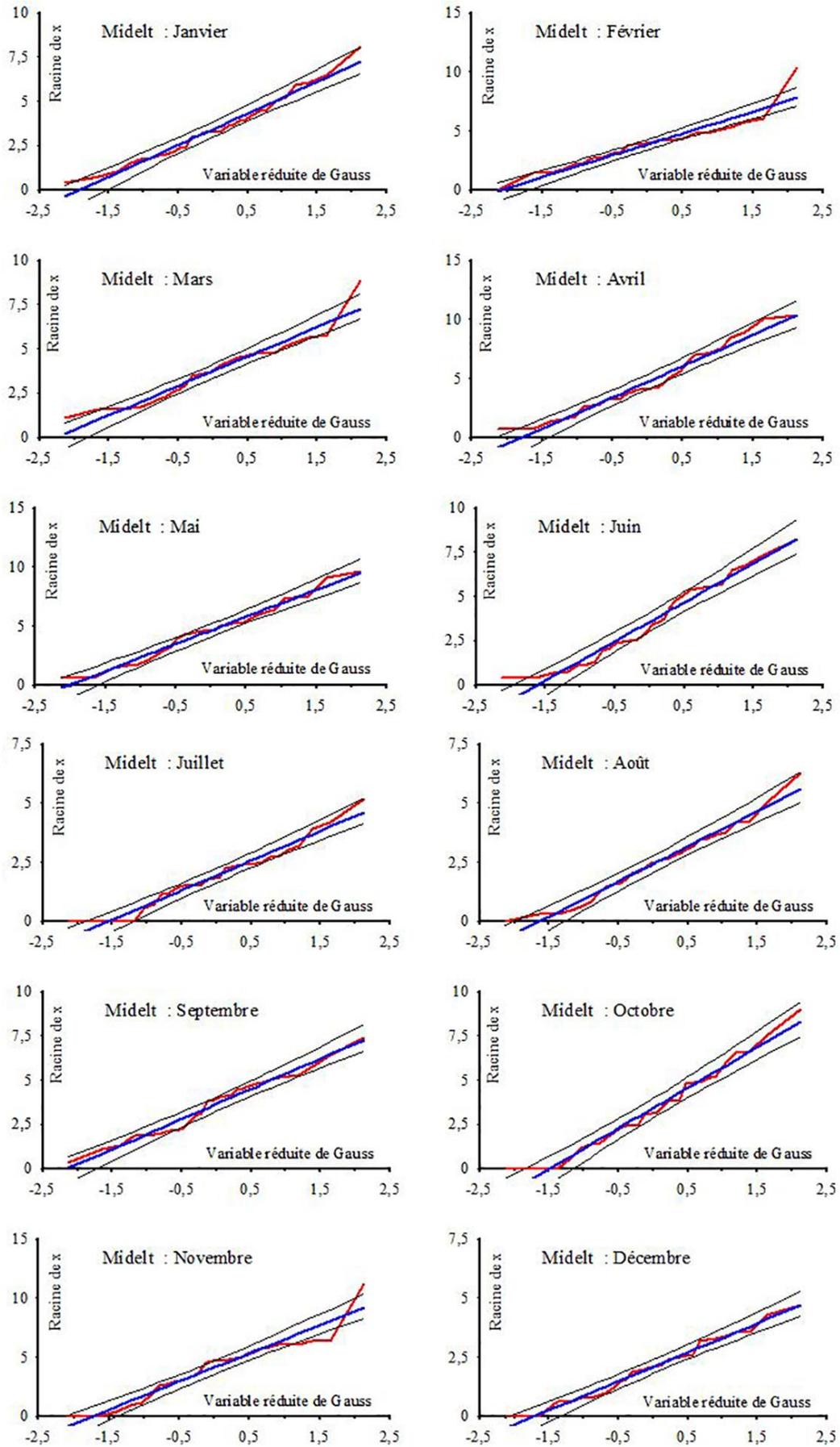


Figure 66. Ajustement à une loi «racine - normale» des pluies mensuelles (suite).

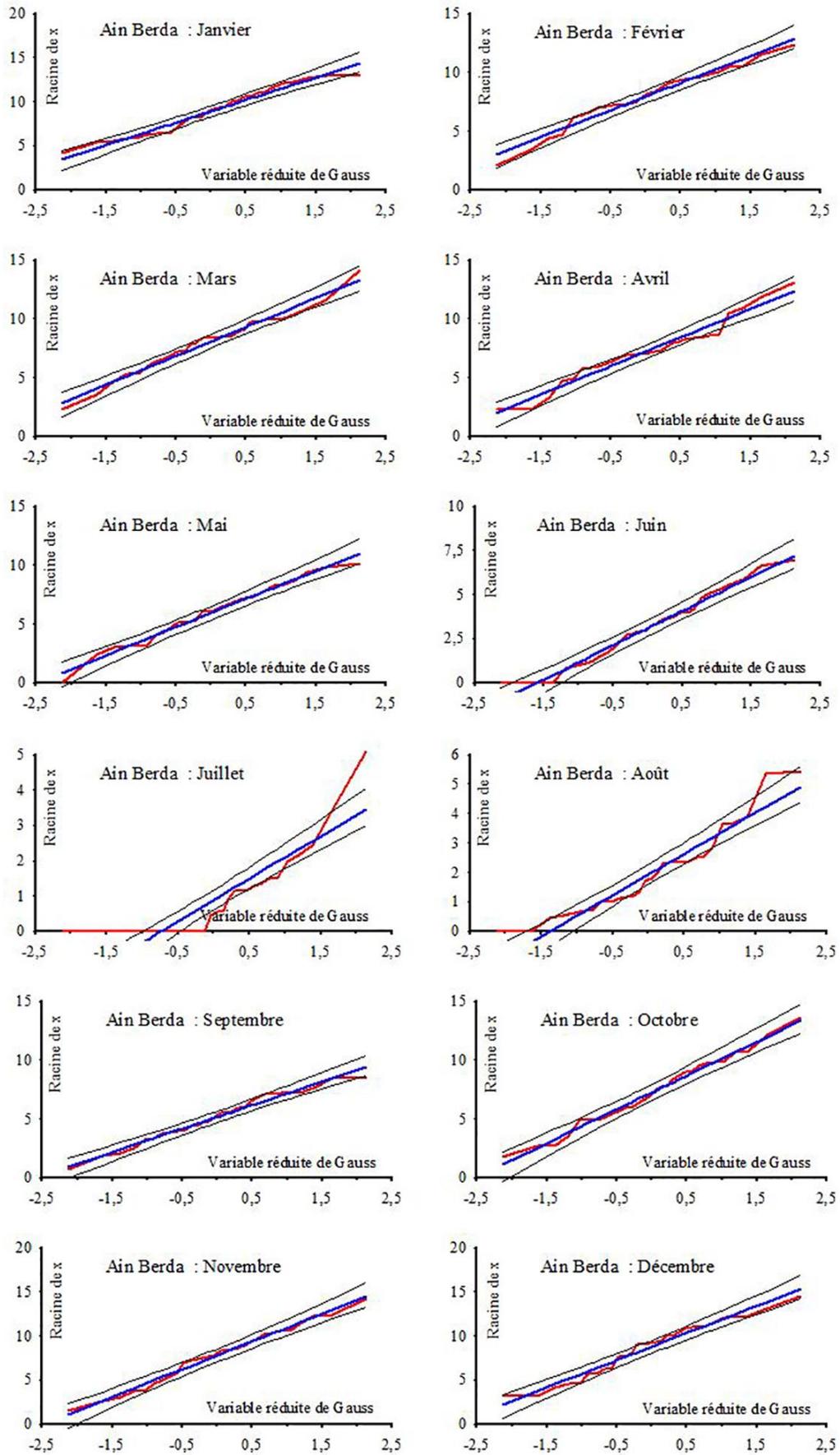


Figure 66. Ajustement à une loi «racine - normale» des pluies mensuelles (suite).

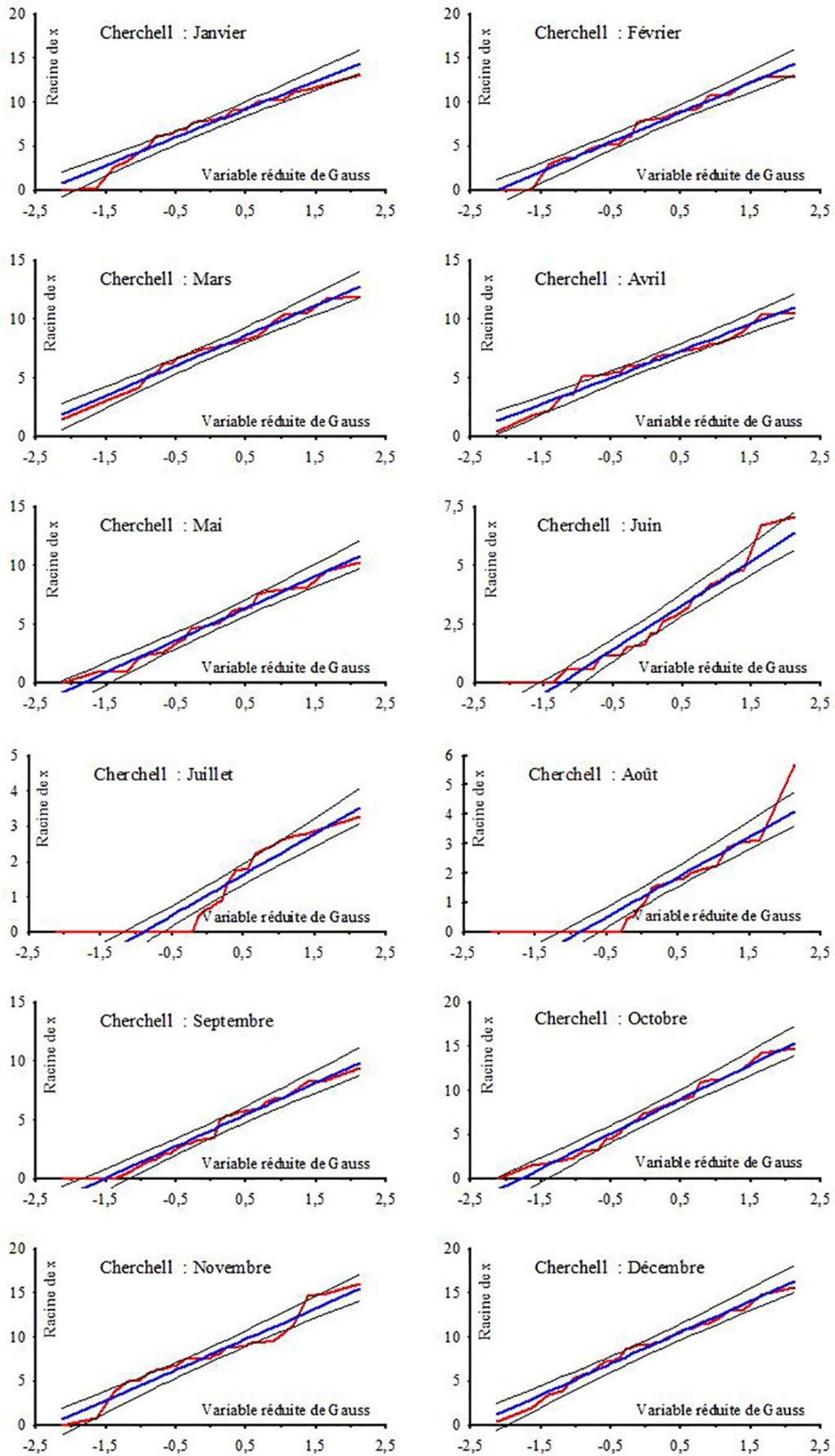


Figure 66. Ajustement à une loi «racine - normale» des pluies mensuelles (*fin*).

Dans le cas des hauteurs moyennes mensuelles des pluies, pour expliquer 97% de l'inertie totale, il faudrait «aller» jusqu'à la composante 5 (*tableau 12 et figure 67*).

	C1	C2	C3	C4	C5
Valeurs propres	94,63	10,31	7,14	2,59	1,67
Variances expliquées	79%	9%	6%	2%	1%
Variances cumulées	79%	88%	94%	96%	97%

Tableau 12. Valeurs propres, variances expliquées et cumulées des composantes.

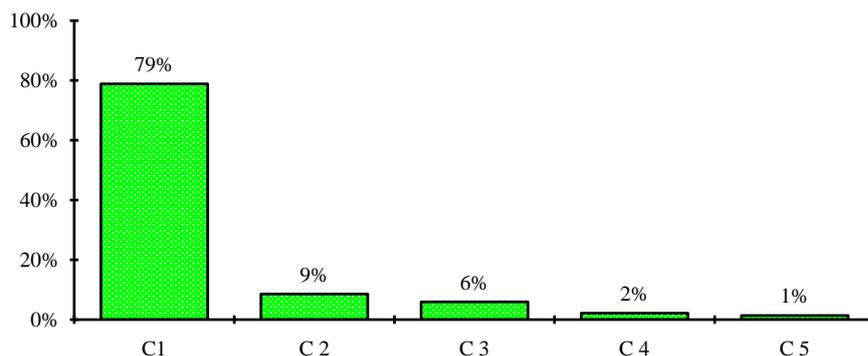


Figure 67. Pourcentage d'inertie expliquée par les composantes principales.

On remarque que la première composante explique à elle seule 79% de la variance totale. Ainsi on constate qu'une bonne part de la variance (88%) est accaparée par les deux seules premières composantes et qu'à partir de la troisième composante, la part expliquée devient très faible (moins de 5%).

Les résultats de l'A.C.P. sont portés en *annexe C3*.

- Projections des variables sur les composantes

Toutes les stations (variables) sont bien corrélées positivement (*figure 68*) avec la première composante.

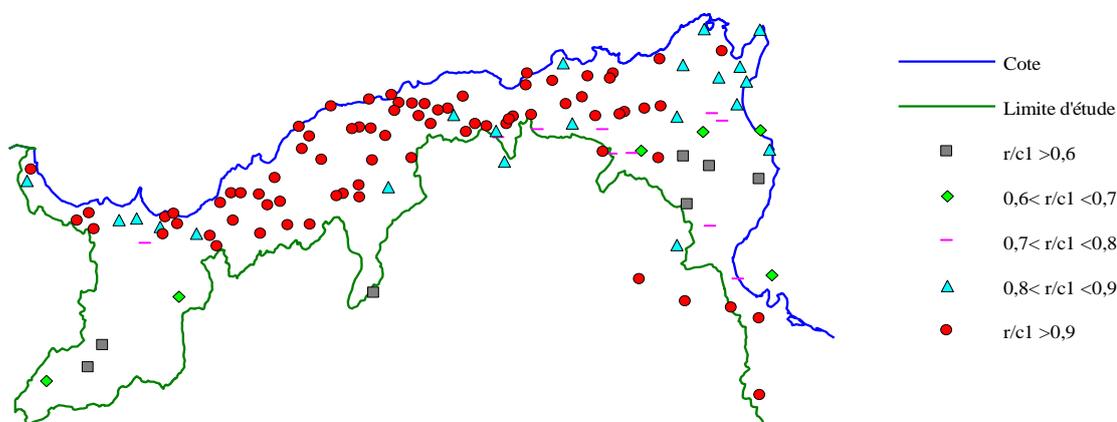


Figure 68. Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la première composante (C1).

On peut en déduire qu'elle représente l'allure moyenne sur l'ensemble de la zone d'étude de la variation des moyennes des pluies d'un mois à l'autre.

Les stations les moins bien corrélées (par exemple Ain Mehdi $r/c1 = 0,26$; Missouri $r/c1 = 0,34$) sont donc celles qui subissent les influences de facteurs propres à ces stations.

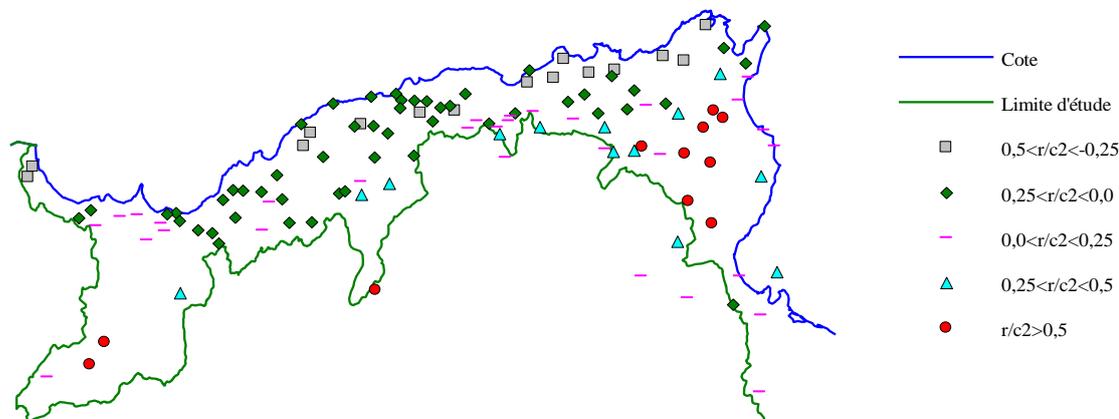


Figure 69. Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la seconde composante (C2).

La seconde composante est créditée de 9% de la variance totale. La *figure 69* montre assez clairement que la seconde composante sépare des stations du Nord maghrébin de celles du Sud. Ces dernières sont corrélées positivement avec la seconde composante, alors que les premières le sont négativement.

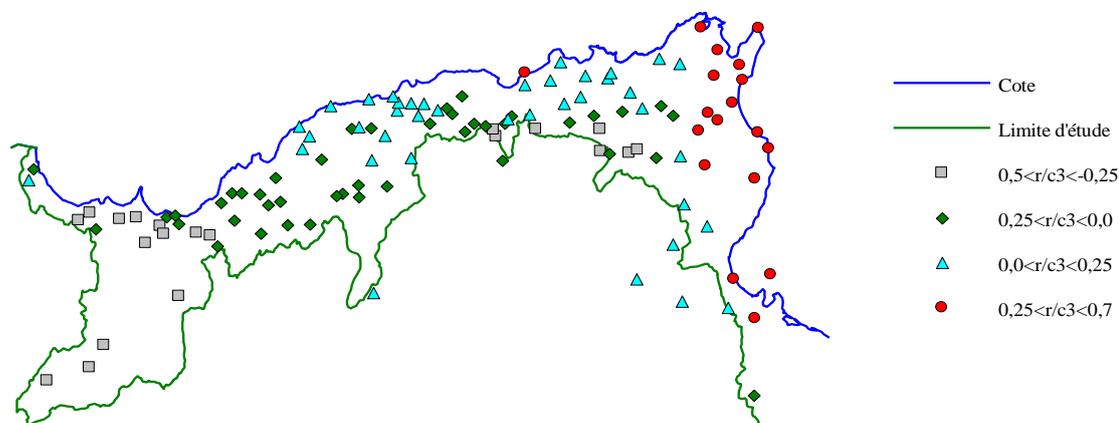


Figure 70. Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la troisième composante (C3).

La structure spatiale pour la troisième composante est encore nette (il explique 6% de la variance totale) avec une opposition entre l'Ouest corrélée négativement et l'Est corrélée positivement (*figure 70*).

Enfin, à partir de la quatrième composante (C4 - 2% de la variance totale et C5 - 1% de la variance totale), toute structure spatiale nette disparaît. La *figure 71* nous montre la répartition spatiale pour la quatrième composante.

Les coefficients de corrélation pour ces dernières composantes sont statistiquement peu significatifs. Il est probable qu'ils soient dus en grande partie aux erreurs d'échantillonnage qui affectent les estimations des pluies moyennes mensuelles.

Ces composantes pourraient cependant expliquer des phénomènes physiques mais propres à certaines stations particulières (par exemple Zaida Pont $r/c4 = 0,48$; Missour $r/c5 = 0,29$; Ouled Rahmoun $r/c4 = 0,47$;). Il est le plus souvent difficile de trancher entre ces deux interprétations, qui ne sont pas d'ailleurs pas exclusives.

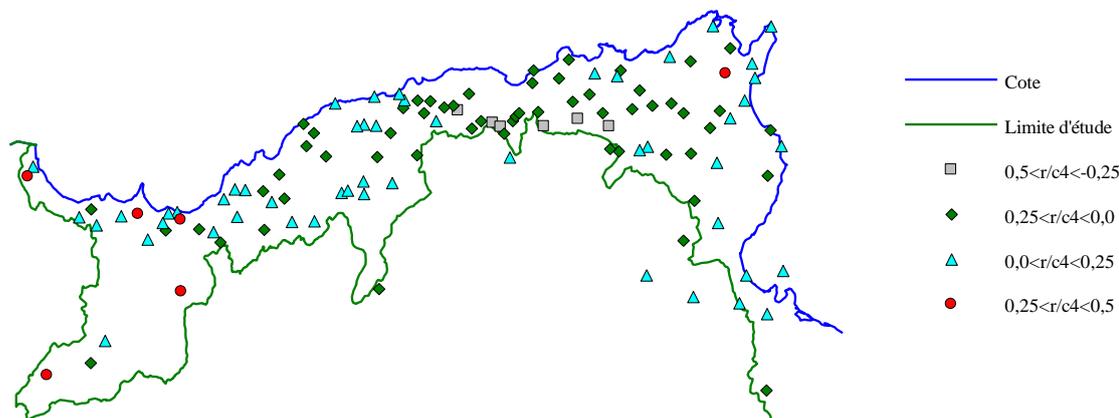


Figure 71. Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la quatrième composante (C4).

- Régression multiple entre les variables et les trois premières composantes

Une façon simple de détecter les stations présentant des anomalies est donc de les ranger par ordre en fonction du coefficient de corrélation multiple $R/c1c2c3(j)$ avec les trois premières composantes :

$$R/c1c2c3(j) = \{a(1,j)^2 + a(2,j)^2 + a(3,j)^2\}^{1/2}$$

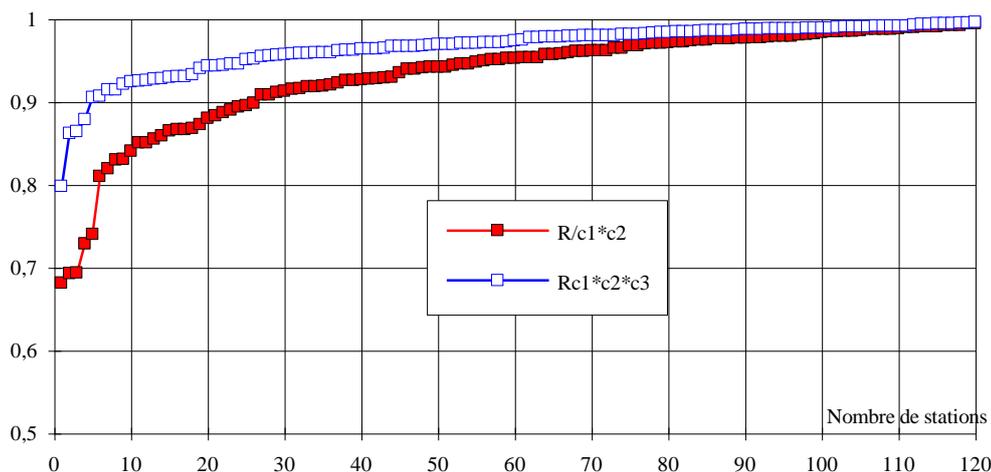


Figure 72. Coefficients de corrélations multiples $R/c1c2(j)$ et $R/c1c2c3(j)$.

Cette démarche peut également se faire sur le coefficient de corrélation multiple avec les deux seules premières composantes $R/c1c2(j)$.

Nous avons reporté sur le graphique (*figure 72*) les R/c1c2(j) et R/c1c2c3(j) rangés par ordre croissant.

On constate que si l'on considère un coefficient de corrélation multiple comme médiocre en dessous de 0,90, il n'y a guère que quatre stations qui perdent le qualificatif de médiocre lorsque l'on introduit la troisième composante.

- Projections des observations sur les composantes.

L'annexe C3 fournit toutes les projections des observations sur les composantes. Nous présentons ici les graphiques des projections des années sur les seules trois premières composantes (*figure 73, 74, et 75*).

La première composante reflète, pour les douze mois de l'année, leur répartition saisonnière sur l'ensemble de la zone d'étude (une saison pluvieuse d'octobre à avril, et une saison sèche de juin à septembre) et caractérise le régime des hauteurs moyennes mensuelles.

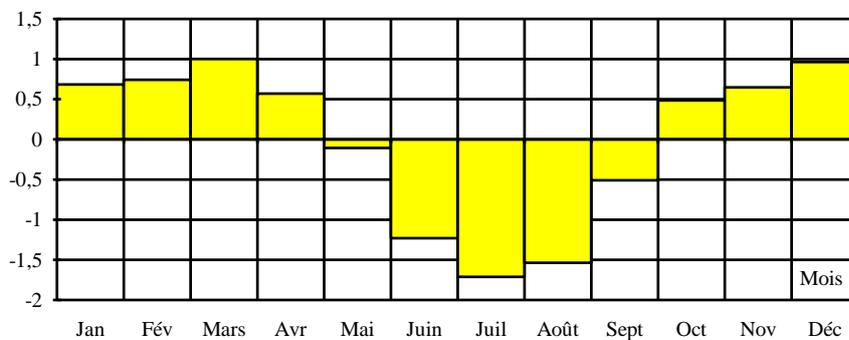


Figure 73. Projections des observations sur la première composante.

La seconde composante met en évidence la nature particulière des mois de septembre, octobre et décembre par rapport aux autres mois de l'année. Elle oppose l'automne de l'hiver et sépare les pluies de printemps de celles de l'été.

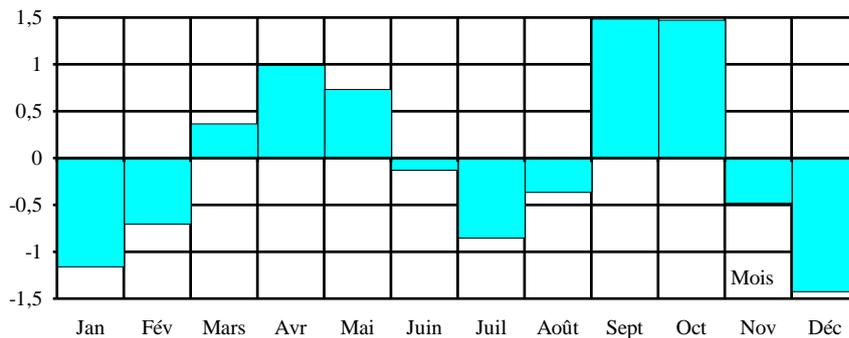


Figure 74. Projections des observations sur la seconde composante.

Quant la troisième composante, elle distingue les mois d'avril, mai et octobre des autres mois de l'année.

Les stations corrélées négativement avec C3 ont des pluies plus importantes que la moyenne au printemps et réciproquement.

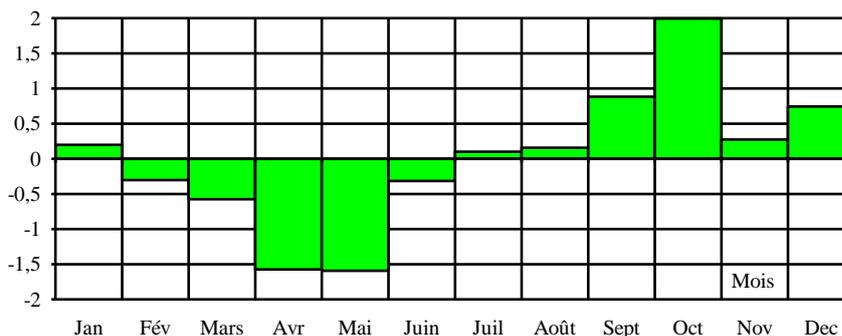


Figure 75. Projections des observations sur la troisième composante.

2.4. Analyse de la répartition mensuelle des précipitations

La projection des observations sur les composantes principales C1 et C2 (figure 76) montrent une opposition suivant C1 entre les mois secs (juin, juillet et août) et le reste de l'année. La seconde composante oppose clairement l'hiver au printemps et à l'automne.

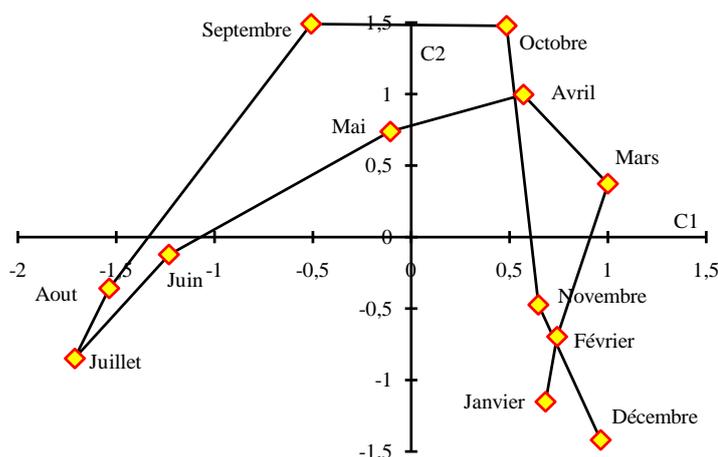


Figure 76. Le cycle des précipitations moyennes mensuelles.

Pour prendre en compte l'influence de la troisième composante, nous nous sommes servi du fait que toutes les variables étaient corrélées positivement avec la première composante. Ainsi la figure 77 illustre bien toutes les combinaisons possibles.

Dans une première étape, nous avons effectué une partition de 427 variables (stations) en 9 groupes (le choix du nombre de classe a été effectué en fonction de l'image subjective que l'on se faisait du phénomène). Cette classification correspond à une structure spatiale nette comme le montre la carte de la planche 16.

Si maintenant on calcule les précipitations moyennes mensuelles des stations d'un même groupe on obtient 9 types synthétiques de répartition dans l'année des précipitations (graphique annexes de la planche 16).

Il faut noter que parmi les 9 regroupements beaucoup sont très proches aussi bien spatialement que par la répartition mensuelle de pluies.

Cette analogie nous montre qu'il est possible d'associer certains groupes pour obtenir des types pluviométriques de taille régionale.

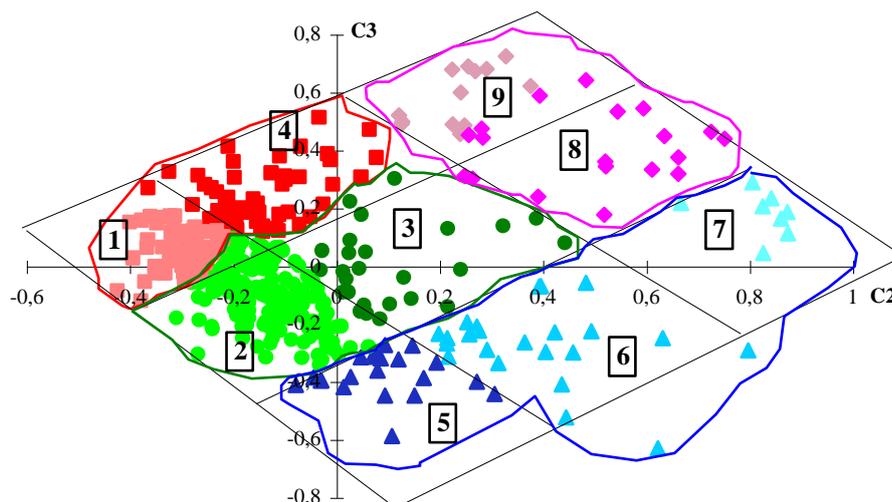


Figure 77. Projection des observations sur les composantes principales C2 et C3.

On est frappé par la bonne structure spatiale des groupes ainsi mis en évidence. En fait, on peut considérer qu'il existe dans la zone d'étude quatre types pluviométriques régionaux:

- les groupes 1 et 4 forment le régime pluviométrique I (littoral nord et nord-est algérien, nord tunisien, ainsi Rif occidental) ;
- les groupes 2 et 3 forment le régime pluviométrique II (Basse Moulouya, Atlas Tellien, Haut Tell) ;
- les groupes 5, 6 et 7 forment le régime pluviométrique III (Moyenne Moulouya, Hauts Plateaux algérien, et Haute Steppe) ;
- les groupes 8 et 9 forment le régime pluviométrique IV (Basse Steppe, Sahel tunisien et pays Mehebda).

La répartition mensuelle des précipitations pour chaque groupe est présentée avec la carte des régimes pluviométriques (*planche 16*).

Pour la partie Sud tunisienne comme pour la Haute moulouya, les résultats sont à prendre avec la plus extrême prudence (pas de stations, effets de bords...).

3. PARAMETRES CARTOGRAPHIABLES

Le paramètre que nous nous proposons de cartographier était d'abord la moyenne interannuelle des précipitations sur la période des 30 années (1965-1994). Nous avons vu que dans la phase de comblement des lacunes d'observations, nous avons pu reconstituer les 30 hauteurs de pluies annuelles et évaluer la durée n' équivalente de cette série complétée.

A partir des estimations de la moyenne \bar{x} et de l'écart-type σ , on sait que l'écart à la moyenne vraie inconnue m est lié à une distribution de Student par la relation :

$$t = \frac{m - \bar{x}}{\sigma / \sqrt{n' - 1}}$$

Or n' est toujours supérieur ou égal à 17. Dans ces conditions, on sait qu'il y a 70% de chance pour que t soit inférieur ou égal à 1,069 en valeur absolue.

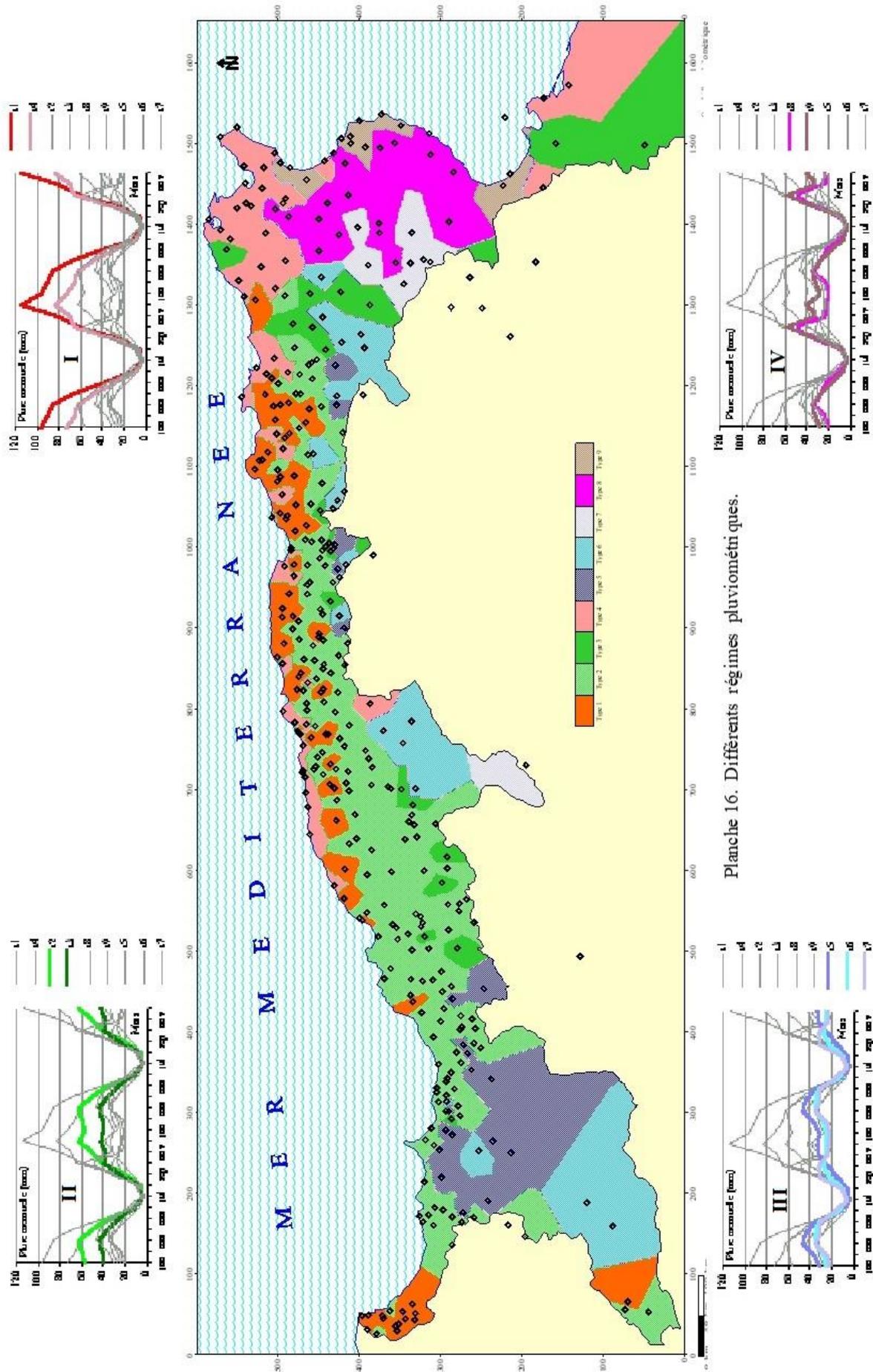


Planche 16. Différents régimes pluviométriques.

On peut donc aisément montrer qu'il y a 70% de chance pour que la véritable moyenne inconnue soit comprise entre les limites suivantes :

$$\bar{x} - \frac{1,069 \sigma}{\sqrt{n' - 1}} < m < \bar{x} + \frac{1,069 \sigma}{\sqrt{n' - 1}}$$

L'incertitude à 70% sur l'estimation de la moyenne peut s'exprimer en pourcentage d'incertitude $\varepsilon\%$

$$\varepsilon\% = \frac{1,069 \sigma}{\bar{x} \sqrt{n' - 1}} * 100$$

Comme l'illustre le graphique suivant (*figure 78*), on constate que dans la très grande majorité des cas, $\varepsilon\%$ est inférieur à 9%.

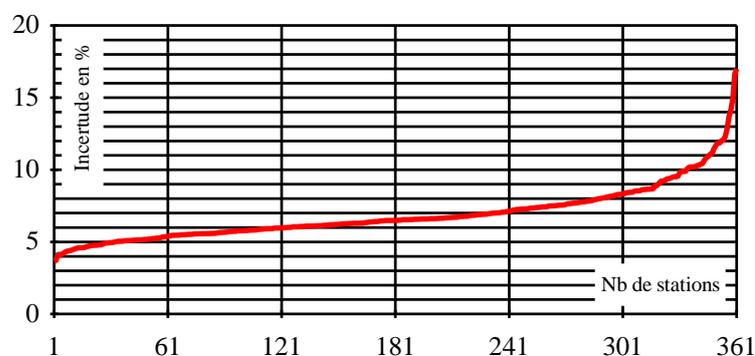


Figure 78. Incertitude à 70% sur l'estimation des moyennes.

Il nous a paru utile de compléter l'information donnée par la pluie moyenne en y adjoignant les hauteurs de pluies dépassées plus rarement et plus fréquemment, c'est-à-dire d'évaluer les hauteurs de pluie de fréquence 0,1 (pluie décennale sèche), 0,2 (pluie quinquennale sèche), 0,8 (pluie quinquennale humide), et 0,9 (pluie décennale humide).

Pour évaluer les différentes hauteurs de pluie, nous allons utiliser la moyenne sur la série reconstituée de 30 ans et l'écart - type estimé d'après les valeurs réellement observées.

On sait que, dans une loi de Gauss les valeurs de la variable réduite de Gauss (U) sont liées aux fréquences F :

$$U_F = \frac{x_F - \bar{x}}{\sigma_x}$$

$$F = 0,1 \rightarrow U_F = -1,28 \quad F = 0,2 \rightarrow U_F = -0,84 \quad F = 0,8 \rightarrow U_F = 0,84 \quad F = 0,9 \rightarrow U_F = 1,28$$

Pour évaluer les différentes hauteurs de pluies X_F en mm on utilisera donc l'estimateur suivant :

$$X_F = (\bar{x}_{30} + U_F \sigma_{x_n})^2 \quad \text{avec}$$

\bar{x}_{30} - la moyenne des racines carrées des pluies sur la série reconstituée de 30 années ;
 σ_{x_n} - l'écart - type des racines carrées des pluies réellement observées sur n années;

U_F - la variable réduite de Gauss associée à la fréquence F .

A titre d'exemple, reprenons celui de Tagma Pepinière :

$$\bar{x}_{30} = \sqrt{\text{normale}} = \sqrt{1195,4} = 34,57 \quad \sigma_{x_{23}} = 4,805$$

$$X_F = (34,57 + U_F * 4,805)^2$$

Pluie décennale sèche : $X_{0,1} = (34,57 - 1,28 * 4,805)^2 = 807,7 \text{ mm}$

Pluie quinquennale sèche : $X_{0,2} = (34,57 - 0,84 * 4,805)^2 = 932,3 \text{ mm}$

Pluie quinquennale humide : $X_{0,8} = (34,57 + 0,84 * 4,805)^2 = 1490,4 \text{ mm}$

Pluie décennale humide : $X_{0,9} = (34,57 + 1,28 * 4,805)^2 = 1658,2 \text{ mm}$

Nous allons enfin compléter ces informations par les moyennes mensuelles des pluies.

CONCLUSION

Au terme de cette étude des pluies ponctuelles sur les stations les plus fiables et les plus longues disponibles sur la zone maghrébine, nous formulerons en guise de conclusion les quelques remarques suivantes :

- Dans l'ensemble, la qualité des données de départ n'est pas très bonne. En effet, dans les années 60, le réseau a été modifié (principalement des déplacements de poste) et a présenté de très nombreuses lacunes. La période d'étude qui nous a parus la plus judicieuse est la période de 1965 - 1994 soit au total 30 années. Ce n'est qu'un compromis entre les besoins de traiter une période la plus longue possible, d'avoir une durée d'étude compatible avec les normes de l'O.M.M. et de disposer du plus grand nombre possible de stations fiables.

- Sur la période retenue les observations aux stations de bases ne représentent qu'environ 93% du nombre théorique de stations-années. Cependant, il est possible de reconstituer les observations manquantes puisque l'on dispose toujours d'au moins 26 années d'observations sur tous les postes.

A l'échelle mensuelle, nous avons choisi une démarche simple que nous avons estimé suffisante pour combler sans erreur majeure les lacunes mensuelles. Lorsqu'il y avait 3 mois ou moins de 3 mois de lacune dans une année, nous avons remplacé chaque valeur mensuelle manquante par la moyenne interannuelle du mois correspondant. Ce seuil, qui représente 25% du total annuel, peut être considéré comme acceptable car il n'influe que peu sur le total.

A l'échelle annuelle, le comblement des lacunes par régression simple avec des stations proches et disponibles n'est pas satisfaisant et particulièrement par le fait qu'à priori, nous ne savions pas si la station à partir de laquelle on se propose de combler les lacunes est stable ou non. Nous avons donc tenté une approche plus globale (Analyse en Composante Principale - ACP) permettant de combler des données.

- Il nous est apparu que le modèle de distribution «racine-normale» permet de rendre compte de la quasi-totalité des séries pluviométriques les plus fiables et les plus longues. Pour reconstituer les données manquantes il est donc raisonnable de travailler non plus en valeurs naturelles mais en racine.

- L'Analyse en Composante Principale (A.C.P.) permet de construire deux vecteurs régionaux avec lesquels les variables se corrént avec un coefficient R voisin de 0,8.

Les autres composantes ne possèdent ni un pourcentage d'inertie expliquée, ni les structures spatiales et temporelles permettant de considérer qu'elles représentent un comportement naturel de la pluviométrie. Les deux vecteurs régionaux permettent de compléter les stations plus courtes.

- Les paramètres pluviométriques que nous nous proposons de cartographier sont : les hauteurs de pluies annuelles et mensuelles, ainsi que les hauteurs de pluies de fréquence 0,1, 0,2, 0,8, 0,9.

Chapitre VII

RELATIONS “PLUIES - RELIEF”

INTRODUCTION

Ayant déterminé pour chaque station pluviométrique, un certain nombre de caractéristiques pluviométriques, notre but est d'en tirer une synthèse cartographique. A l'aide de méthode statistique comme la régression linéaire, il est possible d'estimer les valeurs des précipitations observées en fonction de l'environnement du site de mesure.

Les équations d'ajustement permettent de calculer les hauteurs d'eau reçues en chaque point d'une grille superposée à la zone d'étude. L'équation d'estimation peut être appliquée à l'ensemble du domaine pour lequel les valeurs mesurées sont représentatives, et sur lequel des facteurs d'influence géographiques ont été identifiés. L'équation d'ajustement est une régression définie comme suit :

$$\text{Précipitations} = f(a_1, a_2, \dots, a_n) + \varepsilon$$

Les prédicteurs a_1, a_2, \dots, a_n sont des paramètres topographiques décrivant le relief autour de la station de mesure. Le résidu ε correspond à la différence entre les précipitations mesurées et les valeurs calculées. Cette différence est interpolée à partir des points de mesure à l'ensemble des points de la grille par krigeage. La combinaison de l'équation de régression et du résidu interpolé permet d'obtenir la représentation finale du champ pluviométrique (*figure 79*).

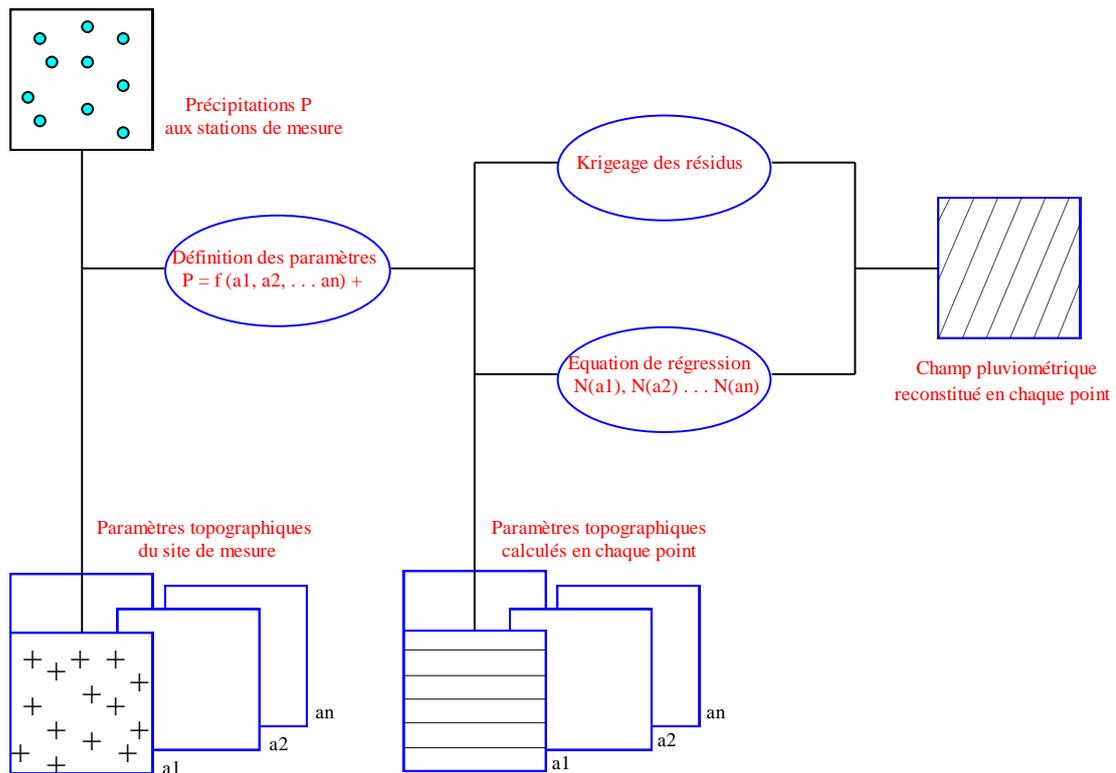


Figure 79. Principe général d'élaboration des cartes des précipitations estimées en fonction des paramètres du relief à l'aide de plusieurs procédés statistiques.

Dans ce chapitre nous allons essayer de voir s'il est possible de tenir compte des relations entre pluviométrie et morphométrie dans la cartographie automatique.

1. DIFFERENTS PARAMETRES TOPOGRAPHIQUES UTILISES

Le choix et la signification des facteurs d'influence sont très importants pour construire un bon modèle de régression. La liaison des précipitations avec l'altitude est bien connue. Mais pour caractériser le site, il est évident que l'altitude ne peut, à elle seule, expliquer la pluie.

Nous avons donc introduit d'autres paramètres morphométriques pouvant caractériser le site, et avoir une influence sur la pluviométrie.

Parmi les paramètres définis par différents auteurs (*Mallet J.L., 1974, Mallet J.L. et al, 1976, Scherer J. C., 1977; Laborde J.P., 1981, 1982, 1984*) nous avons retenu ceux qui suivent.

Le paramètre, retenu en plus de l'altitude réelle Z , est l'altitude lissée Z_{liss} . Son objectif est de ne tenir compte que de la topographie qui influe réellement sur le mouvement des masses d'air.

Une vallée orientée perpendiculairement à la direction de déplacement d'une perturbation n'affectera l'écoulement que si elle est d'une amplitude suffisante. Les études précédentes ont montré que seules les vallées dont la largeur est de l'ordre de 5 km et plus affectent le déplacement des masses d'air et donc la pluviométrie.

Comme l'indique la *figure 80*, on supprime donc les vallées dont la largeur est inférieure à 2 km.

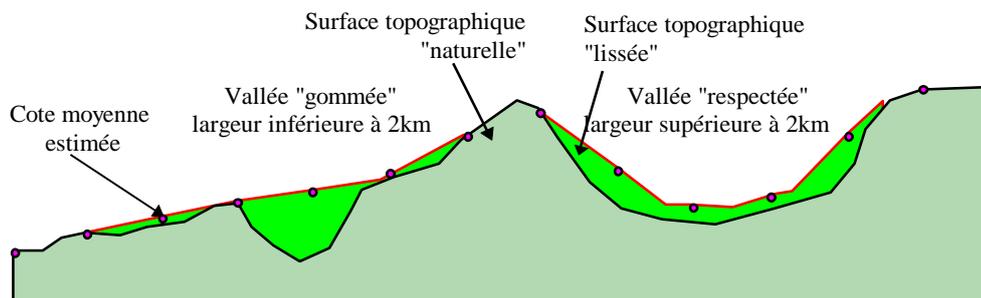


Figure 80. Effet de lissage de la topographie «naturelle».

Pour calculer l'altitude lissée (Z_{liss}) d'un point M , nous avons construit un maillage régulier de neuf noeuds centré sur le poste pluviométrique. Pour la cote Z_{liss} on a retenu la valeur maximale parmi la cote réelle à ce noeud et les quatre cotes obtenues par interpolation linéaire des huit noeuds les plus proches (*figure 81*) :

$$Z_{\text{liss}} = \text{Max} \left(Z_M, \frac{Z_1 + Z_8}{2}, \frac{Z_2 + Z_7}{2}, \frac{Z_3 + Z_6}{2}, \frac{Z_4 + Z_5}{2} \right)$$

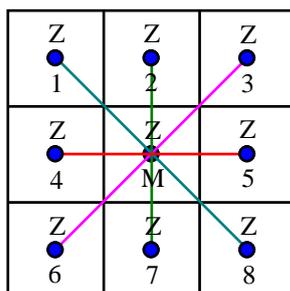


Figure 81. Calcul de l'altitude lissée (Z_{liss}).

L'inconvénient de Zliss est qu'elle ne fait pas intervenir l'orientation des versants ou des vallées. Celles de largeur inférieure à 2 km sont supprimées, quelle que soit leur orientation, alors que manifestement leur influence sur l'écoulement des masses d'air n'est pas la même suivant leur orientation.

Mais cet inconvénient est négligeable dans le cas où le maillage du réseau est très serré.

Dans notre cas, nous pouvons considérer qu'une vallée de 2 km n'influe pratiquement pas sur le déplacement des perturbations quelles que soient leur orientation.

La pluviométrie en un point du territoire dépend d'une composante régionale et d'une composante locale. Cette dernière intègre l'influence du relief mais également celle de la position du point. On imagine aisément qu'au niveau de deux sites (dont le contexte morphométrique est similaire) si les deux points sont situés suivant une direction d'écoulement, il pleuvra plus sur le site par où les vents arrivent. Les masses nuageuses peuvent ne pas atteindre le second site.

Partant de ce principe, il nous a paru logique d'intégrer les coordonnées X et Y d'un site parmi les paramètres de relief le caractérisant.

La distance à la mer est un facteur très influent sur la pluviométrie. Mais quelle distance prendre en considération ? Nous avons décidé de calculer cette distance par la formule suivante:

$$d = \min \sqrt{(X_a - X_{cote})^2 + (Y_a - Y_{cote})^2}$$

Progressivement nous avons également retenu comme variable explicative de pluie les termes ZlissX, ZlissY et Zliss/(Y-600).

2. REGRESSION «PLUVIOMETRIE - MORPHOMETRIE»

Nous disposons d'un réseau de stations pluviométriques réparti d'une façon aléatoire sur une zone d'étude. Sur chacune des stations, nous avons estimé certains paramètres relatifs à la pluie.

Chacun des paramètres estimés est apparenté à une variable aléatoire distribuée au niveau de la station, suivant une loi de probabilité donnée, de valeur centrale égale au paramètre estimé.

Le but fixé est de pouvoir relier, suivant un modèle linéaire, les paramètres de la pluie à d'autres paramètres qui relèvent du relief.

Les modèles de régression dont nous disposons sont les modèles de régression multiple linéaire (*annexe B5*).

La méthode utilisée est une méthode pas à pas du type «*backward elimination*» :

soit Y la variable à expliquer, X_i les k variables explicatives envisageables et a_i les k+1 coefficients de la régression ; on cherche la relation :

$$Y = a_1 X_1 + a_2 X_2 + \dots + a_i X_i + a_k X_k + a_0 + \varepsilon$$

Les a_i sont calculés de façon à ce que la somme des carrés des écarts ε soit minimale.

A cette étape, on dispose d'une valeur du coefficient de corrélation multiple R et des k valeurs des coefficients de corrélation partielle notés r_i .

On teste tout d'abord la signification du coefficient R par le test de Fischer-Snédecor : si R n'est pas significatif au seuil de 5% on élimine la variable explicative ayant le plus petit coefficient de corrélation partielle quel qu'il soit, et on recommence avec k-1 variables explicatives. Si R est significatif au seuil de 5%, on teste ensuite le plus petit coefficient de corrélation partielle par le test de Student : si ce coefficient r_{\min} n'est pas significatif au seuil de 5%, on élimine la variable correspondante et on recommence avec k-1 variables explicatives.

La régression n'est conservée que si R et tous les coefficients de corrélation partielle sont significatifs au seuil de 5%.

2.1. Les pluies annuelles

a. hauteurs annuelles de pluies

Les résultats de la meilleure régression de pluies annuelles sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-83,08643	-0,5568532
Y	1,02027	0,5793668
ZlissX	-0,000417	-0,519133
Terme constante : 3,941134		
Coef. de cor. multiple : 0,7266929		
F expérimental : 155,543 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,519133 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

L'équation de régression s'écrit alors :

$$P_{\text{moyenne}} = -\frac{\text{Zliss } 83,08643}{Y - 600} + 1,020227 Y - 0,000417 \text{ZlissX} + 3,94 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{moyenne}} = 1,020227 Y - \text{Zliss} \left(\frac{83,08643}{Y - 600} + 0,000417 X \right) + 3,94 + \varepsilon$$

Le coefficient de corrélation multiple est égal à 0,7267, soit 53% de la variance des hauteurs annuelles de pluies est expliquée par le relief.

Nous venons de remarquer que les hauteurs annuelles de pluies se corrént négativement avec les termes ZlissX et Zliss/(Y - 600). Par contre, la corrélation avec la latitude Y est positive c'est-à-dire qu'elle augmente en allant du Sud vers le Nord.

Pour visualiser la qualité de la régression, nous avons restitué en chaque station, la valeur P_{estim} par le modèle retenu. Sur le graphique ci-dessous, nous avons porté la valeur estimée en fonction de la valeur observée (*figure 82*).

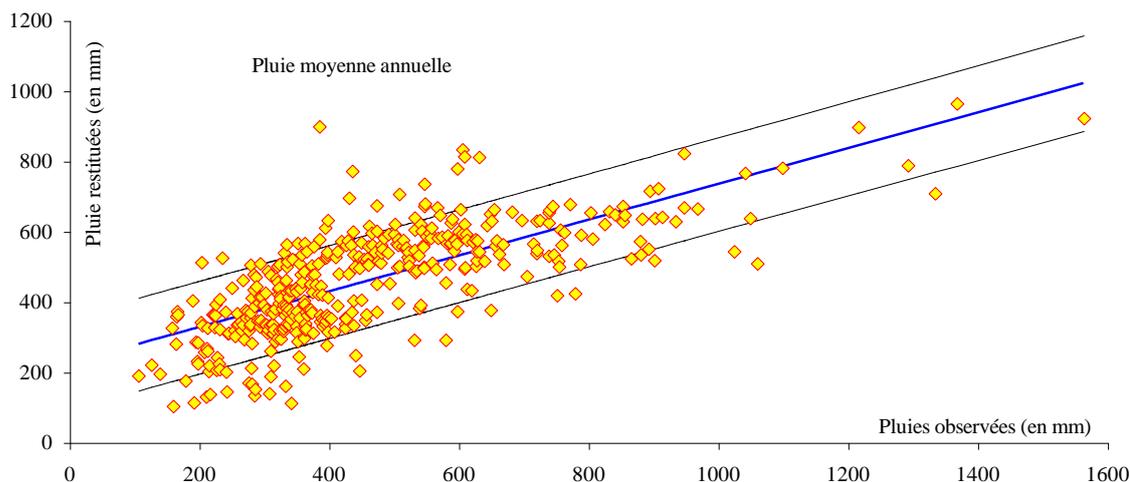


Figure 82. Régression entre les pluies moyennes annuelles observées et restituées.

b. pluie décennale sèche

Les résultats de la meilleure régression de $P_{0,1}$ sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-57,96326	-0,51888
Y	0,84066	0,61723
ZlissX	-0,00032	-0,516968
Terme constante : -73,8703		
Coef. de cor. multiple : 0,7358		
F expérimental : 138,129 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,516968 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

On remarque que les variables explicatives restent les mêmes et que seuls les coefficients de régression varient.

L'équation de régression s'écrit alors :

$$P_{0,1} = -\frac{Zliss \ 57,96326}{Y - 600} + 0,8406624 Y - 0,0003169 ZlissX - 73,87026 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{0,1} = 0,8406624 Y - Zliss \left(\frac{57,96326}{Y - 600} + 0,0003169 X \right) + 73,87026 + \varepsilon$$

Le coefficient de corrélation multiple est égal à 0,7358, soit 54% de la variance totale des pluies décennales sèches est expliquée par le relief.

La qualité de la régression peut être appréciée en observant le graphique ci-dessous, sur lequel nous avons porté la valeur estimée en fonction de la valeur observée (figure 83).

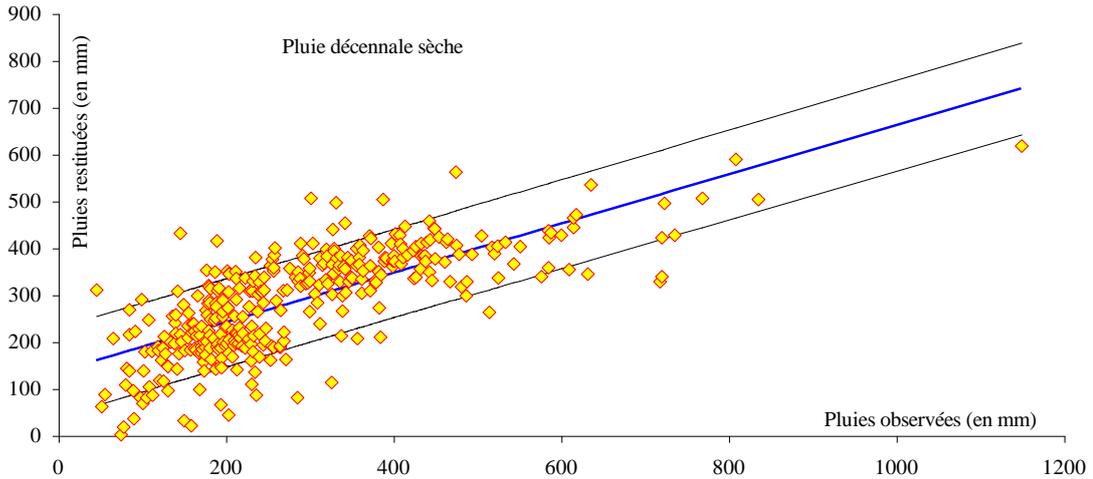


Figure 83. Régression entre les pluies décennales sèches observées et restituées.

c. pluie quinquennale sèche

Les résultats de la meilleure régression de $P_{0,2}$ sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-66,33291	-0,53255
Y	0,94606	0,62455
ZlissX	-0,00036	-0,52656
Terme constante : -67,6189		
Coef. de cor. multiple : 0,7447		
F expérimental : 146,5403 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,52656 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ceci correspond dans la pratique à l'équation suivante:

$$P_{0,2} = -\frac{Zliss \ 66,3329}{Y - 600} + 0,94606 Y - 0,0003588 ZlissX - 67,6189 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{0,2} = 0,94606 Y - Zliss \left(\frac{66,3329}{Y - 600} + 0,0003588 X \right) - 67,6189 + \varepsilon$$

Près de 55% de la variance totale des pluies quinquennales sèches est expliquée par le relief (le coefficient de corrélation multiple est égal à 0,7447).

On constate que ces dernières sont corrélées positivement avec la latitude Y et négativement avec les termes ZlissX et Zliss/(Y - 600).

Nous vérifions l'adéquation de la régression entre les valeurs observées et les valeurs restituées par le modèle retenu par le graphique ci-dessous (figure 84).

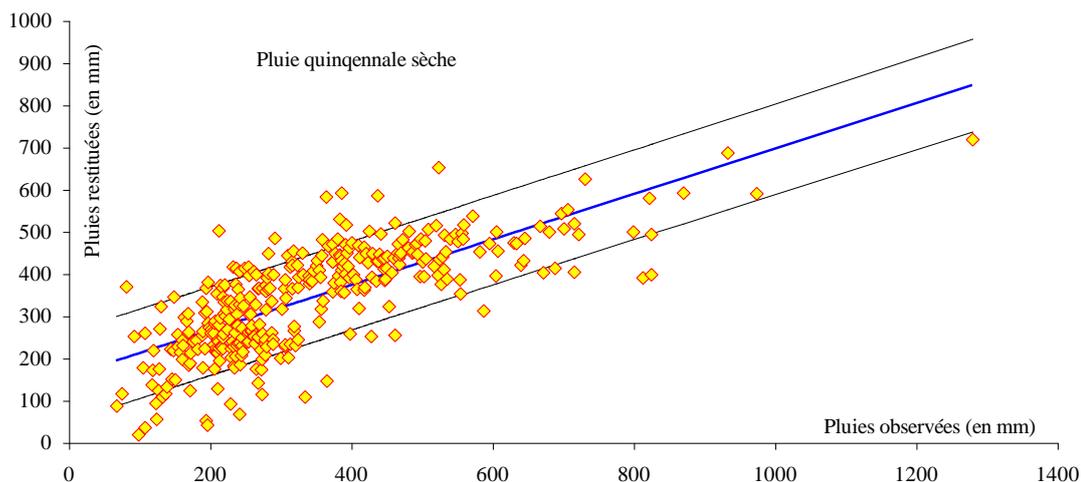


Figure 84. Régression entre les pluies quinquennales sèches observées et restituées.

d. pluie quinquennale humide

Les résultats de la meilleure régression de $P_{0,8}$ sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-103,2249	-0,54114
Y	1,3978	0,613331
ZlissX	-0,00005	-0,521667
Terme constante : -22,5596		
Coef. de cor. multiple : 0,7424		
F expérimental : 143,674 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,521667 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ceci correspond à l'équation suivante:

$$P_{0,8} = -\frac{Zliss \ 103,2249}{Y - 600} + 1,397828 Y - 0,000539 ZlissX - 22,5596 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{0,8} = 1,397828 Y - Zliss \left(\frac{103,2249}{Y - 600} + 0,000539 X \right) - 22,5596 + \varepsilon$$

Les variables explicatives retenues sont la latitude Y (toujours corrélée positivement) ainsi que les termes ZlissX et Zliss/(y-600) (toujours corrélés négativement).

Le coefficient de corrélation multiple est égal à 0,7427, c'est à dire que 55% de la variance totale est expliquée par le relief.

Le graphique ci-dessous visualise la régression entre les pluies quinquennales humides observées et restituées (figure 85).

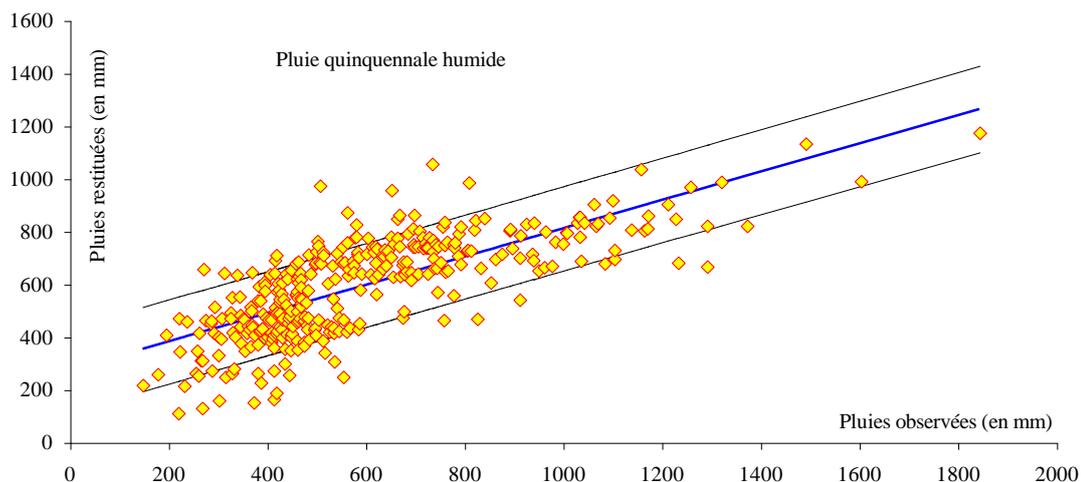


Figure 85. Régression entre les pluies quinquennales humides observées et restituées.

e. pluie décennale humide

Les résultats de la meilleure régression de $P_{0,9}$ sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-114,1817	-0,5351677
Y	1,52909	0,6030808
ZlissX	-0,00059	-0,5127393
Terme constante : -5,21736		
Coef. de cor. multiple : 0,7352		
F expérimental : 137,6241 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,5127393 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ce qui correspond à l'équation de régression suivante :

$$P_{0,9} = -\frac{Zliss \ 114,1817}{Y - 600} + 1,52909 Y - 0,0005915 ZlissX - 5,2174 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{0,9} = 1,52909 Y - Zliss \left(\frac{114,1817}{Y - 600} + 0,0005915 X \right) - 5,2174 + \varepsilon$$

Près de 54% de la variance totale des pluies décennales humides est expliquée par le relief (le coefficient de corrélation multiple est égal à 0,7352).

On constate que ces dernières sont corrélées positivement avec la latitude Y et négativement avec les termes ZlissX et Zliss/(Y - 600).

Nous vérifions l'adéquation de la régression entre les valeurs observées et les valeurs restituées par le modèle retenu par le graphique ci-dessous (figure 86).

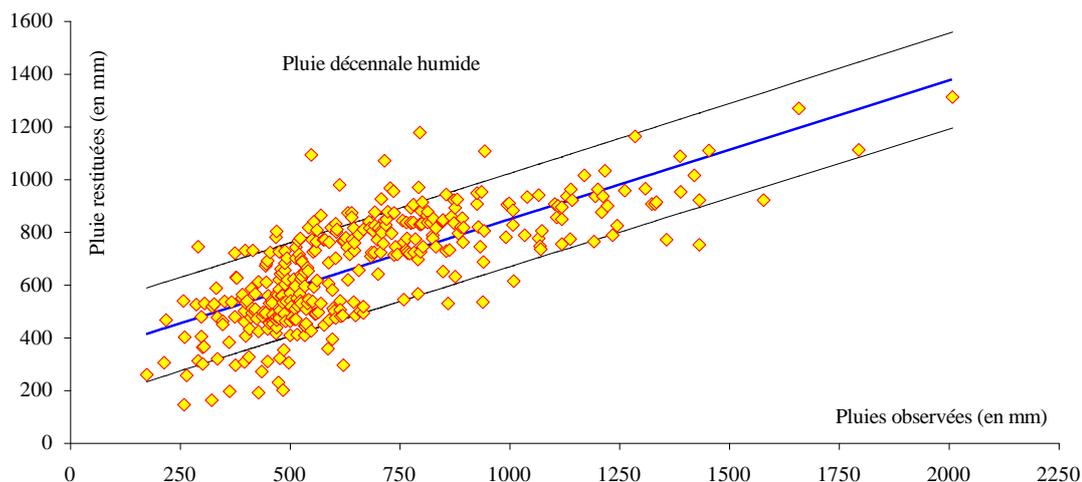


Figure 86. Régression entre les pluies décennales humides observées et restituées.

2.2. Cohérence d'ensemble

Les différents coefficients de corrélation demeurent largement significatifs au seuil de 5%, mais on remarque une très légère croissance lorsque l'on s'éloigne des conditions moyennes (figure 87).

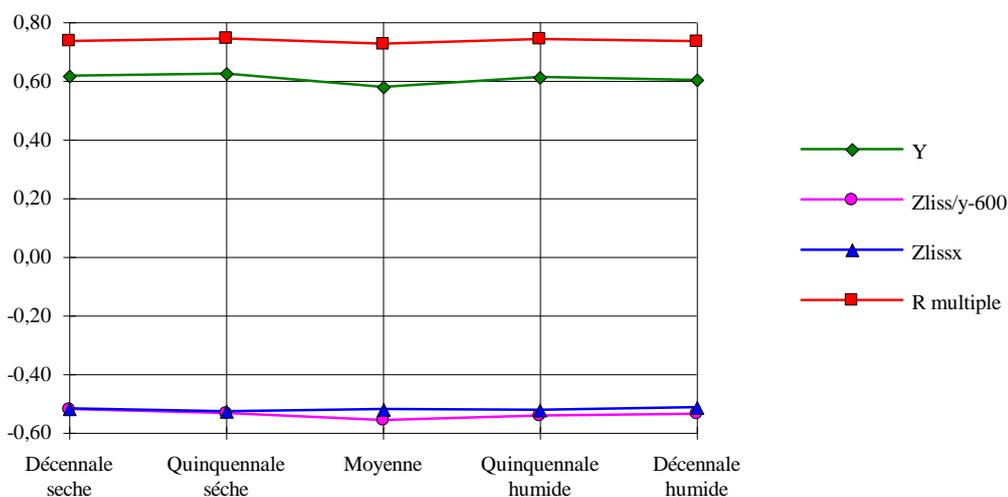


Figure 87. Evolution des coefficients de corrélation.

Cette légère évolution est tout à fait normale puisque plus l'on s'écarte des conditions moyennes, plus l'influence de la variance est sensible. Or on sait que dans des séries entachées d'incertitudes, la variance est beaucoup plus affectée que la moyenne.

Dans le graphique logarithmique ci-dessous (figure 88), nous avons reporté les valeurs absolues des coefficients de régression (seuls les coefficients de régression de Y sont positifs).

On note que l'influence de la latitude (à travers Y), et de l'altitude (à travers ZlissX et Zliss/(Y - 600)) décroît progressivement vers les années les plus sèches.

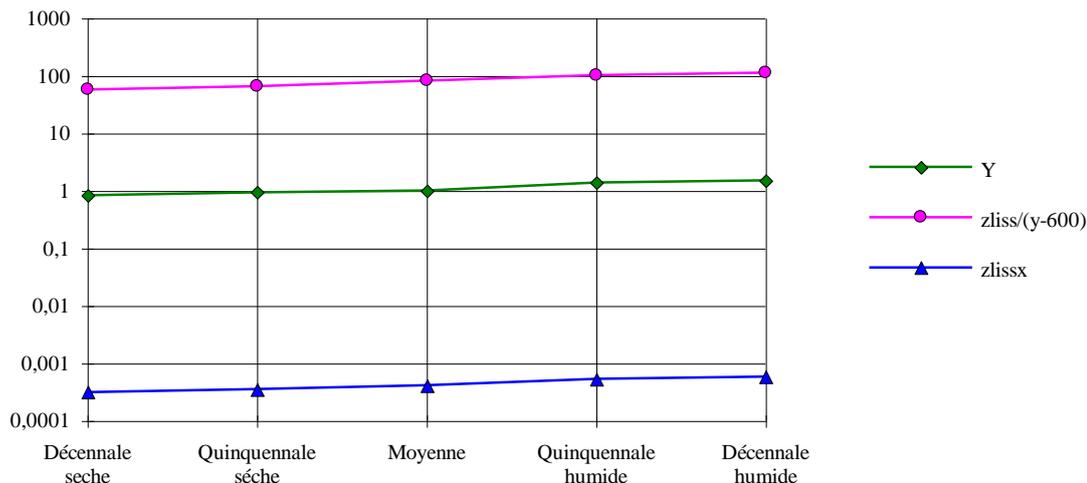


Figure 88. Evolution des coefficients de régression.

2.3. Les pluies mensuelles

a. pluies de janvier

Les résultats de la meilleure régression de P_{janvier} sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-14,454	-0,5966
Y	0,1545	0,5624
ZlissX	-0,00007717	-0,5846
Terme constante : -11,933		
Coef. de cor. multiple : 0,7417		
F expérimental : 170,386 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,5846 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

L'équation de régression s'écrit :

$$P_{\text{janvier}} = -\frac{Zliss \ 14,4545}{Y - 600} + 0,154534 Y - 0,00007717 ZlissX - 11,933 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{janvier}} = 0,154534 Y - Zliss \left(\frac{14,4545}{Y - 600} + 0,00007717 X \right) - 11,933 + \varepsilon$$

On constate que 54% de la variance totale des pluies de janvier est expliquée par le relief ($R = 0,7417$).

Les pluies de janvier se corrént positivement avec la latitude Y, c'est-à-dire qu'elles augmentent en allant de l'Ouest vers l'Est et se corrént négativement avec les termes ZlissX et Zliss/(Y - 600).

La régression entre les valeurs observées et les valeurs estimées par le modèle retenu est visualisée sur le graphique ci-dessous (*figure 89*).

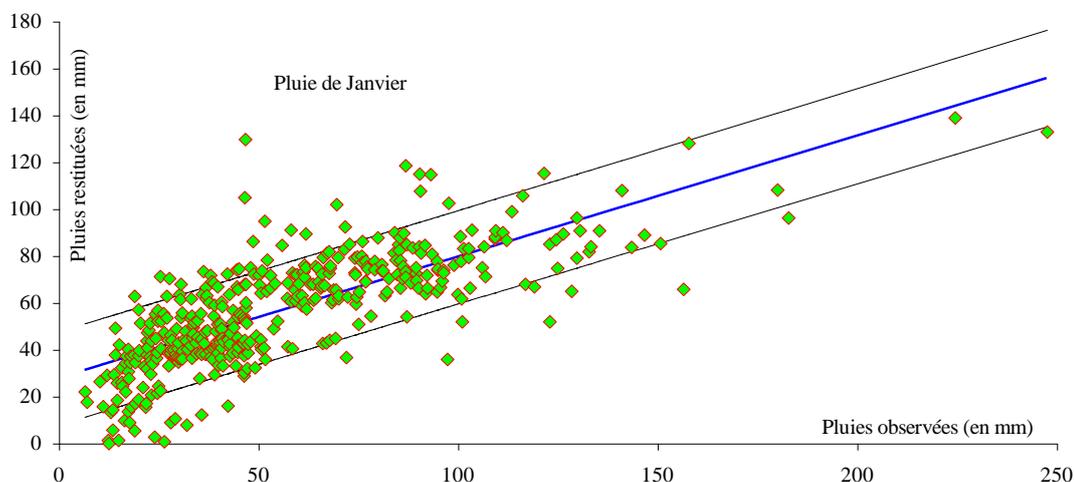


Figure 89. Régression entre les pluies de janvier observées et restituées.

b. pluies de février

Les résultats de la meilleure régression de $P_{\text{février}}$ sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-13,161	-0,5839
Y	0,1291	0,5169
ZlissX	-0,00007026	-0,5719
Terme constante : -1,6911		
Coef. de cor. multiple : 0,71765		
F expérimental : 147,963 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,5169 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ce qui correspond à l'équation de régression suivante :

$$P_{\text{février}} = -\frac{\text{Zliss } 13,161}{Y - 600} + 0,1291 Y - 0,00007026 \text{ZlissX} - 1,6911 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{février}} = 0,1291 Y - \text{Zliss} \left(\frac{13,161}{Y - 600} + 0,00007026 X \right) - 1,6911 + \varepsilon$$

Les paramètres explicatifs pris en compte sont toujours les mêmes et seuls les coefficients de régression varient.

Près de 52% de la variance totale est expliquée par le relief.

Sur le graphique ci-dessous (*figure 90*), nous avons porté les valeurs observées en fonction des valeurs restituées par la régression.

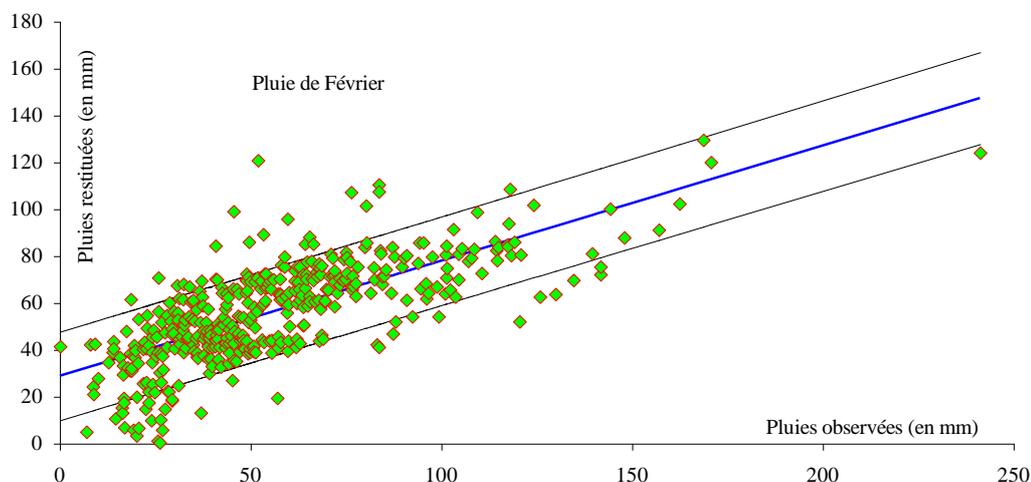


Figure 90. Régression entre les pluies de février observées et restituées.

c. pluies de mars

Les résultats de la meilleure régression de P_{mars} sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-10,211	-0,4698
Y	0,11858	0,4676
ZlissX	-0,00004435	-0,387
Terme constante : 1,7817		
Coef. de cor. multiple : 0,6413		
F expérimental : 97,327 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,387 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ce qui correspond à l'équation de régression suivante :

$$P_{\text{mars}} = -\frac{\text{Zliss } 10,2107}{Y - 600} + 0,11858 Y - 0,00004435 \text{ZlissX} + 1,7817 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{mars}} = 0,11858 Y - \text{Zliss} \left(\frac{10,2107}{Y - 600} + 0,00004435 X \right) + 1,7817 + \varepsilon$$

On remarque que les variables explicatives restent les mêmes et que seuls les coefficients de régression changent, avec un coefficient de régression multiple égal à 0,72.

Comme dans les cas précédents, les pluies de mars se corrélaient positivement avec la latitude Y et négativement avec les termes ZlissX et Zliss/ (Y - 600).

Nous vérifions l'adéquation de la régression entre les pluies observées et restituées par le graphique ci-dessous (figure 91).

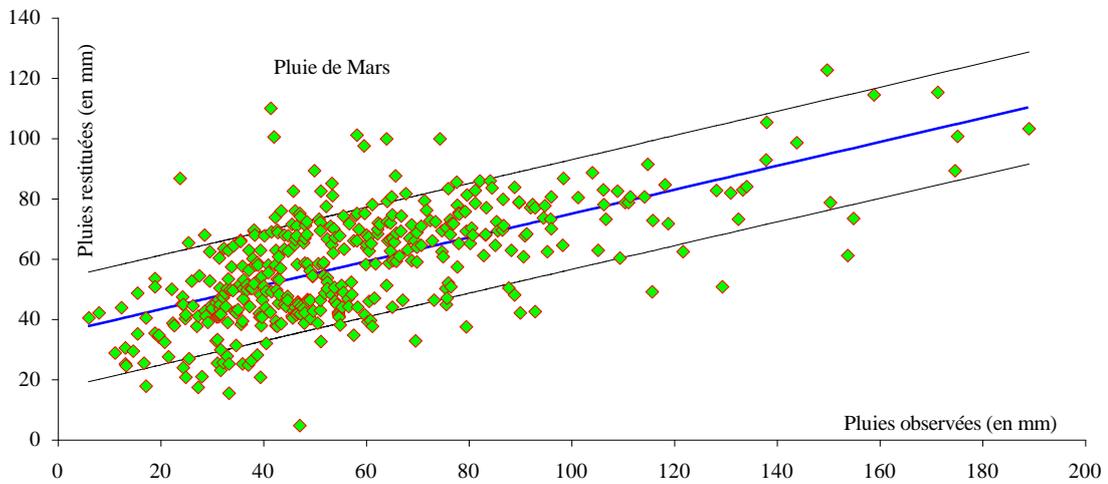


Figure 91. Régression entre les pluies de mars observées et restituées.

d. pluies d'avril

Les résultats de la meilleure régression de P_{avril} sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-7,2193	-0,43088
Y	0,0974	0,45173
ZlissX	-0,0000281	-0,30194
X	-0,01423	-0,26213
Terme constante : 12,562		
Coef. de cor. multiple : 0,687		
F expérimental : 93,167 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,26213 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ceci correspond à l'équation de régression suivante :

$$P_{\text{avril}} = -\frac{Z_{\text{liss}} 7,2193}{Y - 600} + 0,0974 Y - 0,0000281 Z_{\text{liss}} X - 0,01423 X + 12,562 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{avril}} = 0,0974 Y - Z_{\text{liss}} \left(\frac{7,2193}{Y - 600} + 0,00007717 X \right) - 0,01423 X + 12,562 + \varepsilon$$

Les paramètres explicatifs retenus sont les termes $Z_{\text{liss}}/(Y - 600)$ et $Z_{\text{liss}}X$, ainsi la longitude X, et la latitude Y.

La qualité de la régression entre les pluies observées et estimées peut être appréciée en observant le graphique ci-dessous (figure 92).

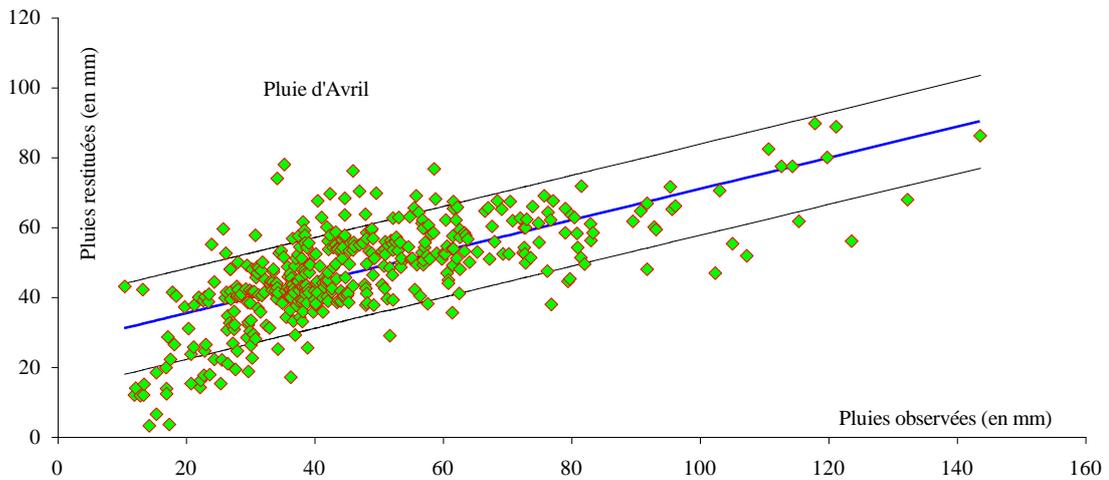


Figure 92. Régression entre les pluies d’avril observées et restituées.

e. pluies de mai

Les résultats de la meilleure régression de P_{mai} sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-2,3998	-0,48118
Y	0,05325	0,45906
X	-0,0128	-0,4598
Terme constante : 15,2552		
Coef. de cor. multiple : 0,6567		
F expérimental : 105,6297 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,45906 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ceci correspond à l'équation de régression suivante :

$$P_{\text{mai}} = -\frac{\text{Zliss } 2,3998}{Y - 600} + 0,05325 Y - 0,0128 \text{Zliss}X + 15,2552 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{mai}} = 0,05325 Y - \text{Zliss}\left(\frac{2,3998}{Y - 600} + 0,0128 X\right) + 15,2552 + \varepsilon$$

Les paramètres explicatifs retenus sont la latitude Y (corrélée positivement), et les termes ZlissX et Zliss/(Y - 600) (ces deux derniers sont corrélés négativement).

La régression entre les valeurs observées et restituées est représentée sur le graphique ci-dessous (figure 93).

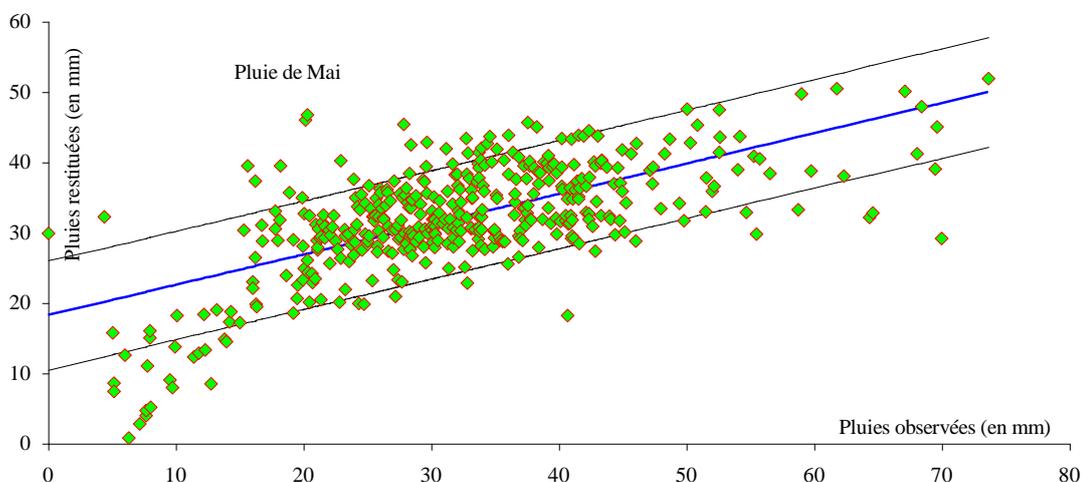


Figure 93. Régression entre les pluies de mai observées et restituées.

f. pluies de juin

Les résultats de la meilleure régression de P_{juin} sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Y	0,02866	0,4378
ZlissX	0,0000064	0,2909
Zlis	0,01173	0,4751
ZlissY	-0,0000234	0,2777
Terme constante : -4,3722		
Coef. de cor. multiple : 0,6952		
F expérimental : 97,537 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,2777 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ce qui correspond à l'équation de régression suivante :

$$P_{\text{juin}} = 0,02866 Y + 0,0000064 Z_{\text{lissX}} + 0,01173 Z_{\text{liss}} - 0,0000234 Z_{\text{lissY}} - 4,3722 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{juin}} = 0,02866 Y + Z_{\text{liss}} (0,0000064 X + 0,01173 - 0,0000234 Y) - 4,3722 + \varepsilon$$

Les paramètres explicatifs retenus sont la latitude Y, l'altitude lissée Zliss, et les termes ZlissY et ZlissX. Toutes les variables sont corrélées positivement.

La régression entre les valeurs observées et restituées est représentée sur le graphique ci-dessous (figure 94).

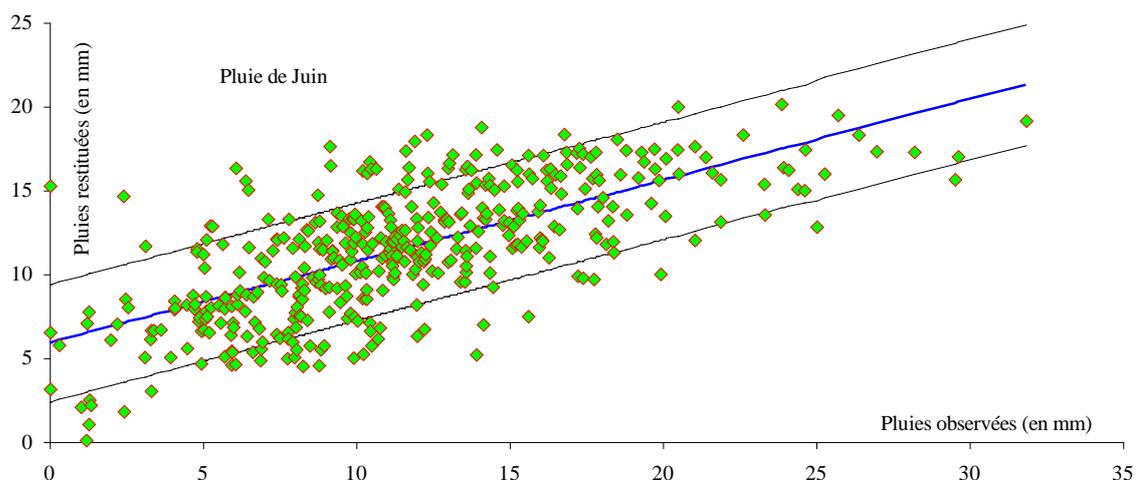


Figure 94. Régression entre les pluies de juin observées et restituées.

g. pluies de juillet

Les résultats de la meilleure régression de P_{juillet} sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Y	0,010147	0,3411
ZlissX	0,0000037	0,348
Zlis	0,00537	0,4588
ZlissY	-0,0000112	-0,2786
Terme constante : -2,7908		
Coef. de cor. multiple : 0,709		
F expérimental : 105,368 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,2786 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

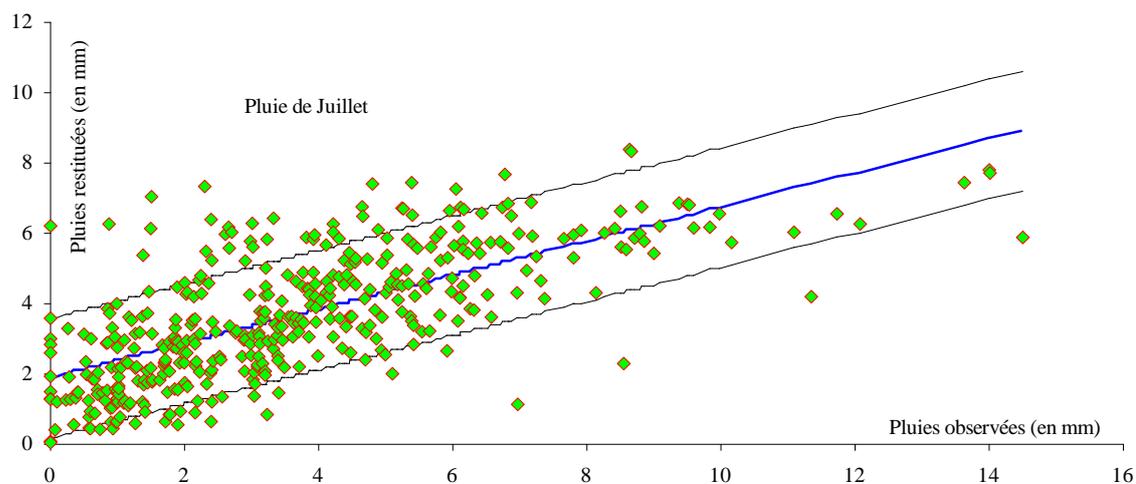


Figure 95. Régression entre les pluies de juillet observées et restituées.

Le graphique ci-dessus (*figure 95*) traduit la forme de la régression entre les valeurs observées et restituées.

L'équation de la régression s'écrit :

$$P_{\text{juillet}} = 0,010147 Y + 0,0000037 Z_{\text{liss}X} + 0,00537 Z_{\text{liss}} - 0,0000112 Z_{\text{liss}Y} - 2,7908 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{juillet}} = 0,010147 Y + Z_{\text{liss}} (0,0000037 X + 0,00537 - 0,0000112 Y) - 2,7908 + \varepsilon$$

Les variables explicatives retenues par le modèle sont la latitude Y, l'altitude lissée Zliss et les termes ZlissX et ZlissY.

h. pluies d'août

Les résultats de la meilleure régression de $P_{\text{août}}$ sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Y	0,02237	0,4128
ZlissX	0,0000122	0,5694
Zlis	0,00877	0,4314
ZlissY	-0,000037	-0,4787
Terme constante : -5,3		
Coef. de cor. multiple : 0,7011		
F expérimental : 100,783 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,4128 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Nous retrouvons les mêmes paramètres explicatifs que précédemment.

La régression entre les valeurs observées et restituées est représentée sur le graphique ci-dessus (*figure 96*).

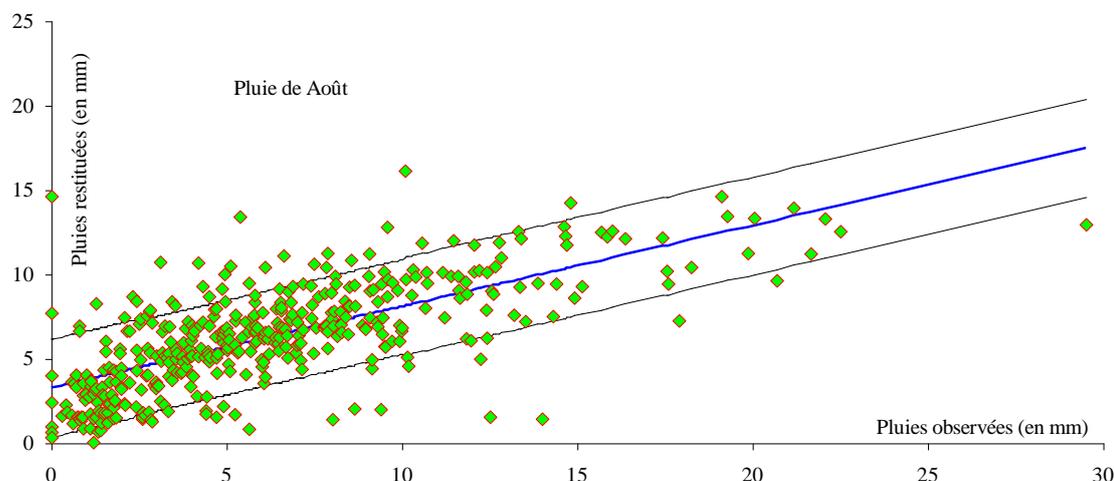


Figure 96. Régression entre les pluies d'août observées et restituées.

L'équation de régression est la suivante :

$$P_{\text{août}} = 0,02237 Y + 0,0000122 Z_{\text{liss}X} + 0,00877 Z_{\text{liss}} - 0,000037 Z_{\text{liss}Y} - 5,3 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{août}} = 0,02237 Y + Z_{\text{liss}} (0,0000122 X + 0,00877 - 0,000037 Y) - 5,3 + \varepsilon$$

i. pluies de septembre

Les résultats de la meilleure régression de $P_{\text{septembre}}$ sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Y	0,09126	0,5679
Z _{liss} X	0,0000213	0,4114
Z _{lis}	0,01757	0,3366
Z _{liss} Y	-0,0000776	-0,3915
Terme constante : -14,773		
Coef. de cor. multiple : 0,6856		
F expérimental : 92,482 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,3366 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ce qui correspond à l'équation de régression suivante :

$$P_{\text{septembre}} = 0,09126 Y + 0,0000213 Z_{\text{liss}X} + 0,01757 Z_{\text{liss}} - 0,0000776 Z_{\text{liss}Y} - 14,773 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{septembre}} = 0,09126 Y + Z_{\text{liss}} (0,0000213 X + 0,01757 - 0,0000776 Y) - 14,773 + \varepsilon$$

Pour mieux illustrer le modèle retenu, nous avons reporté sur le graphique (*figure 97*) la pluie estimée en fonction de la pluie observée.

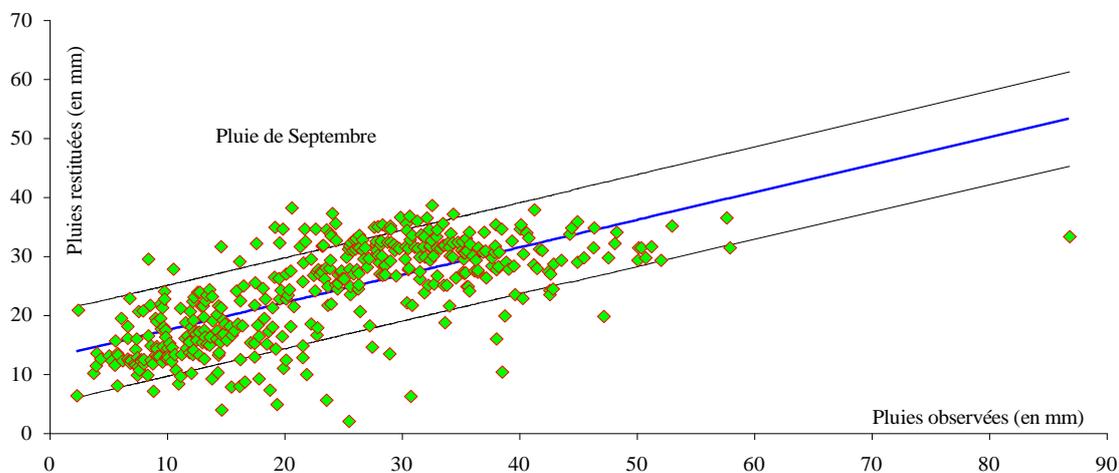


Figure 97. Régression entre les pluies de septembre observées et restituées.

On remarque qu'en septembre encore les paramètres explicatifs du modèle de la régression restent les mêmes et que seuls les coefficients de régression varient.

Ces paramètres se corrént positivement avec les pluies de septembre à l'exception du terme $Z_{liss}Y$, corrélé négativement.

j. pluies d'octobre

Les résultats de la meilleure régression de P_{octobre} sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
$Z_{liss}/(Y - 600)$	-9,1758	-0,3927
Y	0,1136	0,5855
$Z_{liss}Y$	-0,00015	-0,4445
Terme constante : 5,38227		
Coef. de cor. multiple : 0,71515		
F expérimental : 145,861 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,3927 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ce qui correspond à l'équation de régression suivante :

$$P_{\text{octobre}} = -\frac{Z_{liss} 9,1758}{Y - 600} + 0,1136 Y - 0,00015 Z_{liss} Y + 5,38227 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{octobre}} = 0,1136 Y - Z_{liss} \left(\frac{9,1758}{Y - 600} + 0,00015 Y \right) + 5,38227 + \varepsilon$$

Les variables explicatives retenues sont les variables devenues classiques c'est-à-dire la latitude Y, les termes $Z_{liss}Y$ et $Z_{liss}/(Y - 600)$.

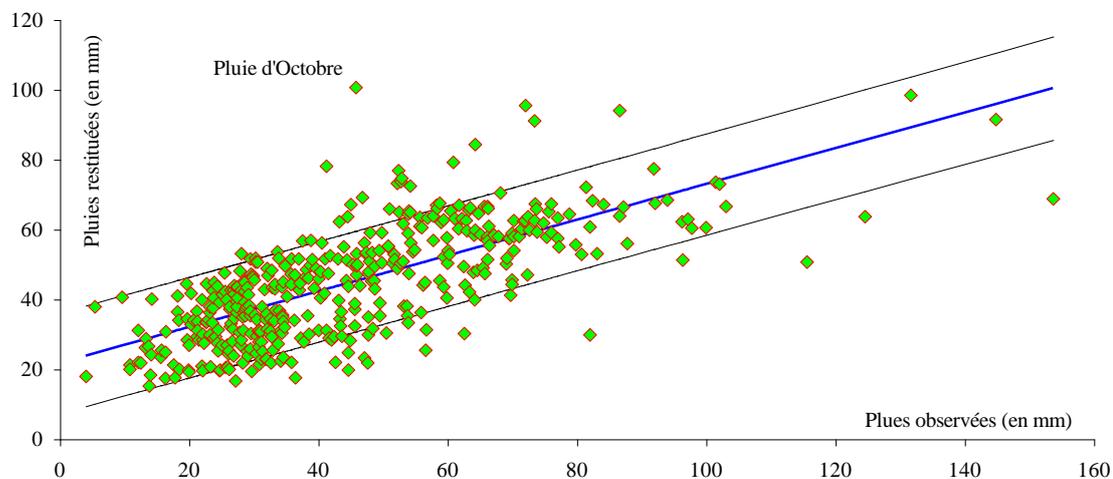


Figure 98. Régression entre les pluies d'octobre observées et restituées.

Près de 52% de la variance totale est expliquée par le relief (le coefficient de corrélation multiple égal à 0,72).

Pour visualiser la qualité de la régression, sur le graphique ci-dessus (*figure 98*), nous avons reporté la valeur restituée en fonction de la valeur observée.

k. pluies de novembre

Les résultats de la meilleure régression de P_{novembre} sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-10,473	-0,5109
Y	0,12662	0,5238
ZlissX	-0,000065	-0,5588
Terme constante : 1,7844		
Coef. de cor. multiple : 0,6918		
F expérimental : 127,921(ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,5109(ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ce qui correspond à l'équation de régression suivante :

$$P_{\text{novembre}} = -\frac{Z_{\text{liss}} 10,473}{Y - 600} + 0,12662 Y - 0,000065 Z_{\text{liss}} X + 1,7844 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{novembre}} = 0,12662 Y - Z_{\text{liss}} \left(\frac{10,473}{Y - 600} + 0,000065 X \right) + 1,7844 + \varepsilon$$

Les paramètres explicatifs du modèle sont la latitude Y (corrélée positivement), les termes ZlissX et Zliss/(Y - 600) (les deux derniers se corrént négativement avec des pluies de novembre).

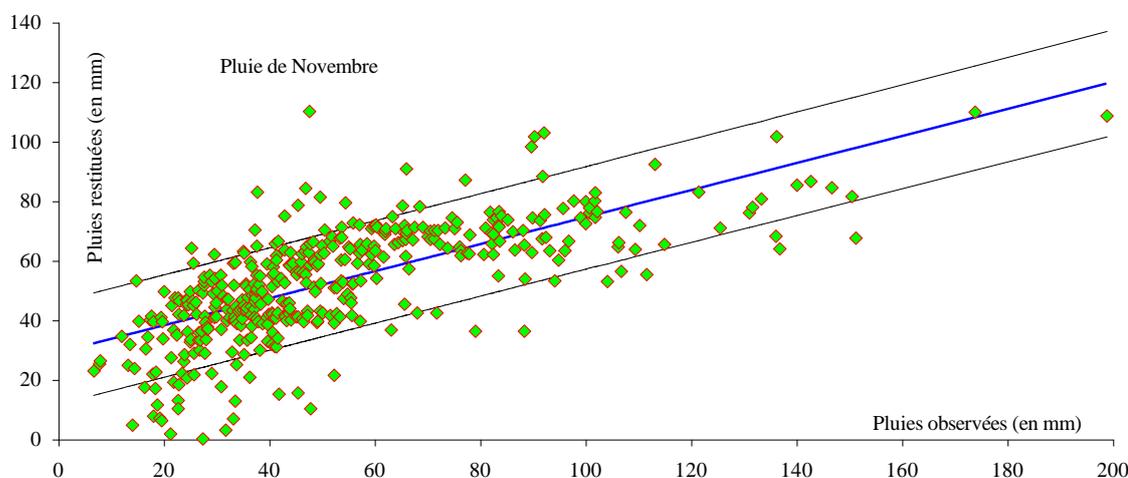


Figure 99. Régression entre les pluies de novembre observées et restituées.

Le graphique ci-dessous (*figure 99*) traduit la forme de la régression entre les valeurs observées et restituées.

l. pluies de décembre

Les résultats de la meilleure régression de $P_{\text{décembre}}$ sont les suivants :

Variable	Coef. de régression	Coef. cor. partielle
Zliss/(Y - 600)	-15,413	-0,5313
Y	0,20917	0,5888
ZlissX	-0,000084	-0,5264
Terme constante : -25,013		
Coef. de cor. multiple : 0,7254		
F expérimental : 154,773 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		
Plus petit r : 0,5264 (ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard)		

Ceci correspond à l'équation de régression suivante :

$$P_{\text{décembre}} = -\frac{Zliss \ 15,413}{Y - 600} + 0,20917Y - 0,000084ZlissX - 25,013 + \varepsilon$$

Cette équation devient :

$$P_{\text{décembre}} = 0,20917Y - Zliss \left(\frac{15,413}{Y - 600} + 0,000084X \right) - 25,013 + \varepsilon$$

Les variables explicatives sont les mêmes que précédemment.

Près de 53% de la variance totale des pluies de décembre est expliquée par le relief.

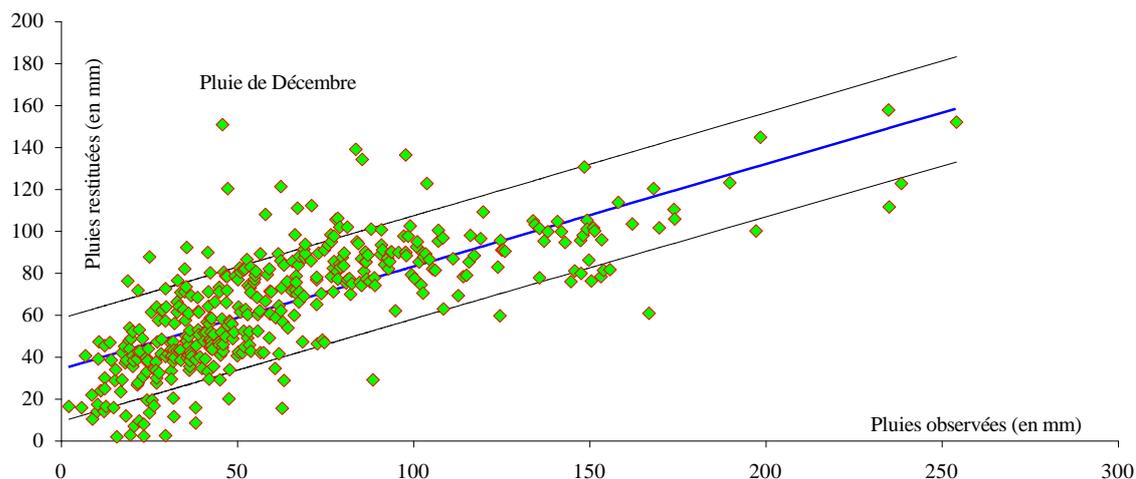


Figure 100. Régression entre les pluies de décembre observées et restituées.

Le résultat de la régression entre les pluies observées et estimées est représenté sur le graphique ci-dessus (*figure 100*).

CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons cherché une relation pluviométrie - morphométrie, en utilisant le modèle de régression multiple linéaire.

Une fois les variables explicatives définies, nous les avons liées aux différents paramètres pluviométriques : les hauteurs de pluie annuelle, les hauteurs de pluie de différentes fréquences (0,1, 0,2, 0,8, 0,9) et les pluies mensuelles.

L'utilisation de la régression multiple linéaire de type «*backward elimination*» (méthode régressive pas à pas) nous a permis d'établir des modèles globaux, sur la base des 421 stations du domaine d'étude.

Toutes les régressions sont, au sens statistique, assez significatives. Le seuil de signification adopté pour les coefficients de corrélation (partielle et multiple) est de 95%.

Il y a donc moins de 5% de chance pour que les régressions obtenues soient dues au seul fait du hasard.

Les paramètres de relief interviennent différemment dans leur liaison avec la pluviométrie. En dehors du relief, le phénomène pluviométrique dépend de la position géographique. La latitude (Y) et les termes Z_{lissX} , Z_{lissY} et $Z_{liss}/(Y-600)$ sont des paramètres qui interviennent dans presque toutes les régressions.

On constate que les pluies se corrélaient toujours positivement avec la latitude Y, c'est-à-dire qu'elles augmentent en allant du Sud vers le Nord et se corrélaient négativement avec les termes Z_{lissX} et Z_{lissY} ce qui signifie que les gradients altimétriques sont plus forts au Nord qu'au Sud et à l'Est qu'à l'Ouest.

Pour visualiser la qualité de chaque modèle de régression, nous avons porté sur le graphique la pluie observée en fonction de la pluie estimée par le modèle.

Les coefficients de corrélation multiple varient entre 0,69 et 0,75. Dans le meilleur des cas, 56% de la variance totale est expliquée par le relief.

Chapitre VIII

ANALYSE STRUCTURALE ET CARTOGRAPHIE AUTOMATIQUE

INTRODUCTION

Un phénomène hydrométéorologique peut être caractérisé par la répartition dans l'espace d'un certain nombre de grandeurs mesurables (par exemple : la hauteur annuelle ou mensuelle de pluie tombée aux différents endroits d'un domaine d'étude) qui seront appelées variables régionalisées (*Matheron G., 1970, 1980*).

Dans notre cas, une variable régionalisée n'est généralement connue que par un nombre fini de mesures. Pour donner une image globale de cette variable régionalisée, il est nécessaire de faire des hypothèses sur sa structure.

Les valeurs aléatoires ($Z(x)$ et $Z(x+h)$) mesurées en deux points voisins x et $x+h$ sont autocorrélées et cette autocorrélation dépend du vecteur h (module et direction).

Cependant, nous ne pourrions pas décrire notre variable régionalisée par l'étude directe à l'aide d'une fonction analytique classique (modélisation déterministe) car la variabilité de cette fonction dans l'espace est très complexe avec toutes sortes de discontinuités. Nous ne pourrions pas non plus interpréter toutes les valeurs numériques comme deux réalisations indépendantes d'une même variable aléatoire car cette méthode ne prendra pas en compte l'autocorrélation spatiale entre deux valeurs voisines ($Z(x)$ et $Z(x+h)$).

Pour tenir compte de ce double aspect aléatoire et structuré de la variable régionalisée ($Z(x)$) nous allons utiliser le variogramme (*annexes B6 et B7*).

1. LE VARIOGRAMME

La géostatistique utilise l'outil variogramme pour la caractérisation des structures de variabilités spatiales des grandeurs considérées (*Serra J., 1967, Dauphine A. Voiron-Canicio Ch., 1988*). Celui-ci se charge de résumer de façon quantifiée, toute l'information structurale sur le problème étudié.

Le variogramme se construit à partir de la formule :

$$2\gamma(h) = \sum_{i=1}^{N(h)} \{Z_k(x) - Z_k(x+h)\}^2$$

où $N(h)$ représente le nombre de couples de points de mesure $(x, x+h)$ distants de h .

Dans la pratique, pour une distance h donnée, le nombre de couples $N(h)$ est parfois très faible. Pour calculer le variogramme expérimental, il est alors nécessaire de construire des classes de distances dont les bornes sont choisies soit de manière à calculer chaque valeur $\gamma(h)$ avec un nombre égal de couples, soit de façon à avoir des classes de même largeur.

Compte tenu de la densité du réseau (420 stations ont été choisies), nous avons évalué les variogrammes expérimentaux par des classes de 5 km de distance.

Nous en avons retenu 24 sur une largeur $L = 24 * 5 = 120$ km. On constate que pour les petites distances, les couples sont formés par un nombre restreint de stations. Or, les points correspondant aux premières classes sont importants pour l'interprétation du variogramme.

Avant de présenter les résultats du variogramme, nous allons décrire les différents schémas théoriques de régionalisation.

- *Les modèles théoriques de variogramme*

Les modèles théoriques de variogramme les plus fréquemment utilisés se classent suivant deux caractéristiques :

- le comportement à l'origine ;
- le comportement à l'infini (existence ou non d'un palier).

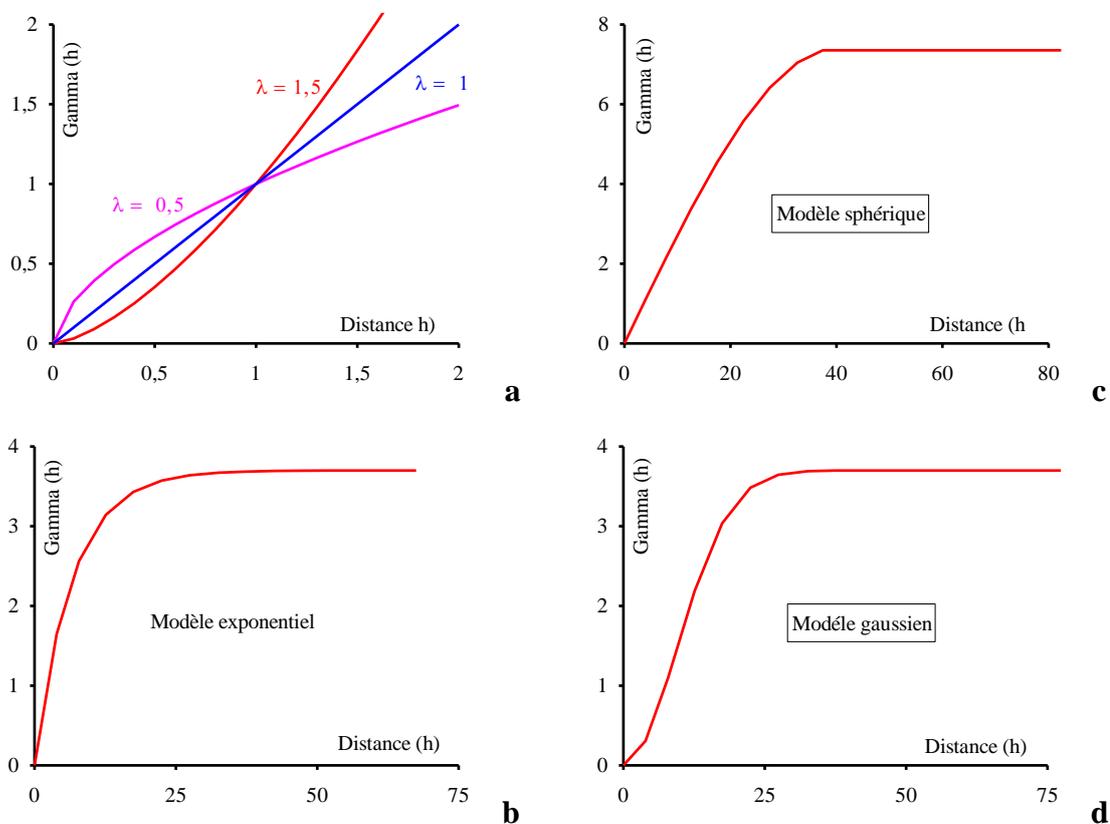
a) Les modèles sans palier :

- les schémas en h^λ avec $0 < \lambda < 2$ (figure 101a)
- les schémas logarithmiques

b) Les modèles à palier. Ce sont ceux qui présentent un palier $C = \gamma(\infty)$. Ces modèles se différencient par leur comportement à l'origine (linéaire et parabolique) :

- le modèle exponentiel (figure 101b) :

$$\gamma(h) = C \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right)$$



- le modèle sphérique (*figure 101c*) :

$$\begin{aligned} \text{pour } h < a \quad \gamma(h) &= C \left[\frac{3|h|}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a} \right)^3 \right] \\ \text{pour } h > a \quad \gamma(h) &= C \end{aligned}$$

Dans le cas du modèle sphérique, la croissance est forte à l'origine. La tangente à l'origine coupe le palier en un point d'abscisse $2a/3$. La pente à l'origine est égale à $3c/2a$.

Il est à remarquer que le schéma sphérique atteint effectivement son palier pour une distance $h = a =$ portée.

Quant au schéma exponentiel, le palier n'est atteint qu'asymptotiquement.

Cependant, en pratique, on ne voit pas la différence entre ces deux paliers (palier effectif et asymptote).

- le modèle gaussien (*figure 101d*) :

$$\gamma(h) = C \left(1 - e^{-\left(\frac{h}{a}\right)^2} \right)$$

Le comportement parabolique à l'origine témoigne une bonne continuité et régularité de la variable régionalisée.

2. VARIOGRAMMES DES RESIDUS DE REGRESSION

En chaque station, nous connaissons la pluie (moyenne annuelle, avec ses différentes fréquences, et mensuelle) observée ainsi que son estimation à partir des équations de régression. Ainsi le résidu de régression des pluies en un poste donné sera :

$$\text{Résidu} : \varepsilon = P_{\text{observé}} - P_{\text{estimé}}$$

Ces résidus de régression sont stationnaires d'ordre 2 et se prêtent donc plus facilement à une interpolation.

Nous avons utilisé le sous-module «Vario» du logiciel GEOEAS (*annexe B1*), qui ajuste visuellement les variogrammes expérimentaux aux différents schémas à paliers développés ci-avant.

Comme nous le verrons plus loin, le modèle théorique retenu est le modèle de type exponentiel sans l'effet de pépité.

Le procédé d'ajustement «visuel» se fait de la façon suivante : en jouant sur les caractéristiques, palier, constant de pépité et portée, on visualise sur écran plusieurs ajustements. On retiendra celui qui «paraît» le meilleur.

Les résultats de ces ajustements sont les suivants (*figures 102,103,104*) :

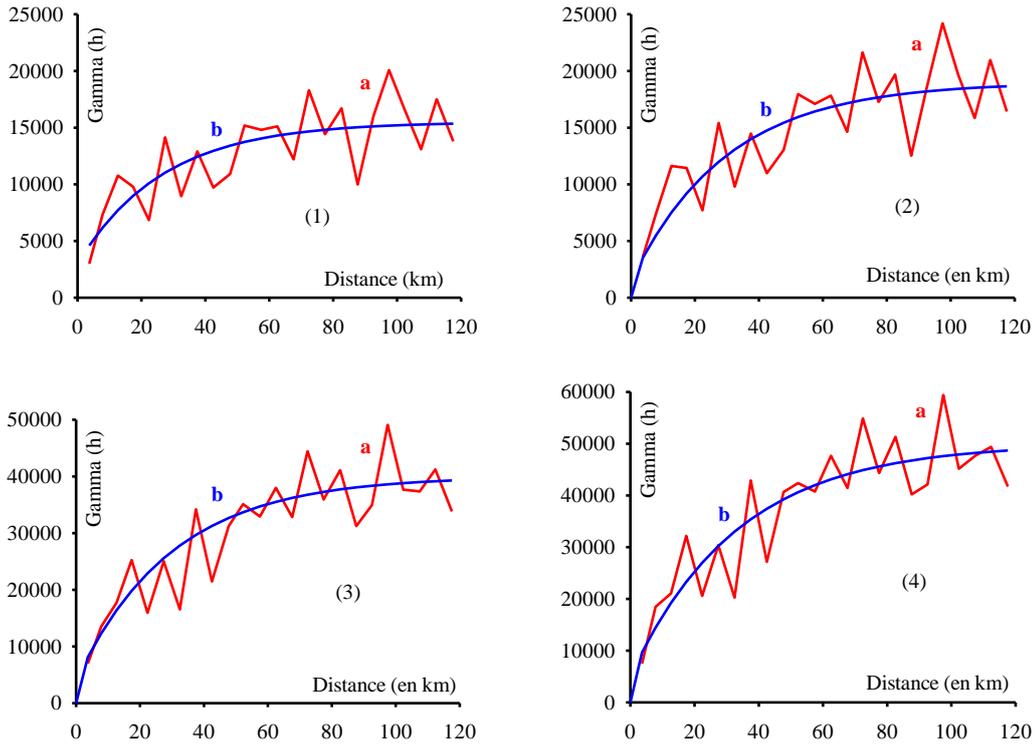


Figure 102. Variogrammes expérimentaux et théoriques pour les résidus des pluies annuelles.(a - variogramme expérimental, b - modèle théorique) :
 (1) Résidus de pluie décennale sèche, (2) Résidus de pluie quinquennale sèche, (3) Résidus de pluie quinquennale humide, (4) Résidus de pluie décennale humide.

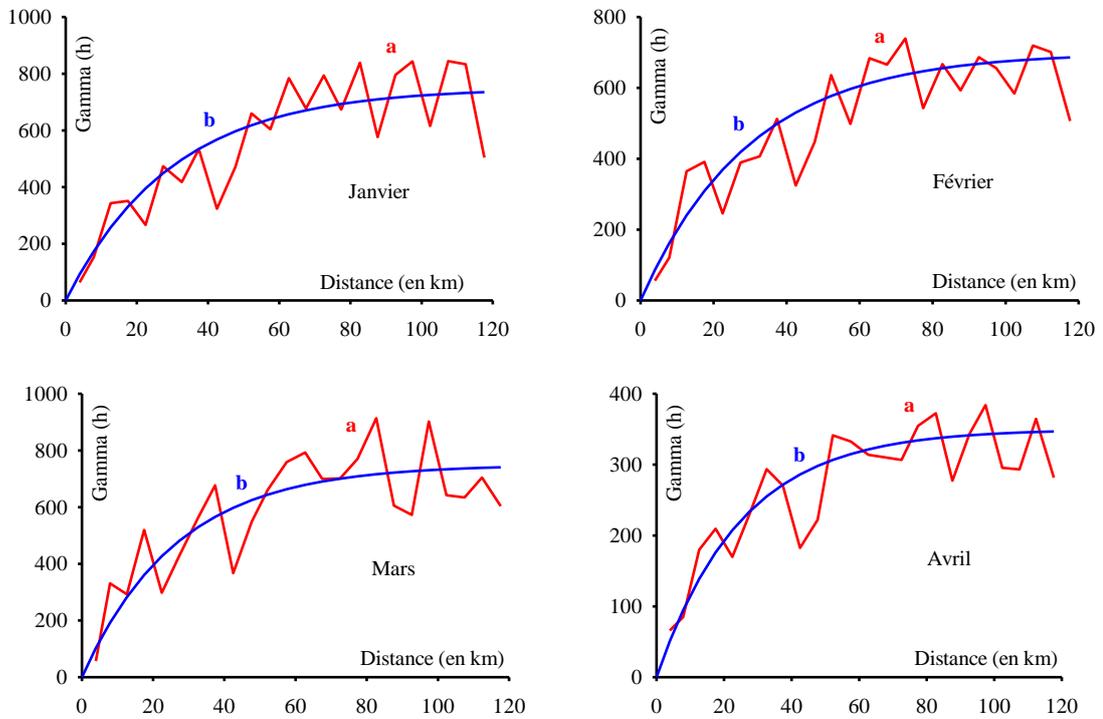


Figure 103. Variogrammes expérimentaux et théoriques pour les résidus des pluies mensuelles (a - variogramme expérimental, b - modèle théorique).

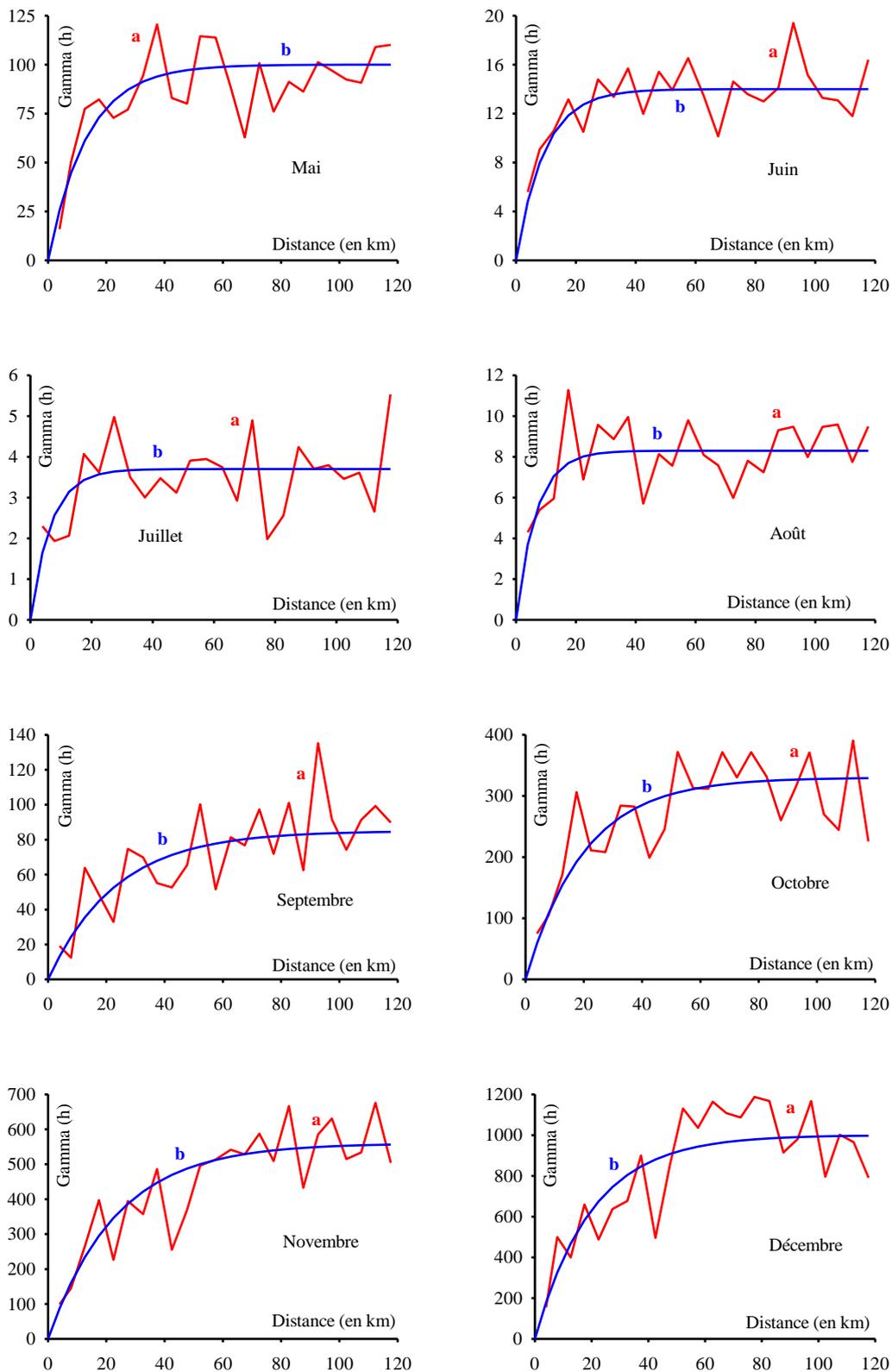


Figure 103. Variogrammes expérimentaux et théoriques pour les résidus des pluies mensuelles (a - variogramme expérimental, b - modèle théorique) (fin).

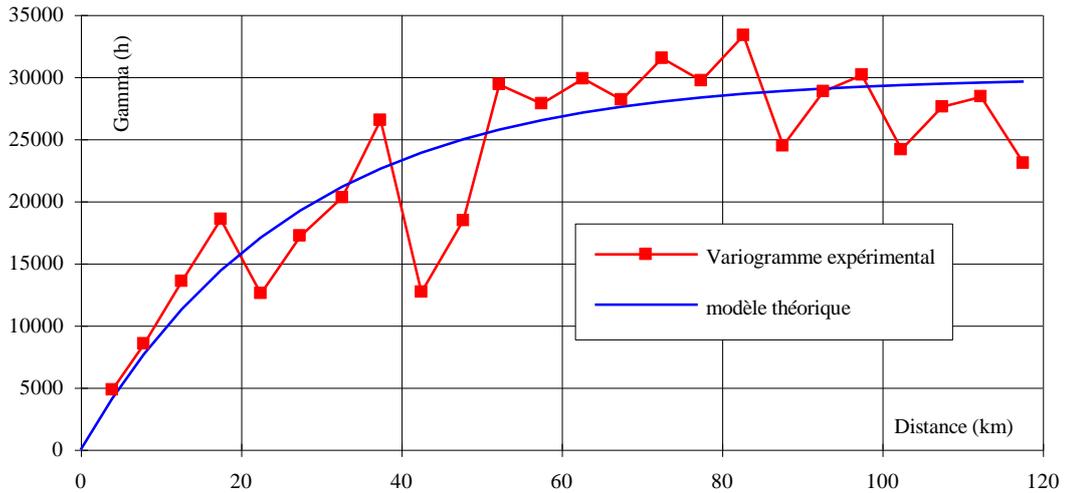


Figure 104. Variogramme expérimental et théorique pour les résidus de pluies moyennes annuelles.

Dans le *tableau 13*, nous donnons les paliers et portées pratiques pour les différents résidus de régression (les hauteurs de pluie annuelles et mensuelles, ainsi que les hauteurs de pluies annuelles de différentes fréquences).

	Palier	Portée (en km)
Pluie décennale sèche	15500	90
Pluie quinquennale sèche	19000	90
P luie moyenne annuelle	30000	80
Pluie quinquennale humide	40000	90
Pluie décennale humide	50000	90
Janvier	750	90
Février	700	90
Mars	750	80
Avril	350	75
Mai	100	40
Juin	14	28
Juillet	3,7	20
Août	8,3	20
Septembre	85	70
Octobre	330	60
Novembre	560	70
Décembre	1000	60

Tableau 13. Paliers et portées des variogrammes exponentiels des résidus de régression des pluies.

On remarque que la portée est d'autant plus faible (juin, juillet et août) que le palier est faible (*figure 105*). Ceci n'est pas surprenant puisque, pendant les mois d'été, la part de la variance expliquée par le relief et la situation est nettement plus faible.

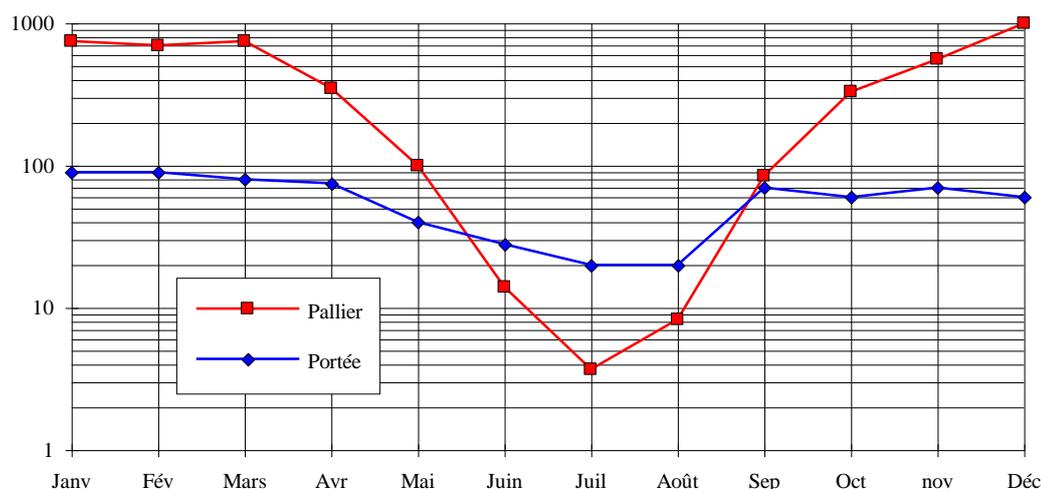


Figure 105. Evolution mensuelle des portées et paliers.

L'identification de ces paramètres de structure permet de reconstituer la valeur du résidu de régression ε par krigeage dans le cadre de l'hypothèse intrinsèque.

3. INTERPOLATION DES RESIDUS DE REGRESSION

Plusieurs méthodes d'interpolation donnent des solutions conduisant à des appréciations différentes des valeurs estimées.

Seule une connaissance naturaliste du phénomène étudié peut orienter le choix d'une méthode d'interpolation. Dans l'annexe B8, nous présentons une revue non-exhaustive des méthodes modernes d'interpolation les plus efficaces.

L'interpolation des résidus (ε) de régression pour les variables pluviométriques (les hauteurs de pluies annuelles et mensuelles, ainsi que les hauteurs de pluies annuelles de fréquence 0,1, 0,2, 0,8, 0,9) a été effectuée avec le logiciel SURFER (annexe B1).

L'estimation des résidus de régression (ε) aux points de grille, en utilisant la méthode de krigeage dans le cadre de l'hypothèse intrinsèque, nous a fourni les cartes (17 au total) des champs des résidus.

Ci-dessous (planche 17), nous présentons à titre d'exemple la carte des résidus de régression des pluies moyennes annuelles.

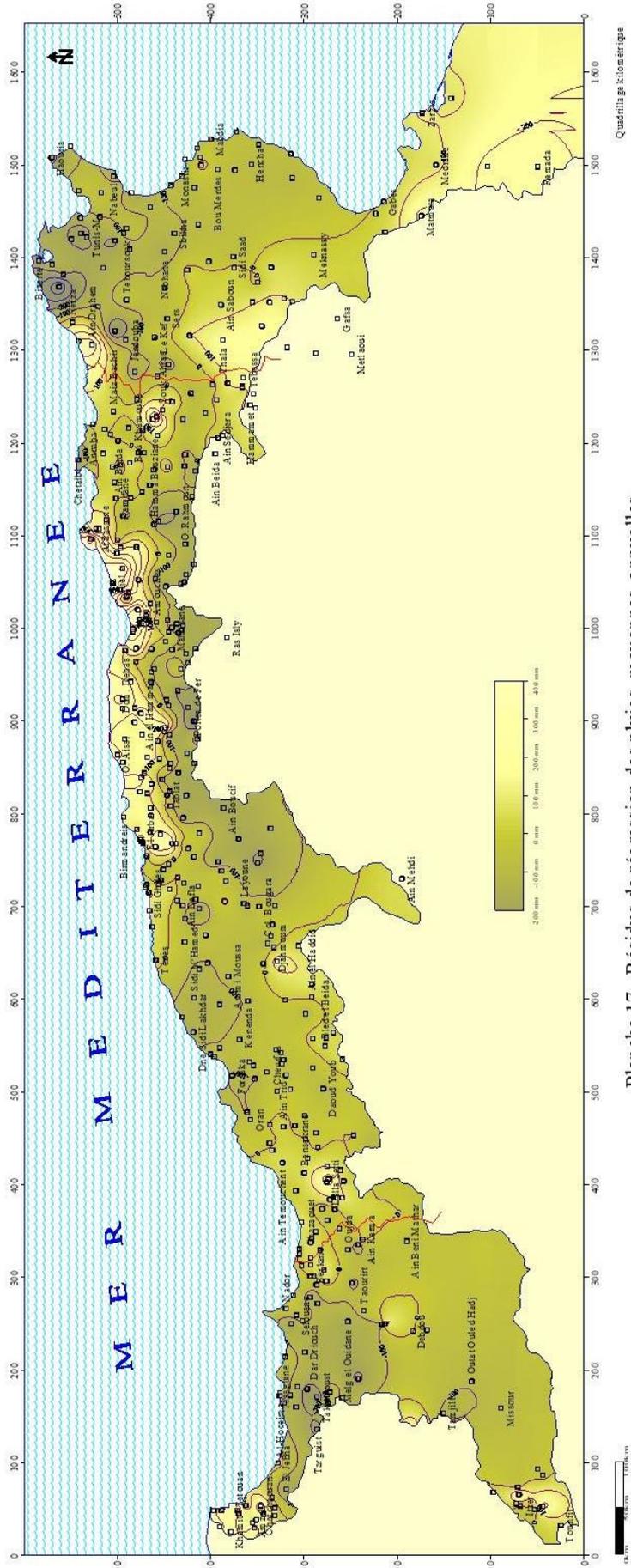


Planche 17. Résidus de régression des pluies moyennes annuelles.

4. CARTOGRAPHIE AUTOMATIQUE

4.1. Elaboration des cartes

En tout point de notre grille, nous connaissons l'interpolation du résidu de régression, mais, à partir du modèle numérique d'altitudes, nous connaissons également les altitudes lissées (Zliss).

Enfin, tout point de la grille correspond à des coordonnées kilométriques X et Y connues.

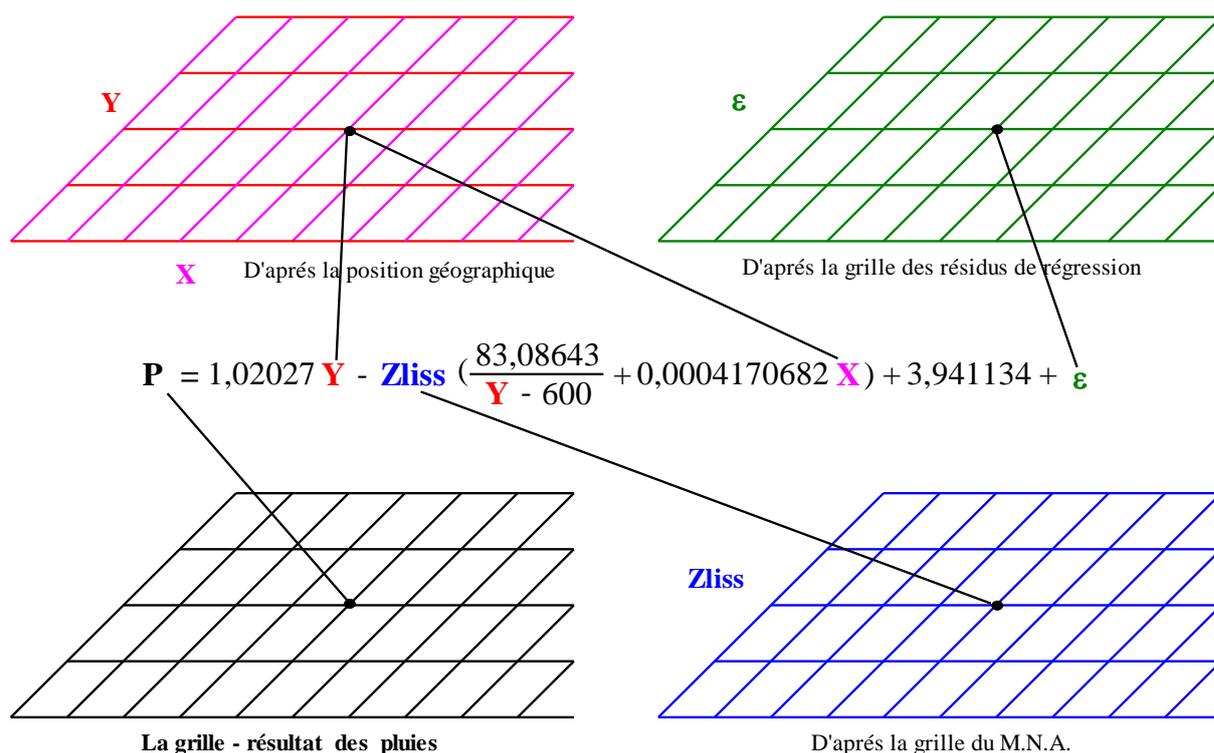


Figure 106. Schéma de construction des cartes finales de pluies.

Comme l'illustre le schéma ci-dessus (figure 106) il suffit donc d'appliquer l'équation de régression puis d'ajouter au résultat le résidu de régression interpolé pour obtenir l'estimation de la pluie en tout point de grille.

Cette démarche a été effectuée 17 fois : pour les pluies moyennes annuelles et mensuelles, ainsi que pour les hauteurs de pluies annuelles de fréquence 0,1, 0,2, 0,8, 0,9.

A partir des 17 grilles ainsi établies, nous avons tracé les courbes isohyètes avec le logiciel SURFER (annexe B1). Dans les pages suivantes, nous présentons les cartes pluviométriques obtenues (planches 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34 et en **version A3** : voir *Precipitations.pdf*).

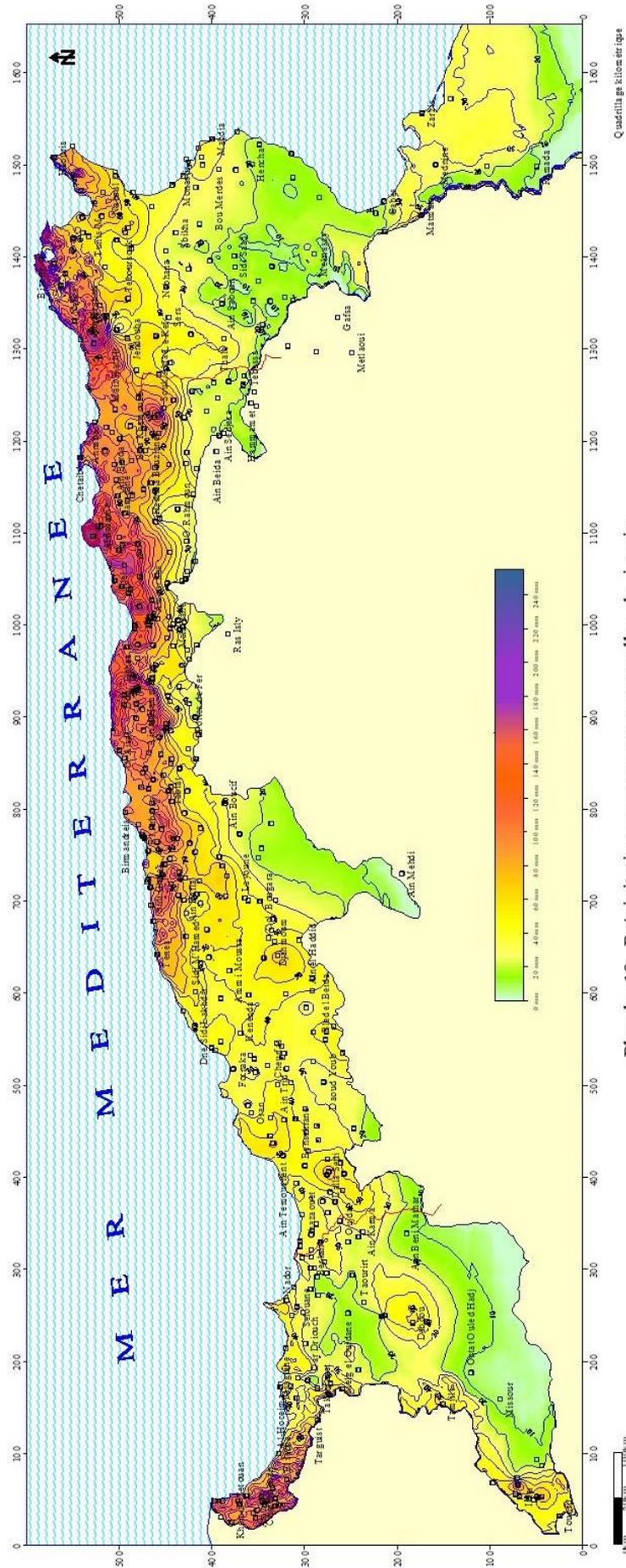


Planche 18. Précipitations moyennes mensuelles de janvier.

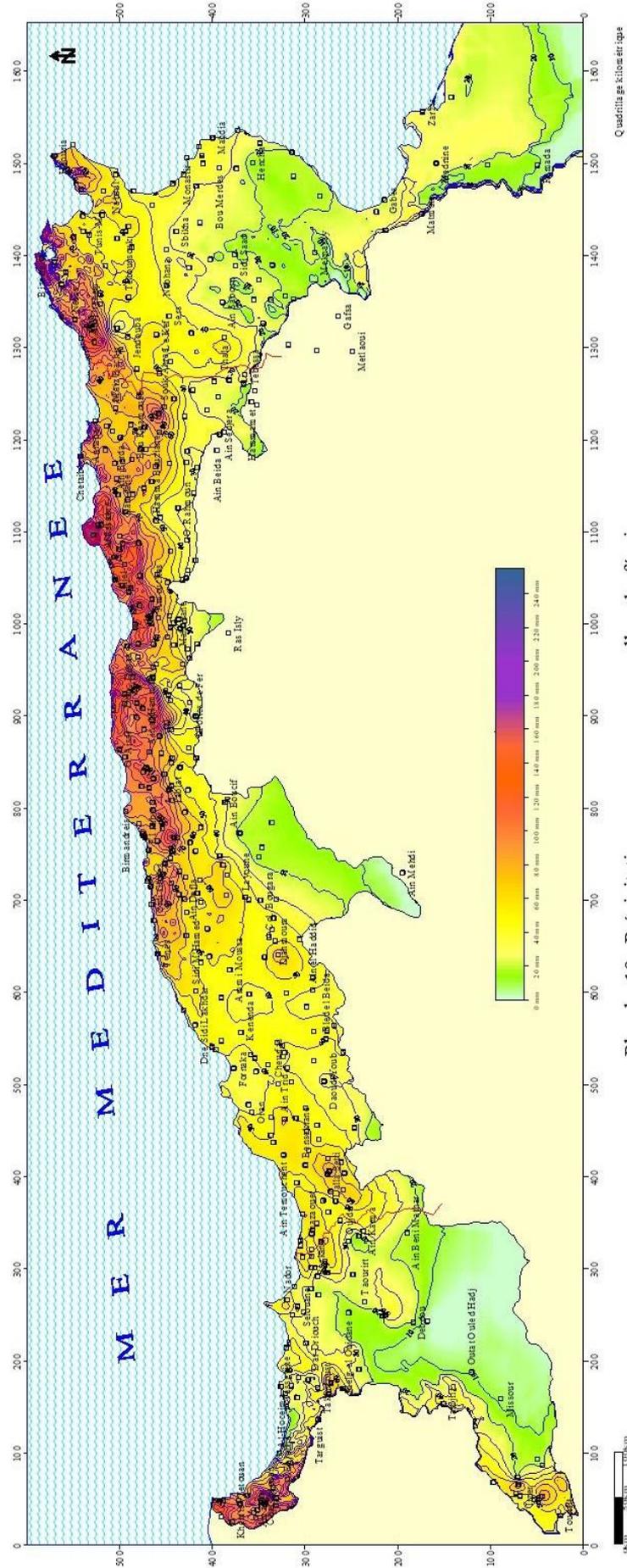


Planche 19. Précipitations moyennes mensuelles de février.

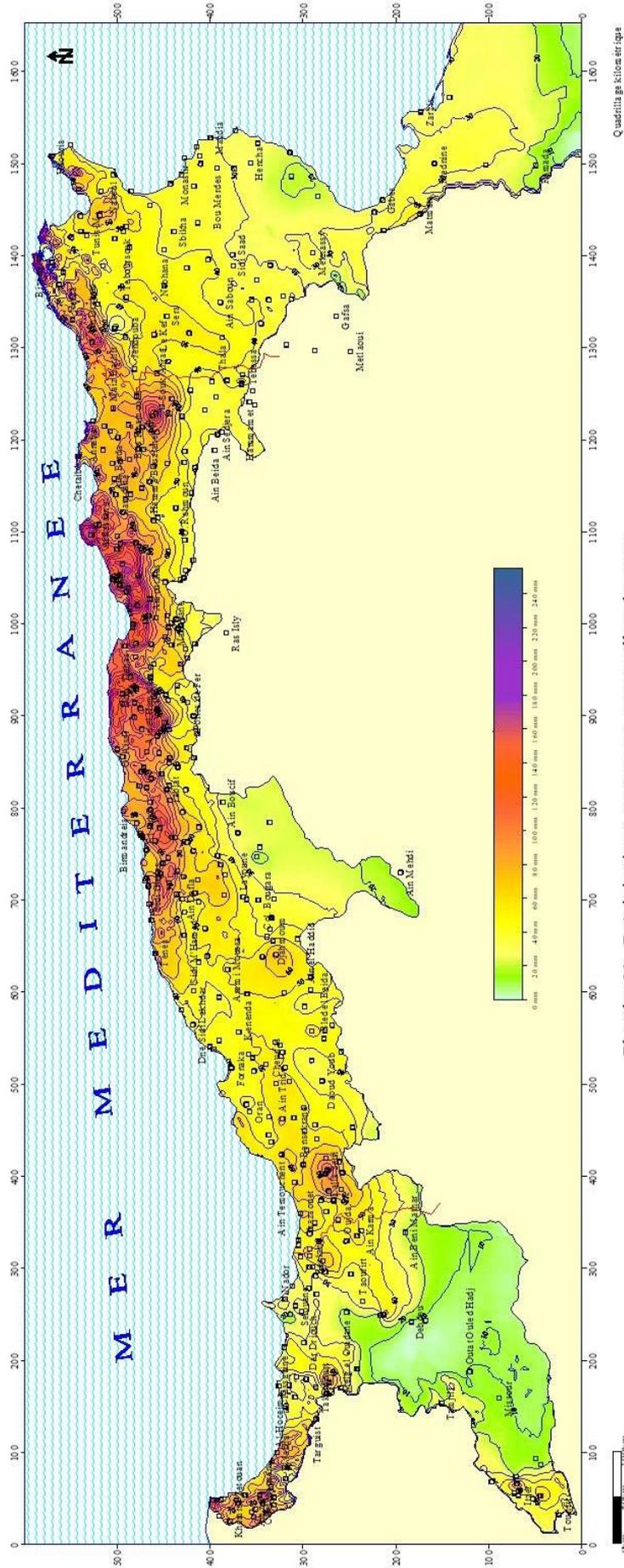


Planche 20. Précipitations moyennes mensuelles de mars.

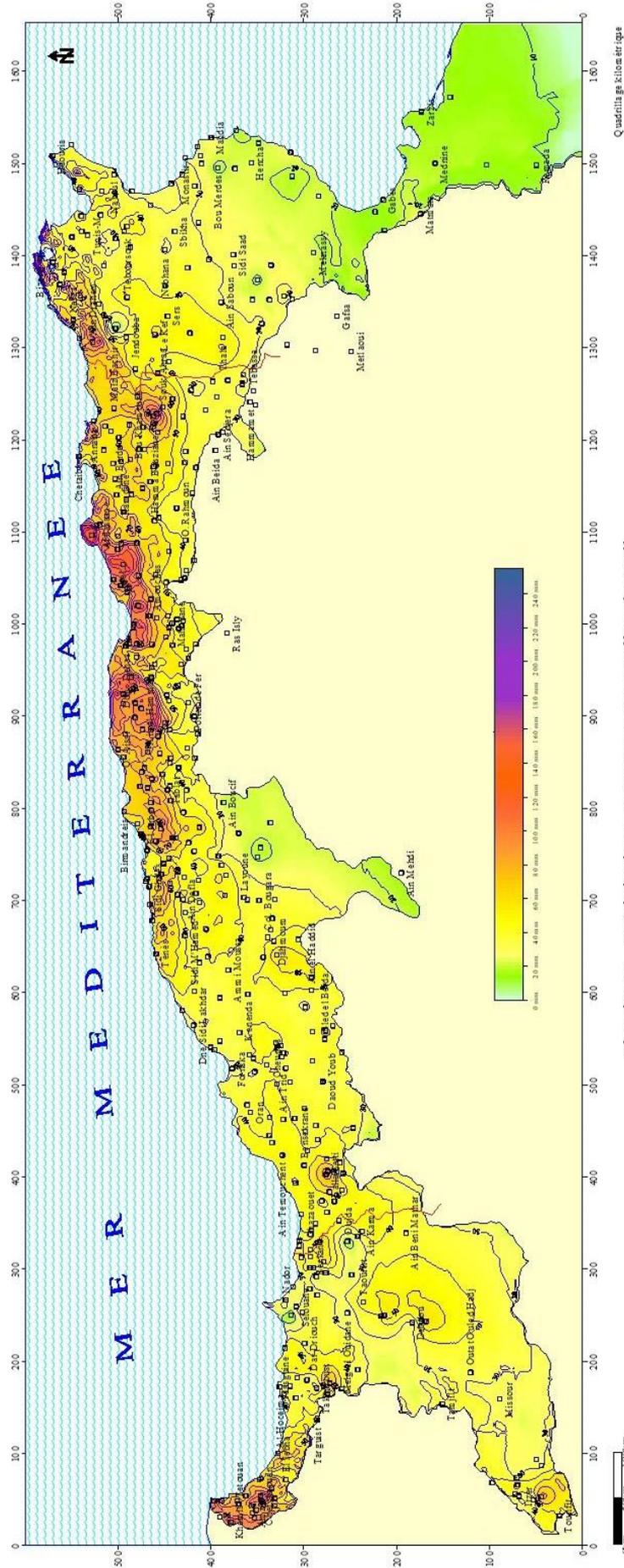


Planche 21. Précipitations moyennes mensuelles d' avril.

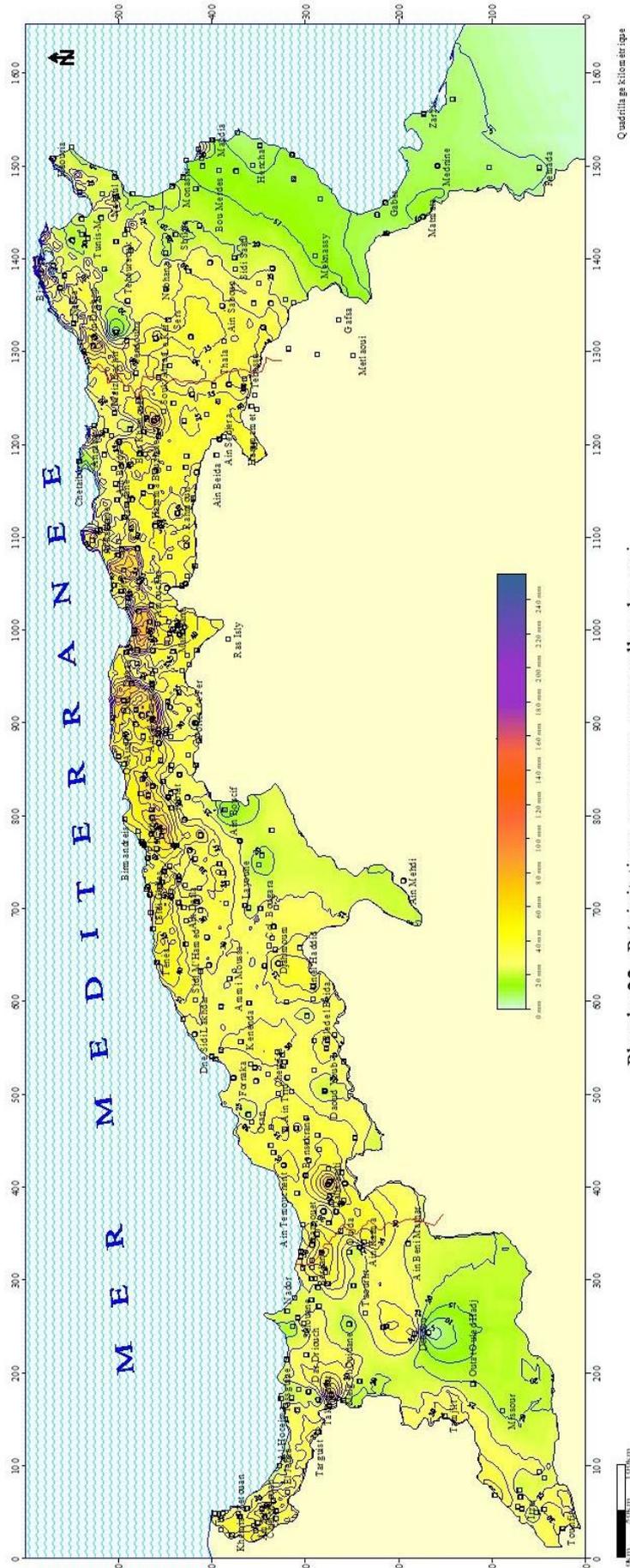


Planche 22. Précipitations moyennes mensuelles de mai.

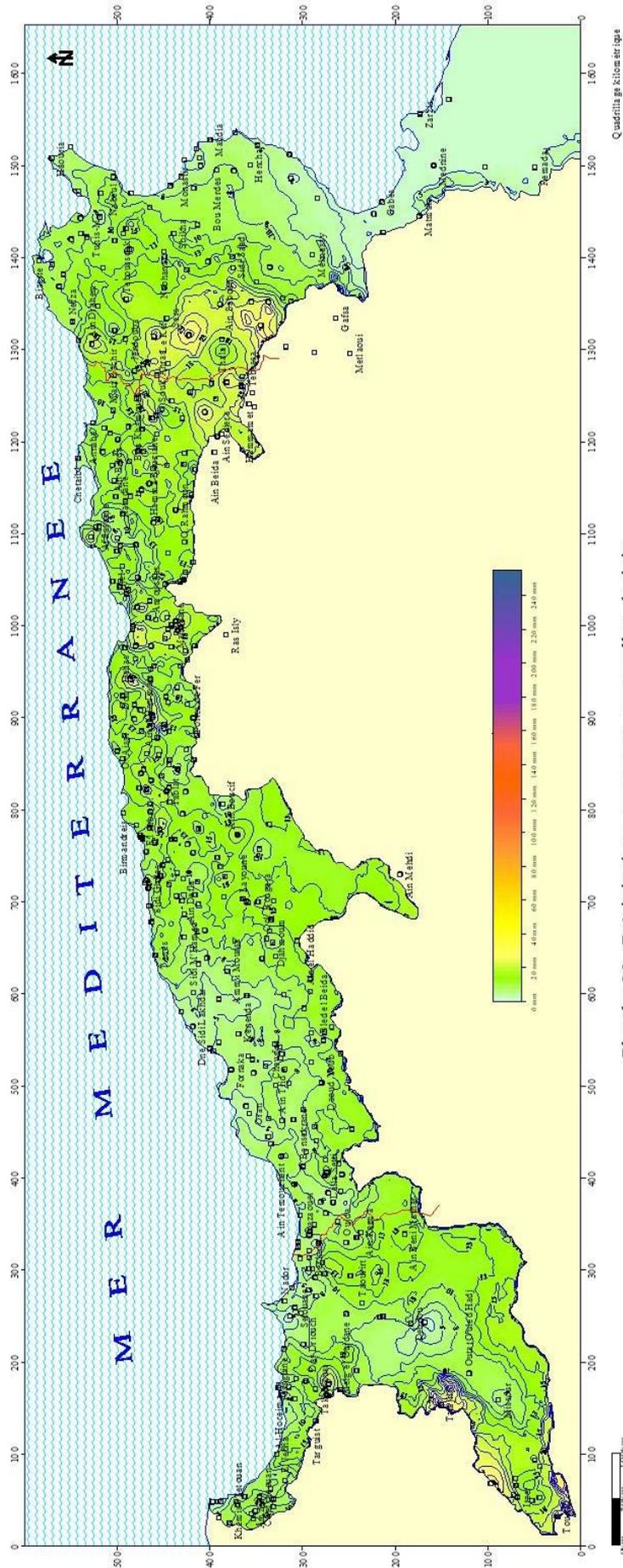


Planche 23. Précipitations moyennes mensuelles de juin.

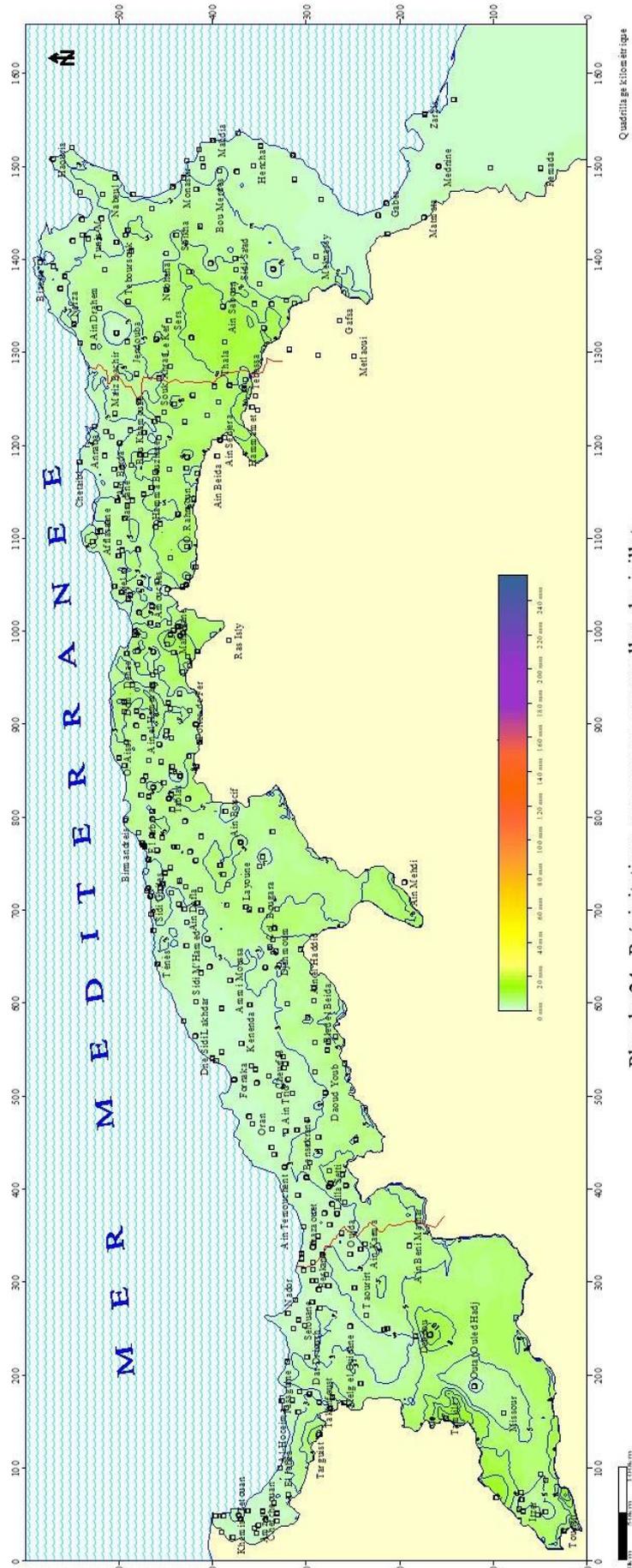


Planche 24. Précipitations moyennes mensuelles de juillet.

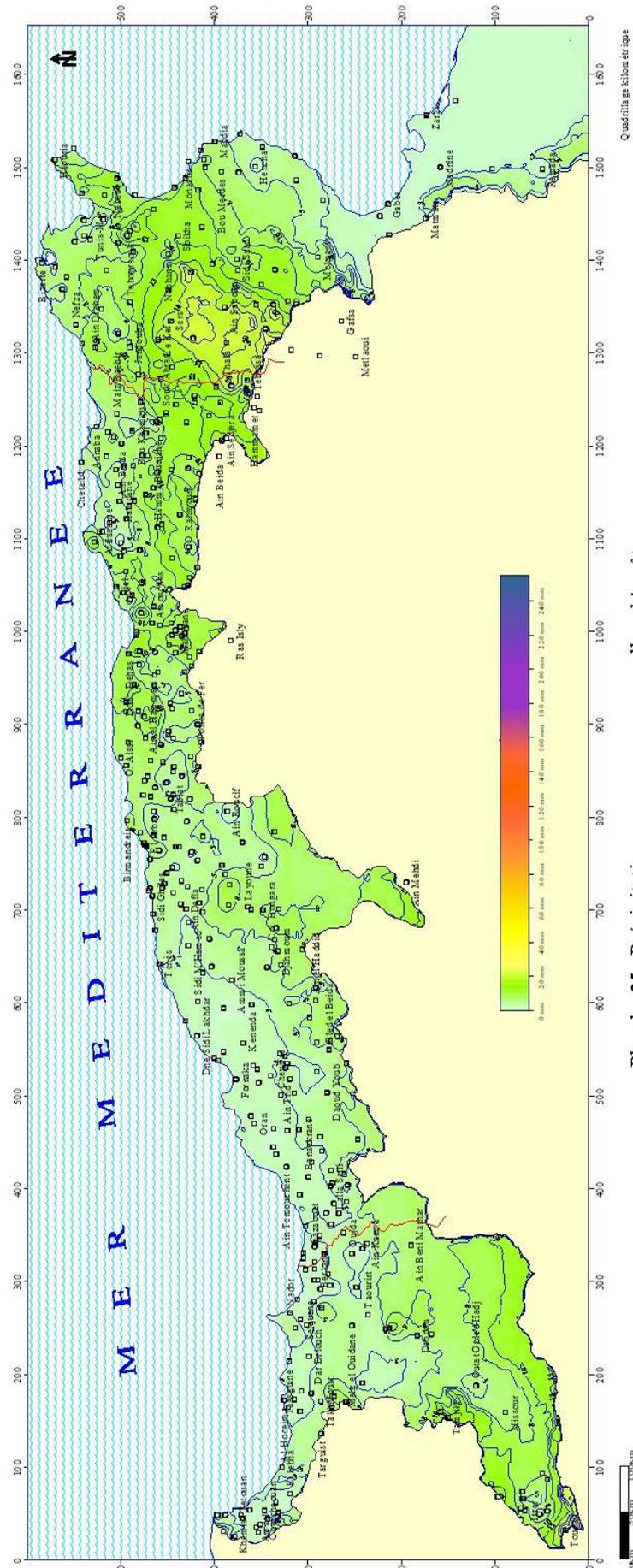


Planche 25. Précipitations moyennes mensuelles d'août.

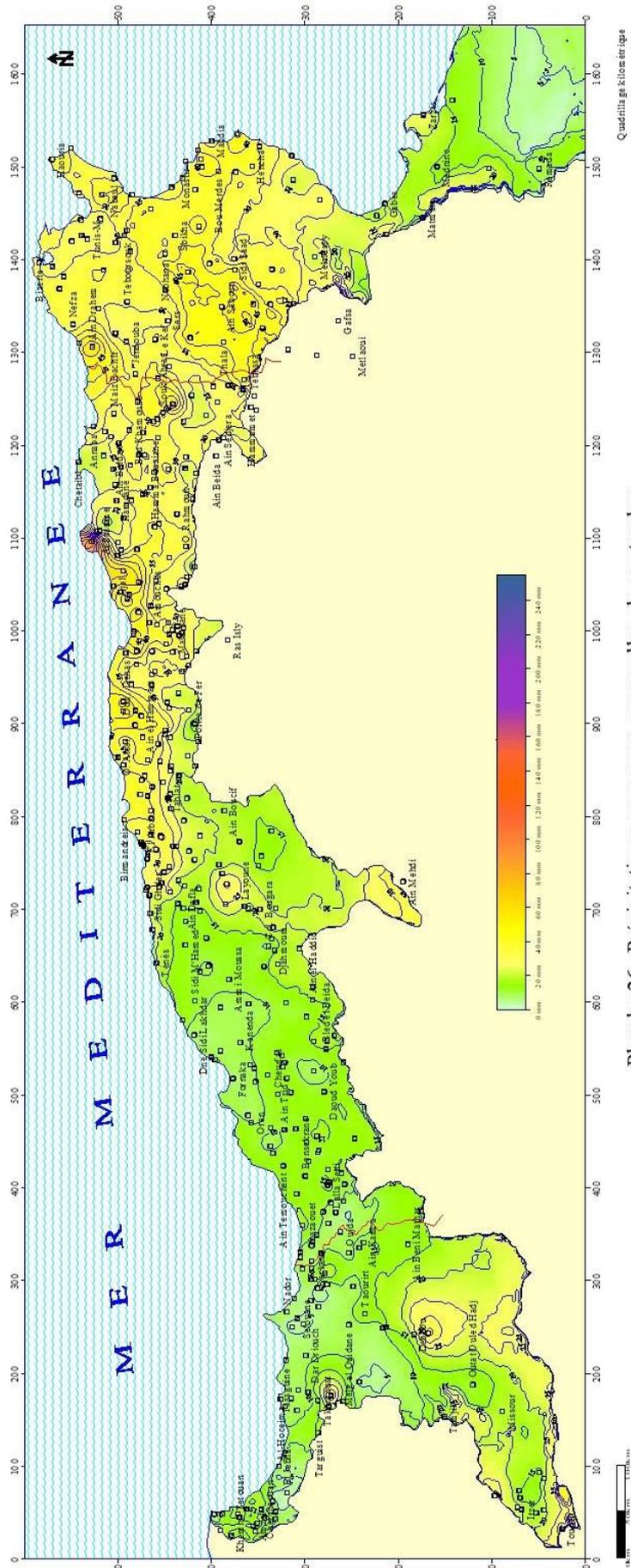


Planche 26. Précipitations moyennes mensuelles de septembre.

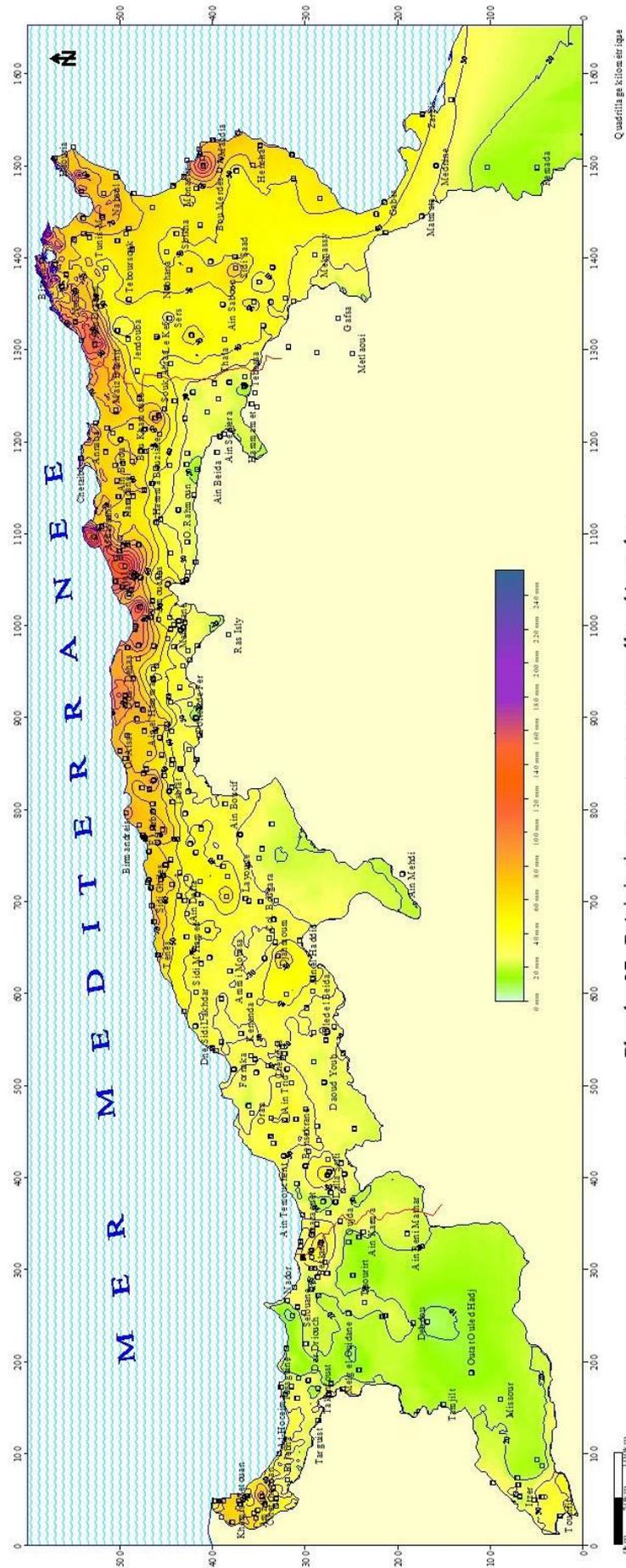


Planche 27. Précipitations moyennes mensuelles d'octobre.

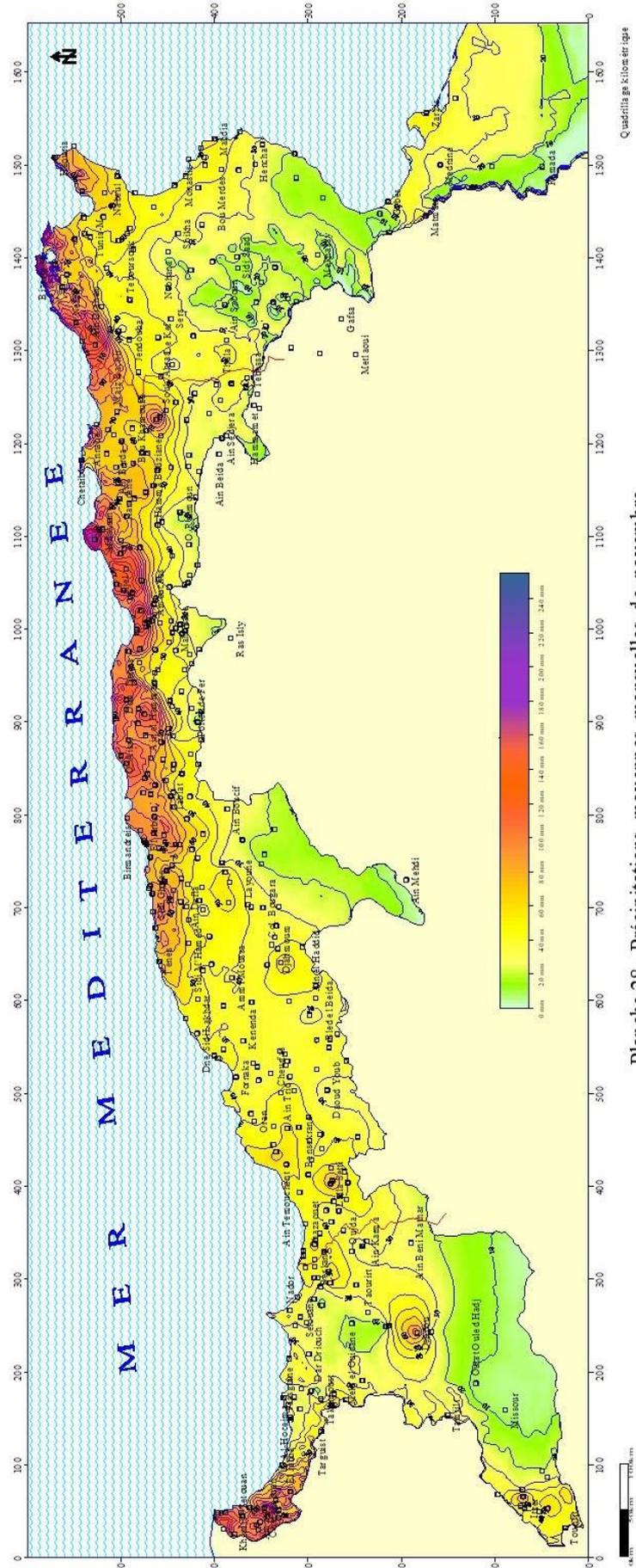


Planche 28. Précipitations moyennes mensuelles de novembre.

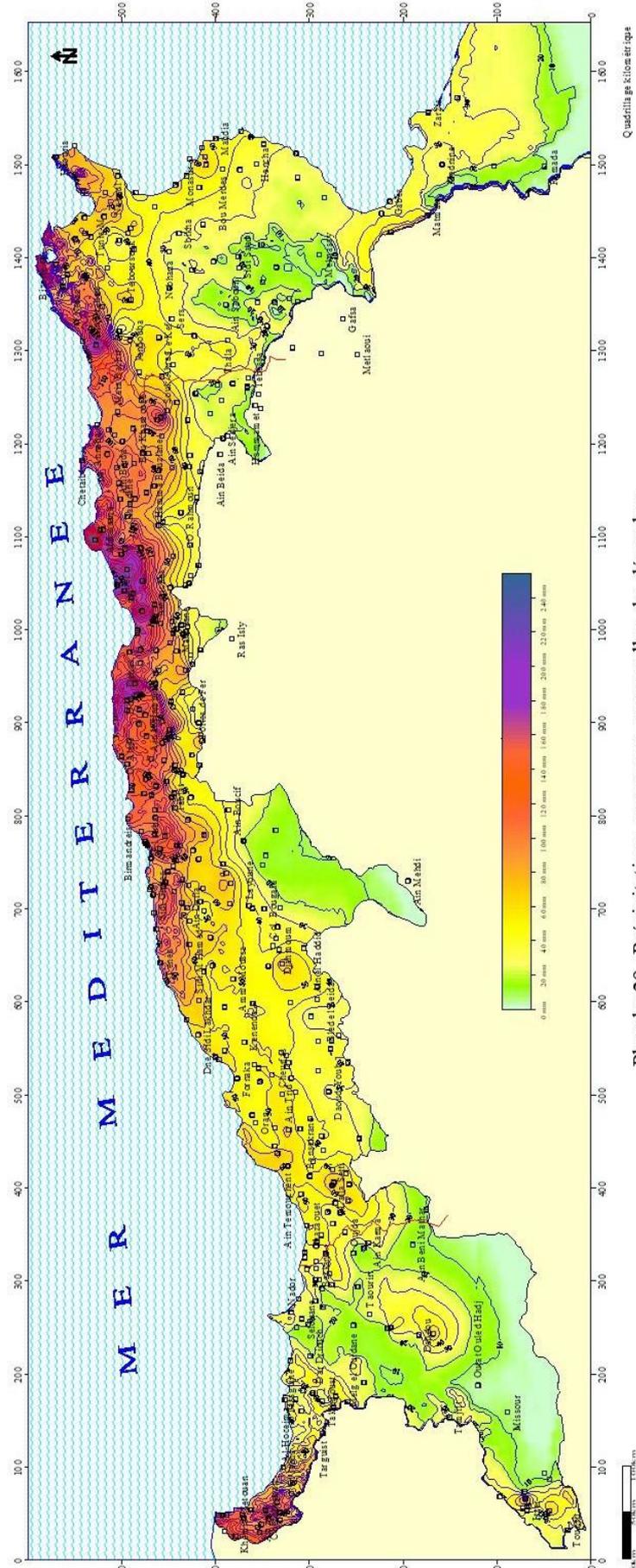


Planche 29. Précipitations moyennes mensuelles de décembre.

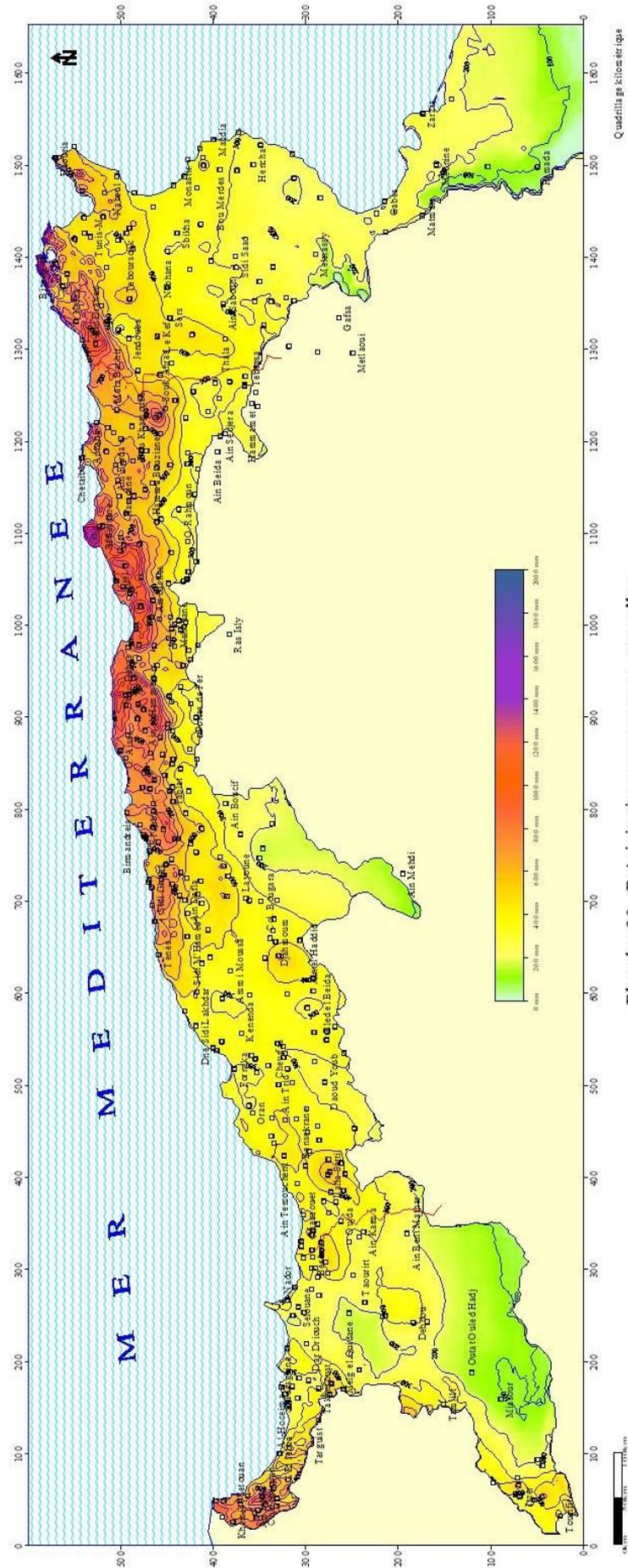


Planche 30. Précipitations moyennes annuelles.

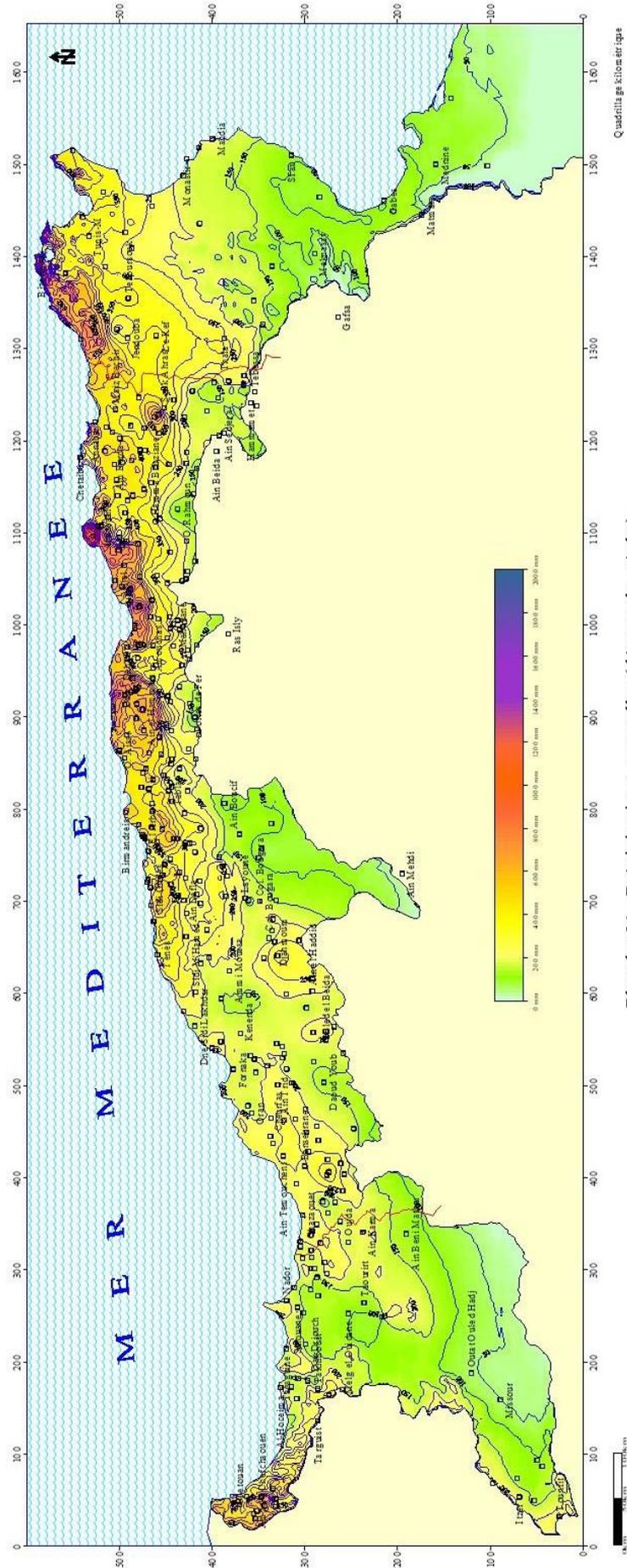


Planche 31. Précipitations annuelles (décennale sèche).

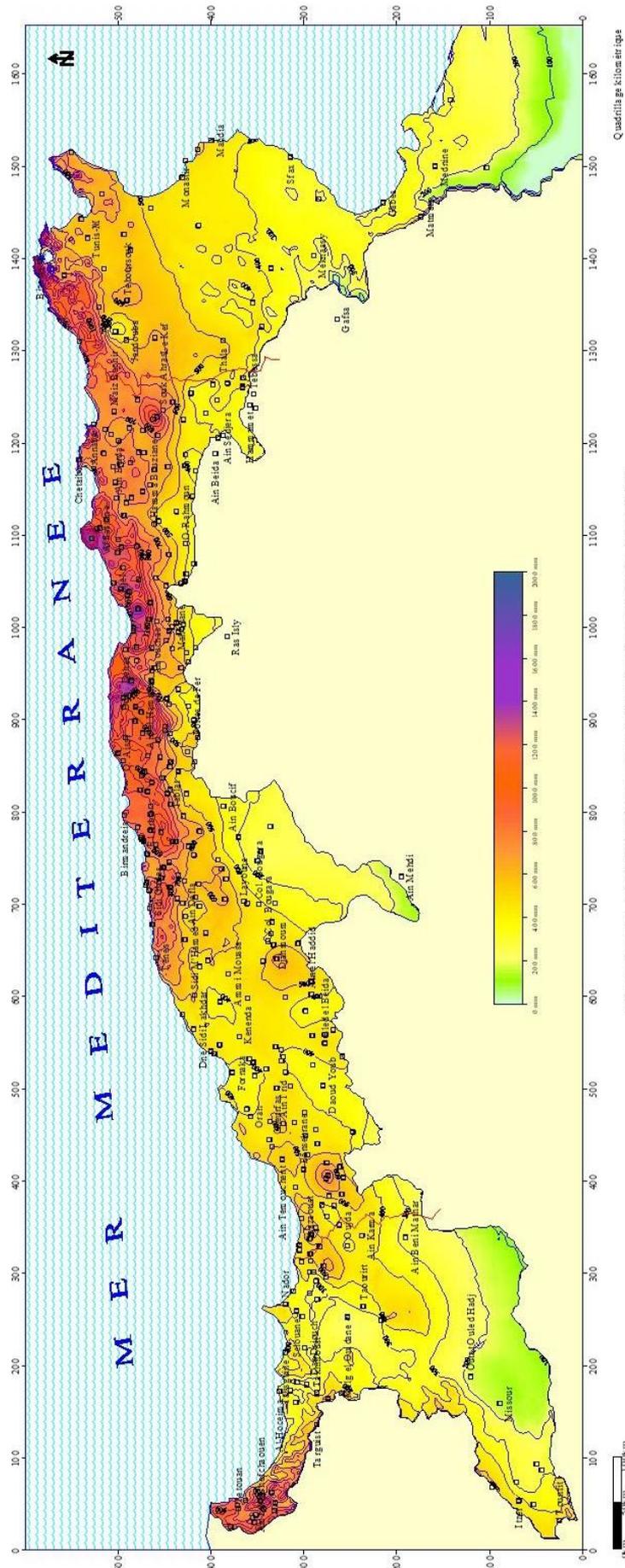


Planche 33. Précipitations annuelles (quinquennale humide).

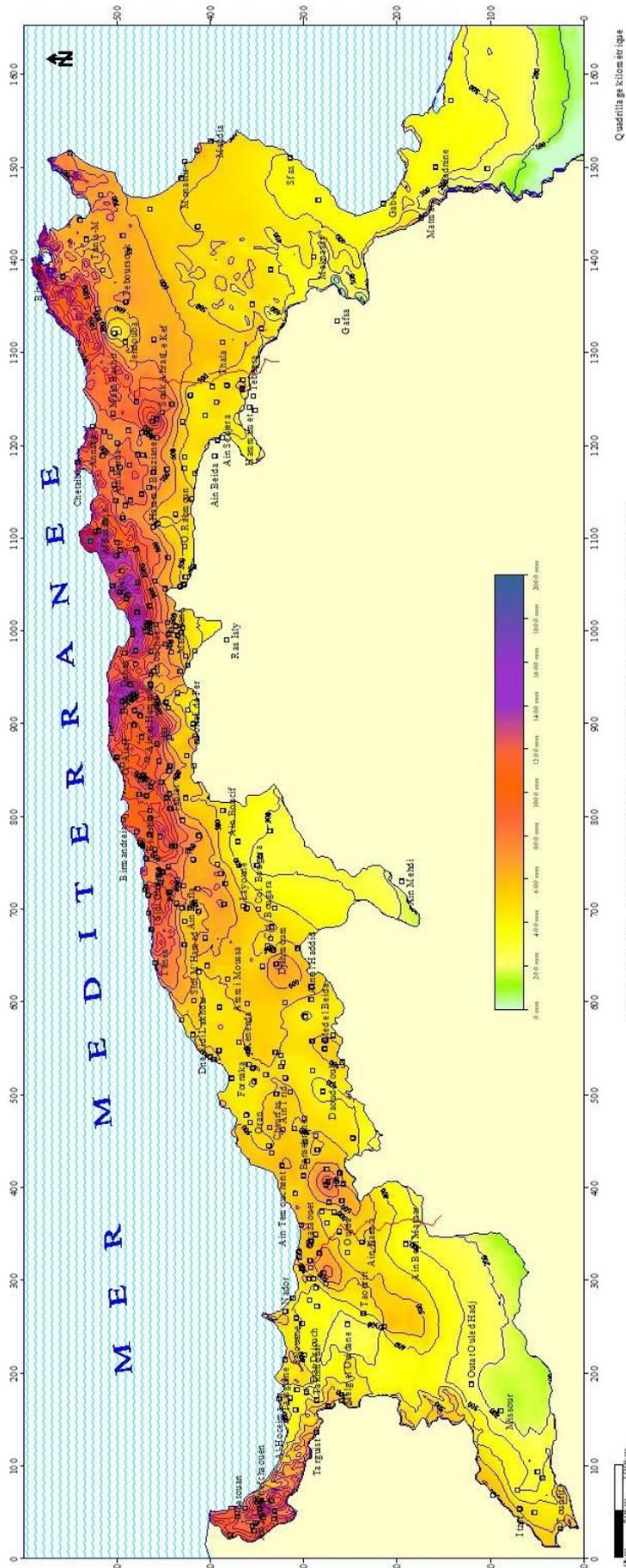


Planche 34. Précipitations annuelles (décennale humide).

4.2. Critique des cartes

Les *planches 18 à 34* représentent sur l'ensemble du domaine d'étude du projet LAGUNIS la valeur moyenne, le premier (20%) et quatrième (80%) quintile et le premier (10%) et dernière (90%) décile des précipitations annuelles, ainsi que la moyenne des précipitations mensuelles. Ces cartes ont été établies à partir de séries de mesures couvrant la période trentenaire 1965 - 1994.

Douze cartes de pluies mensuelles couvrant les 12 mois ont été élaborées. Ces cartes se distinguent par les amplitudes marquées qui reflètent les changements des conditions des circulations atmosphériques au cours de l'année.

Les régions la plus arrosées sont, pour tous les mois les zones littorales du Nord-Est algérien et du Nord tunisien, ainsi la région de Tetouan, sauf pour l'été où ce sont les zones du Kef et haute Moulouya qui prennent la relève.

En hiver (*planches 18, 19, 29*) la pluviosité est remarquablement forte sur les massifs montagneux (Rif Occidental, Grande Kabylie, Kroumirie, Mogod). Les précipitations dépassent 210 mm sur de grandes surfaces dans les régions Ain Drahâm, Zitouna, Afflassane etc...

De vastes secteurs de la zone d'étude sont peu arrosés, avec des lames d'eau inférieures à 40 mm.

Au printemps (*planches 20, 21, 22*) on note une baisse de la pluviométrie, comparativement à l'hiver. Par rapport à janvier ou février les mois du printemps sont déjà plus secs sur les reliefs. Les précipitations supérieures à 100 mm sont atteintes sur les zones de crêtes de Kabylie et de Kroumirie. Il tombe généralement moins 30 mm sur la Haute Moulouya et sur le Sud tunisien de la zone d'étude.

En été (*planches 23, 24, 25*) la répartition spatiale des précipitations est déterminée par les processus convectifs et les situations anticycloniques. Par rapport aux mois d'hiver et de printemps, la pluviométrie baisse considérablement dans la zone d'étude. Durant les mois d'été, les précipitations sont plus importantes sur la partie sud qu'au nord du domaine d'étude. Les régions du Kef et de la Haute Moulouya recueillent les lames d'eau les plus élevées (de 20 à 25 mm).

En automne (*planche 26, 27, 28*) la pluviométrie commence à augmenter sur l'ensemble du territoire. Dans la majeure partie du domaine les hauteurs de pluie sont inférieures à 40 mm.

Ce seuil n'est franchi que dans les zones littorales du Nord - Est algérien et du Nord tunisien, ainsi dans la région de Tetouan où les précipitations dépassent les 100 mm.

Les *planches 30-34* décrivent la répartition de la pluviométrie à l'échelle annuelle. La *planche 30* représente les valeurs moyennes correspondant au régime pluviométrique annuel «normal». Les *planches 31-34* portent sur les valeurs fréquentielles, elles correspondent aux régimes pluviométriques relatifs à des années plus sèches (*planches 31, 32*) et plus humides (*planches 33, 34*).

Comparées à la carte des valeurs moyennes, elles permettent de caractériser la variabilité interannuelle des précipitations.

La *planche 30* montre l'influence plus ou moins marquée du relief sur la répartition annuelle de la pluviométrie. Les variations spatiales des précipitations sont grandes, avec des rapports de 1 à 3 entre la plaine et la montagne.

Les régions les plus arrosées correspondent aux zones littorales du Nord-Est algérien et du Nord tunisien, c'est le cas aussi de la région de Tetouan, où les cumuls annuels dépassent localement les 1300 mm.

La partie centrale du domaine (Moyenne et Basse Moulouya, Atlas Tellien, Haut Tell) présentent des hauteurs de précipitations plus faibles. Pour ces secteurs, les lames d'eau les plus élevées atteignent 450 à 600 mm. Dans le Sud les lames d'eau recueillies sont inférieures à 200 mm. Les précipitations diminuent à l'intérieur de la zone d'étude (Remada, Ain Mehdi, Bouarfa).

Les *planches 31 et 32* montrent les cas des années sèches. Comparativement à une année «normale», la baisse des précipitations est particulièrement sensible sur les massifs montagneux (de l'ordre de 250 mm). Elles révèlent que le tiers de la zone d'étude reçoit moins de 100 mm (décennale sèche) à 200 mm (quinquennale sèche), et les trois quarts moins de 400 mm (décennale sèche) à 500 mm (quinquennale sèche).

Les *planches 33 et 34* correspondant au profil des années plus humides, font ressortir une forte variation de la pluviométrie en montagne. Par comparaison à une année «normale», l'augmentation des précipitations est surtout sensible dans la Kabylie et dans les régions de Collo et Zitouna, qui recueillent des lames d'eau de 1500 mm à plus de 1800 mm. Il en est de même en Kroumirie, où les hauteurs de précipitations dépassent 1300 mm.

CONCLUSION

Chaque variable pluviométrique $P_{\text{observée}}$ est désormais considérée comme la somme de deux variables $P_{\text{estimée}} + \varepsilon$: avec

- $P_{\text{estimée}}$: variable restituée par le modèle linéaire (régression multiple),
- ε : variable non expliquée par le modèle (un résidu ou la variable «corrigée» de l'effet du relief).

La partie $P_{\text{estimée}}$ peut être évaluée en tout point à l'aide des variables morphométriques locales (les coordonnées X, Y, les altitudes lissées etc...).

Dans ce chapitre, nous avons recherché la structure de variabilité spatiale du résidu.

On peut constater que les résidus de régression sont, par construction, stationnaires d'ordre 2, c'est-à-dire qu'ils sont nuls en moyenne et de variance constante quels que soient les X, les Y et les Z.

Ces résidus se prêtent donc plus facilement à une interpolation.

Pour modéliser le variogramme, nous avons choisi le modèle exponentiel. Les paliers et les portées ont été ajustés graphiquement de façon à ce que le modèle théorique passe «au mieux» au milieu du nuage de points. Les portées varient de 20 à 40 km pour les mois d'été et de 60 à 90 km pour les mois de printemps, d'hiver et d'automne.

Dans les cas de pluies annuelles, les portées varient de 80 à 90 km selon la fréquence des pluies.

Ayant ainsi identifié les variogrammes, nous pouvons aisément interpoler, par la méthode de krigeage, les valeurs de ε aux noeuds de chaque maille de 2 km sur 2 km.

En tout point de notre grille, nous pouvons alors reconstituer la variable pluviométrique (pluies moyennes annuelles et mensuelles, etc...).

Il suffit d'appliquer l'équation de régression, puis d'ajouter au résultat le résidu de régression interpolé pour obtenir l'estimation de la pluie moyenne en tout point de la grille.

A partir des dix-sept grilles ainsi établies, nous avons tracé les courbes isohyètes de pluies.

4^{EME} PARTIE

ETUDE DE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP)

Puisqu'on ne peut être universel et savoir tout ce qu'on peut savoir sur tout, il faut savoir un peu de tout. Car il est bien plus beau de savoir quelque chose de tout que de savoir tout d'une chose ; cette universalité est la plus belle.

Pascal

Chapitre IX

L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP)

INTRODUCTION

L'évaporation est un phénomène physique ou abiotique. Elle est **réelle** si une surface évaporante est existante (lac, mer, sol) ; elle est **potentielle** si la surface évaporante est imaginaire mais possible.

La transpiration est un phénomène biologique (biotique) concernant les plantes mais aussi les animaux et les hommes.

Vers la fin des années quarante l'hydrologie et l'agro-météorologie se sont préoccupées du problème de la détermination du pouvoir d'évaporation, exprimé par «l'évapotranspiration potentielle» (ETP), pour calculer des bilans hydriques et surtout pour estimer les besoins en eau des cultures irriguées. Ce concept, largement utilisé de nos jours, date du fameux colloque de WAGENINGEN (Pays-Bas, 1955) où Penman d'ailleurs présenta ses thèses sur l'évapotranspiration. Selon ce concept, l'évapotranspiration potentielle (ETP) est définie comme celle d'un gazon remplissant les critères suivants :

- en pleine activité végétale,
- étendu (pour éviter les effets d'oasis),
- court et dense (pour éviter la formation d'un micro - climat au niveau végétal ainsi que des turbulences aériennes),
- toujours bien alimenté en eau.

Il supposait que, dans ces conditions, le potentiel d'eau au niveau du feuillage est si bas que le procédé du passage de l'eau de l'état liquide à l'état de vapeur est comparable à une surface d'eau analogue, c'est-à-dire que seul freinage à l'évapotranspiration est constitué, du côté de la production de vapeur, par la radiation nette et du côté de la capacité de réception de vapeur dans l'air par le déficit de saturation et la ventilation.

Une telle évapotranspiration a été appelée «potentielle». Bien que, dans la pratique, la mesure de la consommation en eau d'un gazon standardisé suivant le concept original de l'ETP se heurte à beaucoup de contraintes, cette méthode a toujours été recommandée comme seul moyen capable de déterminer correctement l'ETP.

Les contraintes mentionnées ci-dessus figure avant tout, en sus de l'entretien difficile du gazon, le choix de l'espace et même de la variété convenable.

Deux inconvénients se présentent : d'un côté le fait que ce végétal ne se trouve que pour une certaine période en pleine activité et de l'autre la difficulté pratique de «bien» alimenter le végétal tout en sachant que la fréquence de l'irrigation influence directement le niveau de l'ETP et qu'une humectation quasi-permanente du gazon risque d'augmenter l'évaporation du sol. En sont résultées des erreurs fondamentales telles qu'on a presque abandonné aujourd'hui la méthode de la détermination directe de l'ETP par gazon standardisé.

Le terme «ETP» prend ainsi un caractère théorique. Le problème se pose donc de nouveau de savoir déterminer le pouvoir d'évaporation d'un climat qui ne peut être ni mesuré ni calculé directement et pour qui chaque méthode proposée ne représente qu'une approche plus ou moins valable. Dans le cadre de cette thèse nous avons pu généraliser à l'ensemble du Maghreb, une formule testée préalablement à l'occasion d'une étude appliquée en Algérie (*GTZ/ANRH, 1997*).

1. DIFFERENTES METHODES D'ESTIMATION DE L'ETP

1.1. Mesures directes de l'ETP sur case lysimétrique

Le principe des évapotranspiromètres ou cases lysimétriques fait appel au bilan hydrique d'un couvert végétal. En désignant par :

- ΔH la variation d'humidité du sol prospecté par les racines,
- P les apports d'eau dus aux précipitations,
- I les apports d'eau d'irrigation,
- E les pertes par évaporation superficielle,
- D les retraits d'eau liquide par percolation en horizons profonds,
- d les échanges latéraux d'eau dans le sol.

Le bilan hydrique se traduit comme suit :

$$\Delta H = P + I - E - D \pm d$$

L'isolement latéral d'un certain volume de ce sol élimine le terme «d». D'autre part, en maintenant l'humidité du sol à sa capacité au champ, c'est à dire en assurant une percolation permanente, tout en évitant de le saturer, ΔH devient nul. La formule ci - dessus prend la forme :

$$E = P + I - D$$

C'est-à-dire que par un contrôle des apports d'eau (mesures des pluies et irrigations) et du drainage, on évalue indirectement l'évapotranspiration maximale d'une surface déterminée. Si, de plus, on maintient une couverture végétale suffisamment fournie et que l'on élimine les effets d'oasis grâce à un environnement végétal homogène, on peut obtenir une estimation satisfaisante de l'évapotranspiration potentielle.

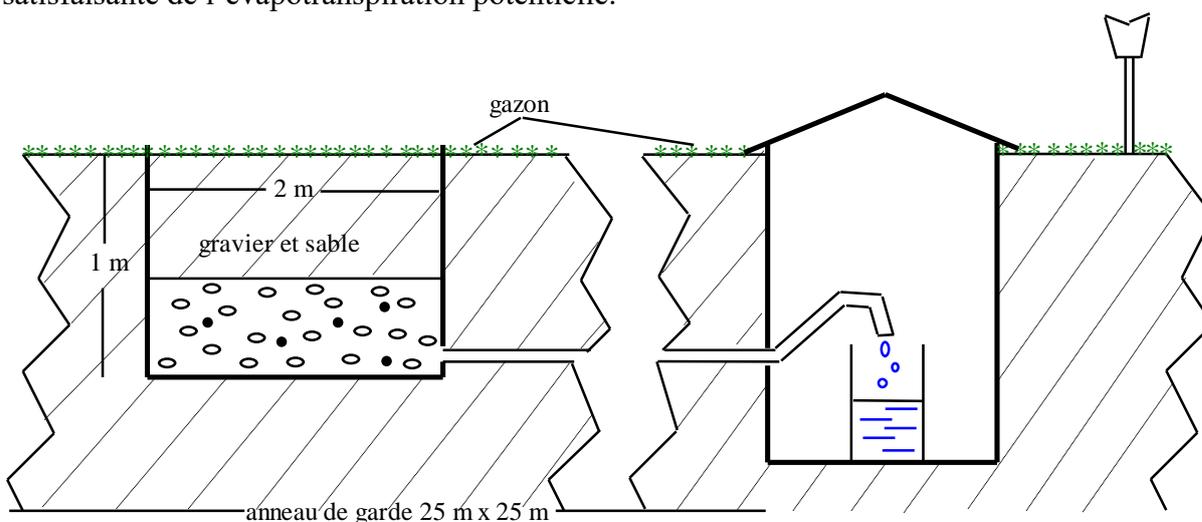


Figure 107. Schéma type d'évapotranspiromètre.

La plupart des informations lysimétriques dont nous avons pu avoir connaissance proviennent des stations de mesure gérées par l'A.N.R.H. (Algérie). Les mesures sont faites sur une surface réceptrice de 2,95 m² avec un anneau de garde de 25 m de coté (*figure 107*), conformément aux normes en vigueur (normes INRA France).

Les observations sont faites quotidiennement et ces stations lysimétriques sont couplées à des stations climatologiques.

On peut rencontrer sur ces cases, trois types de culture : la luzerne, le kikuyu et/ou le cynodon dactylon. Sur quelques stations on dispose de mesures simultanées sur ces différentes cultures. Comme le montre le graphique ci-dessous (*figure 108*), les observations des évapotranspirations mensuelles (en mm/mois) peuvent être notablement différentes d'une culture à l'autre.

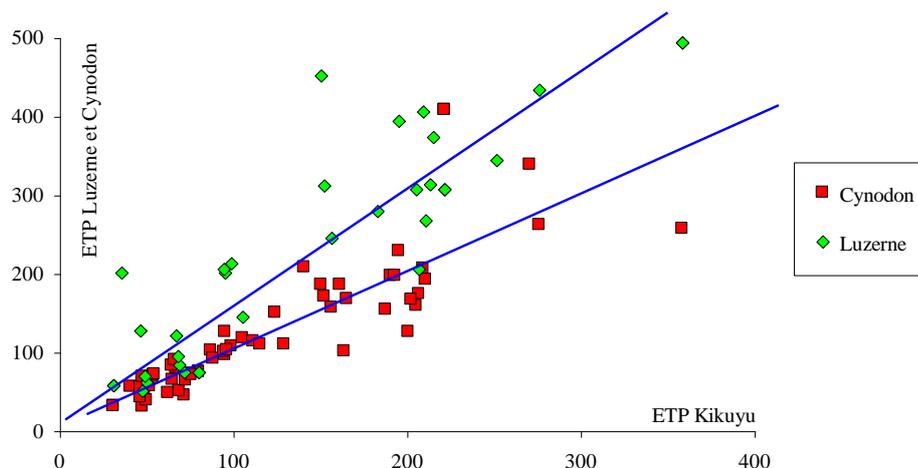


Figure 108. Comparaison des ETP Luzerne et Cynodon avec l'ETP Kikuyu.

Dans la pratique, ces écarts peuvent être négligés car les observations concernant le Cynodon sont de loin les plus fréquentes (282 stations-mois) et les seules à être associées à des observations climatologiques complètes. Dans la suite de notre étude, l'ETP Cynodon sera donc considérée comme la référence des mesures d'évapotranspiration.

1.2. Mesures directes de l'évaporation d'une surface d'eau libre.

La meilleure approche à l'ETP par mesure peut se faire à l'aide de différents bacs installés au terrain. On distingue deux catégories :

- les bacs élevés (par exemple, «USWB Class A»),
- les bacs enterrés (par exemple, «Colorado»).

L'évaporation propre à un bac donné (E_{bac}) doit être converti par un coefficient empirique (k_b , dit «coefficient de bac») en la valeur pour ETP :

$$\text{ETP} = k_b * E_{\text{bac}}$$

Ce coefficient tient compte du contexte climatique, notamment de l'effet de bordure ainsi que des caractéristiques thermodynamiques du bac en question.

Parmi les nombreux types de bacs on choisit actuellement de plus en plus soit le bac élevé «USWB Class A» soit celui enterré «Colorado». Ces deux types matériels sont utilisés au Maghreb principalement dans les zones irriguées et à proximité des barrages et retenues colinéaires.

a. Bac classe A (du Weather Bureau, U.S.A.)

Ce bac est constitué d'un cylindre métallique de 121,9 cm de diamètre et de 25,4 cm de hauteur (*figure 109a*). Dans ce cylindre, on maintient une hauteur d'eau de 17,5 à 20 cm.

Le cylindre est supporté par un caillebotis à 15 cm du sol. Le caillebotis doit permettre une bonne aération sous le bac.

Ce bac est très sensible aux variations de température, son inertie thermique étant faible. Ce type de bac est celui qui a été mis en service le plus récemment. Les séries commencent généralement en 1987.

b. Bac Colorado

Les bacs Colorado ont des sections carrées de 100 cm de côté, d'une hauteur de 60 cm et enterré de 50 cm (*figure 109b*).

L'eau est maintenue à 10 cm environ du rebord, soit sensiblement au niveau du sol. Cet appareil étant enterré et contenant une plus grande épaisseur d'eau, il possède une plus grande inertie thermique et se rapproche plus des conditions naturelles.

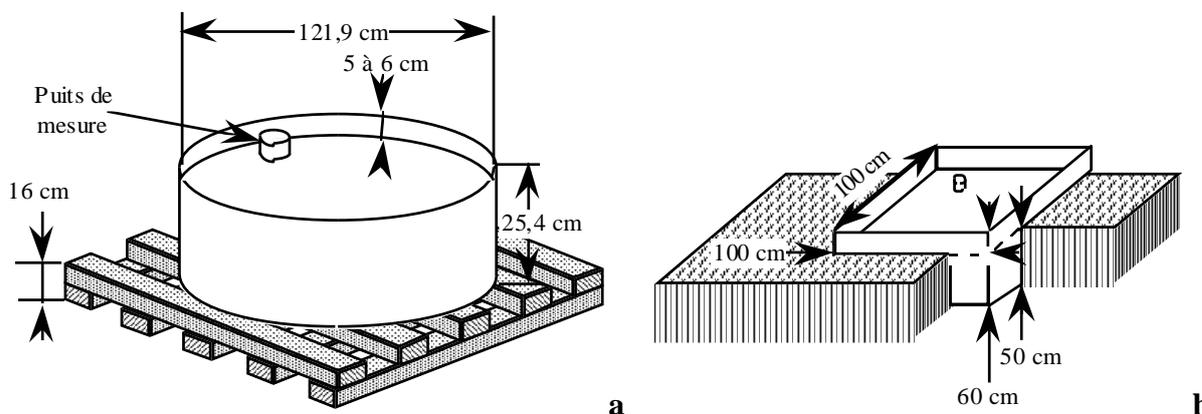


Figure 109. Le bac USWB - classe A (a) et le bac Colorado (b).

La fréquence de ce type de bac et les périodes disponibles plus longues font que seules les mesures sur les bacs Colorado sont prises comme référence. Les mesures du Classe A ont seulement servi à combler par régression simple de rares lacunes dans les séries de mesure au Colorado.

1.3. Les méthodes de calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle (ETP) peut être considérée comme un paramètre climatique complexe pratiquement indépendant de la nature du couvert végétal et des caractères pédologiques ou géologiques du sol. Il paraît alors raisonnable de présumer que cette ETP doit

être liée de façon étroite, voire fonctionnelle, aux autres critères du climat : température, humidité, vent, insolation, etc...

De nombreux auteurs ont cherché à établir des expressions rattachant la valeur de l'ETP à une sélection de ces facteurs climatiques. Certaines formules résultent d'ajustements statistiques et peuvent de ce fait être qualifiées d'empiriques, d'autres, au contraire, procèdent d'un raisonnement physique plus rigoureux, assorti de quelques hypothèses logiques.

a. Les formules climatiques autre que la formule de PENMAN

Avant de passer à la description de la formule de Penman qui est choisie dans notre étude comme plus importante approche valable de l'ETP nous allons décrire ici brièvement quelques formules climatiques connues (*tableau 14.*)

Formule	Forme mathématique	Paramètres
Thornthwaite USA - 1948	$ETP = 1,6 \left(\frac{10 * t}{I} \right)^a * F(\lambda)$	température (t)
Haude Allemagne - 1952	$ETP = (e - e_1) * f$	température (t) humidité relative (Hr)
Turc France - 1954	$ETP = (N + 50) * 0,40 \frac{t}{t + 15} \left(1 + \frac{50 - Hr}{70} \right)$	durée astronomique du jour (N) température (t) humidité relative (Hr)
Makking USA - 1957	$ETP = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} * R_s$	température (t) radiation solaire (Rs)
Papadakis Argentine - 1965	$ETP = 0,5625 * (e - e_1)$	température (t) humidité relative (Hr)
Blaney, Criddle USA - 1950	$ETP = k [p (0,46 t + 8,13)]$	température (t) durée moyenne d'insolation (p)
Penman Angleterre - 1948	$ETP = \frac{\Delta * R + \gamma * E_a}{\Delta + \gamma}$	température (t) humidité relative (Hr) vent (v) durée d'insolation (n)

Tableau 14. Quelques formules climatiques pour le calcul l'évapotranspiration potentielle.

Une formule très répandue est celle de Blaney-Criddle qui demande comme paramètres climatiques la température de l'air et la durée théorique de l'insolation (*Blaney H.F., Criddle W.D. 1950, 1962*). Elle se retrouve d'ailleurs dans les quatre méthodes de calcul de l'ETP, choisies par la *F.A.O. (1976)*.

La formule de Thornthwaite est moins répandue. Comme paramètre climatique, elle ne demande que la température de l'air (*Thornthwaite C.W., et al 1942*). Les formules de Haude et Papadakis sont caractérisées par le seul paramètre du déficit de saturation qui n'est corrélé suffisamment avec l'ETP que dans les climats humides et sub-humides.

La formule de Turc qui a été utilisée quelques fois au Maroc et en Algérie englobe plusieurs facteurs climatiques : la température de l'air, la durée astronomique du jour et

l'humidité relative (*Turc L., 1954, 1961, Turc L. et al, 1963*). Malgré cette diversité de facteurs une utilisation dans les zones arides et semi-arides est contestée à moins qu'on ne veuille introduire des coefficients d'ajustement.

La formule de Makking est moins connue bien qu'elle soit également recommandée par la F.A.O (*Makking G.F., 1957*). Elle calcule l'ETP à l'aide de la radiation solaire et du terme $\Delta / (\Delta + \gamma)$ où Δ représente la pente de la courbe représentant le rapport la tension de vapeur saturée et la température de l'air avec γ comme constante psychrométrique. Ainsi est-elle à comparer à la première partie du terme radiatif de la formule de Penman.

b. La formule de PENMAN

- Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) par la méthode de Penman

Penman évalue le volume des échanges d'eau entre une surface évaporante et l'atmosphère par le biais du «bilan énergétique». Ce dernier met en jeu les échanges de chaleur par rayonnement, conduction, convection entre la surface évaporante et son environnement ainsi que les chaleurs latentes de changement d'état de l'eau (*Penman H.L., 1948, 1956*). Afin d'exprimer l'énergie absorbée par l'évaporation et par conséquent la qualité d'eau évaporée, Penman stipule que le rayonnement net (R_n) au niveau de la surface évaporante doit équilibrer les divers flux de chaleur sensible :

$$R_n = S + A + E * L$$

avec S - flux de chaleur résultant des échanges thermiques avec le sol,
A - flux de chaleur au bénéfice de l'environnement atmosphérique,
E - flux évaporé,
L - chaleur latente d'évaporation.

A l'échelle mensuelle, gains et pertes de chaleur par conduction de la surface évaporante se compensent et S devient négligeable par rapport aux autres termes. L'expression prend la forme simplifiée :

$$R_n = A + E * L$$

Si l'on sait évaluer R_n et A on en déduit facilement la valeur de l'évaporation.

Le rapport du flux de chaleur sensible au flux de chaleur latente correspondant au flux de vapeur d'eau à travers la couche turbulente, dit rapport de Bowen (β), peut s'exprimer en fonction des gradients moyens de température et de pression de la vapeur d'eau.

$$\beta = \frac{A}{EL} = \frac{K_c}{K_d} * \gamma * \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2}$$

avec K_c - la diffusivité turbulente de la chaleur sensible,
 K_d - la diffusivité turbulente de la vapeur d'eau,
 γ - la constante psychrométrique,
 T_1, T_2, e_1, e_2 - les températures et tensions de vapeur d'eau prises à deux niveau Z_1 et Z_2 au-dessus de la surface évaporante.

Dans la formule de Penman, on admet, qu'en ce qui concerne la diffusion de la chaleur et de la vapeur d'eau, on peut confondre les processus de la couche limite et de la couche turbulente, et que, d'autre part, les coefficients de diffusivité K_c et K_d sont identiques. Ce qui revient à appliquer cette expression entre la surface évaporante elle-même et un niveau quelconque dans l'atmosphère avec un rapport K_c/K_d égal à l'unité.

T_1 correspond alors à la température T_s de la surface évaporante et T_2 à la température T de l'air sous abri.

e_1 devient e_{ws} , tension maximale correspondant à T_s et e_2 représente la tension réelle de la vapeur d'eau dans l'air e . En conséquence :

$$\frac{A}{EL} = \gamma * \frac{T_s - T}{e_{ws} - e}$$

D'autre part, l'évaporation au-dessus d'une surface évaporante est donnée par la formule de Dalton :

$$E = (e_{ws} - e) * \varphi(v)$$

$\varphi(v)$ est une fonction de la vitesse V du vent. T_s étant difficilement accessible on ne connaît pas le terme e_{ws} . Penman introduit la notion de «*Pouvoir Evaporant de l'air*» E_a qui figure la quantité d'eau qui serait évaporée par une surface dont la température superficielle serait égale à celle de l'air :

$$E_a = (e_w - e) * \varphi(v)$$

d'où

$$E - E_a = (e_{ws} - e_w) * \varphi(v)$$

$$E - E_a = \frac{e_{ws} - e_w}{T_s - T} \varphi(v) (T_s - T)$$

On note que, dans les conditions d'évaporation d'une surface d'eau libre ou d'un couvert végétal disposant de larges réserves hydriques, les températures T et T_s sont voisines : le rapport $\frac{e_{ws} - e_w}{T_s - T}$ tend vers $\frac{\partial e_w}{\partial T}$ qui est la pente de la courbe des tensions de vapeur saturante pour la température de l'air F'_T ;

$$E - E_a = F'_T * \varphi(v) * (T_s - T)$$

$$\frac{A}{EL} = \gamma * \frac{E - E_a}{F'_T \varphi(v)} * \frac{1}{e_{ws} - e} = \gamma * \frac{E - E_a}{F'_T} * \frac{1}{E}$$

en reportant la valeur A :

$$\frac{Rn}{L} = \gamma * \frac{E - E_a}{F'_T} + E$$

$$\frac{1}{L} * Rn F'_T = E(\gamma + F'_T) - \varphi * E$$

Ce qui conduit à la formule proposée par Penman :

$$E = \frac{1}{L} * \frac{Rn * \frac{F'_T}{\gamma}}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}} + Ea * \frac{1}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}}$$

Cette expression se présente en deux termes :

- un terme résultant du bilan radiatif :

$$\Phi(Rn) = \frac{1}{L} * \frac{Rn * \frac{F'_T}{\gamma}}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}}$$

- un terme advectif associé aux caractéristiques propres de la masse d'air :

$$\Phi(Ea) = Ea * \frac{1}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}}$$

et par conséquent :

$$ETP = \Phi(Rn) + \Phi(Ea)$$

Finalement la formule développée prend la forme suivante :

$$ETP = \left\{ \frac{Iga}{59} (1 - a) \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right) - \frac{\sigma}{59} T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) \left(0,10 + 0,90 \frac{h}{H} \right) \right\} \frac{\frac{F'_T}{\gamma}}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}} + \frac{0,26}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}} (e_w - e) (1 + 0,54 V)$$

- avec
- ETP évapotranspiration potentielle en mm/jour ;
 - Iga radiation solaire directe en l'absence d'atmosphère exprimée en cal/cm²/jour ;
 - a albédo de la surface évaporante, prise ici pour de la végétation à 0,2 ;
 - h durée réelle d'insolation en heures et dixièmes du jour considéré ;
 - H durée maximale possible d'insolation en heures et dixièmes pour ce jour ;
 - σ constante de STEFAN-BOLTZMAN soit 1,18 10⁻⁷ cal/cm²/jour/°K ;
 - T température moyenne journalière de l'air sous abri exprimée en degrés Kelvin (T = t + 273 si l'on mesure la température t en ° Celsius) ;
 - e tension moyenne journalière de la vapeur d'eau mesurée sous abri et exprimée en millibars ;
 - F_T' pente de tension de vapeur saturante pour la température de l'air T ;
 - γ constante psychrométrique ;
 - e_w tension maximale possible de la vapeur d'eau, exprimée en millibars, pour la température T ;
 - V vitesse moyenne journalière du vent mesurée à 2 mètres au dessus de la surface évaporante et exprimée en m/s.

Ces différents paramètres intervenant dans l'évaluation de l'ETP proviennent :

*) de mesures directes sur le terrain pour h, t, et V ;

*) de mesures indirectes pour e, puisque e est estimée à partir de l'humidité relative Hr en %, et de la température t en ° Celsius par la relation :

$$e = 0,061 * Hr * 10^{\left(7,5 \frac{t}{238+t}\right)}, \text{ (e en millibars, t en } ^\circ \text{ Celsius)}$$

*) de constantes physiques connues σ , F'_T , γ et e_w :

$$\sigma = 1,18 \cdot 10^{-7} \text{ cal/cm}^2/\text{jour}/^\circ\text{K} ;$$

$$F'_T = \frac{6,149}{T} \exp\left(19,511 \frac{t}{T}\right) \left(\frac{6463}{T} - 3,927\right)$$

(F'_T en millibars par ° Celsius, t en ° Celsius, T en ° Kelvin)

$$\gamma = 0,6605 - 0,826 \cdot 10^{-4} z$$

(z altitude du lieu en mètres, γ en millibar par ° Celsius,
en fait on prendra $\gamma \approx \text{Cte} \approx 0,66$)

$$e_w = 6,107 * 10^{\left(7,5 \frac{t}{238+t}\right)}, \text{ (} e_w \text{ en millibars, t en } ^\circ \text{ Celsius)}$$

*) de constantes physiques dépendant de la latitude L du lieu et de la déclinaison D du soleil en fonction de la date J. Les formules que nous donnons ici proviennent de *R. Durand* ("Estimation du rayonnement global à partir de la durée d'insolation", Annales Agronomiques de l'INRA, 1974). Nous avons comparé les résultats de ces formules avec les tables fournies par la *F.A.O. (Bulletin N° 24, 1976)* et avons constaté des écarts généralement inférieurs à 1% ou du même ordre que le nombre de décimales données (5% au maximum).

la déclinaison est donnée par :

$$D = 0,0066241 + 0,406149 \sin [0,0172029 (J - 81,95)] + \\ + 0,006675 \sin [0,0344057 (J - 42,85)] + \\ + 0,003009 \sin [0,0516086 (J - 21,42)] + \\ + 0,000149 \sin [0,0688115 (J - 17,57)]$$

(D s'exprime en radians et J est le numéro du jour dans l'année,
de 1 pour le 1er janvier à 365 (ou 366) pour le 31 Décembre)

$$H = 7,6394 \left\{ \text{Arc cos} \left[-\text{tg}(L) \text{tg}(D) \right] + \frac{0,01065}{\sqrt{\cos^2(L) - \sin^2(D)}} \right\}$$

(H est en heures, et L représente la latitude en radians)

$$Iga = 914,54 * \left\{ \sin(L) \sin(D) \text{Arc cos} \left[-\text{tg}(L) \text{tg}(D) \right] + \sqrt{\cos^2(L) - \sin^2(D)} \right\} * \\ * \left\{ 1 + 0,033 \cos(0,0172 J) \right\}$$

(Iga s'exprime en calories par cm² et par jour)

*) d'une constante physique à évaluer sommairement en fonction de l'état de surface (les mesures sur le terrain sont extrêmement rares) :

nappes d'eau	$\alpha = 0,05 \text{ à } 0,07$
cultures vertes	$\alpha = 0,2$
herbes et savane	$\alpha = 0,22$
forêt	$\alpha = 0,11$
roches	$\alpha = 0,16$
sables clairs	$\alpha = 0,26$
...	

- *Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) par la méthode de Penman modifiée F.A.O.*

La formule de Penman a été modifiée par de nombreux auteurs de façon à en simplifier l'écriture ou en adapter les paramètres à des régions particulières.

Parmi ces formules modifiées, on utilise fréquemment au Maghreb la formule dite «Penman - F.A.O». (FAO, 1992) que nous donnons ici avec les paramètres recommandés pour les régions sèches et arides.

$$ETP = \left\{ \frac{I_g a}{59} (1 - a) \left(0,25 + 0,45 \frac{h}{H} \right) - \frac{\sigma}{59} T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) \left(0,10 + 0,90 \frac{h}{H} \right) \right\} \frac{\frac{F_T'}{\gamma}}{1 + \frac{F_T'}{\gamma}} + \frac{0,26}{1 + \frac{F_T'}{\gamma}} (e_w - e) (1 + 0,864 V)$$

On y retrouve les mêmes variables que citées précédemment, mais quelques paramètres changent :

$$\left(0,25 + 0,45 \frac{h}{H} \right) \text{ au lieu de } \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right)$$

$$(1 + 0,864 V) \text{ au lieu de } (1 + 0,54 V)$$

Les coefficients 0,25 et 0,45 de la formule proposée par la F.A.O. correspondent à peu près à la moyenne zonale entre 40° et 10° où se trouvent les centres de l'irrigation et où la connaissance de l'ETP est primordiale pour l'estimation des besoins en eau des cultures.

- *Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) par la méthode de Penman modifiée par Mc Culloch*

Parmi les modifications apportées à cette formule, citons également celles de McCulloch (McCulloch J.S.G., 1965). En effet cette modification a été considérée comme intéressante sous le climat marocain.

Cette formule se présente sous la forme suivante :

$$ETP = \left\{ \frac{Iga}{59} (1 - a) \left[0,29(L) + 0,62 \frac{h}{H} \right] - \frac{\sigma}{59} T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) (0,10 + 0,90 \frac{h}{H}) \right\} \frac{\frac{F_T'}{\gamma}}{1 + \frac{F_T'}{\gamma}} + \frac{0,26}{1 + \frac{F_T'}{\gamma}} (e_w - e) (1 + 0,864 V) \left(1 + \frac{z}{20000} \right)$$

On y retrouve les mêmes variables que dans la formule de Penman, mais la latitude L et l'altitude z du site (en mètres) sont introduites comme paramètres correcteurs :

$$\left[0,29(L) + 0,45 \frac{h}{H} \right] \text{ au lieu de } \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right)$$

$$(1 + 0,864 V) \left(1 + \frac{z}{20000} \right) \text{ au lieu de } (1 + 0,54 V)$$

c. Validation des différentes "formules de Penman"

Nous venons de voir que différents auteurs ont apporté des modifications à la formule de Penman. Il est très difficile de choisir a priori «la formule» la mieux adaptée à notre zone d'étude. C'est pourquoi nous avons choisi de comparer les résultats des différentes formules aux mesures sur le terrain de l'ETP Cynodon et de l'évaporation Colorado.

- Comparaison avec l'ETP Cynodon

Avec ce type de couvert végétal, nous avons admis un albédo de 0,2.

Les 280 «stations-mois» disponibles montrent que les différentes formules donnent des estimations très corrélées entre elles comme le montre le *tableau 15* et la *figure 4* :

	Penman «classique»	Penman - F.A.O.	Penman -McCulloch
Penman «classique»	1	0,9993	0,9949
Penman - F.A.O.	0,9993	1	0,9997
Penman -McCulloch	0,9949	0,9997	1

Equations de régression	
P.«classique» = 1,0158 P.F.A.O. - 3,8921	P.«classique» = 0,9545 P.McCulloch - 4,6528

Tableau 15. Matrice des coefficients de corrélation et équations de régression.

A l'échelle mensuelle, nous avons pu retrouver deux stations (Hamma Bouziane et Mahgnia) sur lesquelles on dispose à la fois de l'ETP Cynodon et des paramètres climatiques permettant d'utiliser les formules de Penman.

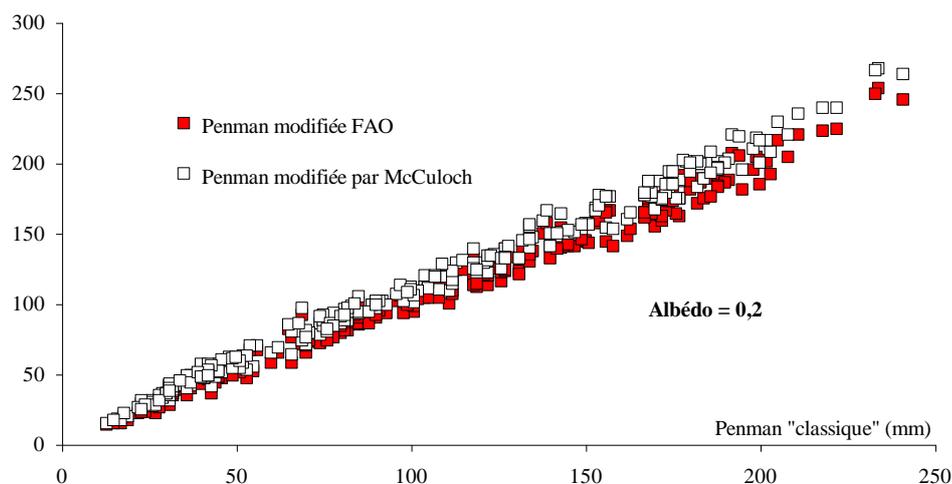


Figure 110. Comparaison des différentes formules de Penman pour $\alpha = 0,2$.

La formule de Penman dite «classique» paraît la meilleure à tout point de vue (tableau 16 et figure 111):

- elle donne les estimations en moyenne (a) les plus proches et elle a le meilleur coefficient de corrélation avec l'ETP Cynodon (b) :

a	ETP Cynodon	Penman «classique»	Penman - F.A.O.	Penman McCulloch
Moyennes	98,58	101,38	104,76	112,88
b		Penman «classique»	Penman - F.A.O.	Penman McCulloch
Coef. de corrélation avec ETP Cynodon		0,8150	0,8018	0,8054

Tableau 16. Comparaison de ETP Cynodon avec les différentes formules de Penman.

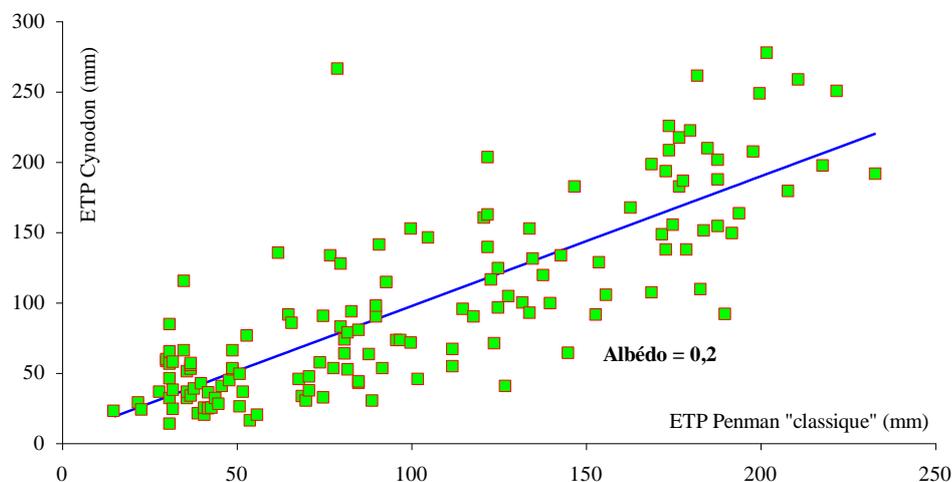


Figure 111. Comparaison des ETP mensuelles Cynodon et Penman.

- Comparaison avec l'évaporation Colorado

Pour l'évaporation sur un bac, nous avons admis un albédo de 0,05. Les 280 «stations-mois» disponibles montrent que les différentes formules donnent des estimations encore très proches (tableau 17 et la figure 112) :

	Penman «classique»	Penman - F.A.O.	Penman -McCulloch
Penman «classique»	1	0,9946	0,9960
Penman - F.A.O.	0,9946	1	0,9997
Penman -McCulloch	0,9960	0,9997	1

Equations de régression	
P.«classique» = 1,0330 P.F.A.O. - 4,8275	P.«classique» = 0,9690 P.McCulloch - 5,2663

Tableau 17. Matrice des coefficients de corrélation et équations de régression.

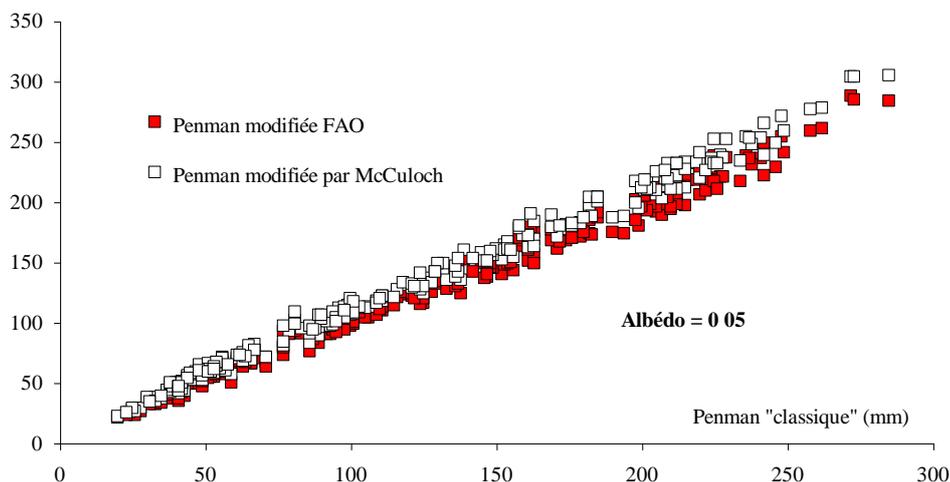


Figure 112. Comparaison des différentes formules de Penman pour $a = 0,05$.

A l'échelle mensuelle sept stations (Beni Bahdel, Bouira, El Khémis, Hama Bouziane, Mahgnia, Meffrouche et Sarno), sur lesquelles on dispose à la fois de l'évaporation Colorado et des paramètres climatiques, permettent d'utiliser les formules de Penman.

La formule dite «classique» paraît ici encore la meilleure à tout point de vue :

- elle donne les estimations en moyenne les plus proches (a) et elle donne le meilleur coefficient de corrélation avec l'évaporation Colorado (b) (tableau 18 et figure 113).

a	Evaporation Colorado	Penman «classique»	Penman - F.A.O.	Penman McCulloch
Moyennes	119,21	123,47	124,16	132,80
b		Penman «classique»	Penman - F.A.O.	Penman McCulloch
Coef. de corrélation avec ETP Cynodon		0,7619	0,7277	0,7344

Tableau 18. Comparaison de l'évaporation Colorado avec les différentes formules de Penman.

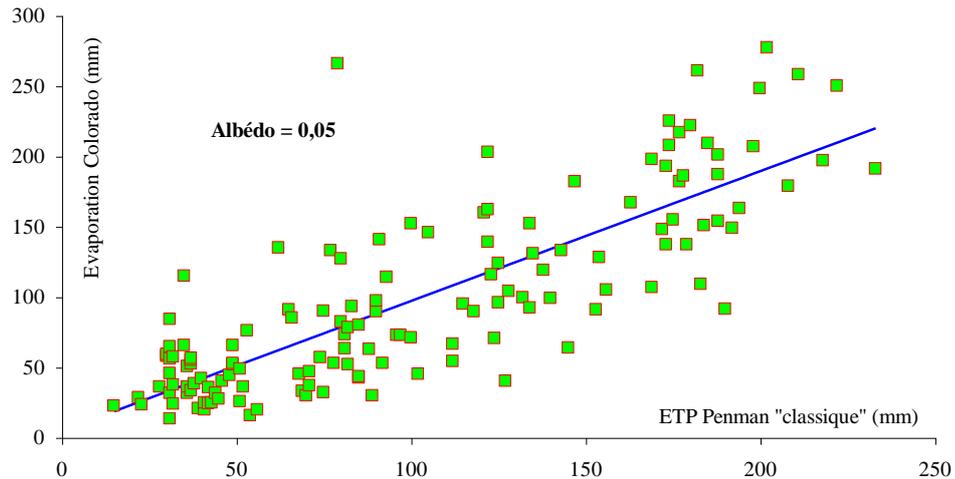


Figure 113. Comparaison des évaporations mensuelles et Penman.

- *Choix d'une formule de référence*

Globalement, on constate une excellente concordance interne des différentes formules de Penman. Par contre, ces formules ne donnent qu'une estimation approximative des mesures de terrain : évapotranspiration sur case lysimétrique - évaporation sur bac Colorado.

Ceci s'explique aussi bien par :

- la difficulté des mesures de terrain ;
- la difficulté des mesures de vent, d'insolation et d'humidité relative ;
- la variabilité spatiale de ces paramètres (la station climatologique n'étant pas forcément à proximité immédiate des stations de mesure de terrain) ;
- que par la mauvaise adéquation des formules.

Cependant la formule dite «classique» de Penman étant très légèrement préférable aux deux autres, nous retiendrons les estimations faites par la formule classique de Penman comme valeurs de référence.

1.4. Justification de l'utilisation mensuelle des formules journalières

La formule de Penman qui sert de référence dans notre étude sur l'évaluation des E.T.P. mensuelles, est définie par son auteur sur la base des paramètres climatiques journaliers.

Cette formule est non-linéaire et il n'est donc pas du tout certain que l'on puisse admettre que l'E.T.P. moyenne d'un mois évaluée à partir des 31 (ou 28, 29 et 30) estimations journalières soit sensiblement égale à l'E.T.P. journalière évaluée à partir des paramètres climatologiques moyens mensuels (température, vent, humidité relative et insolation).

$$\overline{Etp} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Etp(t_i, Hr_i, V_i, h_i, Iga_i, H_i) \approx Etp(\bar{t}, \overline{Hr}, \overline{V}, \bar{h}, \overline{Iga}, \bar{H})$$

Pour ce qui concerne la durée théorique du jour H et la radiation globale I_{ga} , on peut là encore utiliser soit la moyenne des valeurs pour les 30 jours, soit la valeur de I_{ga} et H pour le "jour moyen" soit le 15 de chaque mois.

$$\overline{Etp} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Etp(t_i, Hr_i, V_i, h_i, Iga_i, H_i) \approx Etp\left(\bar{t}, \overline{Hr}, \overline{V}, \bar{h}, Iga_{\frac{n}{2}}, H_{\frac{n}{2}}\right)$$

Nous avons effectué les tests dans le but d'évaluer l'impact de cette simplification.

Nous ne disposons, pour l'ensemble de la zone d'étude, que de paramètres climatologiques mensuels. De toutes manières, seules quelques dizaines de stations fournissent des mesures journalières et ce sur des périodes variables mais généralement assez courtes.

Sur ces quelques stations, nous avons donc décidé de procéder à un test de comparaison de ces deux façons d'estimer l'E.T.P. Penman mensuelle. Au total les calculs ont pu être menés sur 2040 «stations-mois» (près de 60 000 jours).

Les données disponibles sont celles de 19 stations climatologiques algériennes (*tableau 19 et figure 114*) :

Constantine	Maghnia	Alger	Souk Ahras
Annaba	Batna	Beni Saf	Skikda
Bedjaïa	Bordj Bou Arreridj	Guelma	Tlemcen
Miliana	Oran	M'Sila	Tébessa
Oum El Bouaghi	Sétif	Saïda	

Tableau 19. Position des stations disposant d'informations climatologiques journalières.

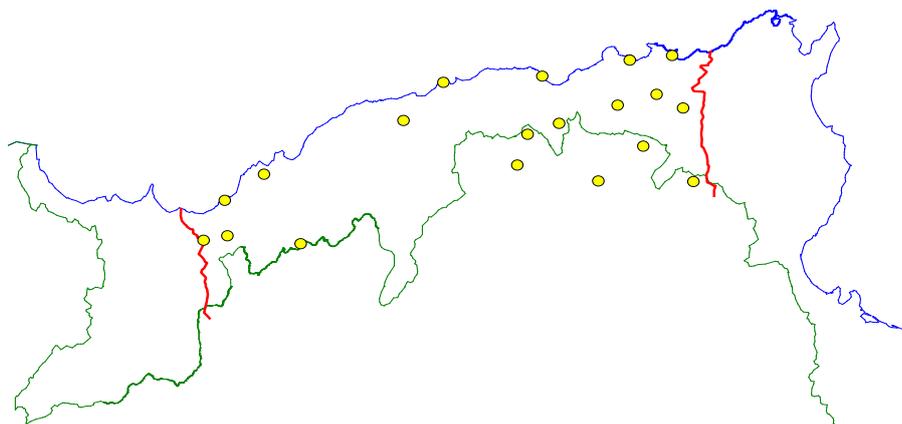


Figure 114. Répartition spatiale des stations climatologiques utilisées à l'échelle journalière.

La corrélation étant extrêmement étroite et la pente voisine d'un, il paraît raisonnable de confondre ces deux estimations (*figure 115*).

En effet, en prenant l'estimation mensuelle comme égale à la somme des estimations journalières, on surestime en moyenne de 0,19 mm, quand l'erreur type est de 2,3 mm et les écarts absolus enregistrés vont de -10,3 à 11,37 mm.

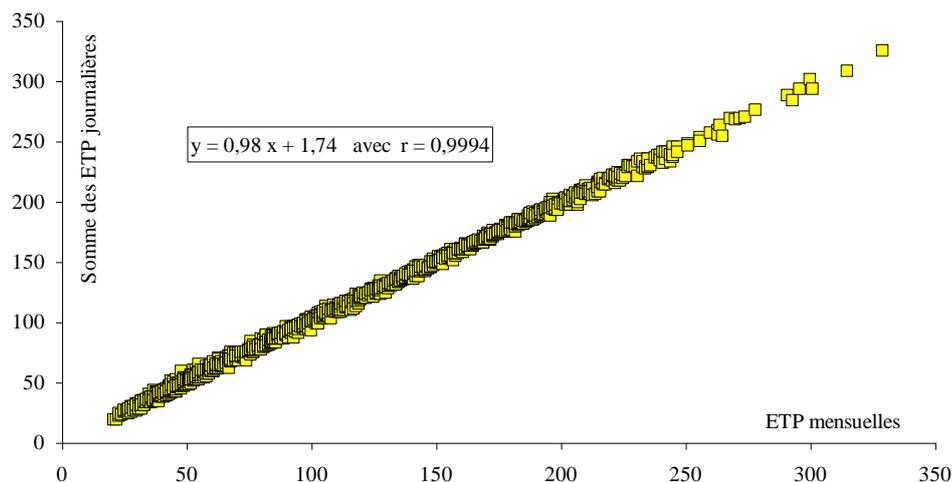


Figure 115. Régression linéaire entre les résultats des deux méthodes.

Il faut noter que les écarts les plus grands sont enregistrés à M'Sila, station dans une région particulièrement exposée aux vents.

En regardant ces résultats plus en détail, on constate une fluctuation légère mais cependant très nette d'un mois à l'autre. Pendant les mois d'été, on sous-estime les E.T.P. en utilisant les paramètres climatologiques moyens mensuels plutôt que les valeurs journalières.

Ces écarts moyens demeurent toujours faibles puisqu'ils vont de -1,02 mm en février à +2,38 mm en août (figure 116). Les erreurs absolues maximales et minimales suivent les fluctuations des erreurs moyennes. Les erreurs types restent par contre très stables de l'ordre de 2 mm.

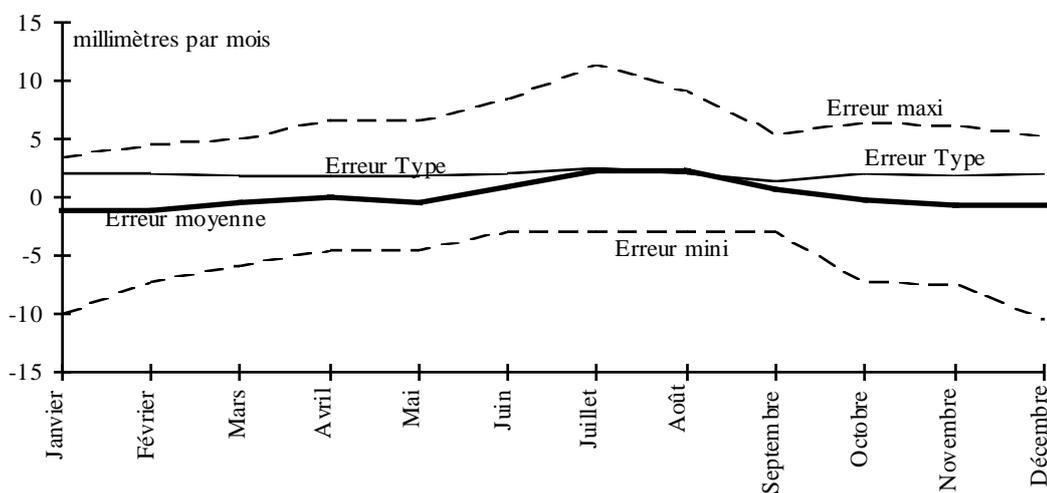


Figure 116. Evolution mensuelle des écarts absolus entre les deux méthodes.

Les résultats sont analogues si on raisonne en écarts relatifs (figure 117).

On constate par contre que la précision est de l'ordre de +/- 5% durant le printemps et l'été, période la plus sensible. La précision relative peut atteindre +/- 15 %, mais ce n'est que durant les mois d'hiver où l'évapotranspiration est faible et a peu d'influence sur les bilans en eau.

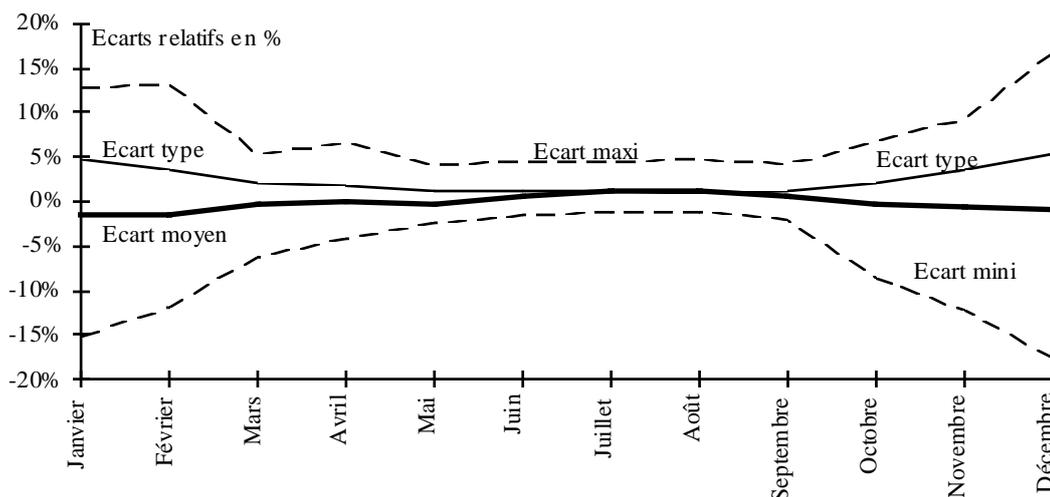


Figure 117. Evolution mensuelle des écarts relatifs entre les deux méthodes.

En conclusion, nous retiendrons que le fait de calculer l'E.T.P. mensuelle en utilisant les paramètres climatologiques moyens mensuels puis en multipliant par le nombre de jours du mois n'introduit pas de biais systématique incompatible avec l'utilisation que nous nous proposons de faire de ces estimations.

2. ESTIMATION DES ETP MENSUELLES A PARTIR DES SEULES TEMPERATURES

Nous venons de voir que la formule «classique» de Penman est certainement le meilleur indice caractéristique de l'évapotranspiration potentielle (ETP).

Cependant, les données nécessaires à l'utilisation de cette formule ne sont disponibles qu'en un nombre restreint de postes climatologiques. Pour améliorer la couverture spatiale, il nous paraît intéressant de valoriser l'information thermométrique beaucoup plus largement disponible.

Station	Mois	Station	Mois	Station	Mois	Station	Mois	Station	Mois
Ain Sefra	62	Bousaada	58	Jijel Aeroport	60	Oran senia	187	Tlemcen	96
Annaba	252	Chlef	156	Jijel port	53	O El Bouaghi	119	Tlemcen Zen	96
Arzew	45	Constantine	199	Ksar Chellala	54	Saida	163	Alger	120
B.Bou Arreridj	135	Dar El Beida	199	M'sila	107	Setif	127	Al - Hoceima	192
Barika	34	Dellys - Afir	47	Maghnia	157	Sidi Bel Abbes	76	Bouarfa	96
Batna	184	Djelfa	65	Mascara	60	Skikda	185	Midelt	408
Béchar	66	El Bayadh	66	Mecheria	62	Souk Ahras	120	Nador	168
Bejaia	177	El kheiter	66	Medea	69	Tebessa	186	Oujda	276
Beni Saf	175	El Milia	25	Miliana	187	Tenes	33	Taza	168
Biskra	65	Ghazaouet	12	Mostaganem	28	Tiaret	74	Tetouane	420
Bouira	52	Guelma	119	Naàma	47	Tizi Ouzou	70		

Tableau 20. Stations et périodes permettant de calculer l'ETP Penman mensuelle.

La démarche que nous nous proposons d'utiliser est d'établir une formule empirique valable pour la zone d'étude, qui permette d'approcher au mieux les résultats de la formule de Penman à partir des seules températures moyennes mensuelles.

Pour ce faire, nous avons tenté d'utiliser les formules de ce type trouvées dans la littérature, en adaptant les paramètres si nécessaire.

Nous disposons pour cela de 54 stations climatologiques permettant de calculer l'ETP Penman mensuelle et 6506 mois d'observations au total.

Ces données ont fait l'objet d'une analyse critique et nous avons constaté des erreurs dans les données récemment publiées dans les bulletins météorologiques. Le *tableau 20* récapitule les stations utilisables et leurs durées d'observation en mois.

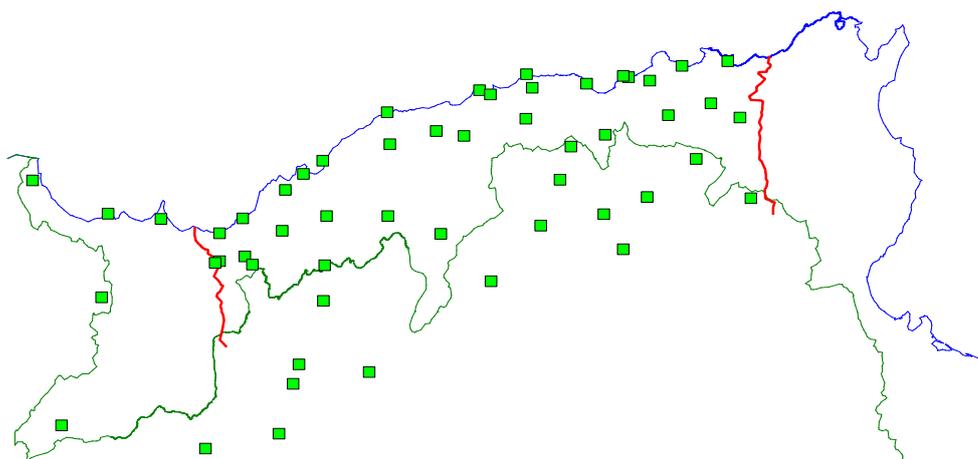


Figure 118. Répartition des stations permettant le calcul des ETP mensuelles par la formule de Penman.

La répartition spatiale de ces stations est relativement bien représentative et satisfaisante dans l'ensemble avec une absence d'information en Tunisie (*figure 118*).

2.1. Relations "ETP Penman - Température" du type Blaney-Criddle

La formule de Blaney-Criddle (1962) est l'une des plus couramment utilisées pour estimer l'évapotranspiration potentielle.

Blaney et Criddle ont proposé de lier l'ETP à la température par une formule linéaire :

$$ETP = k [p (0,46 t + 8,13)]$$

où p est la durée moyenne d'insolation par rapport au total annuel, t est la température mensuelle et k un coefficient d'ajustement. En appliquant directement cette formule les résultats sont très médiocres aussi a-t-on décidé de caler l'ensemble des paramètres sous la forme suivante :

$$ETP = a [p (b t + c)]$$

où p représente le rapport de la durée théorique d'insolation du mois à la durée théorique d'insolation de l'année.

Là encore, les résultats ont été un peu décevants. En fait il semble bien que l'ETP ne soit pas directement proportionnelle à p . En observant la variation de $ETP / (b t + c)$ en fonction de la durée d'insolation, on constate que la meilleure formulation serait du type linéaire mais avec une constante.

Nous avons donc repris cette approche avec une nouvelle formulation :

$$ETP = (H + a) (b t + c)$$

où H est la durée théorique d'insolation (en h/mois), t la température moyenne mensuelle en °C, et ETP l'évapotranspiration mensuelle en mm/mois.

Les trois inconnues a , b et c ont été ajustées de façon à minimiser l'erreur quadratique moyenne. On obtient alors la relation suivante :

$$ETP = (H - 187) (0,032 t + 0,077)$$

ETP en mm/mois et H en h/mois, t en °Celsius

La *figure 119* représente la première estimation de l'ETP en fonction de la température et de la durée théorique d'insolation.

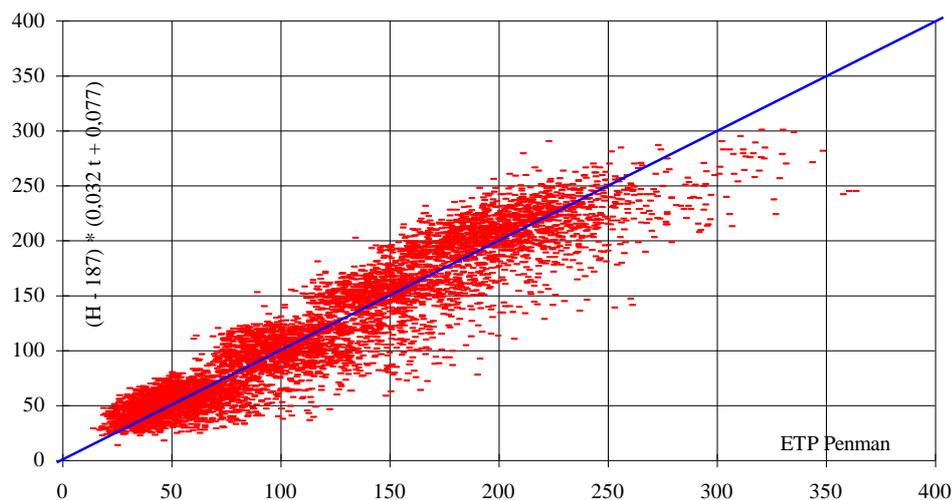


Figure 119. Première estimation de l'ETP en fonction de la température et de la durée théorique d'insolation.

a. Nécessité d'une composante régionale

Une formule de type Blaney-Criddle ne fait intervenir que la température, la saison et la latitude (à travers la durée théorique mensuelle d'insolation).

Or, on sait que bien d'autres paramètres interviennent, comme, par exemple, l'humidité relative, le vent et l'insolation réelle. Pour ces paramètres, il est évident qu'il existe des différences notables entre le nord (climat méditerranéen) et le sud (climat subdésertique) de notre zone d'étude.

Comme on le constate à la *figure 120*, il semble bien que le nuage de points soit constitué de plusieurs relations régionales :

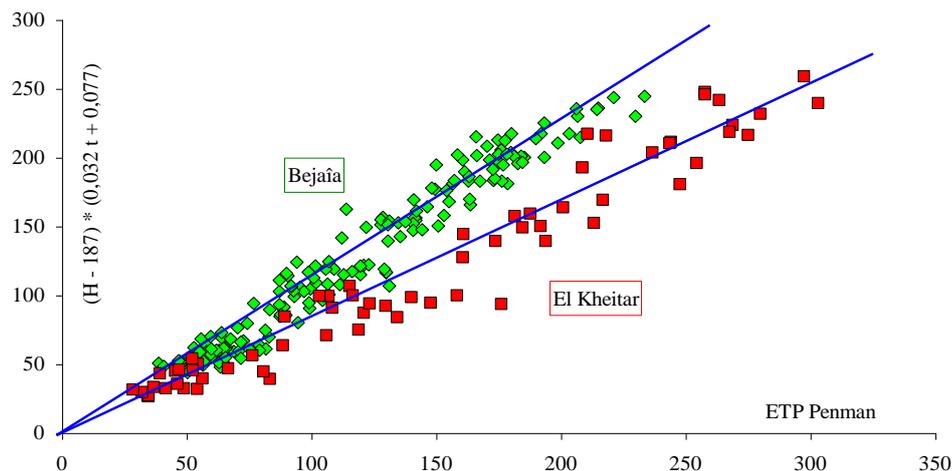


Figure 120. Différenciation régionale de la relation «ETP - Température».

Manifestement la première formulation proposée conduit à des biais systématiques : sous-estimation de l'ETP au Sud, surestimation au Nord !

Nous avons donc tenté de calculer des coefficients régionaux Kreg tels que l'on puisse évaluer l'ETP Penman par une relation du type :

$$\text{ETP Penman} = \text{Kreg} (\text{H}-187) * (0,032t+0,077)$$

Les coefficients Kreg calés sur chaque station sont donnés dans le *tableau 21* sous la dénomination Kreg.

Nom	Kreg-cor	Kreg	Cor.	Nom	Kreg-cor	Kreg	Cor.	Nom	Kreg-cor	Kreg	Cor.
Ain Sefra	1,21	1,11	9%	DellysAfir	0,87	0,87	0%	Mostaganem	0,87	0,87	0%
Annaba	0,91	0,91	0%	Djelfa	1,10	1,04	5%	Msila	1,12	1,12	0%
Arzew	0,97	0,97	0%	El Kheitar	1,15	1,24	-7%	Naama	1,11	1,11	0%
Barika	1,24	1,24	0%	ElBayadh	1,23	1,23	0%	Oran	0,99	0,99	0%
Batna	1,12	1,12	0%	ElMilia	0,79	0,79	0%	OumElBouaghi	0,92	0,92	0%
BBArreidj	1,07	1,07	0%	Ghazaouet	0,81	0,81	0%	Saida	1,01	1,01	0%
Béchar	1,32	1,32	0%	Guelma	0,83	0,83	0%	Setif	1,04	1,04	0%
Bejaia	0,92	0,92	0%	JijelAer	0,79	0,79	0%	SidiBelAbbes	0,94	0,94	0%
BeniSaf	0,88	0,88	0%	Jijelport	0,79	0,79	0%	Skikda	0,86	0,86	0%
Biskra	1,26	1,26	0%	KsarChellala	1,09	1,09	0%	SoukAhras	0,99	0,99	0%
Bou Saada	1,10	0,93	18%	Maghnia	0,93	0,93	0%	Tebessa	1,00	1,00	0%
Bouira	1,04	1,04	0%	Mascara	0,95	0,95	0%	Tenes	0,95	0,95	0%
Chlef	0,93	0,93	0%	Mecheria	1,14	1,14	0%	Tiaret	1,08	1,14	-6%
Constantine	0,91	0,91	0%	Medea	1,05	1,05	0%	TiziOuzou	0,83	0,83	0%
DarElBeida	0,89	0,89	0%	Miliana	0,97	0,97	0%	TlemcenZen	0,93	0,93	0%
Alger	0,93	0,93	0%	Midelt	1,32	1,37	-3%	Tlemcen	0,94	0,94	0%
Al - Hoceima	0,83	0,83	0%	Nador	0,93	0,93	0%	Taza	0,84	0,84	0%
Bouafra	1,21	1,21	0%	Oujda	0,96	0,96	0%	Tetouane	1,00	0,92	8%

Tableau 21. Coefficients correctifs régionaux calculés et corrigés.

Au cours de ce travail, nous avons eu l'occasion de constater que certaines valeurs de Kreg proposées s'écartaient assez sensiblement de ce que laissaient présager les valeurs voisines.

La station de Bou Saada donne un Kreg de 0,93 alors qu'il devrait être beaucoup plus fort. En revenant aux données on constate que le vent théoriquement mesuré à Bou Saada est anormalement faible.

Certains mois il est tout à fait analogue à celui mesuré à Barika ; d'autres les mesures sont incompréhensibles et correspondent alors à des valeurs arrondies de vitesse (1,00 m/s, 2,00 m/s ...).

Nous avons pu constater que lorsque les mesures paraissent plausibles, elles sont données avec deux chiffres significatifs. Il est évident que les mesures de vent à Bou Saada sont entachées d'erreurs et nous avons refait les calculs avec le vent moyen de Barika.

On trouve alors un Kreg, dit corrigé, de 1,10 ce qui est tout à fait conforme aux observations dans la zone. Finalement sept coefficients régionaux ont été corrigés de façon analogue (remplacement des données de vent très douteuses par celles du poste le plus comparable) (*tableau 22*) :

Station	Kreg	Kreg cor	Écart	Station	Kreg	Kreg cor	Écart
Aïn Sefra	1,11	1,21	9%	Tiaret	1,14	1,08	-6%
Bou Saada	0,93	1,10	18%	Midelt	1,37	1,32	-3%
Djelfa	1,04	1,10	5%	Tetouane	0,92	1,00	8%
El Kheiter	1,24	1,15	-7%				

Tableau 22. Correction des coefficients régionaux.

Avec ces coefficients, la relation devient plus étroite (coefficient de corrélation de 0,98) (*figure 121*).

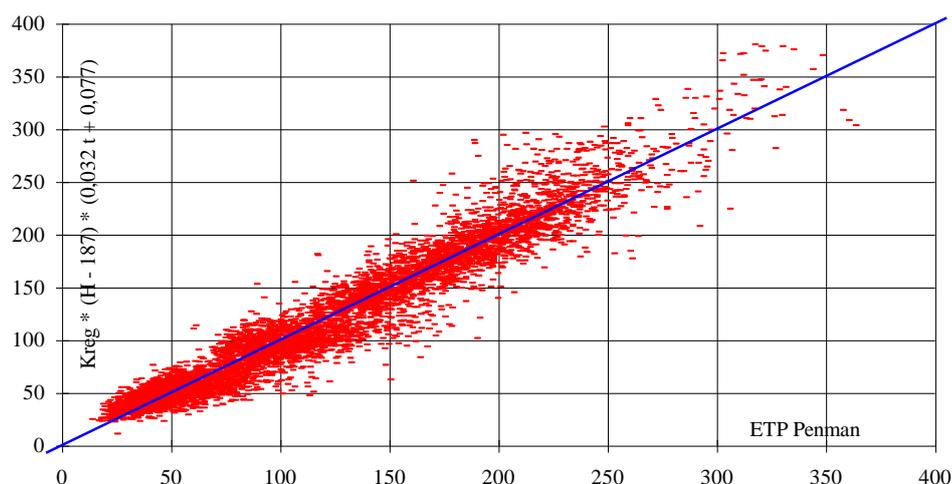


Figure 121. Estimation de l'ETP en fonction de la température, de la durée théorique d'insolation et d'un coefficient correctif régional.

b. Nécessité d'une composante saisonnière

Nous avons proposé d'évaluer l'ETP Penman à partir des seules températures par la relation :

$$\text{ETP Penman} = \text{Kreg} * (\text{H} - 187) * (0,032 \text{ t} + 0,077)$$

avec ETP en mm/mois,
H durée théorique des jours en h/mois,
t température mensuelle en ° C,
Kreg un coefficient régional.

Il s'avère qu'en procédant ainsi, on sous-estime assez systématiquement les ETP des mois de février, mars et avril. Par analogie avec la formule proposée par Thornthwaite, il nous a paru possible d'améliorer nos estimations en introduisant un second coefficient correctif Kmens uniforme sur la zone mais variant avec le mois (*figure 122*).

La formule proposée devient alors :

$$\text{ETP Penman} = \text{Kreg} * \text{Kmens} * (\text{H} - 187) * (0,032 \text{ t} + 0,077)$$

avec ETP en mm/mois,
H durée théorique des jours en h/mois,
t température mensuelle en ° C,
Kreg un coefficient régional,
Kmens un coefficient mensuel.

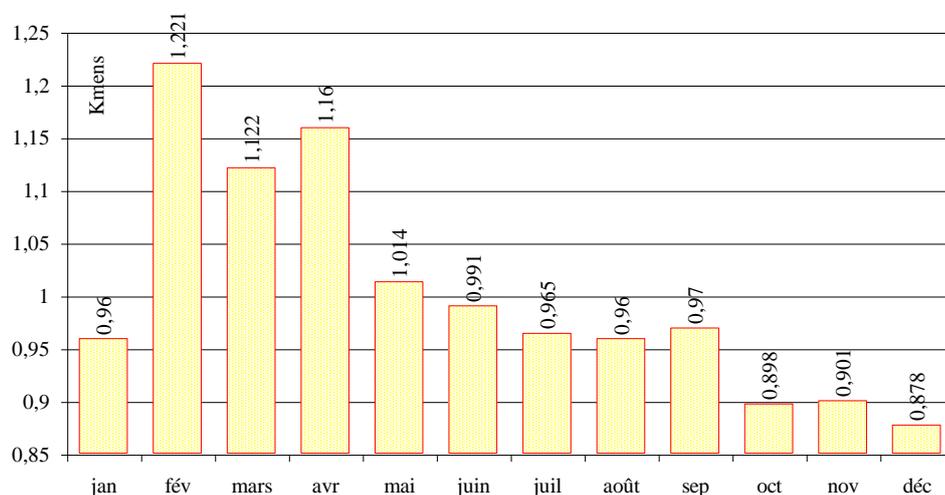


Figure 122. Evolution du coefficient correctif mensuel.

Cette procédure se justifie tout-à-fait puisque, dans notre précédente formule, nous admettions comme Blaney-Criddle que la variation saisonnière de l'ETP était liée à la seule durée mensuelle théorique d'insolation H.

En fait, comme le suggéraient les coefficients régionaux, d'autres facteurs influent sur l'ETP, notamment l'humidité relative et l'insolation réelle. Il n'y a pas de raison pour que ces paramètres varient comme H.

En fait, nous nous trouvons donc maintenant avec deux paramètres saisonniers H et Kmens. Si ce dernier est stable spatialement, la durée H varie avec la latitude (cf §1.3.b).

La formule est complexe car de portée universelle. Si on se restreint à notre zone d'étude (32° < latitude < 37°), il est possible d'obtenir H d'une façon beaucoup plus simple. H est lié linéairement aux latitudes Y, avec un écart insignifiant:

$$H_i = a_i Y + b_i$$

avec H la durée théorique d'insolation du mois i (en heures par mois),
 Y la latitude (en kilomètres)

Les paramètres mensuels a_i et b_i sont donnés dans le *tableau 23*.

mois	janvier	fevrier	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	decembre
a _i	-0,0218	-0,0110	-0,0012	0,0098	0,0201	0,0248	0,0230	0,0144	0,0031	-0,0081	-0,0185	-0,0246
b _i	315	307	371	389	429	429	436	414	370	351	311	308

Tableau 23. Coefficients d'évaluation des durées théoriques d'insolation.

On remarque dans le *tableau 23*, que les gradients de H par rapport à Y sont très faibles et quasiment nuls en été.

Dans la zone de notre travail (0 < Y < 550), on peut considérer H comme indépendant de Y et retenir les valeurs suivantes (*tableau 24*) du produit Kmens * (H - 187) :

mois	jan	fév	mars	avr	mai	juin	juil	août	sep	oct	nov	déc
Km * (H - 187)	118	143	204	239	251	248	247	223	180	146	108	99

*Tableau 24. Valeurs moyennes de [Km_{ens} * (H - 187)].*

En procédant, ainsi, on induit une erreur inférieure à 5% pour tous les mois et inférieure à 3% de février à octobre (inclus).

Cette simplification n'est donnée qu'à titre indicatif pour qui devrait faire un calcul sommaire à la main. Dans la suite de l'étude, nous avons gardé les valeurs variant avec la latitude.

c. Cartographie des coefficients correctifs régionaux

Si l'on reporte les coefficients correctifs régionaux Kreg-cor sur une carte topographique, on est saisi par leur très nette organisation spatiale. Les plus faibles valeurs (Kreg-cor < 1) sont situées dans la zone côtière, au contraire des valeurs les plus grandes qui se trouvent dans la zone subdésertique.

Nous avons procédé à une cartographie automatique en interpolant les Kreg-cor par krigeage.

Les données ponctuelles n'étant pas exemptes de suspicion (erreurs de mesure, effet d'un site particulier ...), il nous a paru préférable de tracer une carte de Kreg-cor la plus lisse possible compte tenu de la fiabilité attribuée aux valeurs ponctuelles.

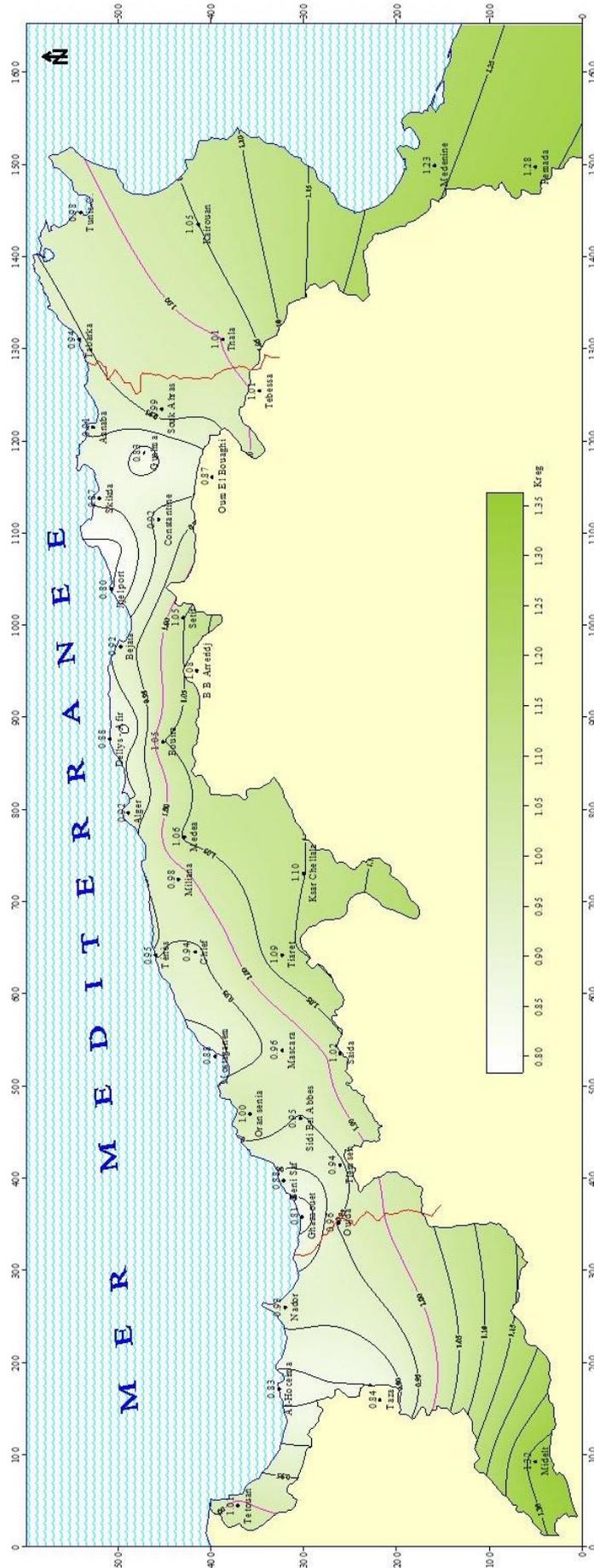


Planche 35. Coefficients correctifs régionaux (Kreg).

Subjectivement au moins, on peut supposer que les écarts locaux à une normale n'excèdent généralement pas 5%. Le krigeage a été fait en imposant un variogramme linéaire mais avec un effet de pépité de $0,0025$ ($0,05^2$).

La carte ainsi obtenue (*planche 35*) est très explicite. La courbe $K_{reg-cor} = 1,2$ souligne la limite de l'Atlas Saharien ; la courbe $K_{r-cor} = 1,0$ suit sensiblement la crête de l'Atlas Tellien et du Rif.

d. Validation de la formule dite $ETP_{MAGHREB}$

Nous avons donc abouti à une formule, que nous appellerons par la suite formule $ETP_{MAGHREB}$, qui permet d'évaluer l'évapotranspiration potentielle mensuelle de Penman à partir de la seule mesure de la température moyenne mensuelle correspondante, de la connaissance du mois et de la position géographique :

$$ETP_{MAGHREB} = K_{reg} * K_{mens} * (H - 187) * (0,032 * t + 0,077)$$

avec $ETP_{MAGHREB}$ exprimée en millimètres par mois ;
 K_{reg} un coefficient régional que l'on peut lire sur la carte de la *planche 35*,
 K_{mens} un coefficient mensuel dont les valeurs sont données à la *figure 122*,
 H la durée théorique mensuelle d'insolation (en heures par mois) et elle s'exprime en fonction de la latitude selon les formules données dans le *tableau 23*,
 t la température moyenne mensuelle pour le mois considéré exprimée en °Celsius.

A titre d'ultime vérification, nous présentons à la *figure 123* la comparaison des $ETP_{MAGHREB}$ AVEC les estimations de la formule de Penman pour les 6506 "mois-stations" où les calculs sont possibles.

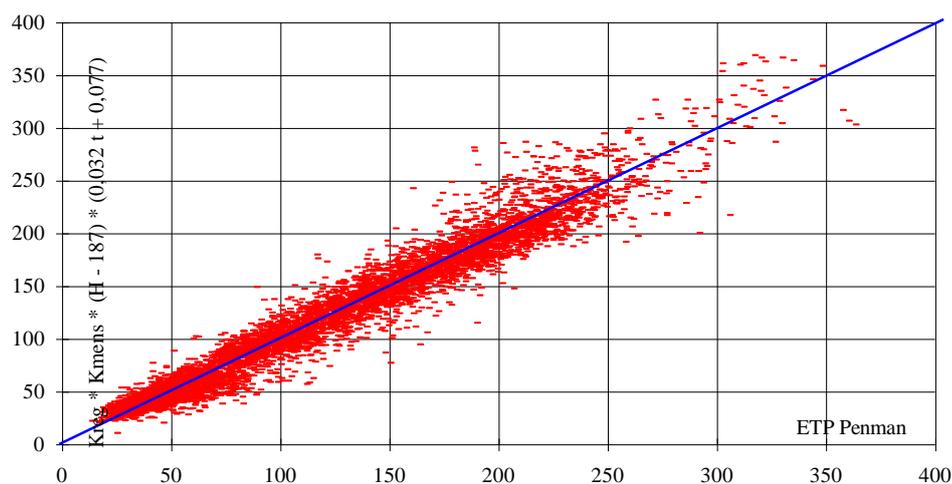


Figure 123. Comparaison des $ETP_{MAGHREB}$ et ETP Penman.

Le coefficient de corrélation est de $0,976$, l'erreur est nulle en moyenne et l'erreur-type est de $14,68$ mm.

C'est donc en utilisant cette formule que nous nous proposons de généraliser la connaissance des ETP à partir de l'information thermométrique.

2.2. Utilisation des normales thermométriques

a. Evaluation des normales des ETP

Il est tentant d'évaluer les ETP moyennes mensuelles en appliquant la formule de Penman aux valeurs moyennes mensuelles des paramètres climatiques. Il faut cependant être prudent car la formule de Penman n'est pas linéaire et il convient donc de vérifier si cette démarche est acceptable.

Sur les 54 stations où nous disposons d'observations mensuelles sur la période actuelle, nous avons calculé simultanément la moyenne des ETP Penman mensuelles et l'ETP Penman évaluée sur les paramètres climatiques moyens mensuels.

Le graphique suivant (*figure 124*) montre clairement qu'il n'y a pas de biais significatif.

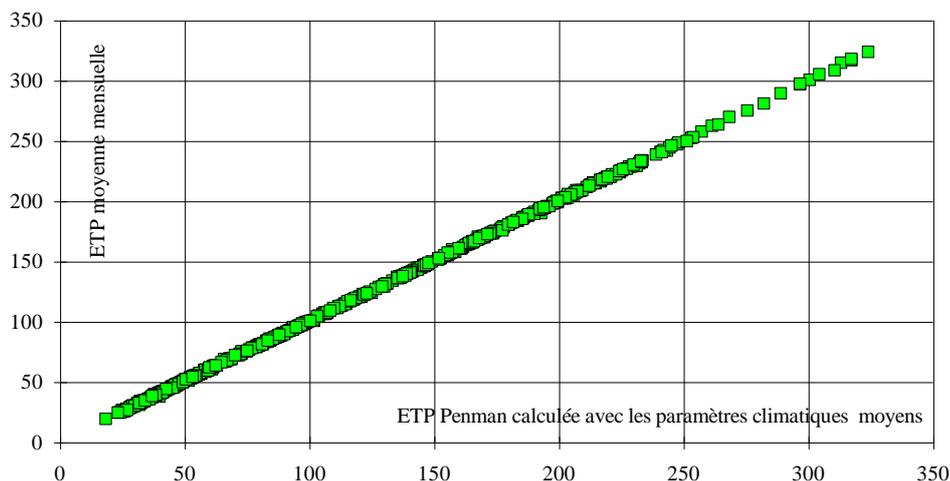


Figure 124. Comparaison des moyennes mensuelles interannuelles des ETP Penman aux ETP Penman calculées à partir des paramètres climatiques moyens mensuels interannuels.

En procédant ainsi, le plus fort écart n'est que de 3,55 mm/mois. Il est donc tout à fait justifié d'évaluer les ETP moyennes mensuelles en appliquant la formule de Penman aux paramètres climatiques moyens mensuels.

Ce résultat est évidemment valable pour l'ETP_{MAGHREB} puisque la relation avec la variable unique température est linéaire.

b. Représentativité des séries anciennes de température

Afin d'étoffer spatialement les données disponibles, nous avons envisagé d'utiliser les renseignements très abondants et immédiatement disponibles de l'étude de *P. Seltzer (1946)*.

Ce document intitulé “Le climat de l’Algérie” a été publié en 1946 par l’Institut de Météorologie et de Physique du Globe de l’Algérie. Il porte généralement sur les observations faites de 1913 à 1938.

Ces données élaborées se présentent sous forme de moyennes mensuelles calculées sur les périodes disponibles à l’époque. Ces périodes sont variables d’une station à l’autre mais portent généralement sur 25 années. Pour ce qui intéresse notre étude nous y trouvons 33 stations pour lesquelles on connaît les normales mensuelles de :

- la température exprimée en ° Celsius ;
- l'humidité relative exprimée en % ;
- la force du vent dans l'échelle Beaufort ;
- la durée d'insolation (évaluée à partir de la nébulosité).

Ces deux derniers paramètres ne sont pas comparables aux vitesses de vent et durées d'insolation mesurées actuellement. Il est donc impossible de valoriser ces 33 stations par un calcul de l'ETP Penman.

On dispose également de 111 stations où l’on connaît les seules températures moyennes mensuelles (*tableau 25*):

Station	Station	Station	Station
AFLOU	BOUZAREAH	EL ABIODH SISI CHIKH	CHLEF
AGHRIB	BRAHIM	EL OUED	OUED MARSA
AIN EL GOTIA	SERAIDI	ELMA HECHACH	OUED SLISSEN
AIN EL KSAR	CAP AFIA	LARBAA N.IRATHEN	OUJDA
AIN OUARCINEF	CAP BENGUT	EL BAYADH	OULED DJELLAL
AIN SEFRA	CAP BOUGARONI	GARDAIA	SKIKDA
ALGER PORT	CAP CARBON	GUELMA	KSAR CHELLALA
ALGER UNIVERSITE	CAP DE GARDE	GUENZET	RELIZANE
AMMI MOUSSA	CAP FALCON	HAFIR	ROUBA
ARD EL BEIDA	CAP IVI	CHETAIBI	SAIDA
ARRIS	CAP MATIFOU	IGHIL IMOULA	EL EULMA
S.E.G.	CAP SIGLI	AZZABA	SEDRATA
BBA	CAP TENES	EL KALA	SETIF
BARIKA	BOU ISMAIL	LAC DE MOUZAIA	SIDI AISSA
BATNA	CHERCHEL	LAGHOUAT	SIDI BEL ABBES
BEN CHICAO	BOUIRA-SETIF	LES ATTAFS	SOUK AHRAS
BENI SAF	COLLO	MECHEDELLAH	STAOUELI
BERROUAGHIA	BECHAR	EL HARRACH	TEBESSA
BISKRA	CONSTANTINE	MASCARA	TENES
BLIDA	DJELFA	MECHERIA	THENIAT EL HAAD
BOGHAR	JIJEL	MEDEA	GHRISS
ANNABA	DOUALHIA	THENIA	TIARET
BOU SAADA	AIN DEFLA	AIN EL HAMMAM	TIZI OUZOU
BOU THALEB	EL ANCOR	MILIANA	TLEMCEN
BEDJAIA	EL ARICHA	BEN MEHIDI	TOUGGOURT
BOUIRA	EL KENTARA	MOSTAGANEM	SIDI BEN ADDA
KHEMISTI	EL MILIA	GHAZAOUET	TISSEMSILT
BOUZAREAH	EL NOUADEUR	ORAN	-

Tableau 25. Liste des stations de l'étude de P. Seltzer.

Essayant utiliser les séries thermométriques de Seltzer, nous nous heurtons au problème de la compatibilité d'observations faites sur des périodes différentes. On sait que, du point de vue pluviométrique, les différences sont très notables, mais on peut espérer qu'il n'en soit pas de même pour les températures.

Nous disposons des observations A.N.R.H. et O.N.M. sur la période récente (en général 4 à 7 dernières années) et des séries Seltzer sur la période ancienne. Trente sept postes sont communs à ces deux séries, sans qu'il soit vraiment possible d'affirmer que le site n'ait pas changé entre ces deux périodes. Nous avons malgré tout comparé les moyennes mensuelles calculées sur ces deux périodes.

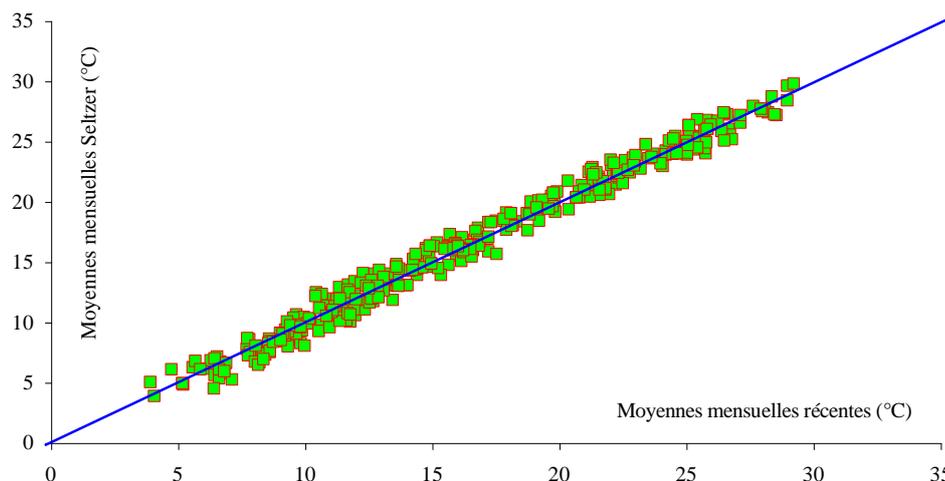


Figure 125. Comparaison des températures moyennes mensuelles interannuelles sur les périodes récentes et anciennes.

En regardant la *figure 125* ci-dessus, on est frappé par la stationnarité des séries. Le coefficient de corrélation est de 0,9925 et l'équation de régression est :

$$t_{\text{recent}} = 1,0069 * t_{\text{Seltzer}} + 0,147$$

Cette relation est très étroite dans l'ensemble ; elle comporte cependant des écarts parfois importants (1,5° à 2,5°). Mais il ne faut pas perdre de vue que certains sites ont changé et que les "moyennes" récentes sont parfois calculées sur trois années d'observations seulement.

De cette comparaison, nous pouvons conclure qu'il n'y a pas d'écart notable dans les séries de températures sur ces deux périodes et il est donc possible d'évaluer les évapotranspirations actuelles à partir des séries anciennes de températures.

CONCLUSION

Arrivé au terme de ce chapitre nous voudrions résumer clairement l'essentiel de ce qui est acquis :

- Après la comparaison des résultats de différentes formules aux mesures sur le terrain des ETP Cynodon et Colorado, nous avons décidé de retenir les estimations faites par la formule de Penman dite «classique» comme valeurs de références.

- Calculer l'E.T.P. mensuelle en utilisant les paramètres climatologiques moyens mensuels puis en les multipliant par le nombre de jours du mois n'introduit pas de biais systématique incompatible avec l'utilisation que nous nous proposons de faire de ces estimations.

- Il est tout à fait possible d'évaluer les ETP moyennes mensuelles en appliquant la formule de Penman aux paramètres climatiques moyens mensuels.

- Il est possible d'évaluer les évapotranspirations actuelles à partir des séries anciennes de températures.

- Nous avons abouti à une formule, que nous appellerons par la suite formule $ETP_{MAGHREB}$, qui permet d'évaluer l'évapotranspiration potentielle mensuelle de Penman à partir de la seule mesure de la température moyenne mensuelle correspondante, de la connaissance du mois et de la position géographique :

$$ETP_{MAGHREB} = K_{reg} * K_{mens} * (H - 187) * (0,032 * t + 0,077)$$

avec	$ETP_{MAGHREB}$	exprimée en millimètres par mois ;
	K_{reg}	un coefficient régional que l'on peut lire sur la carte de la <i>planche 35</i> ,
	K_{mens}	un coefficient mensuel dont les valeurs sont données à la <i>figure 122</i> ,
	H	la durée théorique mensuelle d'insolation (en heures par mois) et elle s'exprime en fonction de la latitude selon les formules données dans le <i>tableau 23</i> ,
	t	la température moyenne mensuelle pour le mois considéré, exprimée en °Celsius.

Une analyse critique des données émanant des différentes sources nous a conduit à rejeter certaines années d'observations ou même certaines stations. Dans la mesure où les séries Seltzer donnaient la meilleure représentation spatiale, nous avons privilégié ces données par rapport à des moyennes calculées sur des périodes plus courtes à des postes voisins.

En fait 94 données de la série Seltzer ont été retenues et nous avons complété par des postes de l'A.N.R.H. (27) et de l'O.N.M. (7) pour l'Algérie par des postes de la M.N. (22) pour le Maroc et de l'I.N.M. (26) pour la Tunisie. (*Annexe A*).

Chapitre X

CARTOGRAPHIE AUTOMATIQUE DES DIFFERENTS PARAMETRES CLIMATOLOGIQUES

INTRODUCTION

Les paramètres climatologiques que nous nous proposons de cartographier sont vraisemblablement assez étroitement liés au relief. Ceci est assez évident au moins pour les températures pour lesquelles il existe des gradients altimétriques.

Etant donné que les bases théoriques et méthodiques (régression multiple, variogramme, krigeage, etc..) utilisées dans ce chapitre sont celles présentées dans les chapitres VII et VIII de la 3^{ème} partie, et dans *l'annexe B*, nous ne présenterons ici que les résultats obtenus par ces techniques et ce qu'on peut en tirer comme information.

1. REGRESSIONS «TEMPERATURE - RELIEF»

Nous avons calculé pour chaque mois les paramètres d'une régression linéaire multiple entre la température moyenne mensuelle t et les paramètres susceptibles d'être explicatifs :

- X la longitude du poste exprimée en km ;
- Y la latitude du poste exprimée en km ;
- Z l'altitude du poste exprimée en m. ;

$$t = a X + b Y + c Z + C^{te} + \varepsilon$$

a , b et c représentent les gradients thermométriques par rapport à X , Y et Z ; C^{te} est le terme constant de la régression et ε représente le résidu de régression.

Pour caractériser la validité de ces régressions, nous avons également calculé le coefficient de régression multiple R et le pourcentage de variance expliquée par X , Y et Z (*tableau 26*). Les résultats numériques sont les suivants :

Mois	a	b	c	Terme constant	R	Variance expliquée
Janvier	-0,0004	-0,0043	-0,0062	13,54	0,94	88%
Février	-0,0002	-0,0063	-0,0061	15,24	0,94	89%
Mars	0,0003	-0,0062	-0,0053	16,83	0,92	85%
Avril	0,0014	-0,0083	-0,0046	18,45	0,89	80%
Mai	0,0022	-0,0091	-0,0037	21,26	0,81	65%
Juin	0,0027	-0,0095	-0,0025	24,54	0,68	46%
Juillet	0,0021	-0,0088	-0,0013	27,77	0,52	27%
Août	0,0018	-0,0073	-0,0019	28,24	0,51	26%
Septembre	0,0020	-0,0061	-0,0035	25,16	0,80	64%
Octobre	0,0016	-0,0054	-0,0049	21,20	0,91	83%
Novembre	0,0006	-0,0039	-0,0059	17,13	0,92	85%
Décembre	-0,0003	-0,0035	-0,0063	14,38	0,93	86%

Tableau 26. Différents paramètres des régressions entre les températures et le relief.

Pour visualiser la qualité de la régression, nous avons calculé en chaque poste la valeur t par le modèle retenu. Sur les graphiques suivants (*figure 126*) , nous avons porté la valeur estimée en fonction de la valeur observée.

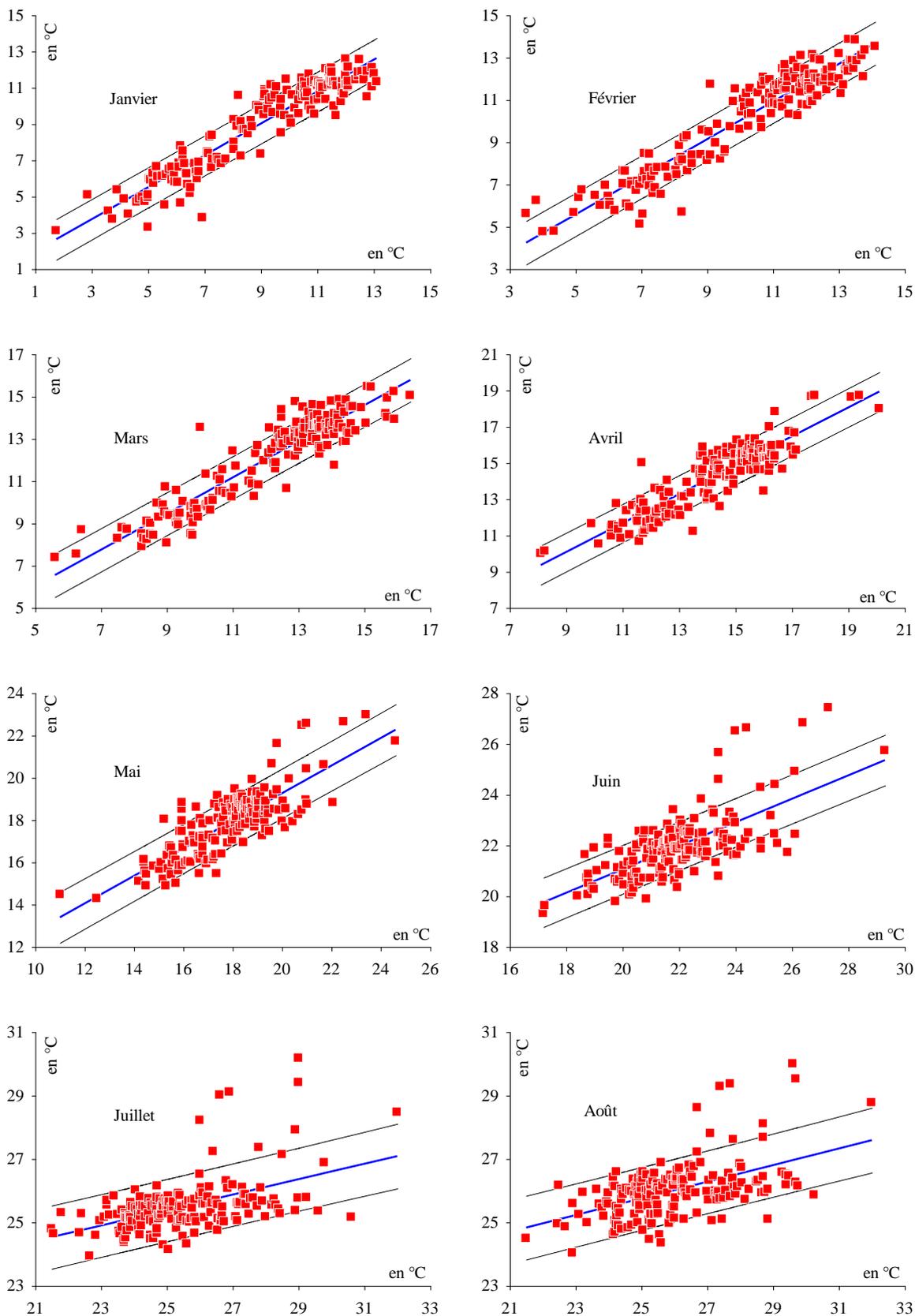


Figure 126. Régressions simples entre les températures mensuelles observées (en abscisses) et les températures mensuelles estimées (en ordonnées).

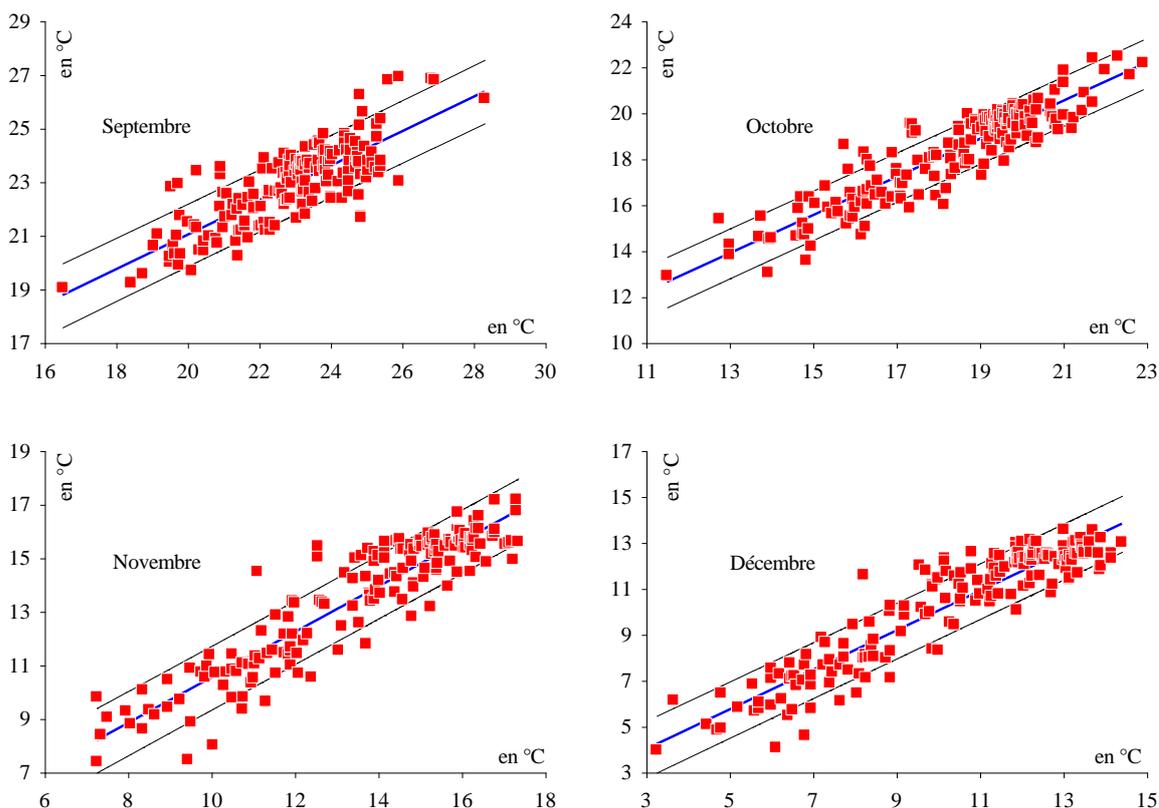


Figure 126. Régressions simples entre les températures mensuelles observées (en abscisses) et les températures mensuelles estimées (en ordonnées) (*fin*).

Les résultats de régression sont assez satisfaisants puisque les coefficients de corrélation multiple sont supérieurs à 0,80, à l'exclusion de ceux des mois d'été (juin, juillet et août) et on trouve une variation saisonnière régulière (*figure 127*).

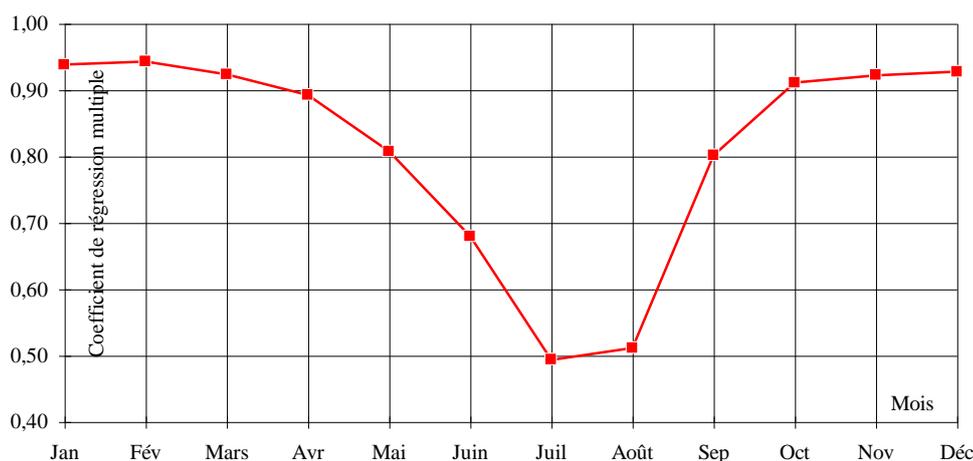


Figure 127. Evolution mensuelle des coefficients de corrélation multiple.

L'évolution de la constante doit représenter la fluctuation de température en un site de coordonnées $x = 0$, $y = 0$ (sud-ouest de la zone d'étude) et à une altitude nulle.

Le graphique ci-contre (*figure 128*) illustre bien cette évolution saisonnière des températures.

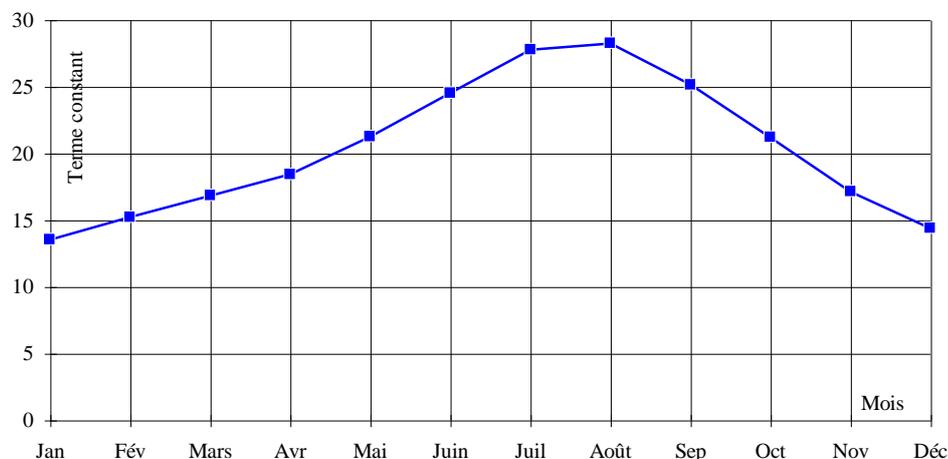


Figure 128. Evolution mensuelle du terme constant.

L'évolution des gradients thermométriques est tout aussi significative (*figure 129*).

Le gradient altimétrique varie de $-0,0026$ en juillet ($0,24^\circ/100\text{m}$) à $-0,0063$ en décembre ($0,6^\circ/100\text{m}$).

Le gradient de X (longitude) est généralement faible mais il montre clairement des valeurs positives en été (températures plus fortes à l'Est en cette saison).

Le gradient de Y est toujours négatif (plus chaud au Sud), mais cette tendance est beaucoup plus marquée en été qu'en hiver.

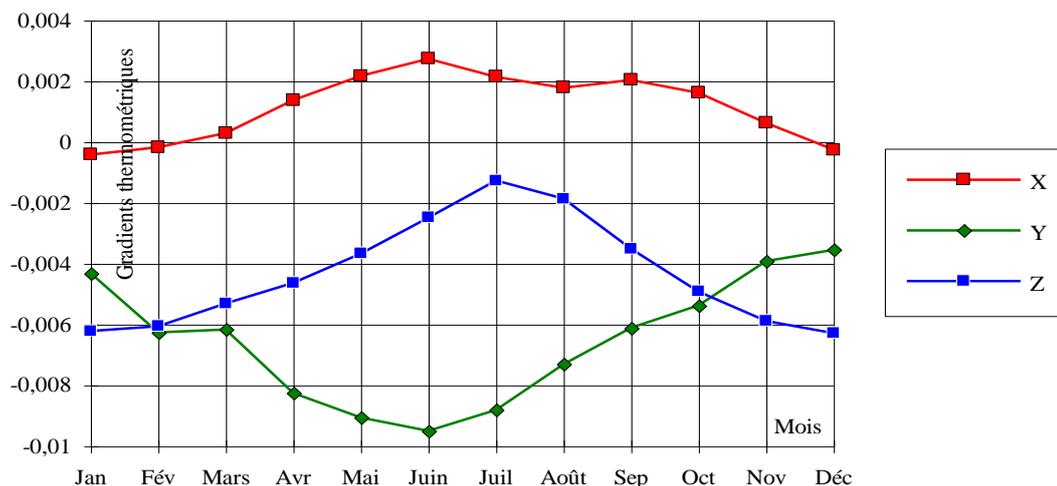


Figure 129. Evolution des gradients thermométriques par rapport à X, Y et Z.

En conclusion, on constate qu'en hiver au moins, une part essentielle de la variance spatiale des températures s'explique par des variables connues : la position (X et Y) et l'altitude (Z).

2. STRUCTURE SPATIALE DES RESIDUS DE REGRESSION ET INTERPOLATION

En chaque station, nous connaissons la température mensuelle observée ainsi que son estimation à partir des équations de régression. Ainsi le résidu de régression de pluie en un poste donné sera :

$$\text{Résidu} : \varepsilon = t_{\text{observé}} - t_{\text{estimé}}$$

Le terme ε représente la part de la température qui ne s'explique ni par la longitude ni par la latitude ni enfin, par l'altitude. On peut donc supposer que ε est une variable locale de moyenne nulle et que l'on peut interpoler spatialement.

Nous avons utilisé le sous-module «Vario» du logiciel GEOEAS (*annexe B1*), qui ajuste visuellement les variogrammes expérimentaux aux différents schémas. Le procédé d'ajustement «visuel» se fait de la façon suivante : en jouant sur les caractéristiques : palier, constant de pépite et portée, on visualise sur écran plusieurs ajustements. On retiendra celui qui «paraît» le meilleur.

Le variogramme expérimental peut s'approcher par un modèle exponentiel de type :

$$\gamma(h) = C \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right)$$

avec h la distance,
 C le palier,
 a la portée pratique du phénomène.

Les résultats de ces ajustements sont les suivants (*figure 130*) :

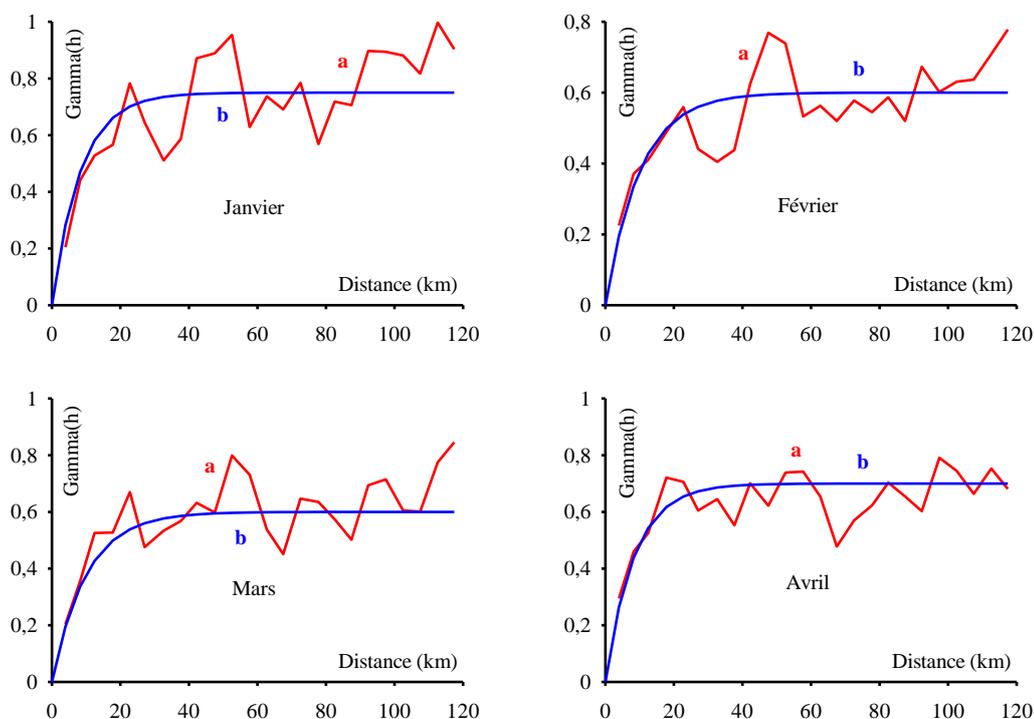


Figure 130. Variogrammes expérimentaux et théoriques pour les résidus des températures mensuelles (a - variogramme expérimental, b - modèle théorique).

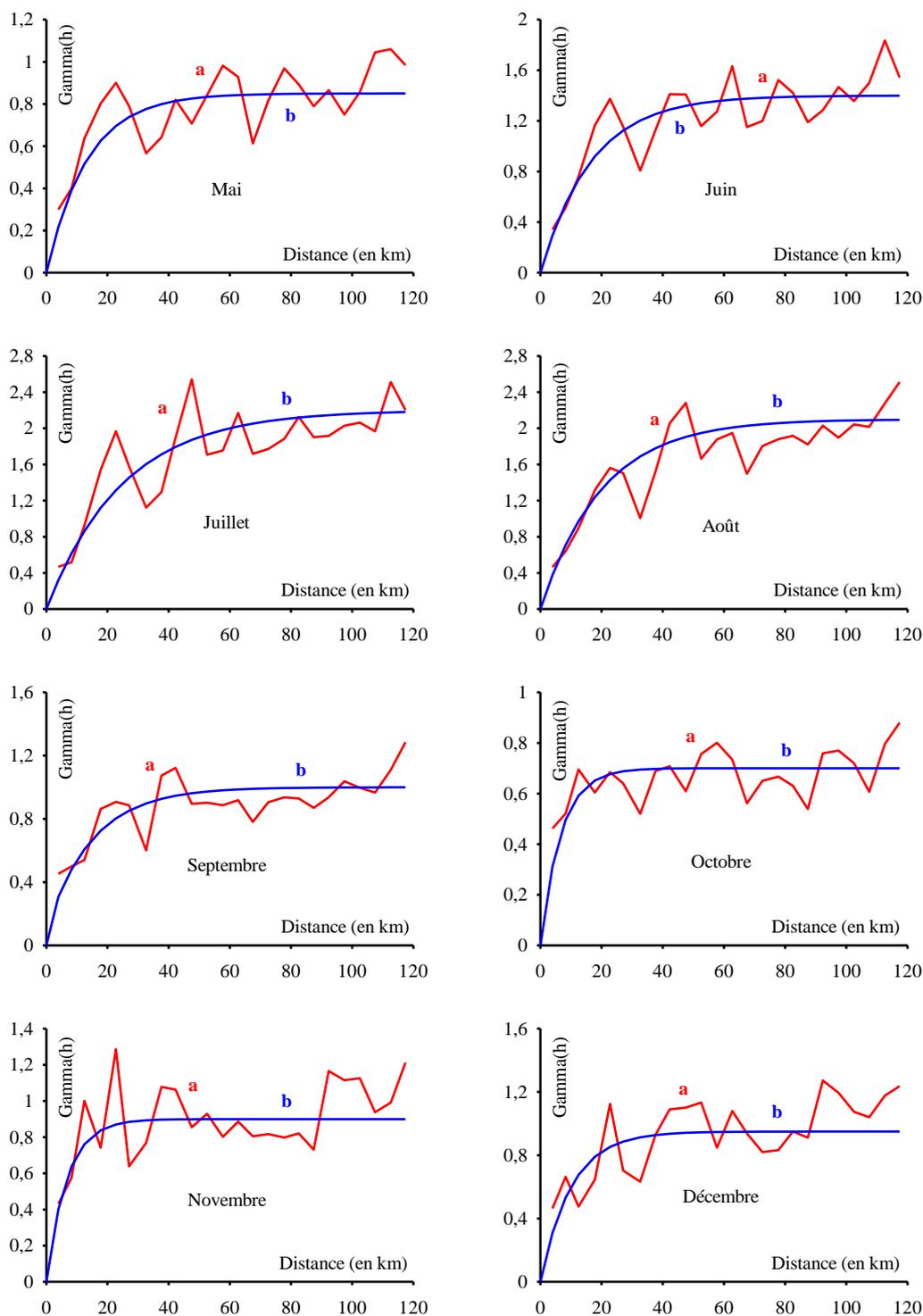


Figure 130. Variogrammes expérimentaux et théoriques pour les résidus des températures mensuelles (a - variogramme expérimental, b - modèle théorique) (*fin*).

L'identification des variogrammes est plus aisée les mois d'été que les mois d'hiver.

En effet, nous avons vu qu'en hiver le relief expliquait très bien les températures et les résidus sont alors faibles et aléatoires. Au contraire, en été les résidus sont plus forts mais ils présentent une bonne structure spatiale.

Mois	jan	fév	mars	avr	mai	juin	juil	août	sep	oct	nov	déc
Palier	0,75	0,6	0,6	0,7	0,9	1,5	2,2	2,1	1	0,7	0,9	0,95
Portée	25	30	30	25	40	50	75	60	45	20	20	30

Tableau 27. Paliers et portées des variogrammes exponentiels des résidus des températures mensuelles.

On constate (tableau 27 et figure 131) que la portée est d'autant plus forte que le palier est fort (juillet et août). Ceci s'explique par le fait que, les mois d'été, la part de la variance expliquée par le relief et la situation est nettement plus faible.

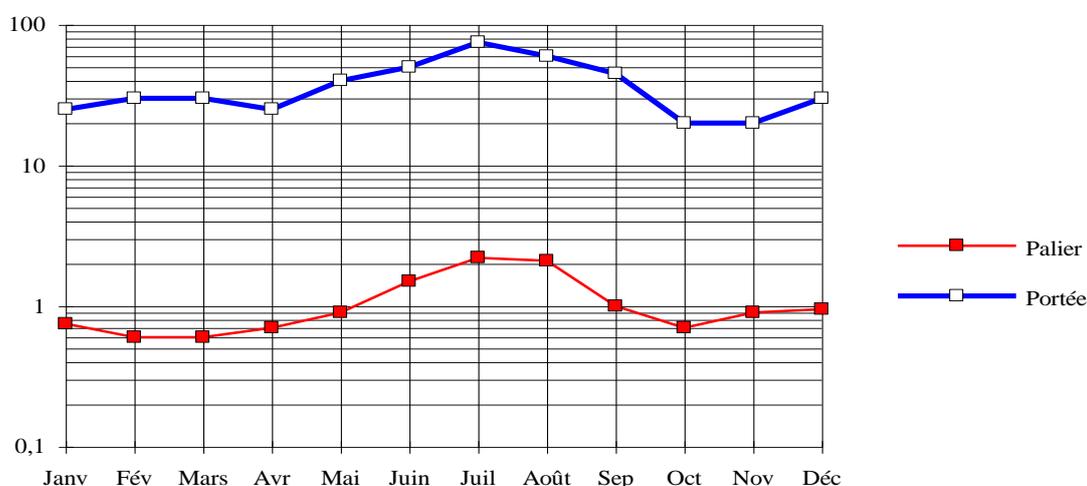


Figure 131. Evolution mensuelle des portées et paliers.

L'identification de ces paramètres de structure permet de reconstituer la valeur du résidu de régression par krigeage dans le cadre de l'hypothèse intrinsèque.

Pour la mise en œuvre pratique de cette méthode d'interpolation, nous avons utilisé le logiciel SURFER et constitué 12 grilles mensuelles de valeurs de résidus (ϵ) interpolés aux nœuds du maillage de 2km sur 2km.

Ci-dessous (planche 36), nous présentons à titre d'exemple la carte des résidus de régression des températures mensuelles.

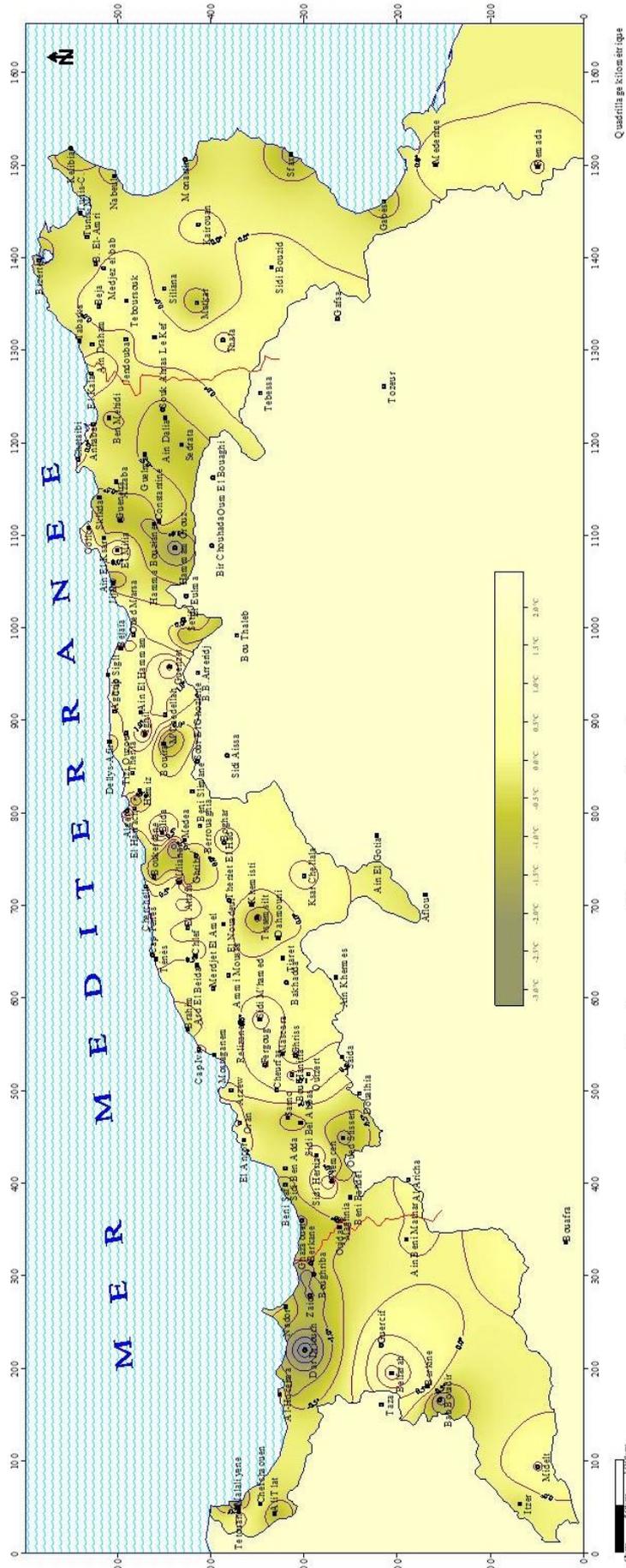


Planche 36. Résidus de régression des températures moyennes mensuelles d'août

3. CARTOGRAPHIE DES TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES

Pour chaque mois, nous disposons donc de l'équation de régression en fonction de X, Y et Z, ainsi que de la valeur de ε interpolée par krigeage. La carte finale est alors obtenue selon le schéma suivant (*figure 132*) :

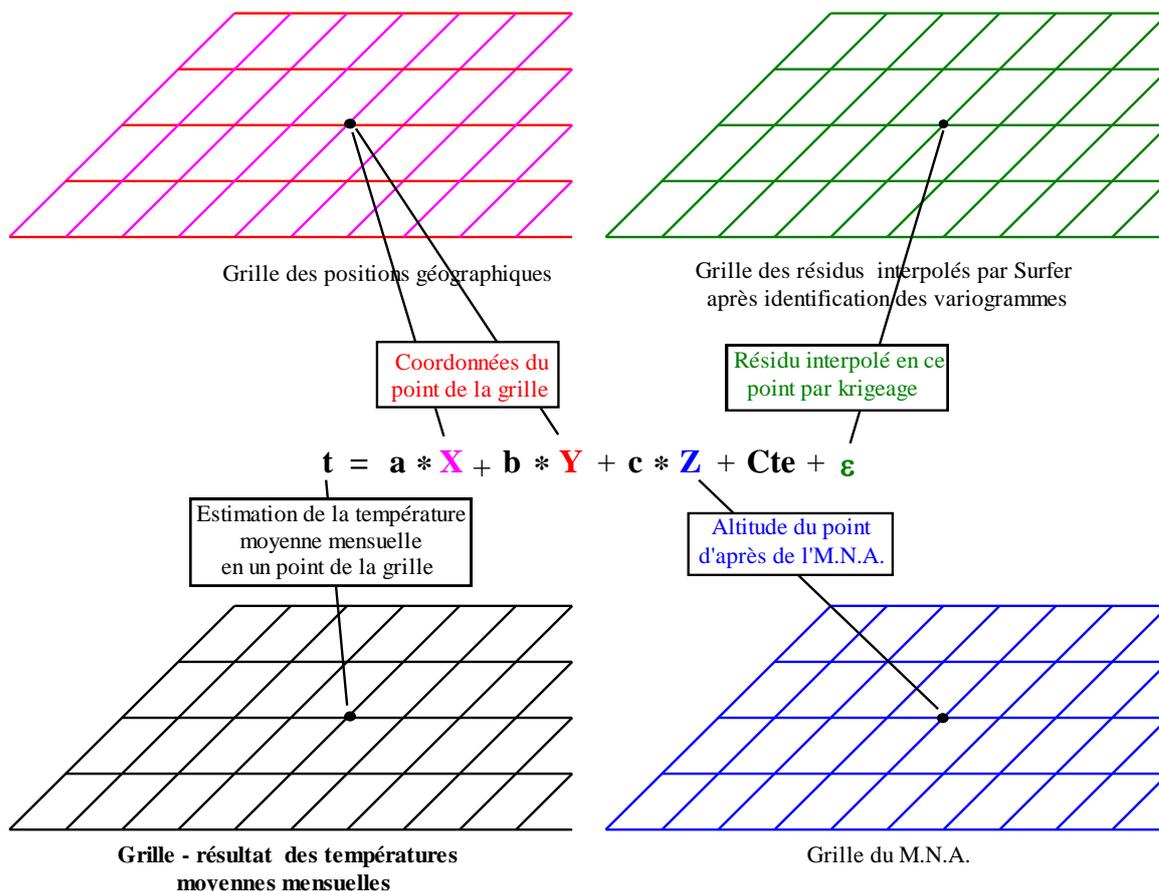


Figure 132. Schéma des différentes étapes de la cartographie automatique des températures.

C'est ainsi qu'ont été établies les 12 cartes des températures mensuelles moyennes interannuelles. Les courbes isothermes correspondent aux températures moyennes sur des mailles de 2 km sur 2 km et à l'altitude donnée par le M.N.A.

Les valeurs ponctuelles indiquées correspondent aux mesures faites aux postes climatiques et donc à leurs altitudes propres. Ces deux renseignements sont de natures légèrement différentes et il peut en résulter de légers écarts (de l'ordre du 1/10 ème de °C).

Dans les pages suivantes nous donnons les cartes des températures moyennes mensuelles interannuelles ainsi obtenues (*planches 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49 et en version A3 : voir Temperatures.pdf*).

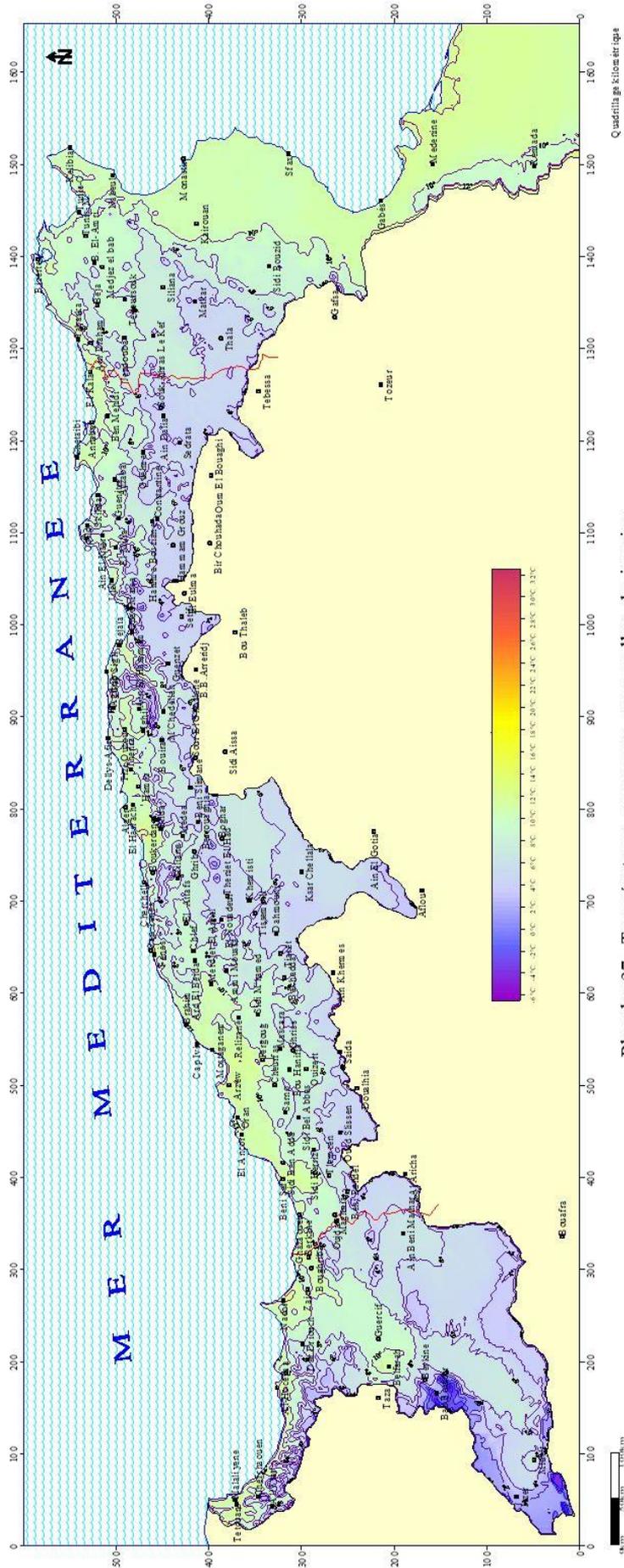


Planche 37. Températures moyennes mensuelles de janvier.

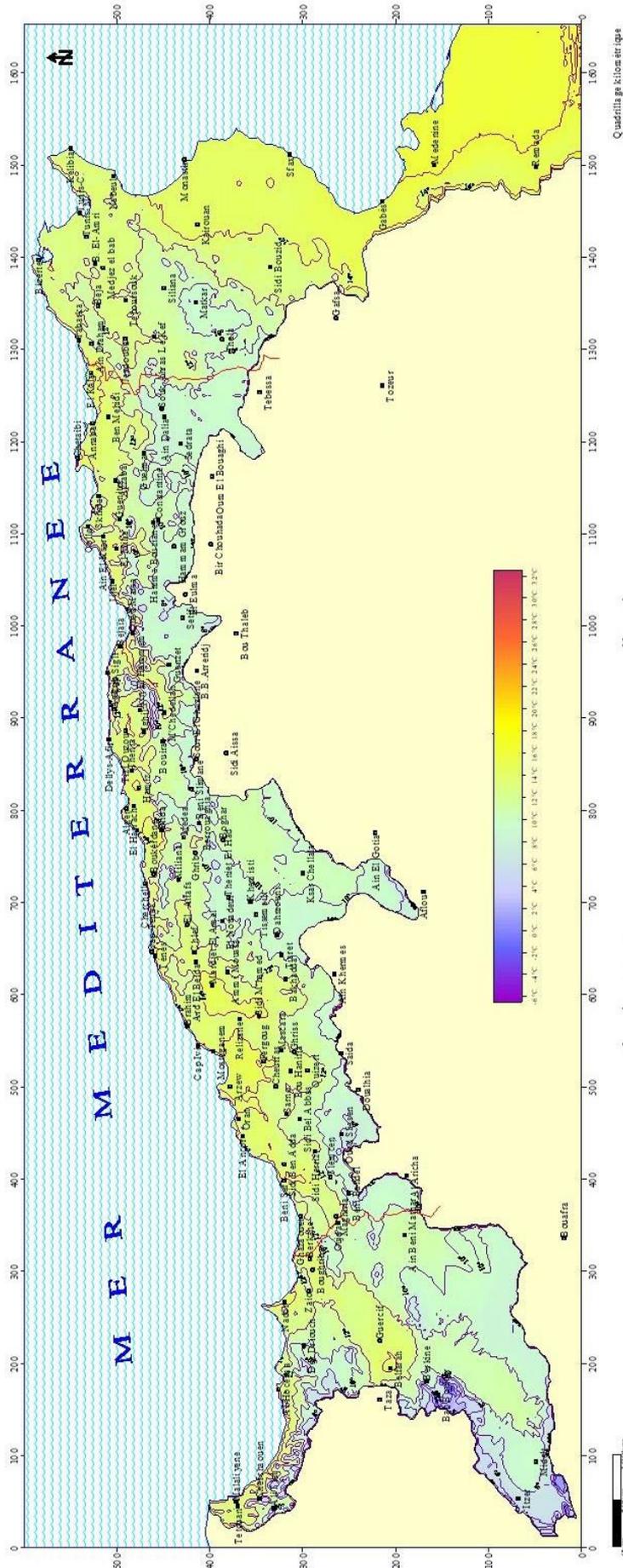


Planche 39. Températures moyennes mensuelles de mars.

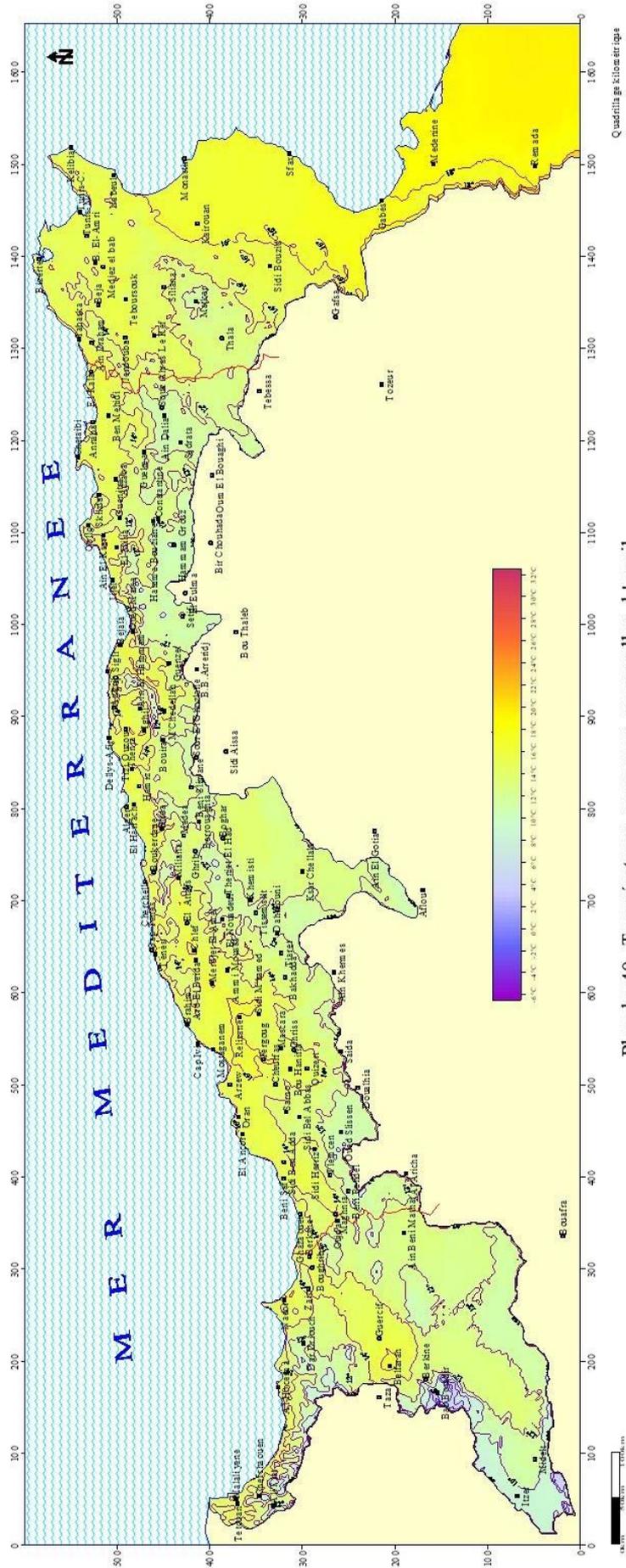


Planche 40. Températures moyennes mensuelles d' avril.

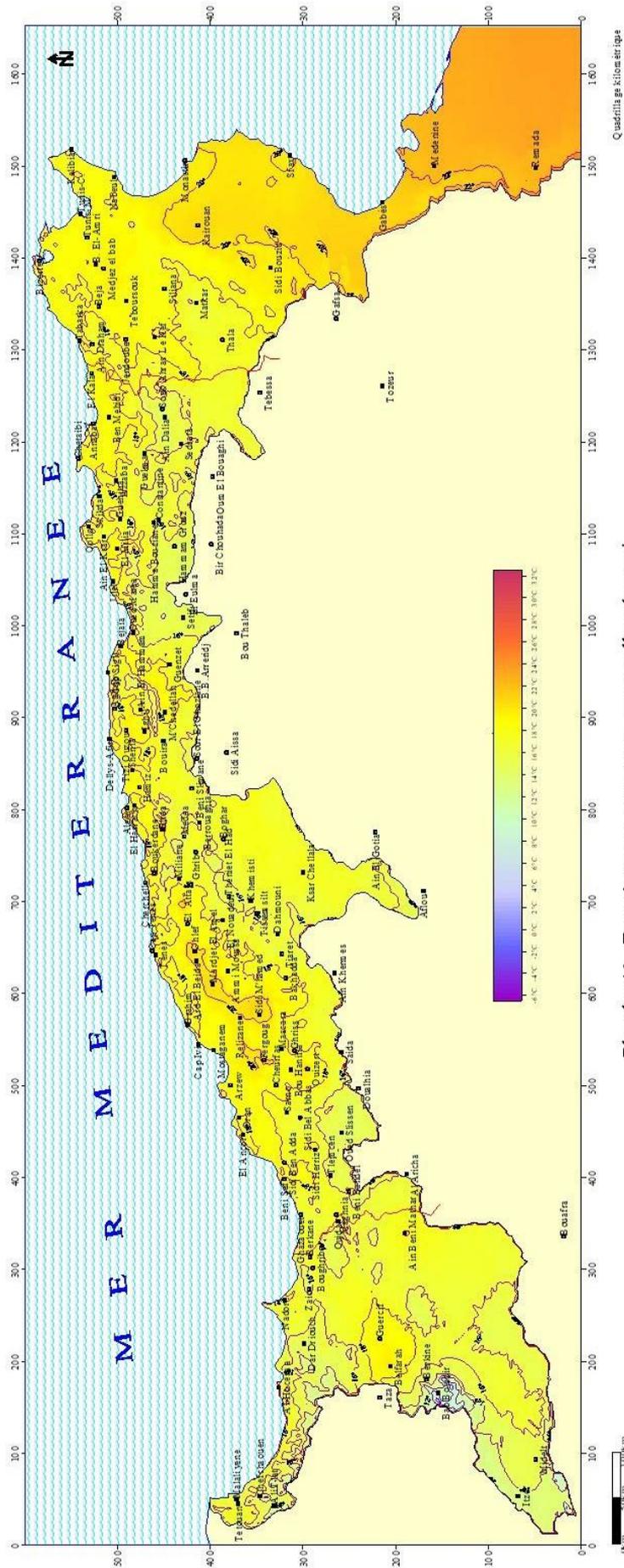


Planche 41. Températures moyennes mensuelles de mai.

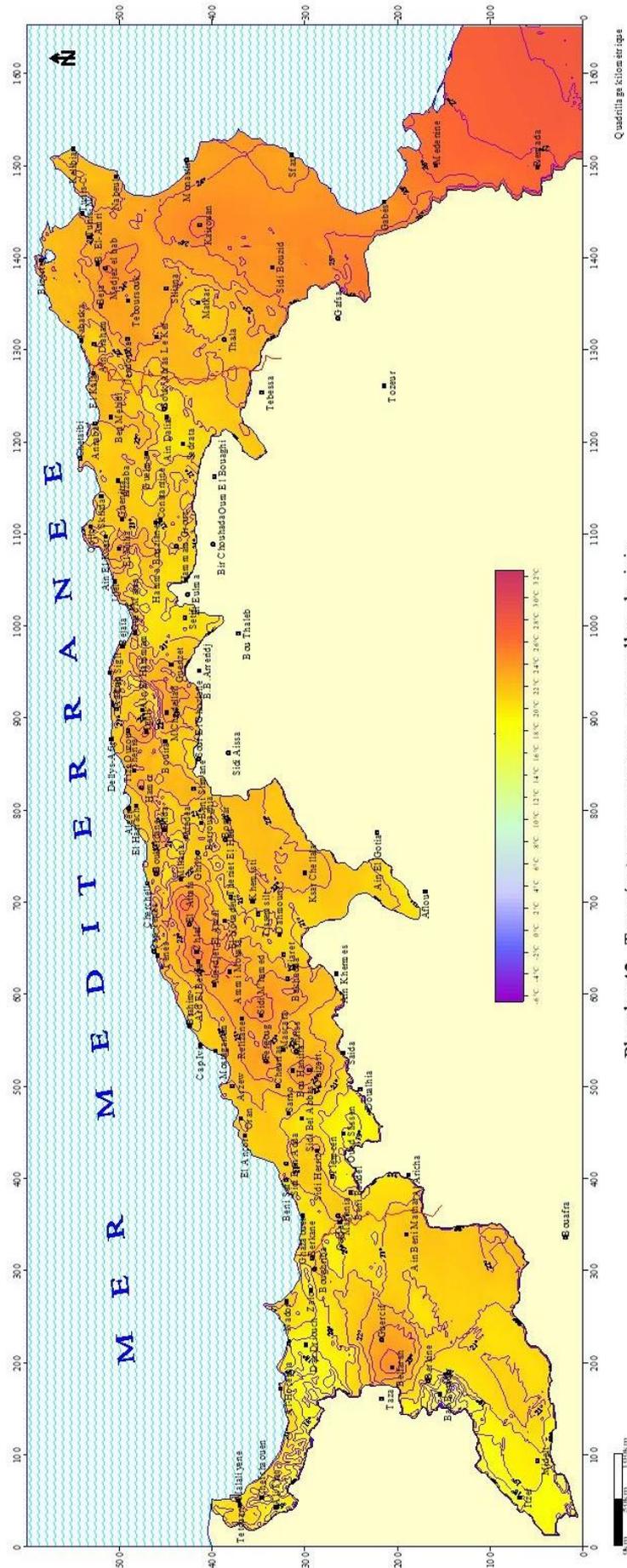


Planche 42. Températures moyennes mensuelles de juin.

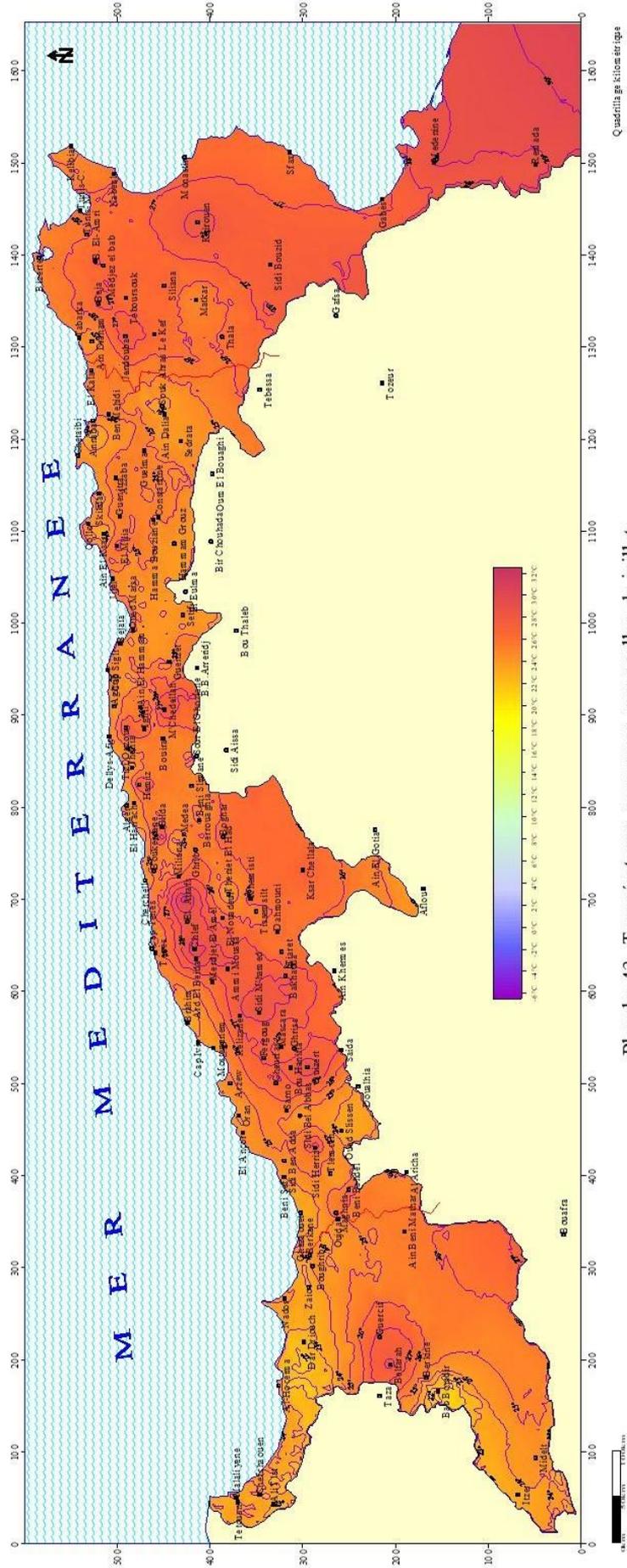


Planche 43. Températures moyennes mensuelles de juillet.

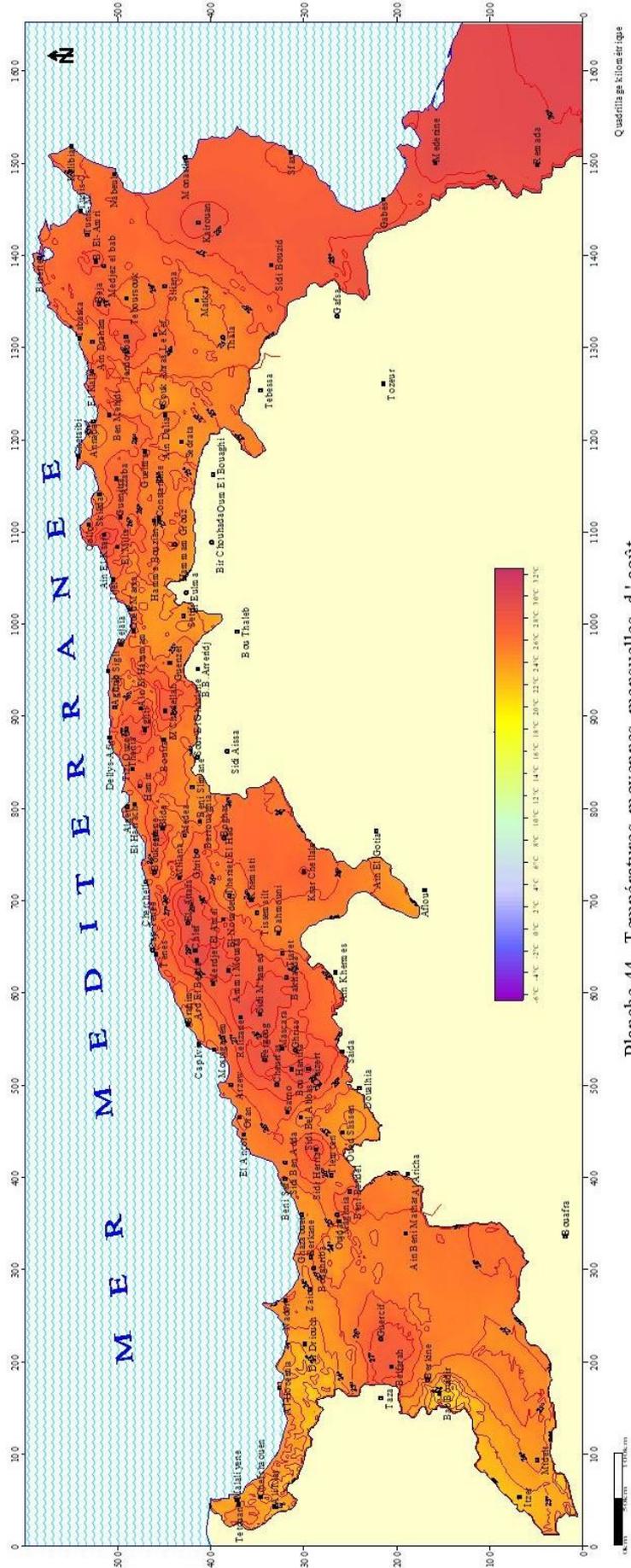


Planche 44. Températures moyennes mensuelles d'août.

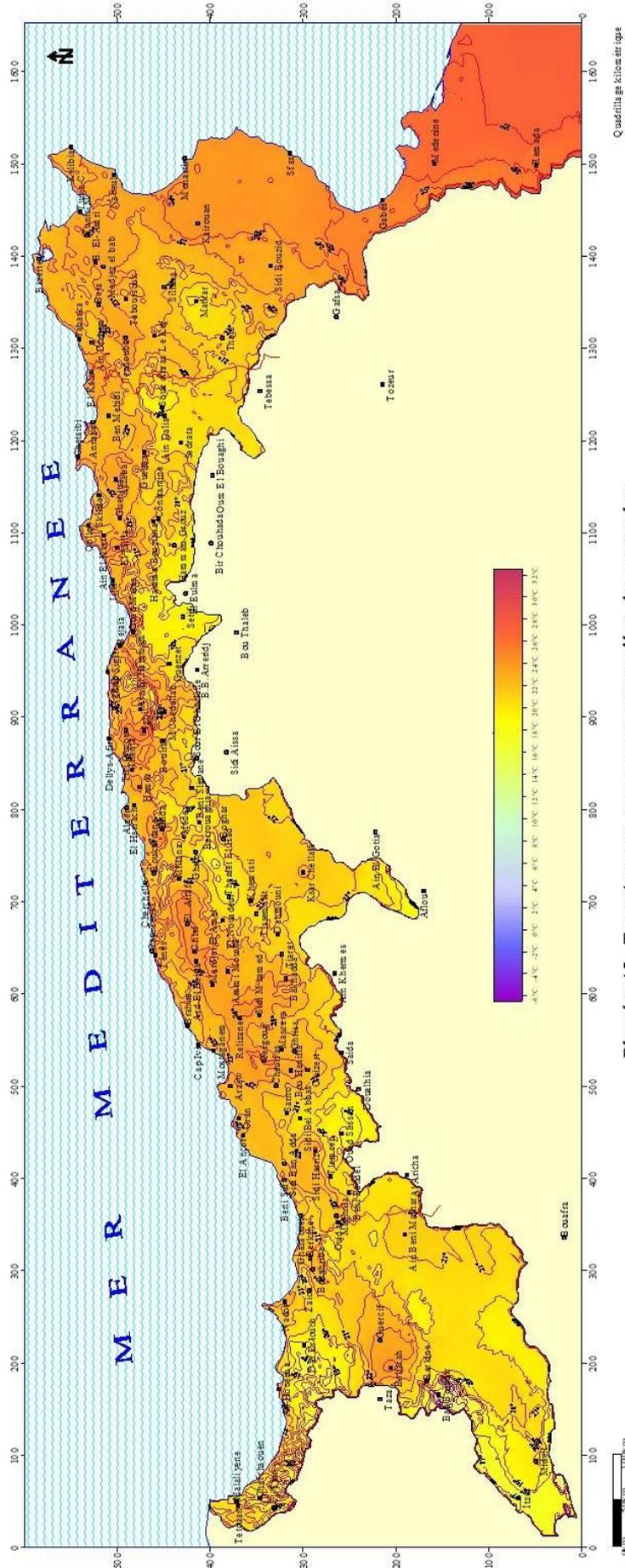


Planche 45. Températures moyennes mensuelles de septembre.

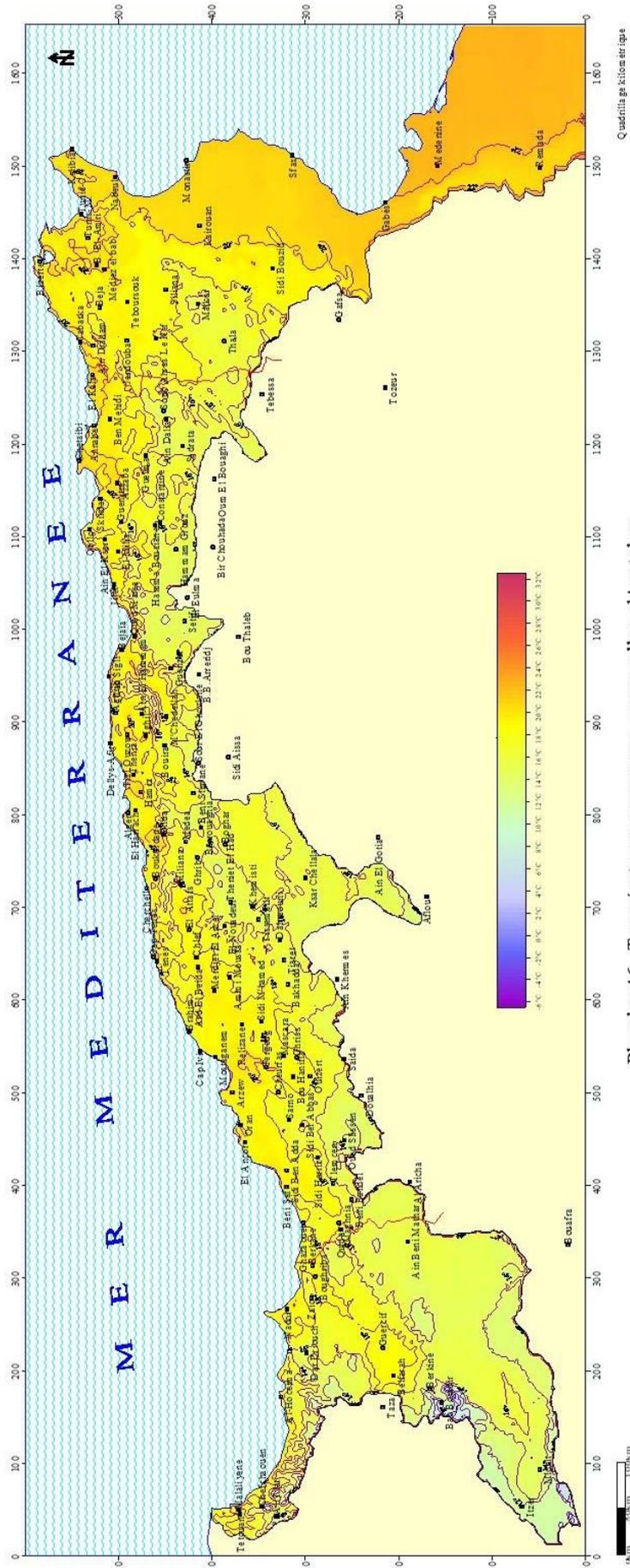


Planche 46. Températures moyennes mensuelles d'octobre.

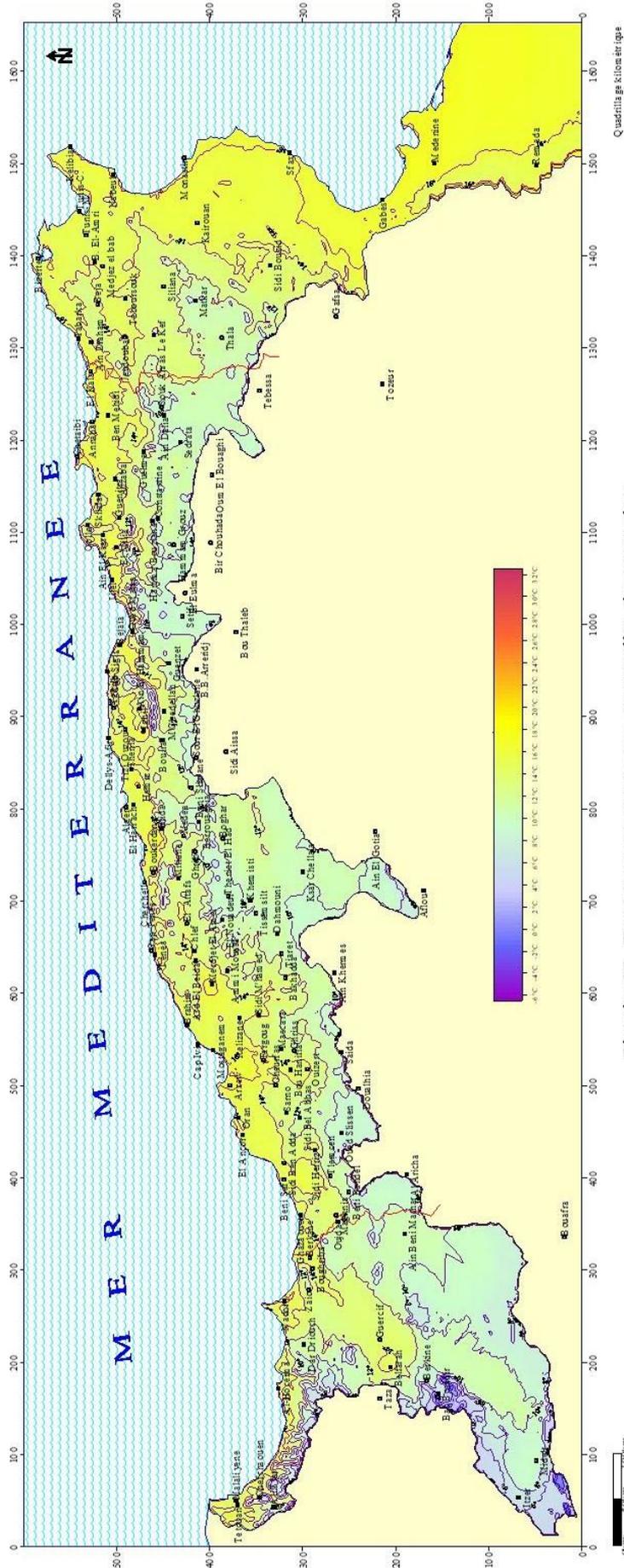


Planche 47. Températures moyennes mensuelles de novembre.

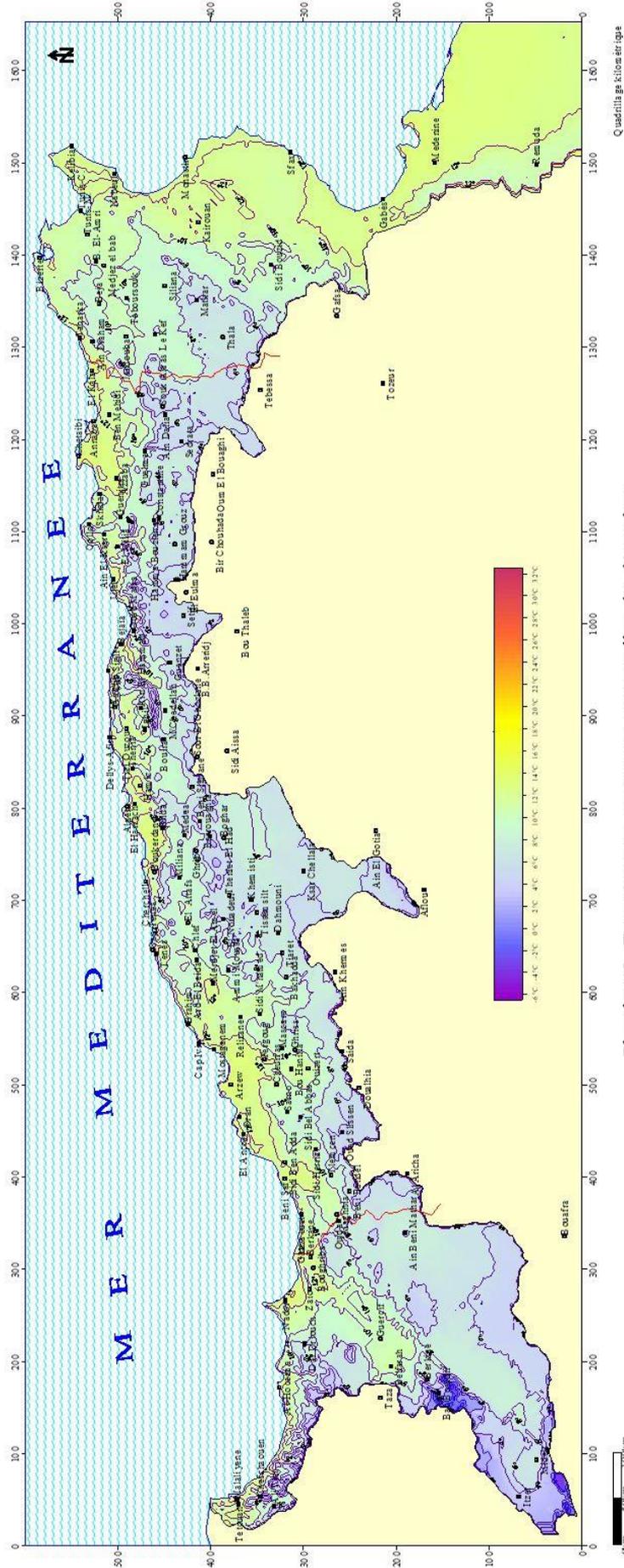


Planche 48. Températures moyennes mensuelles de décembre.

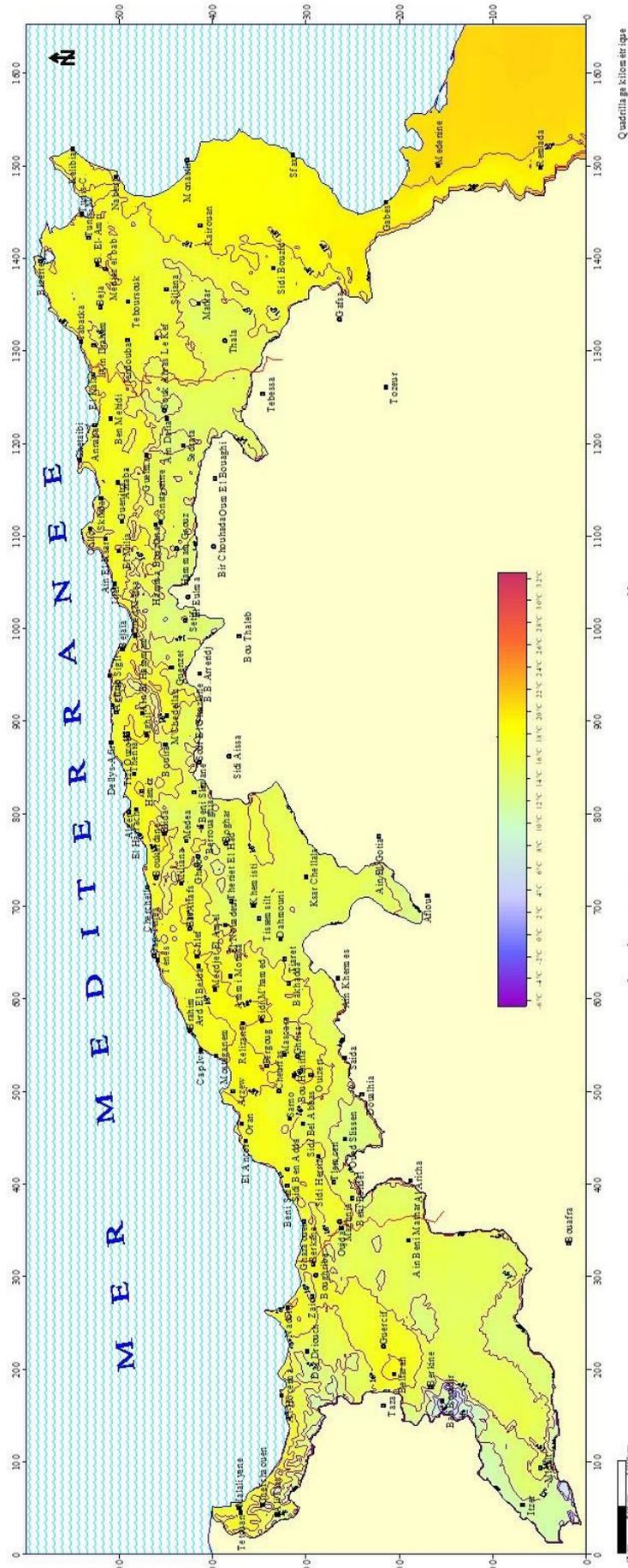


Planche 49. Températures moyennes annuelles.

4. CARTOGRAPHIE DES ETP MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES

Nous avons montré qu'il était possible d'évaluer les ETP mensuelles à partir de la température t , de la durée théorique d'insolation du mois H , d'un coefficient mensuel K_m et d'un coefficient correctif régional K_r par la relation :

$$ETP_{MAGHREB} = K_{reg} * K_{mens} * (H - 187) * (0,032 * t + 0,077)$$

Nous avons vu comment nous avons établi les cartes de températures et du coefficient correctif régional K_{reg} . La durée d'insolation pour un jour donné ne dépend que de la latitude L du lieu et de la déclinaison D du soleil en fonction de la date J .

$$H = 7,6394 \left\{ \text{Arc cos} \left[-\text{tg}(L) \text{tg}(D) \right] + \frac{0,01065}{\sqrt{\cos^2(L) - \sin^2(D)}} \right\}$$

(H est en heures, et L représente la latitude en radians)

Comme notre formule fait intervenir la durée théorique des jours du mois, nous nous sommes contentés de calculer la durée du jour du 15 de chaque mois et multiplié cette durée par le nombre de jours du mois. Nous avons pu ainsi constituer les 12 grilles mensuelles de H , toujours sur des mailles de 2 km sur 2 km (*planches 50, 51*).

Comme pour les températures, nous avons établi 12 cartes des ETP mensuelles moyennes interannuelles (*figure 133*).

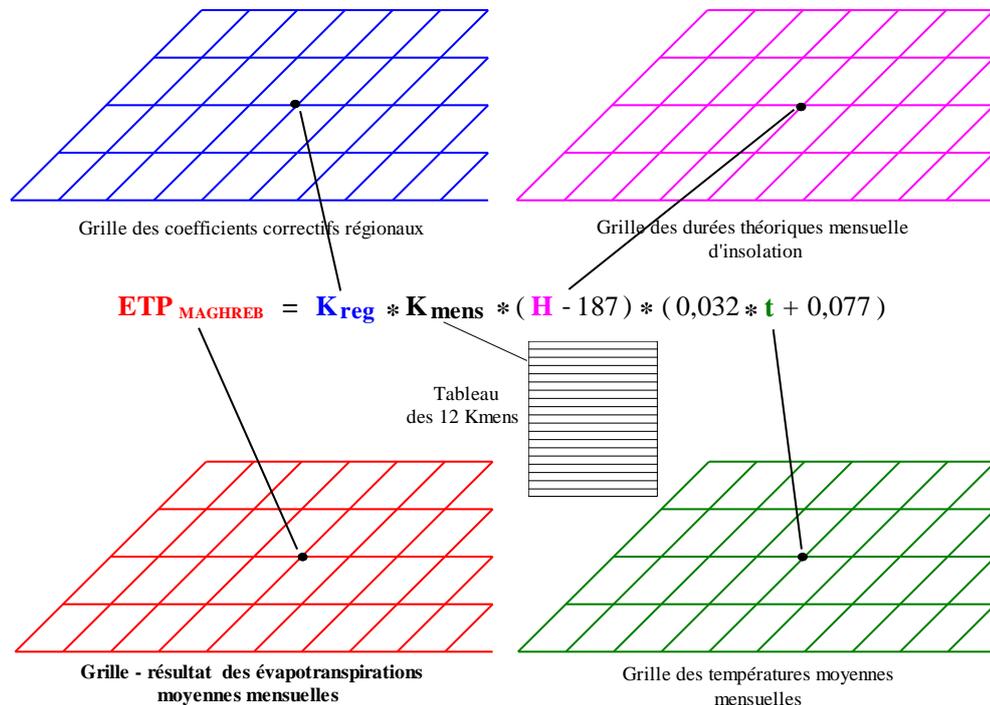


Figure 133. Schéma de construction des cartes des évapotranspirations mensuelles.

Dans les pages suivantes on trouvera ces cartes d'ETP mensuelles (*planches 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64 et en version A3 : voir Evapotranspirations.pdf*), ainsi la carte de l'évapotranspirations moyenne annuelle obtenue par simple sommation les 12 cartes d'ETP moyennes mensuelles.

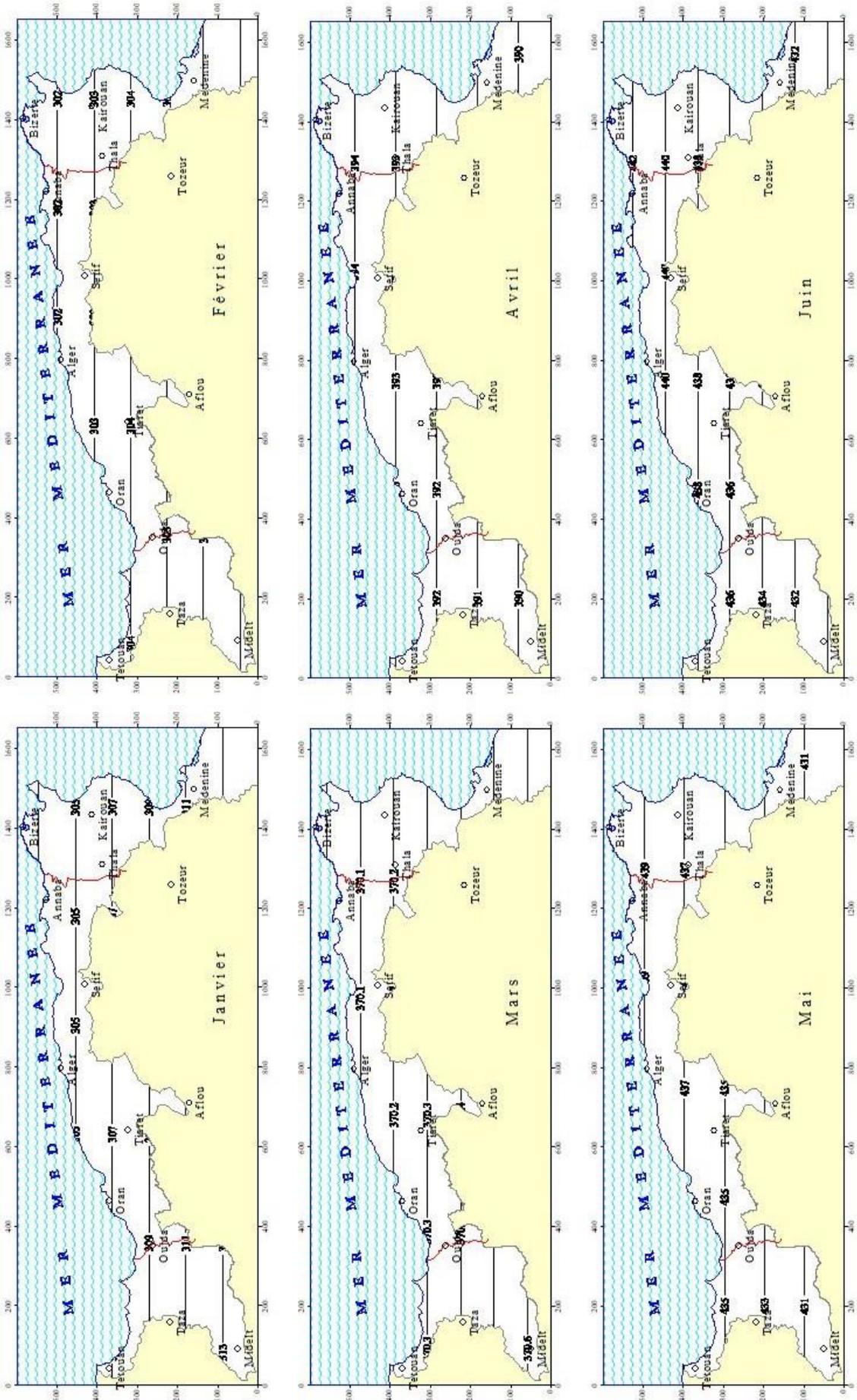


Planche 50. Durées théoriques mensuelles d'insolation (h/mois).

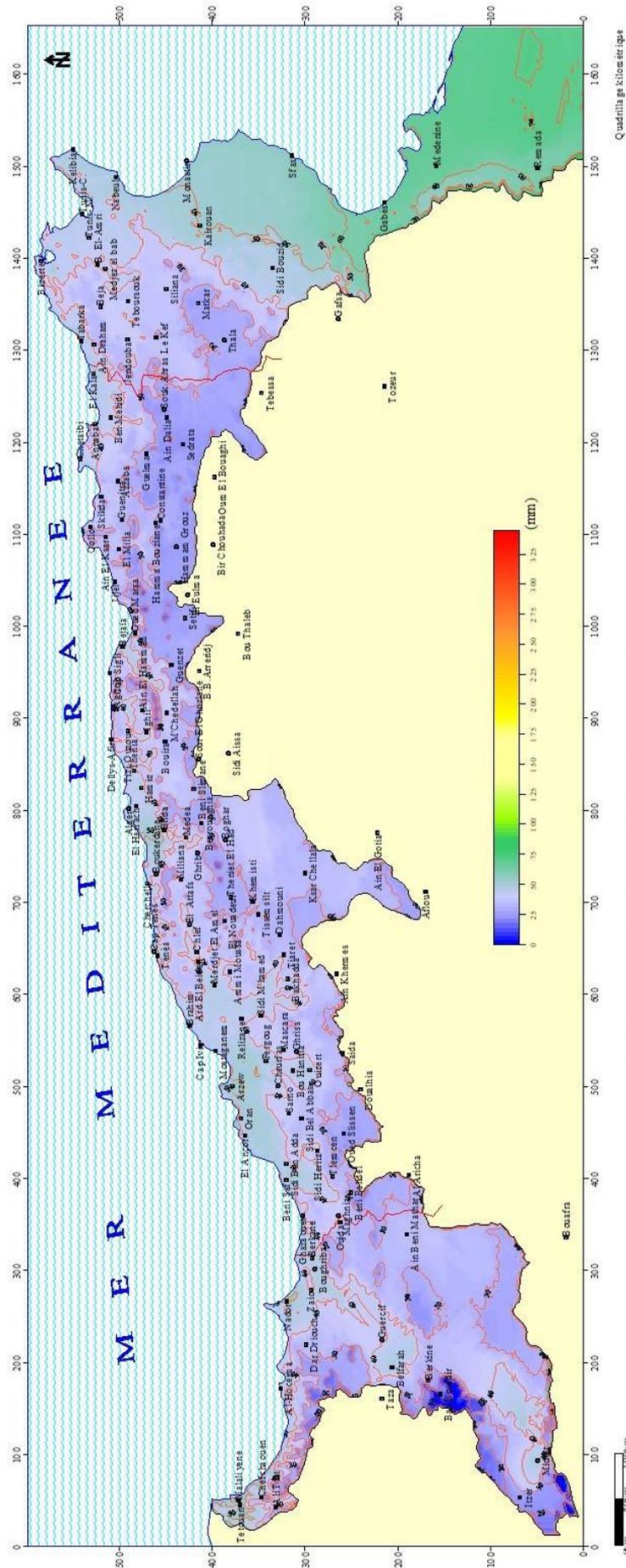


Planche 52. Evapotranspirations moyennes mensuelles de janvier.

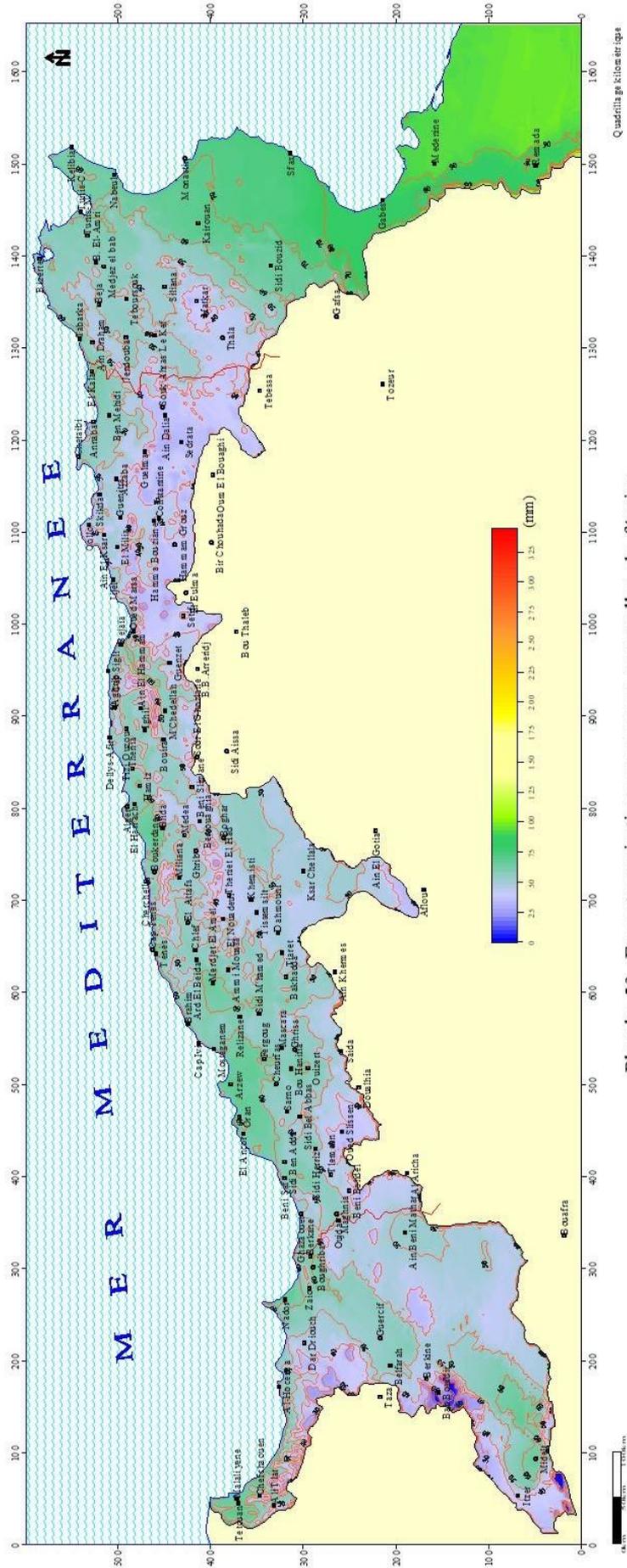


Planche 53. Evapotranspirations moyennes mensuelles de février.

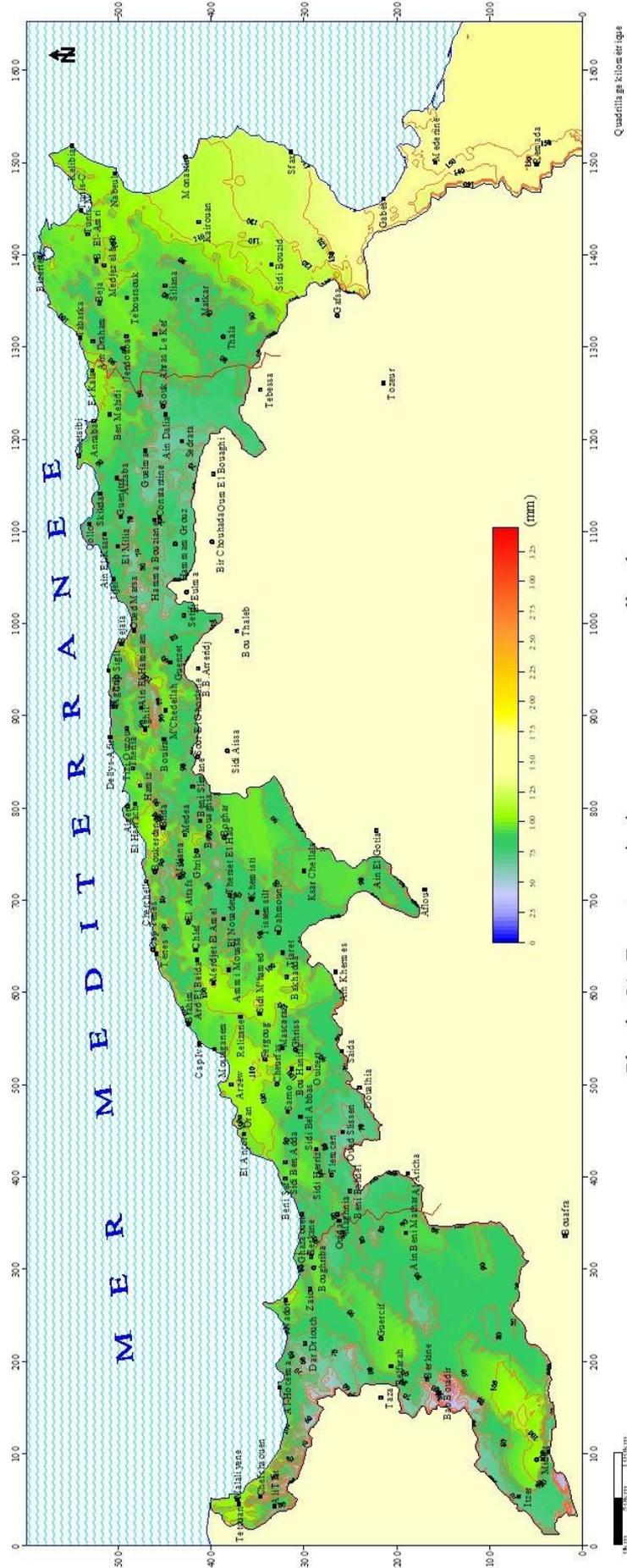


Planche 54. Evapotranspirations moyennes mensuelles de mars.

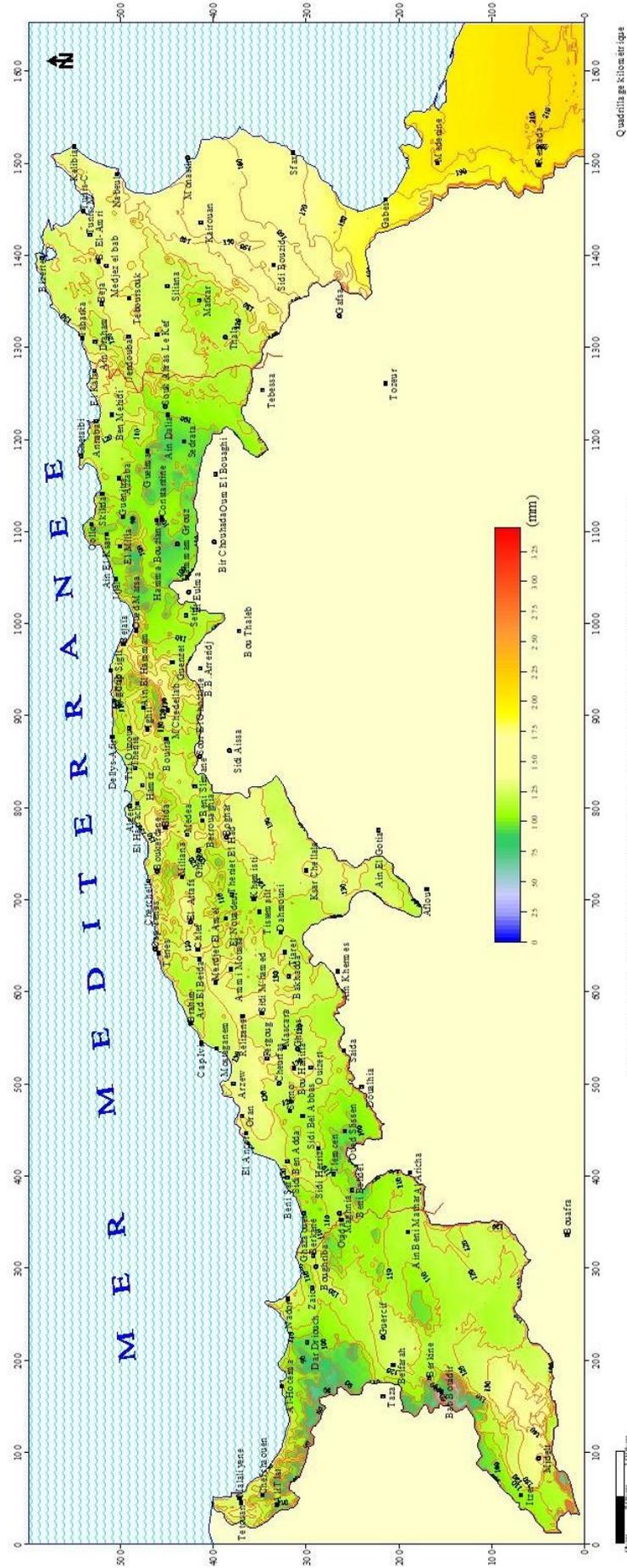


Planche 55. Evapotranspirations moyennes mensuelles d' avril.

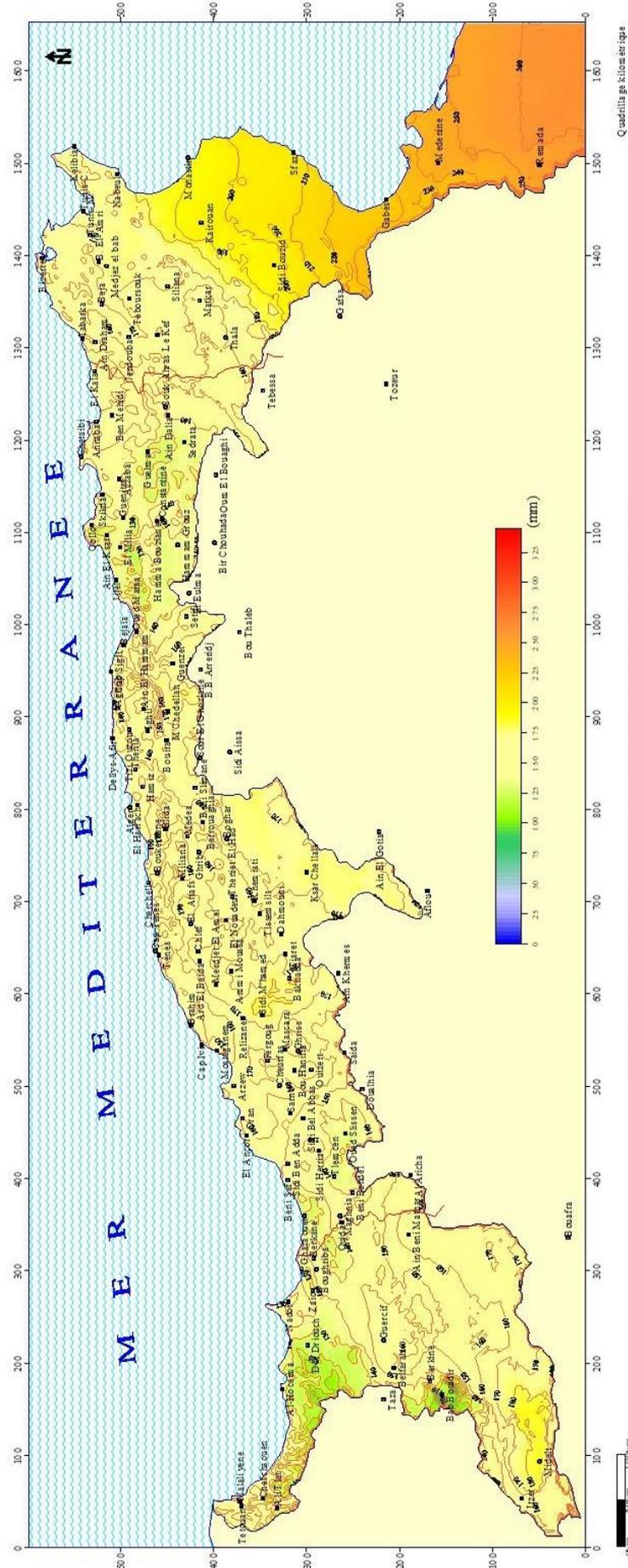


Planche 56. Evapotranspirations moyennes mensuelles de mai.

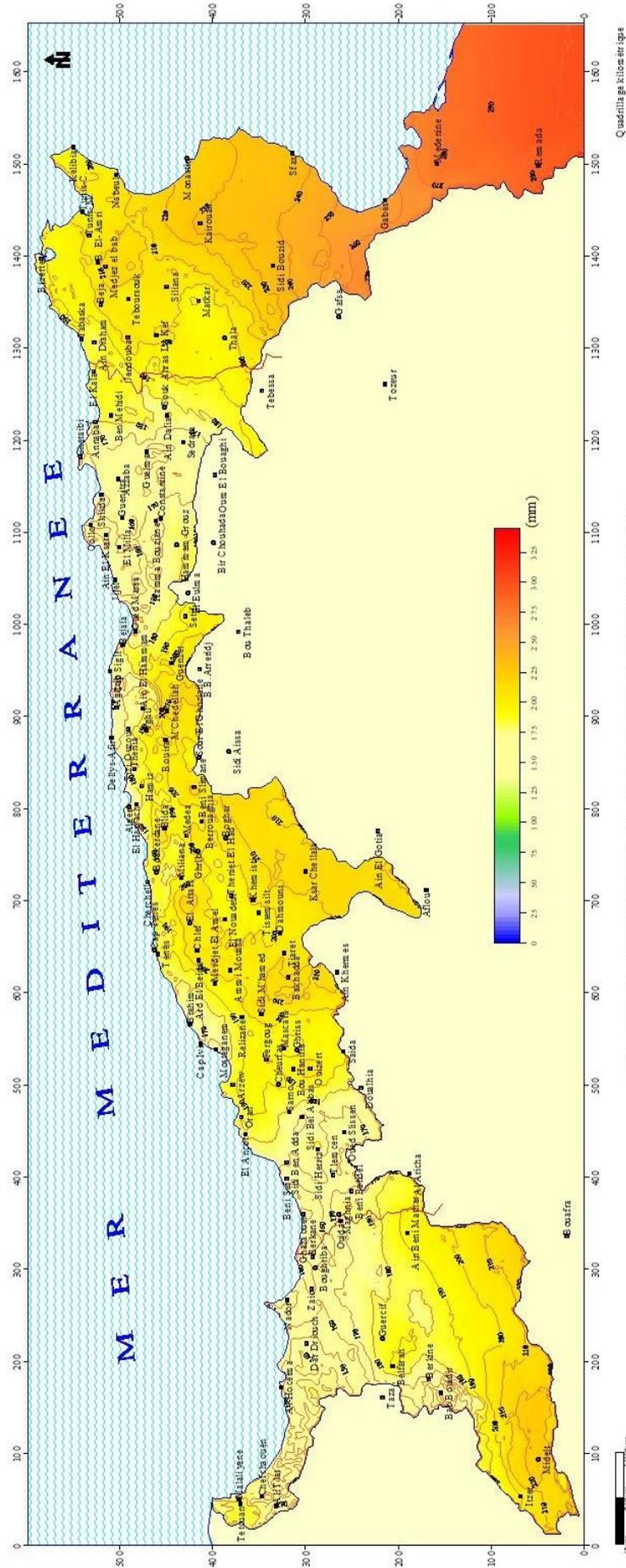


Planche 57. Evapotranspirations moyennes mensuelles de juin.

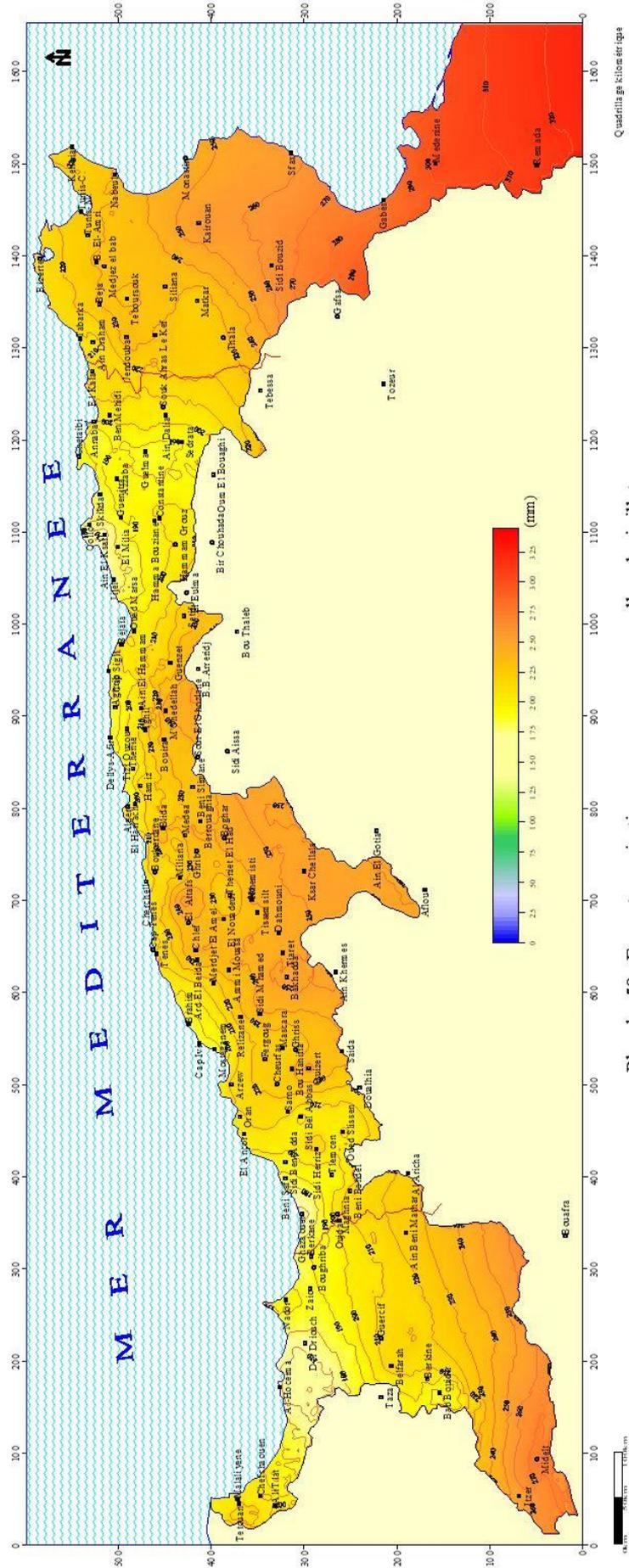


Planche 58. Evapotranspirations moyennes mensuelles de juillet.

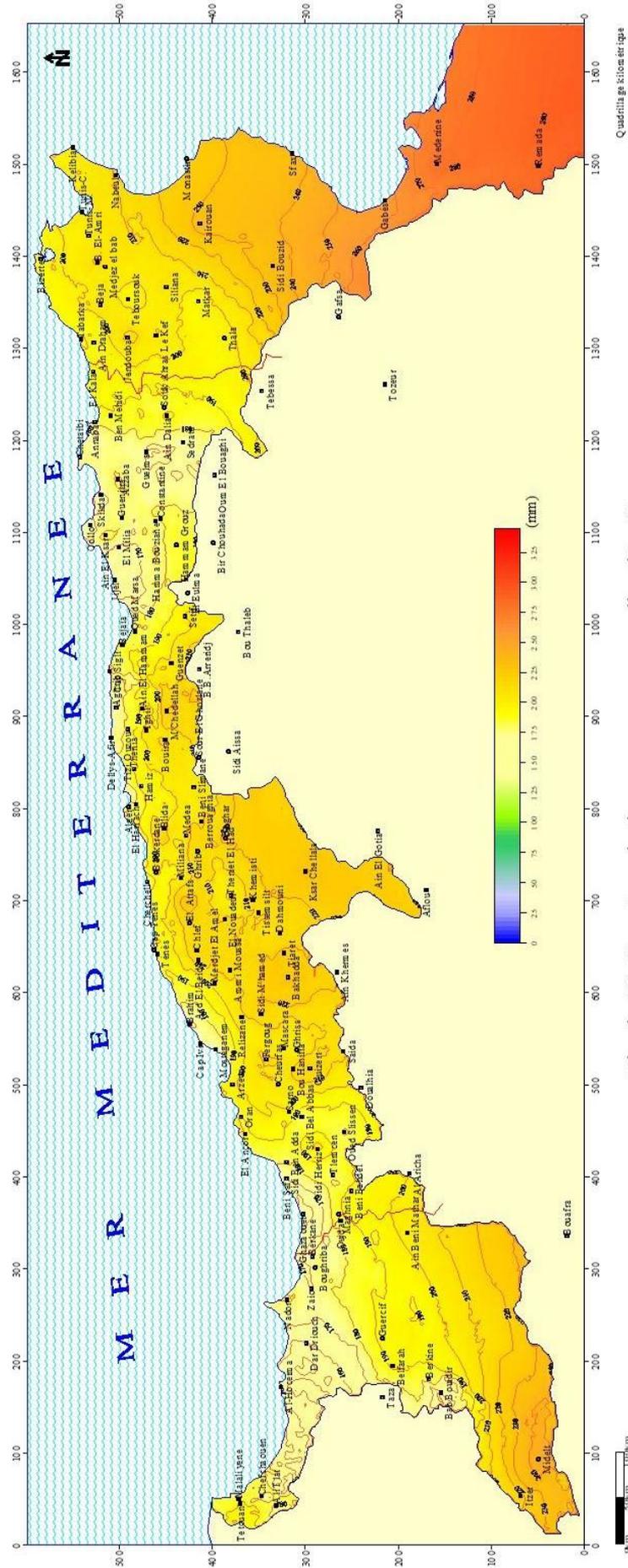


Planche 59. Evapotranspirations moyennes mensuelles d'août.

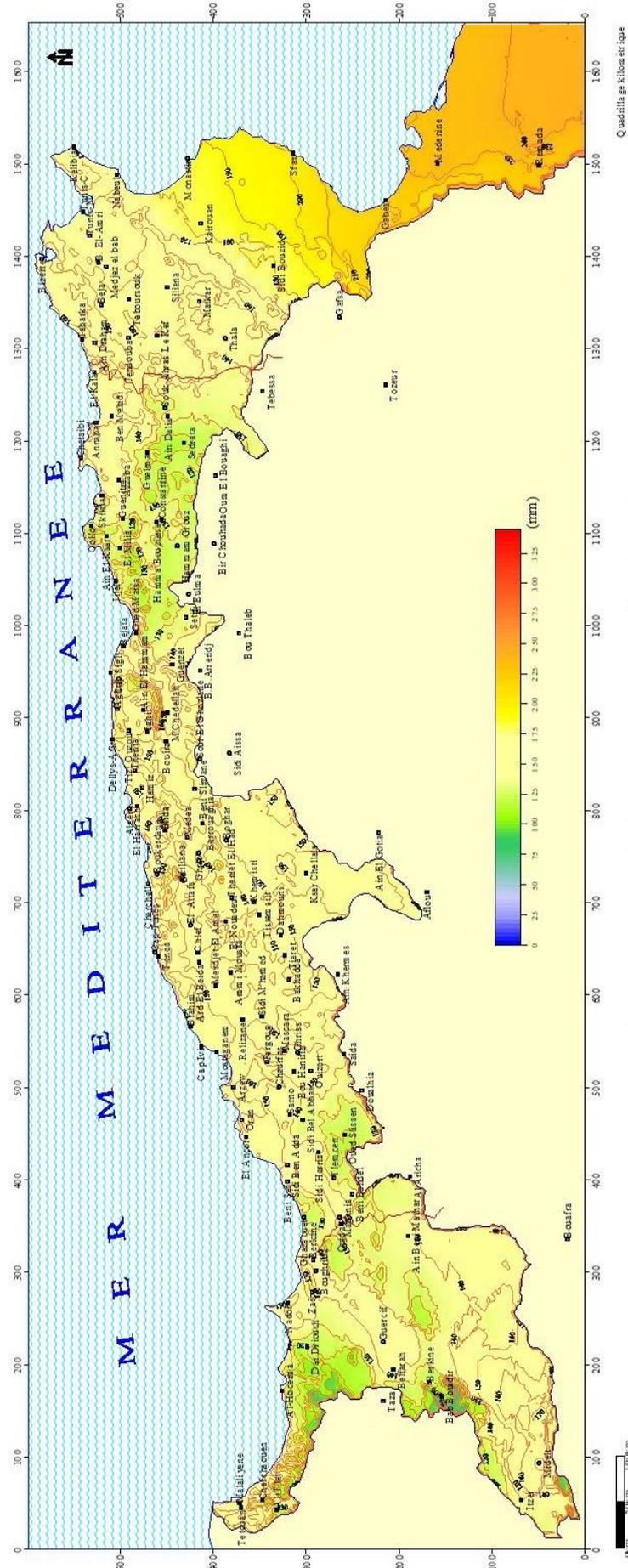


Planche 61. Evapotranspirations moyennes mensuelles d' octobre.

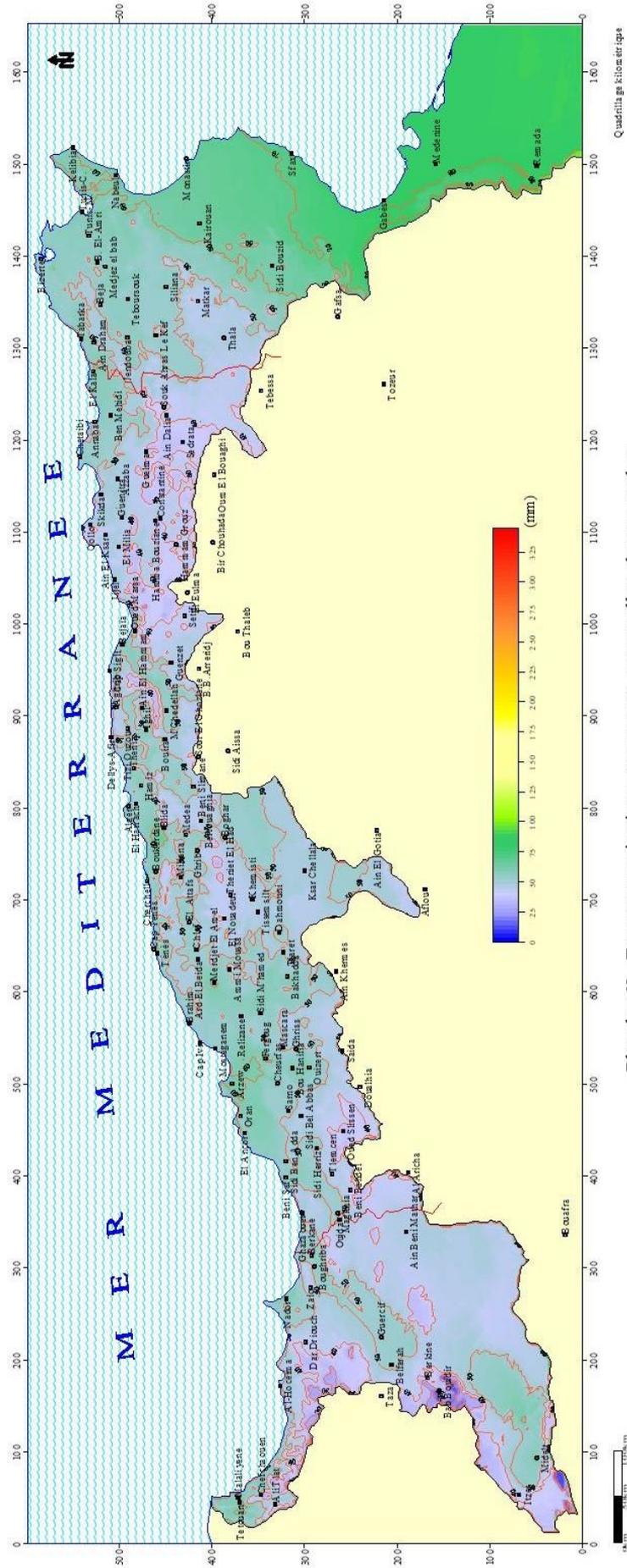


Planche 62. Evapotranspirations moyennes mensuelles de novembre.

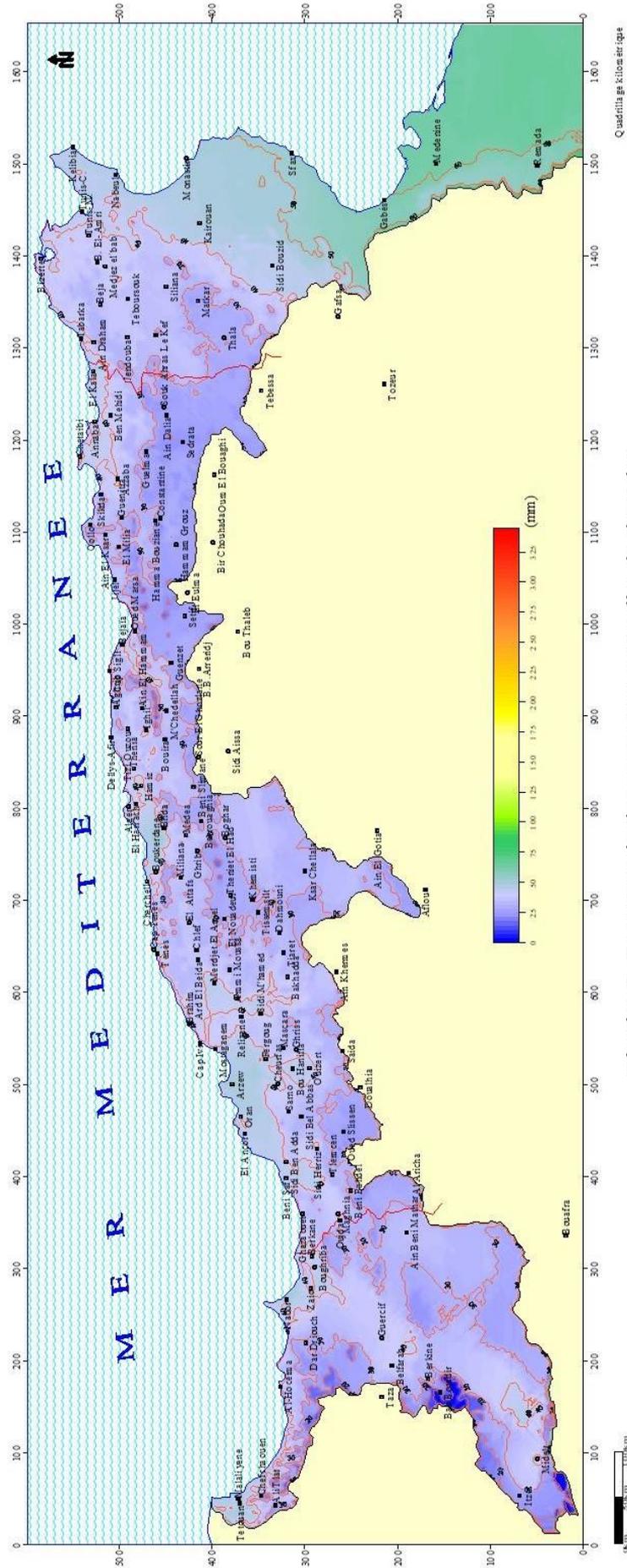


Planche 63. Evapotranspirations moyennes mensuelles de décembre.

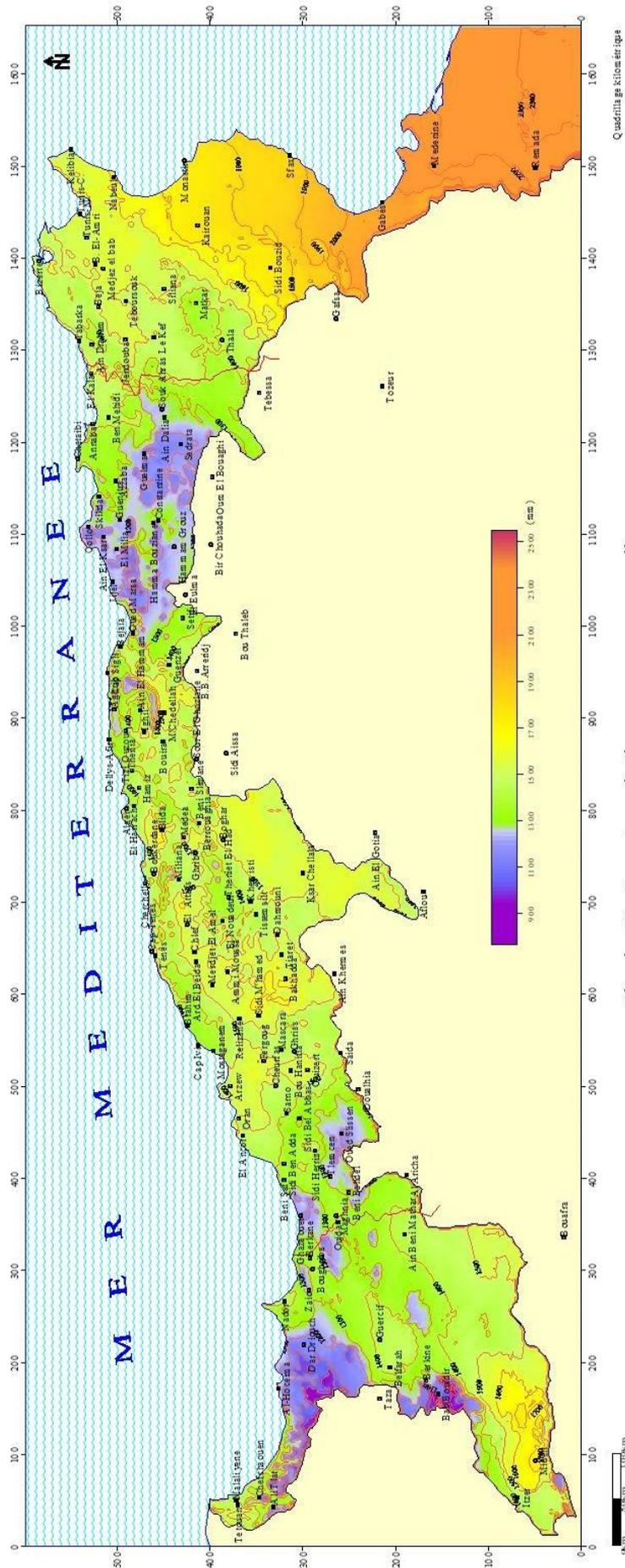


Planche 64. Evapotranspirations moyennes annuelles.

5. ESTIMATION FREQUENTIELLE DES EVAPOTRANSPIRATIONS

Nous avons vu qu'il était possible d'évaluer ponctuellement, puis de cartographier, les évapotranspirations moyennes mensuelles. Ces estimations sont basées elles-mêmes sur les températures moyennes mensuelles. Il est cependant possible de fixer les ordres de grandeur des variations de ces paramètres d'une année à l'autre. Pour ce faire nous avons étudié sur les stations qui le permettaient la statistique des ETP mensuelles Penman

Parmi les stations qui permettent le calcul de l'ETP Penman (température, humidité, vent et insolation) nous avons retenu celles qui disposaient d'au moins dix années d'observation (*Tableau 28*). Dix années nous ont paru un compromis acceptable entre les possibilités d'analyse statistique et la représentativité spatiale des stations.

Alger	Beni Saf	Guelma	Setif
Annaba	Chlef	Maghnia	Skikda
B B Arreidj	Constantine	Miliana	Souk Ahras
Batna	Dar El Beida	Oran senia	Tebessa
Bejaia	Oum el Boughi	Saida	

Tableau 28. Stations utilisées pour l'étude fréquentielle des ETP mensuelles.

On constate que les distributions statistiques des ETP mensuelles sont généralement gaussiennes comme le montre les exemples de la *figure 134* suivante :

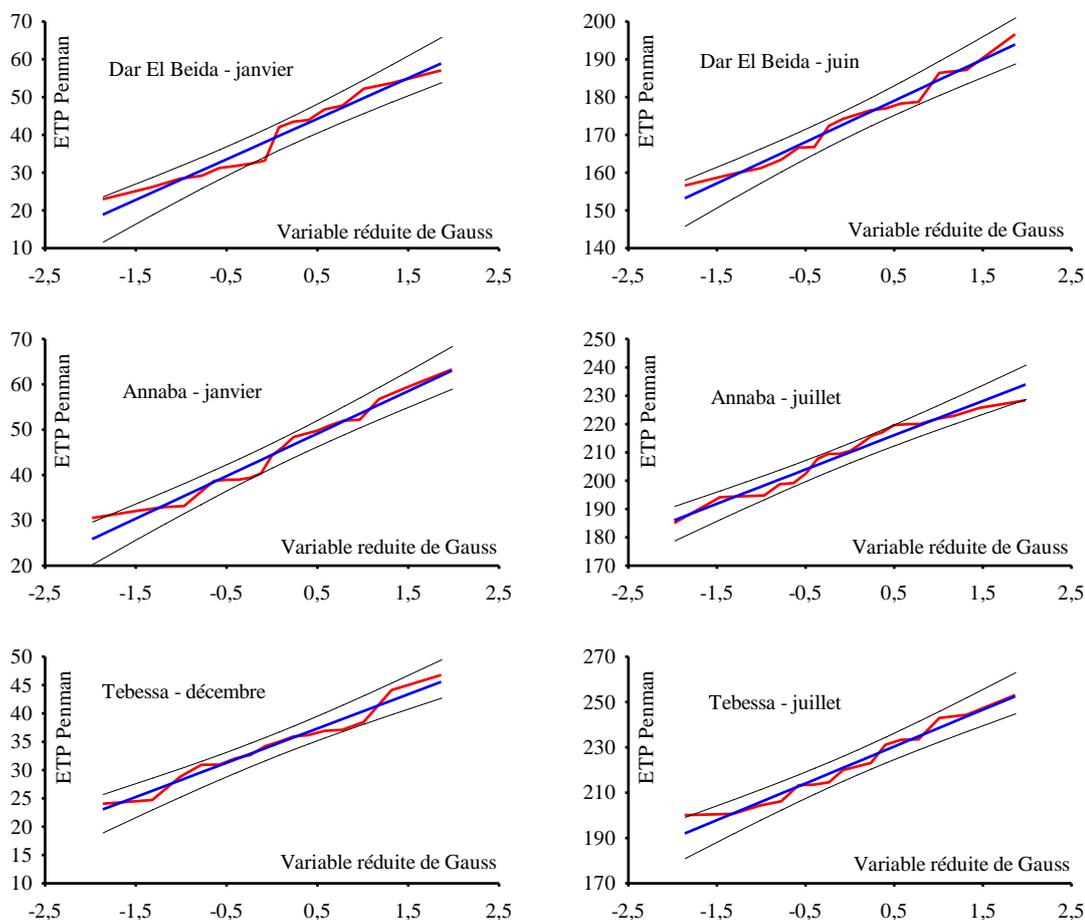


Figure 134. Exemples d'ajustement à une loi de Gauss des ETP mensuelles.

On peut donc admettre que les ETP pour les fréquences quinquennales (ETP_{5ans}) et décennales (ETP_{10ans}) sèches se déduisent des moyennes \overline{ETP} et écarts-types σ_{ETP} par les relations :

$$ETP_{5ans} = \overline{ETP} + 0,841 * \sigma_{ETP}$$

$$ETP_{10ans} = \overline{ETP} + 1,28 * \sigma_{ETP}$$

On se rend compte que les valeurs décennales et quinquennales sont très étroitement liées aux moyennes et que l'on peut admettre que l'on passe de la moyenne aux autres fréquences par un coefficient multiplicateur.

Sur la *figure 135* nous avons reporté mois par mois le rapport de l'ETP quinquennale à la moyenne pour chacune des 16 stations disponibles. Nous y avons également figuré les courbes enveloppes et la courbe des valeurs moyennes.

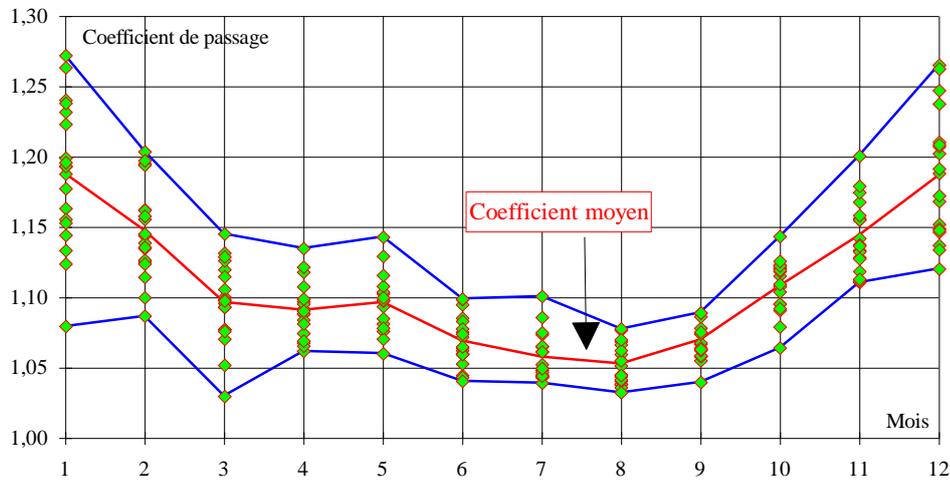


Figure 135. Coefficients de passage de l'ETP moyenne à l'ETP quinquennale

Un travail analogue sur les ETP décennales donne des résultats tout à fait comparables (*figure 136*) :

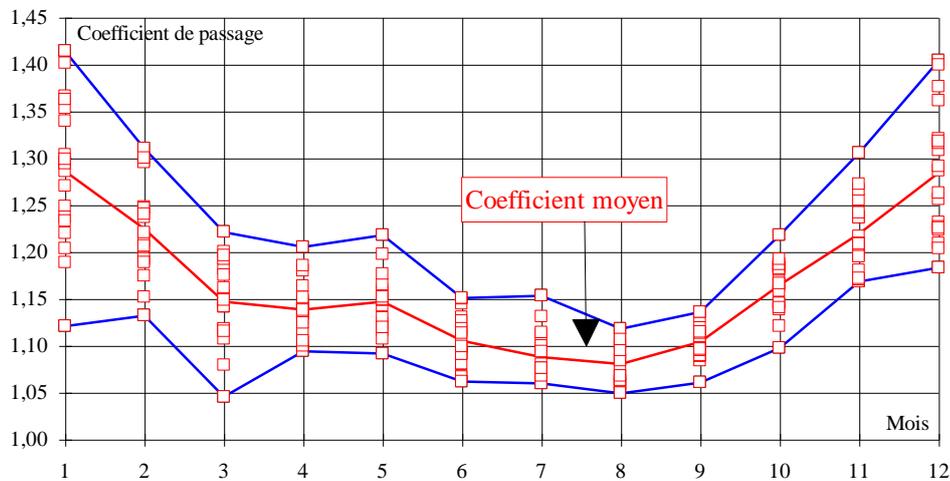


Figure 136. Coefficients de passage de l'ETP moyenne à l'ETP décennale.

Ces deux graphiques montrent clairement que la dispersion des coefficients n'est forte que durant les mois d'hiver où l'ETP est relativement faible. Pendant le printemps et l'été où l'ETP est un facteur déterminant pour l'irrigation on pourra retenir les chiffres moyens suivants (*tableau 29*) :

Mois	jan	fév	mars	avr	mai	juin	juil	aôut	sep	oct	nov	déc
Quinquennale	1,19	1,15	1,10	1,09	1,10	1,07	1,06	1,05	1,07	1,11	1,14	1,19
Décennale	1,29	1,22	1,15	1,14	1,15	1,11	1,09	1,08	1,10	1,16	1,22	1,28

Tableau 29. Coefficients de passage des ETP moyennes mensuelles interannuelles à celles de fréquences quinquennales et décennales sèches.

Là encore les courbes d'isovaleurs correspondent à un ETP moyen sur une maille alors que les valeurs ponctuelles indiquées sont celles évaluées aux postes climatiques et donc à leur altitude propre.

CONCLUSION

La cartographie des ETP est la résultante d'une carte des coefficients correctifs régionaux dont les grandes lignes marquent l'Atlas Tellien et l'Atlas Saharien et de douze cartes des températures moyennes mensuelles. Ces dernières montrent en hiver une forte liaison avec l'altitude et la longitude. En été par contre ces liaisons sont plus lâches mais la structure spatiale, mise en évidence par les variogrammes, est beaucoup plus nette.

D'un point de vue pratique l'étude des ETP a eu pour sous-produit des cartes de températures. On peut regretter de n'avoir pu utiliser toute l'information existante mais la stationnarité des températures et leurs relations avec la topographie nous permettent de penser que ces cartes sont tout à fait satisfaisantes. La prise en compte de nouveaux postes n'en modifierait pas notablement les contours.

Les cartes des évapotranspirations potentielles moyennes mensuelles sont les éléments de base pour l'établissement de bilans hydriques dans différentes optiques (hydrologie, agronomie...) et à différentes échelles de surface. De ce point de vue, l'ETP Penman est disponible sur les cartes mais aussi sous forme de grille utilisables à l'intérieur de Systèmes d'Information Géographique. Elles peuvent donc être évaluées sur différents domaines et être croisées avec d'autres paramètres. Il en est bien sûr de même pour la carte des ETP moyennes annuelles.

CONCLUSION GENERALE

A chaque chapitre nous avons établi des conclusions partielles, techniques, spécifiques ... il est inutile de les reprendre ici. Nous préférons exprimer ici les grandes leçons que nous tirons de ces quatre années de recherche sur la climatologie du Maghreb.

Le premier enseignement concerne les données elles-mêmes. "Il n'existe pas de procédé générateur d'information en dehors des procédés de mesure" cet adage est toujours bon à rappeler à une époque où les modèles ont tendance à être privilégiés par rapport aux mesures. La modélisation n'est qu'une phase ultime d'un processus débutant toujours par la mesure et sa critique. Il est donc essentiel de disposer d'informations fiables. Malheureusement l'histoire des pays que nous avons étudiés explique que les séries soient discontinues, hétérogènes et parfois douteuses. C'est certainement le cas dans tous les pays même les plus développés. **La critique et l'homogénéisation des données est donc une phase préalable essentielle** avant toute étude climatologique et il nous semble que **la meilleure façon de procéder est de conduire des synthèses régionales** où les anomalies deviendront évidentes du fait de leur caractère trop local et inexplicable.

A toutes les étapes de notre étude, nous avons vu que la répartition spatiale des paramètres climatiques était très largement expliquée par le contexte géographique.

Les altitudes, les coordonnées géographiques, la continentalité, la distance à la mer... sont des paramètres qui modifient les conditions générales de la circulation atmosphérique et contribuent à former "le" climat d'un lieu. En cela la climatologie est bien à sa place dans la géographie. Nous n'avons pas cherché à mettre en équations les relations physiques entre le climat et le relief mais nous avons pu montrer statistiquement que **le relief explique une part importante de la variabilité spatiale du climat**. Cette variabilité spatiale s'exprime à plusieurs échelles, régionales et locales. La densité des réseaux de mesure ne sera jamais suffisante pour permettre une cartographie détaillée et **il est nécessaire de valoriser l'information climatique par celle issue de modèles numériques de terrain**.

Par contre cette prise en compte du contexte géographique ne sera vraisemblablement jamais suffisante pour expliquer complètement le climat local. Pour s'en persuader il suffit de constater les écarts importants de pluviométrie provoqués parfois par de simples déplacements de postes. Il existe manifestement des structures spatiales emboîtées avec une hétérogénéité locale difficilement explicable et une homogénéité régionale permettant de distinguer des zones climatiques.

Le retour à l'atmosphère est un phénomène essentiel dans les échanges et transferts d'énergie à la surface de la terre. Il est pourtant évident que ce phénomène n'est toujours pas accessible à la mesure. La meilleure façon de l'évaluer est d'utiliser des formules indirectes telles que celle de Penman. Malheureusement cette formule utilise un paramètre facile d'accès (la température), mais d'autres plus complexes (humidité relative, insolation, vent) ou plus subjectifs (albédo moyen local). **La faible densité des réseaux interdit de régionaliser directement les ETP Penman. Par contre il est possible d'approcher correctement cette ETP Penman à partir de la température mais sous réserve de tenir compte du lieu et de la saison**. Nous pensons utile aussi de relativiser la précision des formules permettant d'évaluer les ETP. Les paramètres de ces formules sont données avec au moins quatre chiffres significatifs alors que les mesures de vent par exemple sont souvent de portée très locale et

donc peu significatives. **L'ETP que l'on peut calculer n'est en fait que l'estimation grossière d'une grandeur dite ETP de référence que l'on peut espérer liée à l'évapotranspiration réelle inconnue.**

Aussi bien dans la mise au point du générateur d'averse que dans l'étude des précipitations mensuelles, nous avons constaté que les fluctuations des pluviométries annuelles ne semblaient pas changer les répartitions de pluviométrie d'un mois ou d'une saison à l'autre. **Il est vraisemblable que la sécheresse des dernières décennies est due principalement à une diminution générale du nombre d'épisodes pluvieux, sans que leurs intensités ou leurs répartitions dans l'année aient changées.**

L'étude de la variabilité spatiale des précipitations a confirmé des résultats obtenus précédemment à l'échelle annuelle. Ces résultats sont d'ailleurs conformes à ce que l'on pouvait supposer subjectivement : **la structure spatiale des précipitations est dominée par la distance à la Méditerranée** (distinction principale Nord Sud) **et également par la distance à l'Atlantique** (effet d'ombre Est Ouest de la Sierra Nevada, du Rif et du Moyen Atlas). Cette structure spatiale se retrouve nettement dans la typologie des régimes pluviométriques que nous avons proposée.

Pour conclure à cette conclusion il est tentant d'essayer de répondre aux questions suivantes :

- Si c'était à refaire, procéderait-on de même et si non comment ?
- Que reste-t-il à faire dans ce domaine ?

A la première question il est évident que nous avons très largement sous-estimés les problèmes liés à l'obtention des données. Il est évident maintenant que les gestionnaires de réseaux ont une politique très malthusienne dans la diffusion de leurs données. Pour avoir les données il faut avoir la confiance. Nous avions la confiance de l'A.N.R.H. mais il a été très long d'obtenir celles d'autres partenaires. La Météorologie Nationale du Maroc nous a finalement apportée largement son aide nous ne désespérons pas d'avoir un jour la confiance de la Tunisie... Il est évident que ces difficultés rencontrées sont également de notre fait. A la mise en place du projet LAGUNIS il est évident que nous aurions du associer très officiellement les services auxquels nous devons faire appel. Lorsque la coopération a été bonne cela l'a été sur la base d'un juste troc et nous avons eu le plaisir de travailler avec plusieurs collègues du Maroc et d'Algérie qui nous avaient fournis les données et à qui nous avons transmis notre savoir-faire. Avec les données que nous avons recueillies nous pensons avoir fait du mieux possible. Nos cartes nous paraissent satisfaisantes dans leurs grandes lignes mais il est évident que rien n'est définitif : des données nous ont certainement manqué, d'autres arriveront plus tard.

Que reste-il à faire ? La première chose est certainement de lier les débits à nos données climatiques. C'était un de nos objectifs qui est devenu caduque devant l'impossibilité totale d'obtenir une information hydrologique large et fiable. Les raisons à ces refus étaient conjoncturelles et/ou psychologiques. L'information existe et il est possible de convaincre de l'intérêt de compléter notre Système d'Information Géographique par une ou des "couches hydrologiques". Il reste également à synthétiser les connaissances sur les autres aspects des paysages du Maghreb : géologie, végétation, occupation du sol ... Nous souhaitons vivement qu'il en soit ainsi et que l'on puisse mettre à disposition un outil de planification et de gestion régionale des ressources hydriques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. ACREMAN (M.C.), 1990. A simple stochastic model of hourly rainfall for Farnborough. Hydrological Sciences Journal des Sci. Hydrologiques, v 35 n°2, pp 114-148.
2. ARLERY (R.), GARNIER (M), LANGLOIS (R.), 1954. Application des méthodes de Thornthwaite à l'esquisse d'une description agronomique du climat de la France. La Météorologie, n°36.
3. AÏSSANI (B.), 1983. Cartographie Automatique de champs pluviométriques : exemple de la région algéroise. Sciences de la terre. Série Informatique Géologique, n°17. Nancy, 299 p.
4. AÏSSANI (B.), LABORDE (J.-P.), 1983. Les pluies journalières extrêmes dans l'algérois. Colloque National Ressources en Eau et leur Utilisations. Constantine, 10 p.
5. ANDERSON (M.G.) et al, 1988. A review of the bases of geomorphological modeling.in Modeling of geomorphological system, Ed. Anderson M.G. John Wiley S. Ltd.
6. BAHOU (A.), 1992. Recherche sur la variabilité des pluies du Maroc. Thèse de doctorat. Université Paris IV, 235 p.
7. BALDY (Ch.), 1965. Climatologie de la Tunisie centrale. FAO, Tunis.
8. BAGNOULS (F.), GAUSSEN (H.), 1953. Carte pluviométrique d'Algérie. DSHAN. Toulouse.
9. BENICHOU (P.), LE BRETON (O.), 1987. Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. La Météorologie. Série 7, n°19, pp 53-63.
10. BENZECRI (J.P.) et al, 1979. L'analyse des données. Ed. Dunod. Paris, 233 p.
11. BESSON (T.), 1990. Conception et réalisation d'un SIG. Thèse de doctorat. Université Aix-Marseille II, 190 p.
12. BIDAULT (G.), 1953. Notes sur le climat du Maroc oriental. Maroc Médical, n° 342.
13. BIROT (P.), 1964. Le climat méditerranéen : Méditerranée et Moyen Orient. Paris.
14. BLANEY (H.F.), CRIDDLE (W.D.), 1950. Determining Water requirements in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Data. USDA. Conserv. Service. Washington, D.C, 48 p.
15. BLANEY (H.F.), CRIDDLE (W.D.), 1962. Determining Consumptive use and irrigation water requirements. USDA(ARS). Techn. Bull 1275, pp 56-82.
16. BONTA (J. V), RAO (A.R.), 1989. Ragionalization of storm hyetographs. Water Resources Bulletin, vol 25 N°1, pp 211-217.
17. BOOHER (L.), 1974. Irrigation de surface. FAO. Rome.
18. BOUCHET (R.J.), 1964. Evaporation réelle, évaporation potentielle et productivité végétale. L'eau et la production végétale. INRA. Paris, pp 151-232.
19. BOUCHET (P.J.), GERBIER (N), 1973. Une méthode pratique de calcul de l'évapotranspiration potentielle. Annales Agronomiques. Paris, pp 31-39.

20. BOUCHET (P.J.), GERBIER (N), 1975. Aspect agrométéorologique, évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle. SMM climatologie. Paris, 98 p.
21. BOUSNINA (A.), 1986. La variabilité des pluies en Tunisie. Publication de l'Université de Tunis. 2^{ème} série: Géographie, vol 22. Tunis, 165 p.
22. BRUNET-MORET (Y.), 1978. Etude de quelques lois statistiques en hydrologie. Cahiers de l'ORSTOM : série hydrologie, vol VI, n°3. Paris, 100 p.
23. CARREGA (P.), 1988. L'évapotranspiration potentielle et réelle dans le midi méditerranéen. Son originalité par rapport au reste de la France. Méditerranée. pp. 3-8.
24. CARREGA (P.), 1994. Une méthode de reconstitution de la température de l'air en montagne, utilisée en cartographie automatique. In "L'air du temps". Journées de la commission "Climat et Société" du Comité national de Géo. Poitiers.
25. CARREGA (P.), 1994. Topoclimat et habitat. Thèse doctorat d'Etat. Université Nice Sophia Antipolis. 475 p.
26. CHARRE (J.), DUMOLARD (P.), 1973. Essai de classification synthétique des climats de la Turquie. Méditerranée. n°3, pp. 51-62.
27. CASTELIER (E.), 1990. Recherche de voisinage pour le krigeage universel. Stage EMSMP, option Géostatistique.
28. CERNESSON (F.), 1993. Modèle simple de prédétermination des crues de fréquences courante à rare sur petits bassins versants méditerranéens. Thèse. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. 357p.
29. CHAUMONT (M.), PAQUIN (C.), 1971. Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500000. Alger, 25 p.
30. CHOISNEL (E.), 1988. Estimation de l'évapotranspiration potentielle à partir des données météorologiques. La Météorologie. 7^{ème} série, n°23.
31. COTE (M.), LEGROIS (J.), 1966. La variabilité pluviométrique interannuelle au Maroc. Revue Géographique du Maroc, n°10.
32. COWPERTWAIT (P.S.V.), 1991. Further Developments of the Neyman Scott Clustered Point Process for Modeling Rainfall. Water Res. Research, v 27, n°7, pp 1431-1438.
33. CROLEY (T.) and al, 1978. Ralstom Creek hourly precipitation model. Water Resources Research, vol 14, n°3, pp 485-490.
34. CREUTIN (J.D.), 1979. Méthode d'interpolation optimale de champs hydrométéorologiques. Comparaison et application à une série d'épisodes pluvieux cévenols. Thèse de docteur-ingénieur. INPG.
35. DAMANGEZ (J.), RIOU (Ch.), DE VILELLE (O.), EL AMAMI (S.), 1964. Problèmes d'évapotranspiration potentielle en Tunisie. L'eau et production végétale. INRA. Paris, pp 98-113.

36. DAMANGEZ (J.), 1968. Evapotranspiration potentielle. Evapotranspiration réelle et rendement des cultures en zone méditerranéenne. *Agroclimatological Methods. Proc. of the Redding Simp. UNESCO. Paris*, pp 23-30.
37. DAUPHINE (A.), VOIRON-CANICIO (C.), 1988. Variogrammes et structures spatiales. *Collection Reclus Mode d'emploi n°12. Montpellier*, 56 p.
38. DAVTIAN (G.), 1993. Analyse statistique et structure temporelle des précipitations extrêmes à Nice. *Mémoire de DEA. Université de Nice Sophia-Antipolis*. 86p.
39. DAVTIAN (G.), LABORDE (J.-P.), 1997. Générateurs stochastiques d'averses : application au versant méditerranéen du Maghreb. *Association Internationale de Climatologie. Vol. 8. Québec*, 9 p.
40. DELANNOY (H.), LECOMPTE (M.), 1975. Méthode d'étude des régimes thermiques en liaison avec les situations météo dans le Moyen Atlas (Maroc). *Bulletin d'Association de Géographie*, n° 422 et 423.
41. DELANNOY (H.), LECOMPTE (M.), ROMANE (F.), 1979. Géographie des températures quotidiennes dans le Moyen Atlas et ses bordures. *Espace Géo.*, n°1, pp 25-41.
42. DELHOMME (J.P.), DELFINER (P.), 1973. Application du krigeage à l'optimisation d'une campagne pluviométrique en zone aride. *Centre de Morphologie Mathématique et Informatique Géologique. ENSMP. Paris*.
43. DELHOMME (J.P.), 1978. Application de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. *Bulletin BRGM*, n°4, Section III, 2^{ème} série.
44. DEPRAETERE (C.), 1995. Logiciel DEMIURGE 2,3 (T2; OROLOG; LAMONT; TOPASE) - chaîne de production et de traitement de modèles numériques de terrain appliquée à l'hydrologie. *ORSTOM. Montpellier*, 125 p.
45. DESBORDES (M.), MASSON (J.M.), 1992. Précipitations extrêmes dans le sud de l'Europe. *VIII^{èmes} journées hydrologiques de l'ORSTOM*, 22 et 23 sep 1992, pp 127-136.
46. DESPOIS (J.), 1961. *La Tunisie. Ed. Armand Collin. Paris*, 515 p.
47. DESPOIS (J.), RYNAL (R.), 1967. *Géographie de l'Afrique du Nord-Ouest. Editions. Pajot. Paris*, 565 p.
48. DRAKIDES (C.), 1987. Le lagunage naturel, mécanismes et performances. *Laboratoire de Génie des Procédés / CNRS. USTL. Montpellier*, 24 p.
49. DOUGUEDROIT (A.), 1985. Première approche d'une régionalisation des variations temporelles des précipitations de l'Afrique du Nord-Ouest. *Communication au 4^{ème} colloque Maghrébin de Géographie. Nouakchott, Mauritanie*.
50. DUBRULE (O.), 1981. Krigeage et splines en cartographie automatique. *Thèse de doctorat. ENSMP. Paris*.
51. DURAND (R.), 1974. Estimation du rayonnement global à partir de la durée d'insolation. *Annales Agronomiques. INRA. Paris*, 16 p.

52. ECONOPOULY (T.W.), DAVIS (D.R.), WOOLHISER (D.A.), 1990. Parameter transferability for a daily rainfall disaggregation model. *Journal of Hydrology*, vol 118, pp 209-228.
53. EL BAYE (A.), 1990. Recherches sur l'ambiance climatique dans le couloir Oujda - Taourirt. Thèse de doctorat. Institut de Géographie. Toulouse, 488 p.
54. ENTEKHABI (D.), RODRIGUEZ-ITURBE (I.), EAGLESON (P.S.), 1989. Probabilistic representation of the temporal rainfall process by a modified Neyman-Scott Rectangular Pulses Model : Parameter Estimation and Validation. *Water Resources Research*, vol 25, n°2, pp 295-302.
55. ERADES (A.), 1990. Valorisation de l'information pluviométrique temporelle. Modèle de répartition horaire des averses. Mémoire Ingénieur ISIM, Montpellier, 200 p.
56. ESPINAR (D.), DAOUD (K.), 1979. Evaluation de l'évapotranspiration potentielle par la méthode de bilan hydrique de PENMAN. Etude préliminaire. INRA. Alger.
57. FAO, 1972. La salinité -séminaire de Bagdad. Bulletin n°7 de FAO d'irrigation et de drainage. Rome, 272 p.
58. FAO, 1972. Utilisation de l'eau d'irrigation. Bulletin n°13 de FAO d'irrigation et de drainage. Rome.
59. FAO, 1976. Les besoins en eau des cultures. Bulletin n°24 de FAO d'irrigation et de drainage. Rome, 198 p.
60. FAO, 1976. La qualité de l'eau en agriculture. Bulletin n°29 de FAO d'irrigation et de drainage. Rome.
61. FAO, 1980. Réponse des rendements à l'eau. Bulletin n°33 de FAO d'irrigation et de drainage. Rome.
62. FAO, 1992. CROPWAT - un logiciel pour la planification et la gestion des systèmes d'irrigation. Bulletin n°46 de FAO d'irrigation et de drainage. Rome, 133 p.
63. FRERE (M.), 1972. A method for the practical application of the PENMAN formula for the estimation of potential evapotranspiration and evaporation from a free water surface. FAO. Rome.
64. GARCIA-BARTUAL (R.), MARCO (J.), 1990. A stochastic model of the internal structure of convective precipitation in time at a raingange site. *Journal of hydrology*. Vol. 118, pp 129-142.
65. GTZ/ANRH, 1997. Etablissement de la carte des évapotranspirations de l'Algérie du Nord. Coopération algéro-allemande. Projet n° 9421835. Nice, 86 p.
66. GUYON (G.), 1958. La méthode de PENMAN pour le calcul de l'évapotranspiration. Bulletin CREGR, n°40.
67. HAMMANI (O.), 1983. Climat de la Tunisie méridionale. *La Météorologie*. Paris, pp 25-75.
68. HAZOUI (A.), 1988. Les caractéristiques du climat solaire Marocain. Thèse de doctorat. Institut de Géographie. Aix en Provence, 166 p.

69. HENIA (L), 1980. Les précipitations pluvieuses dans la Tunisie Tellienne. Publication de l'Université de Tunis. 2^{ème} série : Géographie, vol 14, 262 p.
70. HERSHENHORN (J.), WOOLHISER (D. A.), 1987. Disaggregation of Daily Rainfall. Journal of Hydrology, vol 95, pp 299-322.
71. HUFF (F.A.), 1967. Time Distribution of rainfall in heavy storms. Water Resources Research, vol 3, n°4, pp 1007-1019.
72. HUMBERT (J.), PERRIN (J.L.), 1993. Précipitations et relief. Le cas du versant oriental des Hautes Vosges. L'eau la Terre et les Hommes. Presses Universitaires de Nancy.
73. ISAAKS (E.), SRIVASTAVA (R.M.), 1989. An introduction to applied geostatistics. Oxford University Press.
74. KABOUYA (H.), 1990. Modélisation pluie-debit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de doctorat. Université Paris XI.
75. KEBAILI (Z.), 1983. Contribution à l'étude statistique de la pluie dans la région de Tunis. Thèse de doctorat - ingénieur. INPT. Toulouse, 134 p.
76. LAADOUA (A.), 1987. Les variations spatio-temporelles des précipitations au Maroc septentrional. Thèse de doctorat. Institut de Géographie. Lille 1, 200 p.
77. LAKMAHARRI (A.), 1981. Evapotranspiration et bilans hydriques dans quelques stations climatiques du Maroc. Thèse de doctorat. Université scientifique et médicale de Grenoble.
78. LABORDE (J.-P.), 1981. Hauteurs des précipitations journalières décennales de la France du nord-est. Mission déléguée de bassin Rhin-Meuse, 24 p.
79. LABORDE (J.-P.), 1982. Cartographie automatique des caractéristiques pluviométriques, prise en compte des relations pluviométrie-morphométrie. La Houille Blanche, n°4, pp 330-338.
80. LABORDE (J.-P.), 1984. Synthèse cartographique des pluies journalières extrêmes dans l'Est de la France. SRAEL DEDS. Ministère de l'Agriculture. Metz, 1154 p.
81. LABORDE (J.-P.), 1984. Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie : Eléments d'hydrologie Lorraine. Thèse. Institut National Polytechnique de Lorraine, Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy. Nancy. 484 p.
82. LABORDE (J.-P.), 1985. Classification automatique par les composantes principales dynamiques : Application à la typologie des principaux cours d'eau de Lorraine. Conférence à l'Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts. Nancy, 18 p.
83. LABORDE (J.-P.), 1991. Méthodes d'interpolation et géostatistiques pour la cartographie automatique à l'usage des géographes. Université de Nice, 29 p.
84. LABORDE (J.-P.), 1994. Critique et analyse statistique des données hydrologiques: Eléments d'hydrologie de surface. Tome 2. Ecole Nationale des Ingénieurs des Travaux Ruraux et des Techniques Sanitaires. Strasbourg, 99 p.

85. LABORDE (J.-P.), 1995. Problèmes hydrologiques spécifiques : Eléments d'hydrologie de surface. Tome 3. Ecole Nationale des Ingénieurs des Travaux Ruraux et des Techniques Sanitaires. Strasbourg, 126 p.
86. LABORDE (J.-P.), 1995. Les différentes étapes d'une cartographie automatique : Exemple de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord. Association Internationale de Climatologie. Vol. 8. Liège, 13 p.
87. LAM (N.S.), 1983. Spatial interpolation methods : a review. Am. Cartogr., n°10.
88. LAVABRE (J.), 1980. Analyse de la pluviométrie du Réal Collobrier par la méthode de composantes principales. La Météorologie , numéro spécial. Paris, 205 p.
89. LECARPENTER (Cl.), 1975. L'évapotranspiration potentielle (E.T.P.) et ses implications géographiques. Annales de Géographie. n°463 - 464.
90. LEHUCHER (P.-M.), 1986. Etude des épisodes pluvieux intenses sur la région Provence-Côte d'Azur-Riviera Italienne (1974-1982). Cartographie et reconstitution de séries horaires sur les bassins du Paillon et du Réal Collobrier. Thèse de doctorat. Institut de Mécanique de Grenoble. Grenoble, 199 p.
91. LHENAFF (R.), 1990. Le milieu méditerranéen-in La CEE méditerranéenne. Dossier des images économiques du monde sous la direction des professeurs J. BEAUJEU-GARNIER et A. GAMBLIN. SEDES, pp 55-92.
92. LOCOSTE (E.), 1964. Calcul graphique de l'évapotranspiration potentielle selon les formules de R.J. BOUCHET et de L. TURC. L'eau et la production végétale. INRA. Paris.
93. LUBES (H.), MASSON (J.M.), 1992. Etude d'évaluation de logiciels d'ajustements de lois statistiques sur des variables hydrologiques. LHM, Montpellier, 69 p.
94. MALLET (J.L.), 1974. Présentation d'un ensemble de méthodes et techniques de la cartographie automatique. Sciences de la Terre. Série Informatique Géologique, n°4. ENSGAPM. Nancy, 212 p.
95. MALLET (J.L.), BEAUCOURT (F.), SAVARY (R.), 1976. Programmes de cartographie automatique, présentation de la bibliothèque CARTOLAB. Sciences de la Terre. Série Informatique Géologique, n°7. Nancy, 184 p.
96. MASSON (J.M.), 1976. Persistance des états pluvieux en fonction de leur durée. Analyse de 52 années d'enregistrements pluviographiques à Montpellier, 28 p.
97. MEKIKDJIAN (C.), HEDON (E.) et al, 1970. Etude des épisodes pluvieux. Ministère de l'Agriculture. Service de l'Hydraulique. Montpellier.
98. MAKING (G.F.), 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. Inst. Water Eng., n°11, 58 p.
99. MATHERON (G.), 1970. La théorie des variables régionalisée et ses applications. ENSMP. Fontainebleau, 212 p.
100. MATHERON (G.), 1980. Spline et krigeage : leur équivalence formelle. ENSMP Paris, 36 p.

101. MASSON D'AUTUME (G.), 1978. Construction du modèle numérique d'une surface par approximations successives. Application aux modèles numériques de Terrain. Bull. de la société Française de photogrammétrie et de télédétection. N°71-72.
102. McCULLOCH (J.S.G.), 1965. Tables for the Rapid computation of the Penman Estimate of Evaporation. E. Afric agric. for. J, pp 60-72.
103. MOUHDI (A.), 1990. Contribution à l'étude pluvio-hydrologique du bassin versant de l'oued Melloulou (Maroc Oriental). Thèse de doctorat. Université Lille 1.
104. NEYMAN (J.), SCOTT (E.), 1958. Statistical approach to problems of cosmologie. Journal of the Royal Statistical Society, series b(methodological), vol 20, n°1, pp 1-43.
105. OBDA (Kh.), 1991. Etude hydrologique de l'oued Nekor : précipitations, écoulements et gestion des ressources en eau. Thèse de doctorat. Université Nancy II.
106. OBLED (Ch.), 1987. Introduction au krigeage à l'usage des hydrologues. 2ème journée hydrologique de l'ORSTOM. Collection Colloques et Séminaires.
107. OULKADI (A.), 1989. Espaces hydrauliques et développement au Maroc : les périmètres irrigués de la rive gauche de la Moulouya. Thèse de doctorat. Université Montpellier III.
108. PENMAN (H.L.), 1948. Naturel evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Royal. Society, T 193, Londres, pp 120-146.
109. PENMAN (H. L.), 1956. Evaporation : An Introductory Survey. Neth. J. agric. Sci., Vol. 4(1), pp 9-29.
110. PIETRASANTA (Y.), BONDON (O.), 1994. Le lagunage écologique. Editions Economica. Paris, 112 p.
111. PNUD/ANRH, 1993. Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500000. Ministère de l'Equipement. Alger, 87 p.
112. RENDET (J.), CASALE (H.), 1953. Les masses d'air au Maroc et son climat. Maroc Médical, n°342.
113. RIBERO (E.), 1992. Eléments de régionalisation. Modèle stochastique de génération de hyétogrammes horaires. Mémoire Mastère ENGREF, CEMAGREF. Aix en Provence.
114. RIOU (Ch.), 1967. Calcul de l'évaporation par la méthode du bilan énergétique en zone sahélienne. Cahiers de l'ORSTOM. Vol IV, n° 2. Paris.
115. RIOU (Ch.), 1980. Une formule empirique simple pour estimer l'évapotranspiration potentielle moyenne en Tunisie. Cahiers de l'ORSTOM. Séries hydrologie. vol XVII, n° 2. Paris.
116. RIOU (Ch.), 1981. Note sur la détermination du rayonnement atmosphérique en Tunisie et ses conséquences sur le calcul de l'évaporation. La Météorologie. Série 6.
117. RODIER (J. A.), COLOMBANI (J.), CLAUDE (J.), KALLEL (R.), 1981. Le bassin Mejerdah. Monographies hydrologiques. N°6. ORSTOM. Paris.

118. SAIDI (H.), 1977. Intensité des précipitations à Tunis-Carthage. Inst. Nat. de la Météorologie. Tunis.
119. SAKISS (N.), ENNABLI (N.), SLIMANI (M.), 1991. La pluviométrie en Tunisie. INAT. INM. Tunis.
120. SALOUI (A.), 1986. Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des bilans hydriques dans le nord-ouest Marocain. Thèse de doctorat. Université Lille 1.
121. SAPORTA (G.), 1978. Théories et méthodes de la statistique. Publication l'I.F.P., Edition technique.
122. SCHERER (J.-C.), 1977. Une méthode d'extrapolation dans l'espace de données pluviométriques moyennes. Application à une partie des Vosges et leur bordure. Recherche Géographique, n°4, pp 69-85.
123. SCHOCH (P.G.), DANCETTE (P.H.), 1967. Utilisation de l'évaporimètre Piche pour le calcul de l'ETP. 2^{ème} congrès international d'Agrométéorologie. Leipzig.
124. SEGUIN (A.), 1975. Etude comparée des formules d'estimation de l'évaporation potentielle en climat méditerranéenne du sud de la France (région d'Avignon). Annales Agronomiques, n°26. Paris, pp 671-691.
125. SELDZER (P.), 1946. Le climat de L'Algérie. Institut de Météorologie et de Physique du Globe de l'Algérie. Alger.
126. SERRA (J.), 1967. Un critère nouveau de découverte de structure : le variogramme. Sciences de la Terre. XII, n°4. Nancy.
127. SLIMANI (M.), 1985. Etude des pluies de fréquence rare à faibles pas de temps sur la région Cevennes-Vivarais : Estimation, relation avec le relief et cartographie synthétique. Thèse de docteur-ingénieur. INP Grenoble.
128. STEPHENS (J.C.), STEWART (E.H.), 1963. A Comparison of Procedures for Computing Evaporation and Evapotranspiration. IASH. Publ. n°62. Berkeley Ass.
129. TAPSOBA (D.), 1997. Caractérisation événementielle des régimes pluviométriques Ouest Africaines et de leur récent changement. Thèse de Doctorat. Université Paris XI (Orsay). 148 p.
130. TOURASSE (P.), 1981. Analyses spatiales et temporelles de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision des crues : Application aux régions cévenoles. Thèse IMG, Université scientifique et médicale et Institut National polytechnique de Grenoble. Grenoble. 190 p.
131. TURC (L.), 1954. Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Thèse de Doctorat. Sols africains, n°3. Paris, 252 p.
132. TURC (L.), 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. Annales Agronomiques, vol 12, n°1. Paris.

133. TURC (L.), HLAVEK (R.), GOBILLOT (Th.), LECARPENTIER (C), 1963. Carte d'évapotranspiration potentielle : Interprétation et utilisation. Bulletin technique du Génie Rural, n°60. Ministère de l'Agriculture. Paris, 19 p.
134. THORNTHWAITE (C.W.), HOLZMAN (B.), 1942. Measurement of evaporation from land and water surfaces. USDA. Techn. Bull., n°817. Washington.
135. VAN EIMERN (J.), 1966. Terminologie et mesures de l'évapotranspiration potentielle. Meteorologi. Rundschau, n°17.
136. VAUCOULOUX (M.), 1982. Utilisation des potentialités du milieu naturel pour l'épuration des eaux usées domestiques et leur réemploi aux USA. Rapport CEMAGREF.
137. WAYMIRE (E.), GUPTHA (V.K.), 1981. The mathematical structure of rainfall representations. Water Resources Research, Vol 17, n°5, pp 1261-1294.
138. YEVJEVICH (V.), 1972. Stochastic process in Hydrology. Water Resources Publications. Fort Collins, Colorado, 262 p.
139. YOELI (P.), 1986. Computer executed production of a regular grid of height points from digital contours. The american cartographer. Vol. 13, n°3, pp. 219-239.

GLOSSAIRE

1. BILAN HYDRIQUE - somme de tous les gains et de toutes les pertes d'eau se produisant pendant une période déterminée.
2. COEFFICIENT D'EVAPORATION EN BAC, k_b - rapport entre l'évapotranspiration potentielle et la perte d'eau par évaporation à partir d'une surface d'eau libre dans un bac.
3. COEFFICIENT DE REFLEXION, α - appelé également albédo, c'est le rapport entre la quantité de rayonnement de courte longueur d'onde reçue à la surface de la terre et celle qui est réfléchi par le sol, la surface des cultures ou de l'eau.
4. DORSALE - montagnes de la Tunisie, orientées du sud-ouest au nord-est.
5. DRAINAGE - évacuation des eaux superficielles et souterraines excédentaires du sol, mm/jour.
6. DUREE ASTRONOMIQUE D'INSOLATION, H - nombre d'heures d'insolation par période de 24 heures sans aucun couvert nuageux, heures.
7. EFFET D'OASIS - effet d'un environnement en jachère sèche sur le microclimat d'un terrain de superficie relativement limitée quand une masse d'air pénétrant dans une zone irriguée abandonne une grande quantité de chaleur sensible.
8. EVAPORATION - eau perdue par passage de la phase liquide à la phase vapeur par des processus uniquement physiques, mm/jour.
9. EVAPORATION EN BAC, E_{bac} - perte d'eau par évaporation à partir de la surface d'eau libre d'un bac, mm/jour.
10. EVAPOTRANSPIRATION - quantité d'eau perdue par transpiration d'un tapis végétal plus évaporation à partir du sol et de la surface humide de la végétation, mm/jour.
11. EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE - taux d'évapotranspiration à partir d'une surface étendue de gazon vert, ayant une hauteur uniforme de 8 - 15 cm poussant activement, ombrageant le sol et ne manquant pas d'eau, mm/jour.
12. EVAPOTRANSPIRATION REELLE - volume d'eau perdue par évaporation et par transpiration égal ou inférieur à ETP, selon la teneur en eau réelle qui contient le sol, la salinité, ou tous autres facteurs, mm/jour.
13. HEURE D'INSOLATION, h - nombre d'heures d'insolation par jour, quelquefois défini comme la durée des traces carbonisées laissées sur la feuille-diagramme d'un héliographe Campbell-Stokes, heures.
14. HUMIDITE RELATIVE, H_r - moyenne des maximums et minimums de chaque jour de la période considérée, de la quantité réelle de vapeur d'eau contenue dans l'air par rapport à celle que l'air pourrait contenir s'il était saturé à la même température, en %.
15. JEBEL ou DJEBEL - (*montagne* en arabe) les chaînes de montagnes au Maghreb.
16. MESETA - (*plateau* en espagnole) nom donné au Maroc au socle hercynien rigide par analogie avec la Meseta ibérique.
17. NEBULOSITE - importance du couvert nuageux, évaluée généralement d'après plusieurs observations journalières, exprimée en octas (en huitièmes de ciel couvert) ou en dixièmes (en dixièmes de ciel couvert).
18. PRECIPITATION - volume totale des précipitations représenté par la hauteur d'eau qui couvrirait un plan horizontal s'il n'y avait ni ruissellement, ni évapotranspiration ni infiltration, mm/jour.

19. RESERVE EN EAU FACILEMENT UTILISABLE, RFU - quantité d'eau du sol disponible pour la culture, différence entre la teneur en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement, mm.
20. SAHEL - (*bordure, littoral* en arabe), régions proches des côtes en Algérie et en Tunisie.
21. SEBKHA - (*marécage* en arabe) le marécage salé au Maghreb.
22. SIROCCO - vent de sud-est extrêmement chaud et sec d'origine saharienne.
23. TENEUR DE VAPEUR REELLE, e - pression exercée par la teneur en vapeur d'eau de l'air, mb;
24. TENEUR DE VAPEUR SATURANTE, e_w - valeur maximale que peut atteindre la tension de vapeur si l'air est saturé à une température donnée de l'air, mb.
25. TRANSPIRATION - quantité d'eau perdue à travers les végétaux, phénomène réglé par les processus physiques et physiologiques, mm/jour.

LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1.</i> Variation annuelle des températures dans la zone d'étude.	32
<i>Figure 2.</i> Comparaison des variations annuelles des températures.	34
<i>Figure 3.</i> Les régimes des précipitations à quelques stations.	36
<i>Figure 4.</i> Nébulosité moyenne (en octas) et durée d'insolation moyenne (en heures) à quelques stations.	38
<i>Figure 5.</i> Humidité relative à quelques stations.	38
<i>Figure 6.</i> Les stations pluviométriques retenues.	43
<i>Figure 7.</i> Répartition des stations pluviométriques en fonction des altitudes.	44
<i>Figure 8.</i> Les stations thermométriques retenues.	46
<i>Figure 9.</i> Répartition des stations thermométriques en fonction des altitudes.	47
<i>Figure 10.</i> Variation annuelle des sommes quotidiennes moyennes de la durée d'insolation pour quelques stations.	51
<i>Figure 11.</i> Répartition des stations mesurant l'humidité relative, la durée d'insolation et le vent, en fonction des altitudes.	53
<i>Figure 12.</i> Interactions entre les facteurs contrôlant l'évolution d'un versant.	56
<i>Figure 13.</i> Semis de points (par exemple relevé géodésique).	57
<i>Figure 14.</i> Représentation en mode objet (structure vecteur).	57
<i>Figure 15.</i> Représentation en mode image (structure raster).	58
<i>Figure 16.</i> Les filières de production des Modèles Numériques d'Altitudes.	59
<i>Figure 17.</i> Maille d'un M.N.A. en mode centré et cadré.	60
<i>Figure 18.</i> Schéma du choix du maillage (PNUD/ANRH, 1993).	60
<i>Figure 19.</i> Feuilles topographiques IGN utilisées.	61
<i>Figure 20.</i> Les étapes relatives à la préparation du support pour la saisie des courbes de niveau.	62
<i>Figure 21.</i> Les quatre axes d'interpolation.	67
<i>Figure 22.</i> Les étapes du calcul du M.N.A. et fichiers intermédiaires.	68
<i>Figure 23.</i> Schéma de principe de la détermination des apports polluants en fonction des précipitations.	74
<i>Figure 24.</i> Distribution temporelle de la pluie $\xi(t)$	75
<i>Figure 25.</i> Description des caractéristiques d'un épisode de six averses.	78
<i>Figure 26.</i> Structure du découpage des épisodes pluvieux, des averses et des périodes sèches.	79
<i>Figure 27.</i> Evolution de l'information pluviométrique disponibles aux stations.	81
<i>Figure 28.</i> Répartition spatiale et durée d'observation des stations pluviométriques.	82
<i>Figure 29.</i> Evolution mensuelle des volumes des épisodes (HA).	83
<i>Figure 30.</i> Exemple d'ajustement à une loi de Galton des hauteurs des averses (HA).	84
<i>Figure 31.</i> Durée des averses (DA).	84
<i>Figure 32.</i> Evolution mensuelle de la durée moyenne(DA).	85
<i>Figure 33.</i> Exemple d'ajustement à une loi de Galton des durées d'averses (DA).	85
<i>Figure 34.</i> Durée sèche entre des averses (DS).	86
<i>Figure 35.</i> Evolution mensuelle de la durée sèche (DS).	86
<i>Figure 36.</i> Exemple d'ajustement à une loi de Galton des durées sèches (DS).	86
<i>Figure 37.</i> Schéma d'identification du modèle.	90

<i>Figure 38.</i> Comparaison des nombres mensuels d’averses observées et simulées ($r = 0,970$).	93
<i>Figure 39.</i> Comparaison des hauteurs mensuelles observées et simulées ($r = 0,988$).	93
<i>Figure 40.</i> Hauteurs mensuelles et nombre mensuels d’averses observées et simulées.	94
<i>Figure 41.</i> Pourcentage d’inertie expliquée par les premières composantes.	95
<i>Figure 42.</i> Projection sur les deux premières composantes principales des paramètres mensuels du générateur.	96
<i>Figure 43.</i> Estimation des valeurs prises par C1 en fonction de la pluie moyenne interannuelle ($r = 0,94$).	96
<i>Figure 44.</i> Comparaison du nombre mensuel d’averses observées et simulées d’après le modèle généralisé ($r = 0,875$).	98
<i>Figure 45.</i> Comparaison des hauteurs mensuelles observées et simulées d’après le modèle généralisé ($r = 0,942$).	98
<i>Figure 46.</i> Ajustement à une loi “racine - normale” des pluies annuelles.	103
<i>Figure 47.</i> Nombre de stations en fonction du nombre d’années disponibles.	107
<i>Figure 48.</i> Répartition temporelle du nombre des stations disponibles.	107
<i>Figure 49.</i> Les modifications des écarts en fonction des nombre d’itérations.	111
<i>Figure 50.</i> Pourcentage d’inertie expliquée par les composantes principales.	111
<i>Figure 51.</i> Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la première composante principale (C1).	112
<i>Figure 52.</i> Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la seconde composante principale (C2).	112
<i>Figure 53.</i> Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la troisième composante principale (C3).	113
<i>Figure 54.</i> Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la quatrième composante principale (C4).	113
<i>Figure 55.</i> Les coefficients de corrélations multiples $R/c1c2(j)$ et $R/c1c2c3(j)$.	114
<i>Figure 56.</i> Projections des observations sur la première composante.	114
<i>Figure 57.</i> Projections des observations sur la seconde composante.	115
<i>Figure 58.</i> Projections des observations sur la troisième composante.	115
<i>Figure 59.</i> Le cumul des projections des observations sur les composantes principales.	115
<i>Figure 60.</i> Les valeurs de $r/c1$ et de $r/c2$ en fonction de X.	116
<i>Figure 61.</i> Ajustement à une loi normale des projections sur la première composante.	117
<i>Figure 62.</i> Ajustement à une loi normale des projections sur la seconde composante.	117
<i>Figure 63.</i> Evolution du nombre de stations en fonction du nombre d’années disponibles.	118
<i>Figure 64.</i> Le cumul des projections des observations sur le composantes C2.	121
<i>Figure 65.</i> Comparaison des pluies moyennes sur la période réellement observées et estimées sur la période de référence.	121
<i>Figure 66.</i> Ajustement à une loi “racine - normale” des pluies moyennes mensuelles	123
<i>Figure 67.</i> Pourcentage d’inertie expliquée par les composantes principales.	127
<i>Figure 68.</i> Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la première composante (C1).	127
<i>Figure 69.</i> Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la seconde composante (C2).	128

<i>Figure 70.</i> Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la troisième composante (C3).	128
<i>Figure 71.</i> Répartition spatiale des stations en fonction de leur coefficient de corrélation avec la quatrième composante (C4).	129
<i>Figure 72.</i> Les coefficients de corrélations multiples $R/c1c2(j)$ et $R/c1c2c3(j)$.	129
<i>Figure 73.</i> Projections des observations sur la première composante.	130
<i>Figure 74.</i> Projections des observations sur la seconde composante.	130
<i>Figure 75.</i> Projections des observations sur la troisième composante.	131
<i>Figure 76.</i> Le cycle des précipitations moyennes mensuelles.	131
<i>Figure 77.</i> La projection des observations sur les composantes principales C2 et C3	132
<i>Figure 78.</i> L'incertitude à 70% sur l'estimation des moyennes.	134
<i>Figure 79.</i> Principe général d'élaboration des cartes des précipitations estimées en fonction des paramètres du relief à l'aide de plusieurs procédés statistiques.	138
<i>Figure 80.</i> L'effet de lissage de la topographie "naturelle".	139
<i>Figure 81.</i> Calcul de l'altitude lissée (Zliss).	139
<i>Figure 82.</i> Régression entre les pluies moyennes annuelles observées et restituées.	142
<i>Figure 83.</i> Régression entre les pluies décennales sèches observées et restituées.	143
<i>Figure 84.</i> Régression entre les pluies quinquennales sèches observées et restituées	144
<i>Figure 85.</i> Régression entre les pluies quinquennales humides observées et restituées.	145
<i>Figure 86.</i> Régression entre les pluies décennales humides observées et restituées.	146
<i>Figure 87.</i> L'évolution des coefficients de corrélation.	146
<i>Figure 88.</i> L'évolution des coefficients de régression.	147
<i>Figure 89.</i> Régression entre les pluies de janvier observées et restituées.	148
<i>Figure 90.</i> Régression entre les pluies de février observées et restituées.	149
<i>Figure 91.</i> Régression entre les pluies de mars observées et restituées.	150
<i>Figure 92.</i> Régression entre les pluies d'avril observées et restituées.	151
<i>Figure 93.</i> Régression entre les pluies de mai observées et restituées.	152
<i>Figure 94.</i> Régression entre les pluies de juin observées et restituées.	153
<i>Figure 95.</i> Régression entre les pluies de juillet observées et restituées.	153
<i>Figure 96.</i> Régression entre les pluies d'août observées et restituées.	154
<i>Figure 97.</i> Régression entre les pluies de septembre observées et restituées.	155
<i>Figure 98.</i> Régression entre les pluies d'octobre observées et restituées.	156
<i>Figure 99.</i> Régression entre les pluies de novembre observées et restituées.	157
<i>Figure 100.</i> Régression entre les pluies de décembre observées et restituées.	158
<i>Figure 101.</i> Présentation des modèles théoriques.	162
<i>Figure 102.</i> Variogrammes expérimentaux et théoriques pour les résidus de pluies annuelles.	164
<i>Figure 103.</i> Variogrammes expérimentaux et théoriques pour les résidus des pluies mensuelles.	164
<i>Figure 104.</i> Variogramme expérimental et théorique pour les résidus de pluies moyennes annuelles.	166
<i>Figure 105.</i> Evolution mensuelle des portées et paliers.	167
<i>Figure 106.</i> Schéma de construction des cartes finales de pluies.	169
<i>Figure 107.</i> Un schéma type d'évapotranspiromètre.	193
<i>Figure 108.</i> Comparaison des ETP luzerne et Cynodon avec l'ETP Kikuyu.	194
<i>Figure 109.</i> Le bac USWB - classe A (a) et le bac Colorado (b).	195

<i>Figure 110.</i> Comparaison des différentes formules de Penman pour $a = 0,2$.	203
<i>Figure 111.</i> Comparaison des ETP mensuelles Cynodon et Penman.	203
<i>Figure 112.</i> Comparaison des différentes formules de Penman pour $a = 0,05$.	204
<i>Figure 113.</i> Comparaison des évaporations mensuelles et Penman.	205
<i>Figure 114.</i> Répartition spatiale des stations climatologiques utilisées à l'échelle journalière.	206
<i>Figure 115.</i> Régression linéaire entre les résultats des deux méthodes.	207
<i>Figure 116.</i> Evolution mensuelle des écarts absolus entre les deux méthodes.	207
<i>Figure 117.</i> Evolution mensuelle des écarts relatifs entre les deux méthodes.	208
<i>Figure 118.</i> Répartition des stations permettant le calcul des ETP mensuelles par la formule de Penman.	209
<i>Figure 119.</i> Première estimation de l'ETP en fonction de la température et de la durée théorique d'insolation.	210
<i>Figure 120.</i> Différenciation régionale de la relation "ETP - Température".	211
<i>Figure 121.</i> Estimation de l'ETP en fonction de la température, de la durée théorique d'insolation et d'un coefficient correctif régional.	212
<i>Figure 122.</i> Evolution du coefficient correctif mensuel.	213
<i>Figure 123.</i> Comparaison des ETP _{MAGHREB} et ETP Penman.	216
<i>Figure 124.</i> Comparaison des moyennes mensuelles interannuelles des ETP Penman aux ETP Penman calculées à partir des paramètres climatiques moyens mensuels interannuels.	217
<i>Figure 125.</i> Comparaison des températures moyennes mensuelles interannuelles sur les périodes récentes et anciennes.	219
<i>Figure 126.</i> Régressions entre les températures mensuelles observées (en abscisses) et les températures mensuelles estimées (en ordonnées).	223
<i>Figure 127.</i> Evolution mensuelle des coefficients de corrélation multiple.	224
<i>Figure 128.</i> Evolution mensuelle du terme constant.	225
<i>Figure 129.</i> Evolution des gradients thermométriques par rapport à X, Y et Z.	225
<i>Figure 130.</i> Variogrammes expérimentaux et théoriques pour les résidus des températures mensuelles.	226
<i>Figure 131.</i> Evolution mensuelle des portées et paliers.	228
<i>Figure 132.</i> Schéma des différentes étapes de la cartographie automatique des températures.	230
<i>Figure 133.</i> Schéma de construction des cartes des évapotranspirations mensuelles.	244
<i>Figure 134.</i> Exemples d'ajustement à une loi de Gauss des ETP mensuelles.	260
<i>Figure 135.</i> Coefficients de passage de l'ETP moyenne à l'ETP quinquennale.	261
<i>Figure 136.</i> Coefficients de passage de l'ETP moyenne à l'ETP décennale.	261

LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau 1.</i> Températures annuelles caractéristiques de la zone d'étude.....	33
<i>Tableau 2.</i> Répartition des stations pluviométriques en fonction des altitudes.....	44
<i>Tableau 3.</i> Répartition des stations thermométriques en fonction des altitudes.....	47
<i>Tableau 4.</i> Répartition des stations mesurant l'humidité relative, la durée d'insolation et le vent, en fonction des altitudes.....	53
<i>Tableau 5.</i> Les caractéristiques des filières de production des M.N.A.....	59
<i>Tableau 6.</i> Les épisodes pluvieux construits à partir des pluies journalières (station Birmandreis - ALGERIE).....	80
<i>Tableau 7.</i> Les coefficients de corrélation entre les caractéristiques des épisodes.....	87
<i>Tableau 8.</i> Paramètres du générateur de pluie.....	91
<i>Tableau 9.</i> Les coefficients c et d pour le calcul des paramètres du modèle.....	97
<i>Tableau 10.</i> Les valeurs propres, variances expliquées et cumulées des composantes.....	111
<i>Tableau 11.</i> Une exemple de reconstitution des séries pluviométriques (station Tagma Pépinière - ALGERIE).....	119
<i>Tableau 12.</i> Les valeurs propres, variances expliquées et cumulées des composantes.....	127
<i>Tableau 13.</i> Les paliers et portées des variogrammes exponentiels des résidus de régression des pluies.....	166
<i>Tableau 14.</i> Quelques formules climatiques pour le calcul l'évapotranspiration potentielle (ETP).....	196
<i>Tableau 15.</i> Matrice des coefficients de corrélation et équations de régression.....	202
<i>Tableau 16.</i> Comparaison de ETP Cynodon avec les différentes formules de Penman.....	203
<i>Tableau 17.</i> Matrice des coefficients de corrélation et équations de régression.....	204
<i>Tableau 18.</i> Comparaison de l'évaporation Colorado avec les différentes formule de Penman.....	204
<i>Tableau 19.</i> Position des stations disposant d'informations climatiques journalières.....	206
<i>Tableau 20.</i> Stations et périodes permettant de calculer l'ETP Penman mensuelle.....	208
<i>Tableau 21.</i> Coefficients correctifs régionaux calculés et corrigés.....	211
<i>Tableau 22.</i> La correction des coefficients régionaux.....	212
<i>Tableau 23.</i> Coefficients d'évaluation des durées théoriques d'insolation.....	214
<i>Tableau 24.</i> Valeurs moyennes de $[K_{mens} * (H - 187)]$	214
<i>Tableau 25.</i> Liste des stations de l'étude de P. Seltzer.....	218
<i>Tableau 26.</i> Différents paramètres des régressions entre les températures et le relief.....	222
<i>Tableau 27.</i> Paliers et portées des variogrammes exponentiels des résidus des températures mensuelles.....	228
<i>Tableau 28.</i> Stations utilisées pour l'étude fréquentielle des ETP mensuelles.....	260
<i>Tableau 29.</i> Coefficients de passage des ETP moyennes mensuelles interannuelles à celles de fréquences quinquennales et décennales sèches.....	262

LISTE DES PLANCHES

Planche 1. Carte de situation	17
Planche 2. Cartes hypsométriques du Rif(a) et du Maroc oriental(b)	18
Planche 3. Le Maroc	19
Planche 4. Carte hypsométrique de l'Algérie du Nord (partie Ouest)	22
Planche 5. L'Algérie	23
Planche 6. Carte hypsométrique de l'Algérie du Nord (partie Est)	25
Planche 7. L'Algérie	26
Planche 8. Carte hypsométrique de la Tunisie	29
Planche 9. La Tunisie	30
Planche 10. Les stations de mesures utilisées dans le projet LAGUNIS	42
Planche 11. Les stations pluviométriques retenues pour l'étude	45
Planche 12. Les stations thermométriques retenues pour l'étude	48
Planche 13. Les stations climatologiques (humidité relative, vent durée d'insolation) retenues pour l'étude	52
Planche 14. Assemblage des 4 sessions (a-courbes de niveaux, b-réseau hydrographique)	64
Planche 15. Modèle Numérique d'Altitudes (M.N.A.)	70
Planche 16. Différents régimes pluviométriques	133
Planche 17. Résidus de régression des pluies moyennes annuelles	168
Planche 18. Précipitations moyennes mensuelles de janvier	170
Planche 19. Précipitations moyennes mensuelles de février	171
Planche 20. Précipitations moyennes mensuelles de mars	172
Planche 21. Précipitations moyennes mensuelles d'avril	173
Planche 22. Précipitations moyennes mensuelles de mai	174
Planche 23. Précipitations moyennes mensuelles de juin	175
Planche 24. Précipitations moyennes mensuelles de juillet	176
Planche 25. Précipitations moyennes mensuelles d'août	177
Planche 26. Précipitations moyennes mensuelles de septembre	178
Planche 27. Précipitations moyennes mensuelles d'octobre	179
Planche 28. Précipitations moyennes mensuelles de novembre	180
Planche 29. Précipitations moyennes mensuelles de décembre	181
Planche 30. Précipitations moyennes annuelles	182
Planche 31. Précipitations moyennes annuelles (décennale sèche)	183
Planche 32. Précipitations moyennes annuelles (quinquennale sèche)	184
Planche 33. Précipitations moyennes annuelles (quinquennale humide)	185
Planche 34. Précipitations moyennes annuelles (décennale humide)	186
Planche 35. Coefficients correctifs régionaux (Kreg)	215
Planche 36. Résidus de régression des températures moyennes mensuelles d'août	229
Planche 37. Températures moyennes mensuelles de janvier	231
Planche 38. Températures moyennes mensuelles de février	232
Planche 39. Températures moyennes mensuelles de mars	233
Planche 40. Températures moyennes mensuelles d'avril	234
Planche 41. Températures moyennes mensuelles de mai	235
Planche 42. Températures moyennes mensuelles de juin	236

Planche 43. Températures moyennes mensuelles de juillet.....	237
Planche 44. Températures moyennes mensuelles d'août.....	238
Planche 45. Températures moyennes mensuelles de septembre.....	239
Planche 46. Températures moyennes mensuelles d'octobre.....	240
Planche 47. Températures moyennes mensuelles de novembre.....	241
Planche 48. Températures moyennes mensuelles de décembre.....	242
Planche 49. Températures moyennes annuelles.....	243
Planche 50. Durées théoriques mensuelles d'insolation (h/mois) : janvier - juin.....	245
Planche 51. Durées théoriques mensuelles d'insolation (h/mois) : juillet - décembre.....	246
Planche 52. Evapotranspirations moyennes mensuelles de janvier.....	247
Planche 53. Evapotranspirations moyennes mensuelles de février.....	248
Planche 54. Evapotranspirations moyennes mensuelles de mars.....	249
Planche 55. Evapotranspirations moyennes mensuelles d'avril.....	250
Planche 56. Evapotranspirations moyennes mensuelles de mai.....	251
Planche 57. Evapotranspirations moyennes mensuelles de juin.....	252
Planche 58. Evapotranspirations moyennes mensuelles de juillet.....	253
Planche 59. Evapotranspirations moyennes mensuelles d'août.....	254
Planche 60. Evapotranspirations moyennes mensuelles de septembre.....	255
Planche 61. Evapotranspirations moyennes mensuelles d'octobre.....	256
Planche 62. Evapotranspirations moyennes mensuelles de novembre.....	257
Planche 63. Evapotranspirations moyennes mensuelles de décembre.....	258
Planche 64. Evapotranspirations moyennes annuelles.....	259

ANNEXES (voir Annexes.pdf)

AnnexeA

AnnexeB

AnnexeB1. Les logiciels utilisés

AnnexeB2. Ajustements des lois théoriques

AnnexeB3. Formulaires

AnnexeB4. Analyse en Composantes Principales (A.C.P.)

AnnexeB5. Régression linéaire multiple

AnnexeB6. Fonctions aléatoires : les principaux concepts

AnnexeB7. Le variogramme : quelques notions théoriques

AnnexeB8. Les différents modèles d'interpolation

AnnexeC

AnnexeC1. Exemple de données de base pour une station pluviométrique

AnnexeC2. Analyse en Composantes Principales sur les pluies annuelles

a. Projections des variables sur les composantes principales

b. Projections des observations sur les composantes principales

AnnexeC3. Analyse en Composantes Principales sur les pluies moyennes mensuelles

a. Projections des variables sur les composantes principales

b. Projections des observations sur les composantes principales

AnnexeC4. Précipitations moyennes mensuelles

AnnexeC5. Cinq hauteurs de pluie cartographiées (pluie decennale sèche - P0,1, pluie quinquennale sèche - P0,2, pluie moyenne, pluie quinquennale humide - P0,8, pluie decennale humide - P0,1)

AnnexeD

AnnexeD1. Mesures mensuelles d'évaporation Colorado, d'évaporation Cynodon, et estimations de l'ETP par les différentes formules de Penman (en mm/mois)

AnnexeD2. Fonctions EXCEL développées pour les calculs d'évapotranspiration potentielle (ETP)

AnnexeD3. Températures moyennes interannuelles

AnnexeD4. Evapotranspirations potentielles mensuelles moyennes interannuelles

AnnexeD5. Exemple de traitement statistique des ETP Penman mensuelles à Annaba