



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

THESE

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat es-Sciences
En Hydrogéologie

Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de Saïda

Présentée et soutenue publiquement par :
M DJIDI Kaddour

Devant le jury composé de :

MANSOUR Hamidi	Professeur	Université d'Oran2	Président
BENALI Abdelmadjid	Professeur	Université d'Oran2	Directeur de thèse
BAKALOWICZ Michel	C.R.1	Université de Montpellier	Co-Directeur de thèse
DJEBBAR Mounira	M.C.A.	Université de Constantine1	Examineur
GUENDOZ Abdehamid	Professeur	Université de Blida 1	Examineur
KHALDI Addelkader	Professeur	Université de Mascara	Examineur

Année 2015

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier le Professeur A.BENALI, directeur de cette thèse, pour m'avoir fait confiance malgré les connaissances plutôt légères que j'avais en septembre 1999 en hydrodynamique des systèmes karstiques, puis pour m'avoir guidé, encouragé, conseillé, tout en me laissant une grande liberté surveillée. Je tiens à lui exprimer mes sincères remerciements pour sa bienveillance et ses conseils avisés ainsi que pour la gentillesse et la patience qu'il a manifestées à mon égard durant cette thèse.

A Mr M. BAKALOWICZ, j'exprime ma respectueuse gratitude pour le soutien, l'encadrement et les conseils qu'il m'a prodigué au cours de mes séjours successifs au laboratoire HydroSciences de Montpellier. Il a su manifester une grande patience à mon égard et un vif intérêt pour ce travail, qu'il a ponctué de ses remarques empreintes de toutes ses connaissances scientifiques et de sa connaissance du karst. Je lui adresse aussi mes remerciements pour la générosité de son accueil, sa disponibilité permanente, malgré ses nombreuses charges scientifiques et pour avoir diligencé auprès du professeur de Marsily, la publication de notre article.

Je tiens aussi à exprimer toute mon amitié à Mr M.BAKALOWICZ et Mme A. BAKALOWICZ, et à les remercier de m'avoir chaleureusement accueilli lors de mes séjours de stage.

Je remercie, également, le professeur S.PISTRE, du laboratoire HydroSciences de Montpellier ainsi que le professeur H.JOURDE, pour m'avoir accueilli au sein de cette institution et pour leurs conseils avisés.

Je remercie vivement Monsieur H.MANSOUR, Professeur, Doyen de la faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université d'Oran II, pour l'honneur qu'il me fait en présidant le Jury de cette thèse et pour les précieux conseils et le soutien moral qu'il m'a prodigués dans des moments très difficiles.

Je remercie aussi, tous les membres du jury pour l'honneur qu'ils me font par leur participation au jury de cette thèse en qualité d'examineurs :

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude et ma reconnaissance au Professeur A.KHALDI, Recteur de l'Université de Mascara pour sa disponibilité et sa générosité.

Sa présence durant cette thèse, malgré ses charges administratives et scientifiques m'honore considérablement.

Je remercie Monsieur A.GUENDOZ, Professeur à la faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université de Blida.

Madame N.DJEBBAR Maître de Conférence A, à la faculté des Sciences de la Terre et de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire de l'Université de Constantine 1.

Je tiens à assurer tous mes proches de mon affection pour leur patience et leur soutien. Je dédie, enfin, ce travail à mes parents défunts, mon père en 2008 et ma mère en 2013, mes enfants et mon épouse pour ses encouragements et son soutien indéfectible durant ces très longues années.

SOMMAIRE

RESUME	V
ABSTRACT	Vii
INTRODUCTION GENERALE	1
PREMIERE PARTIE	
PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE	5
CHAPITRE 1	
CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL	6
1.1. Contexte géologique et structural régional	6
1.2. Le domaine Atlasique	6
1.3. Géologie de la bordure nord des hautes plaines oranaises	7
1.4. Du contexte tectonique du domaine tlemcenien	9
1.5. Géologie des monts de Saïda	9
1.5.1. Tectonique	9
1.5.2. Stratigraphie	10
CHAPITRE 2	13
CADRE HYDROGEOLOGIQUE DU PLATEAU DE HASSASNA-SAÏDA	
2.1. Cadre géologique et structural	13
2.1.1. Stratigraphie	13
2.1.2. Tectonique	18
2.2. Conséquences Hydrogéologiques	21
2.2.1. Les unités hydrogéologiques	21
2.2.2. Les unités du fossé du Saïda-Nazereg, Tidernatine et Nord Hassasnas - Djebel Khenifer	23
2.2.3. Les exutoires	24
2.2.4. Les prélèvements	31
2.2.5. Caractéristiques Hydrodynamiques du réservoir Aaléno-Bathonien dans les 3 unités: (plateau Nazreg-Saïda, plateau de Tidernatine, Djebel Khenifer-Nord Hassasnas).	32
2.2.5.1. Sens d'écoulement de la nappe	32
2.2.5.2. Paramètres hydrodynamiques	34
2.2.5.3. Les réservoirs	35
2.2.5.4. Chimie des eaux	36
Conclusion	39
CHAPITRE 3	41
CADRE PHYSIQUE ET CLIMATIQUE DE LA REGION D'ETUDE	
3.1. Situation géographique	41

3.2. Géomorphologie et hydrographie	41
3.3. Synopsis sur le climat de la région	46
3.4. Focus sur les chroniques pluviométriques locales	49
3.5. Focus sur l'hydrologie	50
DEUXIEME PARTIE	
LE KARST DE SAIDA ET LA KARSTIFICATION	
CHAPITRE 1	
LE KARST DE SAIDA ET LA KARSTIFICATION	
1.1. Le contexte environnemental et structural	62
1.2. la karstification : synthèse bibliographique	63
1.3. Synopsis de la karstification des formations dolomitiques du plateau de Saïda	67
CHAPITRE 2	
APPROCHES FONCTIONNELLES	
2.1. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques	71
2.2. Méthodes et différents modèles d'étude du milieu karstique	76
2.2.1. Approches géomorphologique et spéléologique	76
2.2.2. Différents modèles en hydrogéologie	77
2.3. Méthode de caractérisation des karsts	79
2.3.1. Approche hydrodynamique	79
2.3.1.1. Analyses corrélatrice et spectrale.	79
2.3.1.2. Analyse spectrale	81
2.3.2. Approche hydrogéochimique	84
2.3.2.1. Facteurs responsables de la chimie des eaux	84
2.3.2.2. Systèmes chimiques impliqués dans la chimie des eaux	85
2.3.2.3. Les traceurs naturels des aquifères	86
2.3.2.4. Les outils de l'hydrochimie	89
2.3.2.5. Les méthodes descriptives utilisées dans le cas des traçages naturels	90
CHAPITRE 3	
LE KARST DE SAÏDA : ETAT DES LIEUX	
3.1. De la notion de système karstique	93
3.2. Définition du système karstique de Saïda	93
3.3. Conditions aux limites	94
3.4. Estimation du bilan hydrologique du système	95
3.4.1. Analyse du tarissement des sources	95
3.4.2. Bilan hydrologique de l'oued Saïda	96

3.4.2.1. Estimation du bilan par sous – bassins selon Pitaud	99
3.4.2.2. Ré-estimation du bilan hydrologique par sous-bassins	100
TROISIEME PARTIE	104
TRAITEMENT DES DONNEES HYDROMETRIQUES ET HYDROCHIMIQUES	
CHAPITRE1	105
TRAITEMENT DES DONNEES HYDROMETRIQUES	
1.1. Données et méthodes	105
1.2. Variabilité des écoulements annuels	108
1.3. Détection des anomalies systématiques de VT par rapport à VR	111
1.4. Traitement des données	113
1.4.1. Analyse des débits classés	113
1.4.2. Analyse des courbes de récession	117
1.4.2.1. Analyse du débit de base	117
1.4.2.2. Application aux sous bassins de Saïda et de sidi Mimoun	119
1.5. Problématique de l’analyse des séries chronologiques dans le contexte du changement climatique	123
1.5.1. Position et traitement du problème	124
1.5.2. Mise en œuvre du test	125
1.5.2.1. Tests d’analyse de tendance	126
1.5.2.2. Analyse des séries pluviométriques	128
1.6. Approche hydrodynamique	130
1.6.1. Analyses corrélatrice et spectrale.	130
1.6.1.1. ACS du PK 50	130
1.6.1.2. Station de Sidi Mimoun	138
1.6.2. Classification	144
1.6.3. Modélisation de la relation pluie-débit	149
1.6.3.1. La relation pluie-débit	149
1.6.3.2. Les modèles	149
1.6.3.3. Traitement des données enregistrées au niveau de la station PK-50 (Saïda).	151
Conclusion	155
CHAPITRE 2	158
TRAITEMENT DES DONNEES HYDROCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES	
2.1. Etat des connaissances	158
2.1.1. Caractéristiques hydrochimiques et isotopiques des précipitations	160
2.1.2. Composition chimique et isotopique des eaux souterraines	160
2.2. Description et réinterprétation des données du système-calco-carbonique	162

2.3. Description et interprétation des données des forages au moyen des analyses multidimensionnelles	164
2.4. Composition isotopique des eaux souterraines	168
2.4.1. Composition isotopique en oxygène 18 des eaux souterraines	168
2.4.2. Teneurs en tritium dans les eaux souterraines	169
2.4.3. Composition isotopique en carbone-13 et carbone-14 des eaux souterraines	170
2.4.4. Discussion et conclusion	170
2.5. Description et interprétation des données physico-chimiques récentes	173
2.5.1. Matériels et méthodes	173
2.5.2. Description et interprétation des données physico-chimiques de la campagne de 2010	176
2.5.2.1. Distribution des espèces carbonées en solution	178
2.5.2.2. Rapports caractéristiques	182
2.5.2.3. Les faciès chimiques	183
2.5.3. Interprétation des résultats de l'Analyse en Composantes Principales de la campagne de 2010	185
2.5.3.1. ACP des sources (avril 2010)	185
2.5.3.2. Interprétation des résultats de l'Analyse en Composantes Principales de la campagne de septembre 2010.	187
2.6. Discussion et conclusion	190
CHAPITRE 3	192
CARTOGRAPHIE MULTICRITERE DE LA VULNERABILITE DE LA NAPPE KARSTIQUE DE SAÏDA	
3.1. Méthodologie	192
3.2. Caractéristiques de la zone d'étude	194
3.3. Résultats	202
Conclusion	204
CONCLUSION GENERALE	205
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	209
Liste des figures	214
Liste des Tableaux	217
Annexes	219

RÉSUMÉ

La région de Saïda satisfait une grande partie de ses besoins en eau de l'exploitation des formations aquifères carbonatées des terrains jurassiques. Le dispositif hydrogéologique est celui des régions à tectonique active soumises à un flux de CO₂ d'origine profonde. Sa complexité résulte de l'origine mixte de son réseau karstique de drainage héritée tant de l'activité hydrothermale du gaz carbonique que de la dissolution du calcaire par le gaz carbonique de l'eau de ruissellement.

Les manifestations des phénomènes climatiques extrêmes de ces dernières années, sécheresses et crues, ont notablement altéré la quantité et la qualité des eaux emmagasinées. La sécheresse persistante a induit une baisse tendancielle des réserves exploitables, marquée par la diminution voire le tarissement du débit des sources. Cette sécheresse a exacerbé la surexploitation locale et régionale de l'aquifère, conduisant à solliciter une part croissante des eaux thermales, impropres à la consommation de par leurs caractéristiques géochimiques. Ce phénomène est particulièrement critique en étiage où ce sont précisément les blocs les moins perméables qui contribuent à l'écoulement global.

Quant aux crues d'hiver et de printemps, du fait de leur mode d'infiltration rapide, elles charrient turbidité et matière organique dans des cheminements du réseau de drainage dans lesquels les processus de filtration interviennent peu. Elles mêlent alors des eaux superficielles, parfois souillées par des pollutions d'origine agricole ou domestique, à des eaux profondes, non polluées. La dilution augmente le risque associé aux multiples sources de contaminations accidentelles.

Cette situation de dépendance extrême de ressources souterraines locales particulièrement vulnérables, a conduit, d'une part, à œuvrer pour une meilleure connaissance de la structure et du fonctionnement de ces aquifères et pour déterminer les conditions de leur préservation et, d'autre part, à recourir au transfert des eaux du Chott Chergui (Ain Skhouna) pour assurer le renforcement de l'alimentation en eau de la région. Ce répit, dans la quête de nouvelles sources d'approvisionnement, a permis de moins solliciter la nappe d'eau minérale pour envisager un mode de gestion plus adapté au contexte hydrogéologique et orienté vers la commercialisation de ses eaux.

Le niveau actuel des connaissances sur la géologie des monts de Saïda et sur l'hydrogéologie de ses aquifères permet, de fait, de formuler des propositions de mesures de conservation et de protection de la nappe fondées sur l'organisation des écoulements souterrains et sur la réhabilitation des stations d'épuration des eaux usées de Saïda et d'Aïn El Hadjar.

Les aquifères de la région de Saïda ont donc été étudiés pour évaluer leurs ressources en eau souterraine, leurs réserves, leur fonctionnement et leur vulnérabilité, et ainsi définir les conditions d'exploitation et de protection de ces ressources en eau en vue de jeter les bases d'un plan de gestion durable. Mais le manque de données et les caractères karstiques évidents rendent difficiles la compréhension de leur fonctionnement, et donc la mise en place de mesures appropriées de leur gestion.

Cette étude s'est appuyée sur les données géologiques régionales disponibles pour définir le cadre hydrogéologique. Les quelques données hydrologiques existant pour la période 1970-1972 (Pitaud, 1973) ne permettent pas de déterminer les caractéristiques et le fonctionnement de l'aquifère.

Les données hydrométriques acquises auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques d'Oran (ANRH), malgré les lacunes surtout en ce qui concerne les sources nous ont permis d'étayer cette interprétation par les méthodes hydrodynamiques au niveau des stations de Saïda et Sidi Mimoun.

Dans une deuxième partie les données hydrochimiques et isotopiques (ANRH, 1994) acquises pendant deux cycles hydrologiques entre 1991 et 1994 sont reprises et interprétées par la méthode des ACP, d'autres analyses (2007,2008 et 2009,2010) acquises auprès du laboratoire de l'Algérienne des eaux (ADE), agence de Saïda, sont également traitées.

Mots clés : chimie des carbonates, aquifère karstique, approche hydrodynamique, hydrogéochimie, région de Saïda, ressource en eau, vulnérabilité.

ABSTRACT

The area of Saïda satisfies most of its requirements from groundwater exploited in Jurassic carbonate formations. The hydrogeological settings are characterized by active tectonics subjected to a CO₂ flux of deep origin. Its complexity results from the mixed origin of its classical karstic drainage network and a hydrothermal karst structure developed thanks to the deep CO₂ flux.

The climatic extreme phenomena of these last years, droughts and floods, notably deteriorated the quantity and the quality of groundwater. The persistent dryness induced a decrease of the exploitable reserves, marked by the reduction even the drying up of the spring flow. This drought exacerbated local and regional overexploitation aquifer, resulting in requesting an increasing share of thermal groundwater, unsuitable for consumption because of their geochemical characteristics. This phenomenon is particularly critical in low groundwater level when the least permeable blocks contribute to the total flow.

During winter and spring floods fast infiltration is dominant, what carries turbidity and organic matter through the drainage network where the water is poorly filtered. It results a mixing between surface waters, often polluted by agricultural or domestic waste, and deep groundwater, not polluted. The dilution increases the risk associated with the multiple sources of pollution with accident contaminations.

This situation of extreme dependence of local underground resources particularly vulnerable, led, on the one hand, to improve the knowledge of the structure and functioning of these aquifers and to determine the conditions of their protection and, on the other hand, to transfer water from Chott Chergui (Ain Skhouna) to reinforce the water supply of the area. This rest in the search of new sources of supply made it possible to less with draw the mineral groundwater and to consider a mode of management more adapted to the context hydrogeologic and directed towards marketing of its water.

The current level of knowledge on the geology of the mounts of Saïda and on the hydrogeology of its aquifers allows, in fact, formulating proposals for measurements of conservation and protection of groundwater based on the organization of the underground flows and the rehabilitation of the waste water treatment plants of Saïda and Ain El Hadjar.

The aquifers of Saïda area were thus studied to evaluate their groundwater storage and resources, their functioning and their vulnerability, and thus to define the conditions of exploitation and protection of these resources in order to provide the bases for a sustainable management. The lack of data and the obvious karstic characters of the aquifer make difficult the understanding of its functioning, and thus the planning of suitable managing measures.

This study was based on the regional geological data available to define the hydrogeological framework. The few hydrological data existing over the period 1970-1972 (Pitaud, 1973) do not make it possible to determine the characteristics and the functioning of the aquifer.

The hydrometric data gathered at the National Agency of the Water Resources (ANRH) at Oran, in spite of the gaps especially with regard to the springs enabled us to support this interpretation by the hydrodynamic methods at the stations of Saïda and Sidi Mimoun on the Saïda River. Then the hydrochemical and isotopic data from ANRH gathered during two hydrological years from 1991 to 1994 were included and interpreted by multidimension method (PCA), and other sampling campaigns (2007, 2008 and 2009, 2010) carried out by the laboratory of "Algerian of waters" (ADE) in Saïda were also considered.

Keywords: carbonate chemistry, karst aquifer, hydrodynamic approach, hydrochemistry, Saïda area, Algeria, groundwater resources, vulnerability.

INTRODUCTION GENERALE

La région de Saïda satisfait une grande partie de ses besoins en eau de l'exploitation des formations aquifères carbonatées des terrains jurassiques. Le dispositif hydrogéologique est celui des régions à tectonique active soumises à un flux de CO₂ d'origine profonde. Dans la conception classique, la karstification, en tant que processus de transformation des roches carbonatées, est le fait de l'action dissolvante de l'eau souterraine circulant dans la porosité matricielle ou de fracture. Elle s'enclenche dès lors que les conditions de l'instauration d'un potentiel de karstification (Bakalowicz, 1979 ; Mangin, 1985) sont réunies pour que l'eau dispose d'un pouvoir de dissolution des carbonates, renouvelle le solvant de la roche et exporte les matières dissoutes. Un des problèmes des systèmes karstiques classiques est celui de l'identification de « l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines » participant à la karstification et au développement du réseau de drainage. Cette question, corrélative à celle de l'exportation carbonatée et, subsidiairement, à celle de la durée nécessaire à l'implantation d'un réseau karstique de drainage, avait d'abord été traitée en postulant que seule la zone saturée participait à cette exportation. Cette hypothèse, acceptable pour les systèmes capacitifs, s'accommodait cependant mal des observations sur l'importance des volumes d'eau séjournant dans la zone non saturée et l'épikarst (Mathevet, 2002).

Dans le cas des systèmes localisés dans des régions à tectonique active, la complexité de cette question est accrue par l'origine mixte du réseau karstique de drainage héritée tant de l'activité hydrothermale du gaz carbonique que de la dissolution du calcaire par le gaz carbonique de l'eau d'infiltration. Les perspectives que les conséquences des réponses à cette question laissent entrevoir sont nombreuses et variées, compte tenu de la variété des contextes environnementaux et climatiques. Nous l'aborderons dans le contexte du système karstique de la région de Saïda qui, à ce titre, sera notre argument d'étude.

La toponymie d'une partie des sources suggère, du reste, une origine thermale de la karstification corroborée tant par les origines des composants aqueux et gazeux révélées par les analyses isotopiques (²H, ¹⁸O, ³H, ¹³C) que par les expressions des équations des équilibres carboniques (Schoeller, 1962, 1969, 1980). C'est là un système qui exprimerait le lien entre tectonique cassante et hydrothermalisme et qui a la singularité de présenter les caractéristiques d'une karstification peu développée, de par les sources nombreuses et disséminées qui jalonnent la partie

septentrionale du graben et qui, par ailleurs, se distingue par l'important débit de ses forages dont la productivité n'est pas compatible avec les performances d'une zone noyée karstique classique, i.e. dépourvue d'un réseau de conduits connectés à des systèmes annexes d'égouttement.

C'est au gaz carbonique produit dans les sols que l'eau doit cette agressivité relative et c'est à l'existence d'un gradient hydraulique suffisant que l'on doit l'exportation des matières dissoutes carbonatées permettant ainsi au processus de dissolution de se perpétuer. Or, l'étude des karsts révèle que certains réseaux souterrains peuvent aussi avoir une origine hydrothermale et se développer sous l'action combinée du gaz carbonique d'origine profonde et d'écoulements commandés par de forts gradients de température relayant le gradient de potentiel gravitaire.

Dans la région de Saïda, des conditions géologiques et structurales particulières ont, semble-t-il, permis l'implantation d'un karst dont le type, *a priori* classique¹, est parasité par des caractères contradictoires illustrés par l'existence de sources multiples aux débits quasi stables ainsi que par des marques d'hydrothermalisme, au demeurant coutumières dans les aquifères carbonatés (Bakalowicz, 2008). Ces conditions sont, bien sûr, une caractéristique structurale de l'ensemble géologique qui les héberge. Elles ne sont pas sans rappeler celles qui prévalent dans l'Est et l'Ouest du pays. Pour cette raison, il n'est pas sans intérêt de situer cet ensemble non pas dans le seul cadre régional mais aussi dans l'imbrication du cadre géologique de l'Algérie.

A priori, toutes ces caractéristiques inclinent à envisager un système doté d'un réseau souterrain mixte où coexisteraient une structure de drainage classique et un réseau d'origine hydrothermale localisée dans la zone noyée, dans des phases d'évolution inégales. C'est aussi un système binaire dont la structure et les limites sont relativement bien connues et dont le niveau des réserves n'amortit que faiblement les signaux hydrodynamiques et chimiques en provenance de ses différentes parties : son alimentation se fait par infiltration directe des pluies et à partir des pertes sises sur les horsts ; une partie de ces apports est l'objet d'un transit immédiat alors que l'autre est différée à travers la zone non saturée selon des rythmes saisonniers spécifiques qui affectent la relation pluie-débit du système et modulent le contenu de l'information chimique de ses eaux.

¹Existence de circulations rapides, grande variabilité des débits et du chimisme des eaux, capacité de stockage variable, organisation et hiérarchisation des écoulements tendant vers une unité de drainage avec un nombre limité d'exutoires. Des conduits organisés en réseau se forment et drainent les eaux depuis la surface jusqu'à une source généralement unique tandis que des zones de stockage connectées au réseau de conduits prennent place dans la zone saturée

C'est enfin un système que les manifestations des phénomènes climatiques extrêmes de ces dernières années, sécheresses et crues, semblent avoir notablement affecté, altérant la quantité et la qualité de ses eaux et induisant une baisse tendancielle de ses réserves exploitables.

Le tableau hydrique est celui d'eaux superficielles, parfois souillées par des pollutions d'origine agricole ou domestique, mêlées à des eaux profondes, non polluées.

Cette situation de dépendance extrême de ressources souterraines locales, particulièrement vulnérables, a conduit à œuvrer à une meilleure connaissance de la structure et du fonctionnement de ce système et à déterminer les conditions de sa préservation. A cet effet, la direction régionale de l'Agence nationale des ressources hydriques a initié, dès le début des années 1970, une série d'actions concrétisées par des études hydrogéologiques régionales (Clair, 1973 ; Decamps, 1971 ; Pitaud, 1973), des campagnes de forages et de reconnaissance géophysique (Sovex, 1973), une campagne de mesures chimiques et isotopiques des eaux (CDTN, 1994) ainsi qu'une campagne d'investigation des potentialités aquifères du Chott Chergui en vue de relayer, à terme, les défaillances des ressources locales alors motivées par une mauvaise connaissance de la structure et du fonctionnement du système, les difficultés rencontrées pour gérer ses ressources et sa forte vulnérabilité à la pollution.

Depuis, de remarquables avancées ont été réalisées dans l'étude et le fonctionnement des karsts et compilées dans de vastes synthèses méthodologiques (Marsaud, 1996 ; Plagnes 1997) où sont exposées un panel de techniques pour surmonter ces a-priori sur les systèmes karstiques. Ainsi le niveau actuel des connaissances sur la géologie des monts de Saïda et sur l'hydrogéologie de ses aquifères permet, maintenant, d'en inférer la structure et le fonctionnement moyennant l'application d'une méthodologie d'étude éprouvée et fondée sur la ré-interprétation des données chimiques et isotopiques des eaux collectées lors des cycles hydrologiques de 1991 et 1994. L'intérêt de cet aspect hydrogéochimique des eaux des systèmes karstiques, déjà relevé par de nombreux auteurs (Bakalowicz, Mudry, ...), tient à son originalité exprimée par des variations du chimisme des eaux particulièrement singulières et cela tant au cours du cycle hydrologique qu'au cours des épisodes de crues.

Les quelques données hydrologiques existant pour la période 1970-1972 (Pitaud, 1973) ne permettent pas de déterminer convenablement les caractéristiques et le fonctionnement de l'aquifère. Les données hydrométriques acquises auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques d'Oran (ANRH), malgré les lacunes surtout en ce qui concerne les sources nous ont

permis d'aborder cette interprétation par les méthodes hydrodynamiques au niveau des stations de Saïda et Sidi Mimoun de l'oued Saïda.

Dans un deuxième temps, les données hydrochimiques et isotopiques (ANRH, 1994) acquises pendant deux cycles hydrologiques entre 1991 et 1994 sont reprises et interprétées par la méthode des ACP, d'autres analyses effectuées auprès du laboratoire de l'Algérienne Des Eaux (ADE), agence de Saïda, sont traitées.

Pour autant, la valeur ajoutée de l'interprétation actualisée des données disponibles, qui doit beaucoup aux outils d'investigation récents : analyse multidimensionnelle, analyse corrélatoire et spectrale, nous a permis de poser un nouveau jalon dans la connaissance de la structure et du fonctionnement des aquifères du karst de Saïda.

Dans la première partie de ce travail, nous présenterons le cadre géologique et sismo-tectonique de la région étudiée en la situant dans son contexte hydroclimatologique pour décrire les processus générateurs de la karstification, observée localement, et invoquer les occurrences carbo-gazeuses à l'origine de la diffusion du CO₂ profond dans la couverture carbonatée.

Dans la seconde partie nous présenterons les données hydroclimatiques, décrirons leurs aspects sur le plan qualitatif et quantitatif et les difficultés d'interprétation.

La troisième partie sera réservée au traitement des données chimiques et isotopiques des recueillies.

Ces deux approches, malgré l'insuffisance des données hydroclimatiques, sont présentées et appliquées au système karstique de Saïda pour préciser sa structure et son fonctionnement tels qu'ils ressortent de l'interprétation des résultats des traitements des données.

PREMIERE PARTIE

Présentation de la zone d'étude

CHAPITRE 1

CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL REGIONAL

1.1-Contexte géologique et structural régional

C'est à Guardia (1975) que l'on s'est référé pour puiser les éléments de cet aperçu. La région étudiée est située dans le domaine atlasique qui constitue, avec le domaine tello-rifain au nord et le domaine saharien au sud, l'un des trois ensembles structuraux qui caractérisent la géologie algérienne (fig.1).

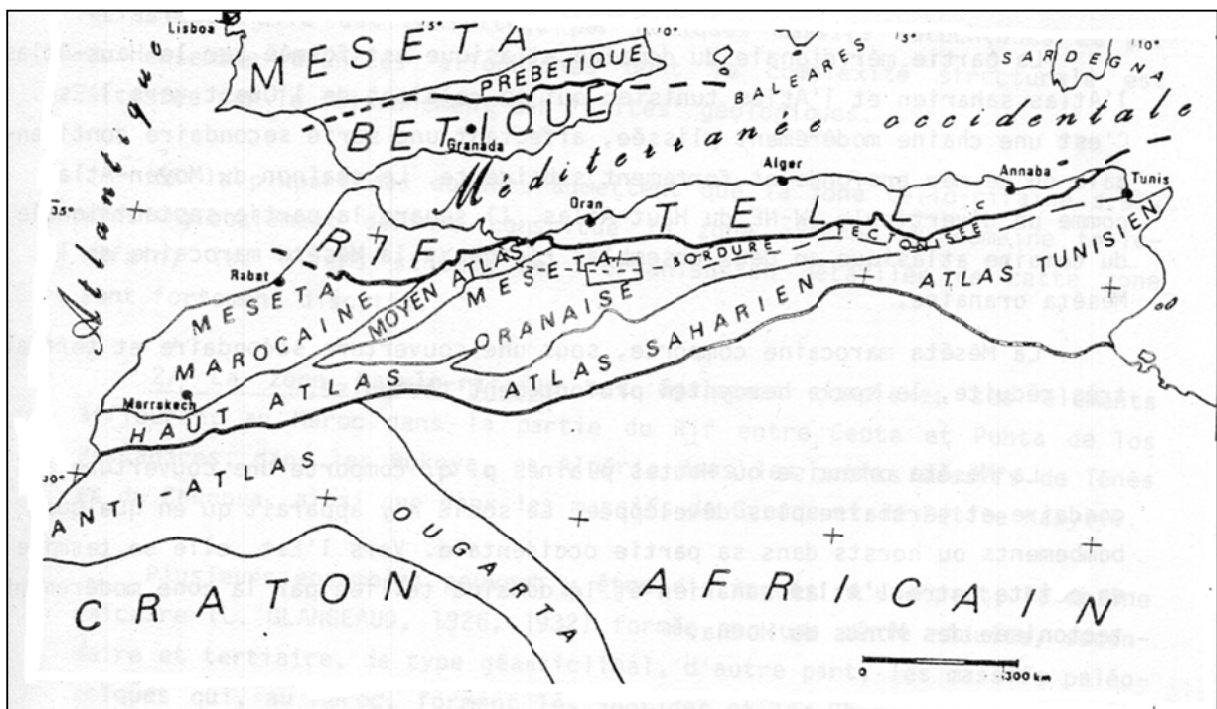


Figure1: Extrait de la carte géologique d'Algérie (Guardia ,1975).

1.2- Le domaine atlasique

Dans sa partie septentrionale, il est formé par les hautes plaines ou hauts plateaux avec d'ouest en est (fig. 2) :

- Les hautes plaines oranaises ou Hauts plateaux oranais, siège de la région étudiée,
- Les hautes plaines algéroises,
- Les hautes plaines constantinoises, siège d'un karst similaire à celui qui fait l'objet de la présente étude.

Au Jurassique, la sédimentation réduite voire lacunaire et l'absence de tout faciès évaporitique donnent à penser que ces Hautes plaines se sont comportées comme un Haut fond sensible aux mouvements épirogéniques ou eustatiques. Leur limite septentrionale,

marquée par une série de déversements vers le sud se démarque de leur limite méridionale formée par un ensemble de failles diffuses qui constituent l'accident nord-atlasique. La partie méridionale de ce domaine, dénommé aussi « domaine présaharien », est formé d'un ensemble de segments bien individualisés assimilables aux éléments d'une chaîne intracratonique méso-cénozoïque.

L'ensemble, connu sous le nom d'atlas saharien, s'est édifié au cours de l'orogénèse atlasique, le long du sillon subsident séparant les Hautes plaines de la plateforme saharienne. Les formations y sont fortement plissées et disposées, selon une formule consacrée, en forme de « chenilles processionnaires » avec des anticlinaux étroits à voute plate et des flancs redressés. Leur limite méridionale est identifiée par l'ensemble des accidents qui constituent la « flexure sud-atlasique », ultime structure géologique avant le domaine saharien.

1.3- Géologie de la bordure nord des hautes plaines oranaises

-Historique des travaux

C'est à Renou (1843) que l'on doit les premières descriptions des affleurements jurassiques de la région de Saïda. Elles sont suivies par celles de Coquand (1862) et de Pomel (1872) dont Bleicher (1881) sera le premier à discuter les affectations stratigraphiques.

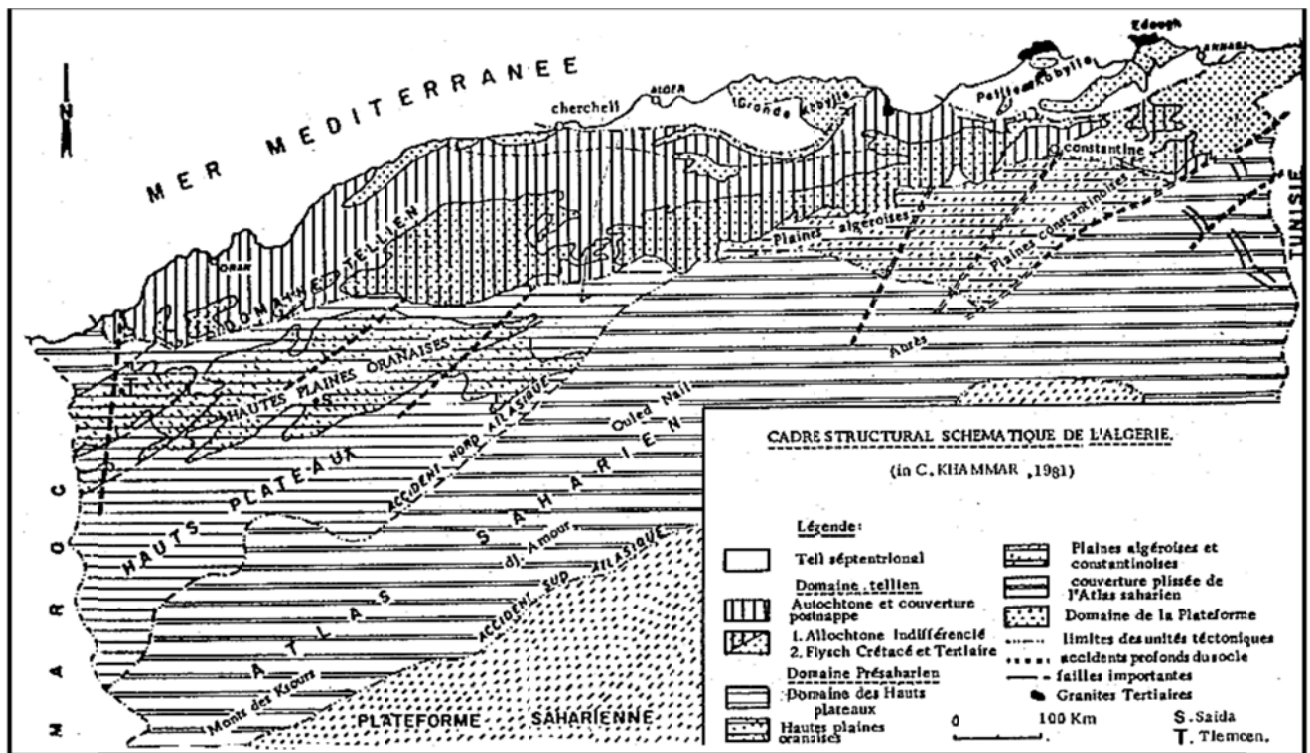


Figure 2 : Cadre structural schématique de l'Algérie (in C.Khemmar ,1981).

En 1889-1890, lors de la deuxième édition de la carte géologique de l'Algérie, Pomel explicita l'existence dans la région de Saïda d'un « groupe Bajocien-bathonien » dolomitique, d'un « groupe oxfordien » marneux et gréseux (Callovo-Oxfordien) et celle d'un « groupe corallien » dolomitique à la base (Ouest et Nord de Saïda) et gréseux dans la partie supérieure.

En 1900, dans la « troisième édition de la carte géologique de l'Algérie » au 1/800.000, Flamant consigna les premières observations sur le Trias de Ain Zerga et Oued El Mellah. Il les compléta, une année plus tard, par la description de l'environnement des « grès séquaniens » et « des *calcaires et dolomies ptérocériens* » de la région de Béni Métharen.

Mais c'est surtout avec la publication des feuilles géologiques de Doumergue (1910, 1948) que la description du Jurassique supérieur – Crétacé inférieur distingue les « grès à lentilles calcaires séquaniens » des « *calcaires bleus et dolomies* du Kimméridgien moyen », des « *dolomies et calcaires* du Kimméridgien supérieur » et autres « *calcaires sublithographiques* ». Plus tard, Chaumeau (1956) trouva matière à réviser cette affectation Crétacé des affleurements du Djebel Beghira suggérée par Pomel et Pouyanne.

Les missions de reconnaissance de la S.N.REPAL (1955) ont ensuite fait progresser les connaissances sur la géologie régionale des Hautes plaines oranaises comme en témoignent les travaux d'Auclair - Biehler (1967) et Augier (1967). En 1968, les précurseurs de la géologie algérienne de l'université d'Oran poursuivirent ces recherches en initiant une vaste étude régionale pour restituer « *les grands traits de l'évolution de la marge gondwanienne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur* ». Elle se traduisit par la description des formations carbonatées du Jurassique supérieur et la reconstitution des rythmes qui prévalurent au cours de cette période.

Les premières notes, consécutives à ces études, portèrent successivement sur les Monts de Tlemcen et de Ghar Roubane (Benest, 1972), la région de Saïda (Elmi et Atrops, 1978 ; Touahria, 1980 ; Ouardas, 1983) et celle de Tiaret (Benest, 1981 ; Atrops et, Benest, 1982), traitant tour à tour de « *l'Instabilité des Monts de Tlemcen et de Ghar Rouban* », des « *Argiles de Saïda et des faciès flyschoides du sillon Tlemcénien* », des « *Données biostratigraphiques nouvelles et de leurs conséquences paléostratigraphiques* », de la « *Sédimentologie des grès de Sidi Amar et des Monts de Daïa* » ... pour ne citer que celles qui sont susceptibles d'avoir quelque rapport avec notre étude. Dans la foulée de ces travaux, la

géologie des Hautes plaines oranaises s'individualisa sous le vocable de « domaine tlemcenien » ou encore haut pays oranais pour décrire le style tectonique qui y prévalait.

1.4- Du contexte tectonique du domaine tlemcenien

Il est maintenant établi que les môles de Tifrit, à l'Est, et de Ghar Rouban, à l'Ouest, ont déterminé l'allure des accidents tectoniques de la région de Tlemcen – Saïda. Et de fait, le schéma général est celui de grandes fractures WSW–ENE auxquelles se sont superposés des accidents secondaires SE-NW de moindre importance. Le style tectonique est de type cassant avec, localement, dans la zone de subsidence de Ouled Mimoun et Hassi Zerga, un style plus souple. Les mouvements du socle y ont induit une succession de horsts et de grabens délimités par des failles subverticales. Les terrains triasiques y sont souvent extrusifs, en contact anormal avec les terrains encaissants (Ain Tellout, Hassi, Zerga...), les plis dissymétriques avec des anticlinaux beaucoup plus tourmentés que les synclinaux. L'ensemble est fortement segmenté par des failles longitudinales et transversales.

La partie du domaine correspondant aux monts de Tlemcen et de Daïa est, quant à elle, affectée par deux systèmes de décrochements (Benest, 1982) (fig. 3) :

- Un décrochement sénestre N-S à N20 et N140 à N180, lié aux nombreux chevauchements délimitant : à l'Ouest la transversale de la Tafna et les monts de Tlemcen qu'affectent de nombreux accidents dont le plus important est celui qui court le long de l'oued Chouly (Elmi, 1970 ; Benest, 1973). La transversale D'ain Tellout (Elmi, 1970) souligne leur limite avec les monts de Daïa ;
- Un décrochement dextre, sensiblement E-W, N 50 - N 110, souvent impliqué dans les manifestations tectoniques plio-quadernaires.

Ce contexte structural est caractérisé par des cisaillements et des plissements dont l'intensité est maximale le long des axes subméridiens et de leurs relais N 140 ainsi que dans les fossés d'effondrement N 55 et N 140 (fossé de Sebdu).

1.5- Géologie des monts de Saïda

1.5.1-Tectonique

Les monts de Saïda constituent une région montagneuse d'altitude moyenne, intermédiaire entre celle de l'Atlas tellien au nord et celle des Hauts plateaux oranais au sud (fig. 4). Pour

cette raison, Lucas (1952) la désignait sous le nom de « Bordure Nord des Hautes plaines oranaises ».

Les couches d'allure tabulaire sont fracturées et parfois plissées. Elles présentent même des structures chevauchantes dont les plus manifestes, orientées N60, sont affectées par des décrochements N10 – N20, parallèles aux « transversales de Glangeaud » (1951):

- La transversale de Aïn Sefra-Saïda marque la limite entre les monts de Saïda et les monts de Daïa (accident de Saïda - Aïn Torricha, Eaux chaudes) ;
- La transversale d'ElBayad – Tiaret, à l'Est des monts de Saïda – Freneda, marque la frontière orientale du domaine avec, plus à l'Est, les Hautes plaines du Sersou dont le cachet est nettement atlasique et où le Secondaire affleure très peu.

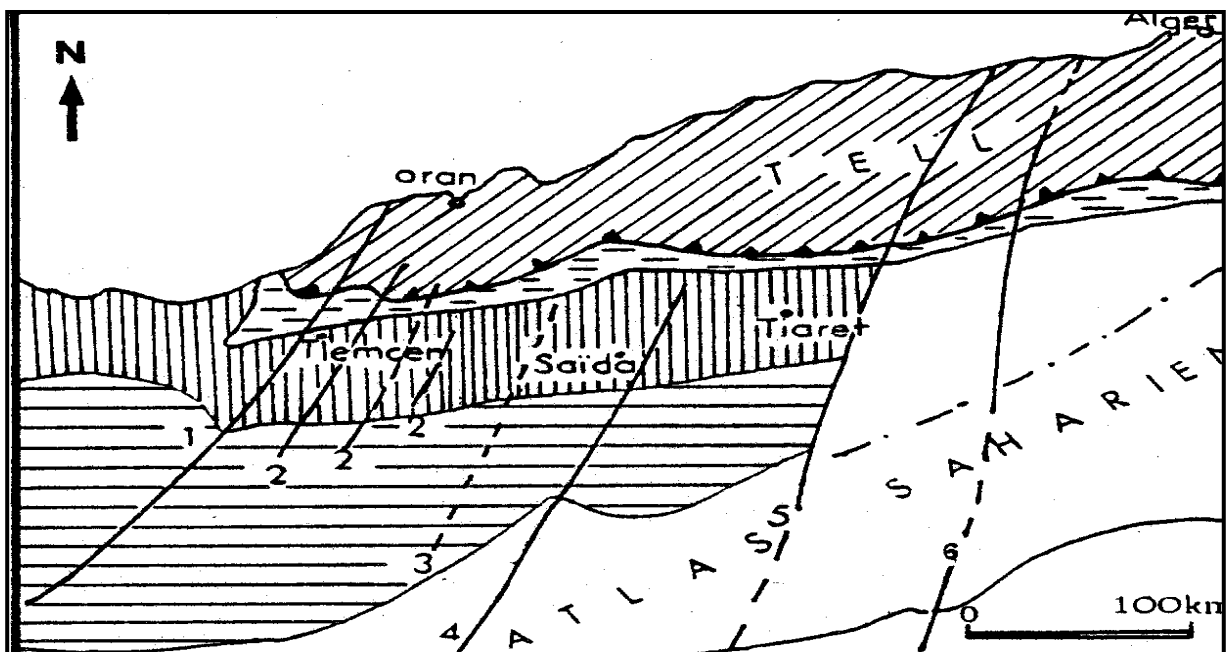


Figure 3: Grands traits de la structure de l'Algérie du NW in Elmi (1971).

(1) Transversale de la Tafna, (2) Décrochements des Monts de Tlemcen, (3) Transversale d'Ain Tellout, (4) Transversale d'Aïn Sefra-Saïda (5) Transversale d'El Bayadh- Tiaret, (6) Transversale de Teniet El Had.

1.5.2- Stratigraphie

En discordance sur le socle primaire plissé et arasé, le Trias inaugure le cycle des dépôts secondaires avec des conglomérats, des argiles, des pélites et des calcaires dolomitiques avec des intercalations de niveaux de basaltes et de dolérites. La « dolomie de Tifrit » qui lui fait suite serait d'âge Sinémurien-carixien. Elle prend place dans un contexte environnemental de plateforme interne. A Saïda, les « Marnes-calcaires du djebel Keskes »

attribuées au Domérien (Flamand, 1911) sont plutôt dolomitiques tout comme les « Calcaires d'Ain Balloul » dont la diagenèse tardive a induit une dolomitisation irrégulière à l'origine de la dénomination « Dolomies de Saïda ». Leur âge serait, selon les dernières récoltes paléontologiques, à rapporter au Bajocien inférieur et moyen.

Au dessus, un complexe d'argiles calcaires bleutées, surmontés d'une alternance de bancs de calcaires argileux et de marnes, constitue les « Couches de Benkmer », datées Bajocien supérieur par Elmi (1972). Très localement, au dessus de cet ensemble, repose une formation de « Calcaires microgréseux » dont l'âge Bajocien-Bathonien est controversée (Lucas, 1952 ; Mangold Et Touahria, 1975). Elle est surmontée de « Brèches phosphatées et ferrugineuses » dont la faune d'ammonites atteste d'un âge Callovien inférieur.

La formation des « Argiles de Saïda » constitue ce que Pomel (1899) dénommait le « groupe oxfordien ». C'est un terme hérité de la terminologie des campagnes d'études de la S.N. REPAL au SE de Mascara avant que ne soit observée son extension régionale dans tout le domaine Tlemcenien. Son dépôt n'y serait pas synchrone : il serait plus précoce à l'Ouest qu'à l'Est. Selon Elmi et Benest (1978), à Ghar Roubane, il est Callovien inférieur alors que dans la région de Saïda, il ne se manifeste qu'à partir du Callovien moyen. Toujours selon, Elmi et Benest (1978), ce serait là l'expression d'une plus grande résistance à l'enfoncement du môle de Tifrit comparativement à celui de Ghar Roubane ainsi que le suggérait déjà Lucas (1952).

L'ensemble des niveaux gréseux friables souvent lenticulaires, qui succède aux argiles de Saïda, est lui aussi une caractéristique de dépôt qui s'observe dans tout le domaine Tlemcenien. Pour cette raison, il a été désigné, tour à tour, sous les termes de « grès de Franchetti », « grès lusitaniens », grès de Sidi Amar » ... et rapporté tantôt à l'Oxfordien supérieur, tantôt au Kimmeridgien inférieur.

Dans les monts de Saïda, il constitue un puissant ensemble de près de 300 m de bancs massifs de grès à structure entrecroisée avec des intercalations d'argiles versicolores. Sa limite supérieure y est arrêtée immédiatement sous les premiers bancs des « dolomies de Tlemcen ».

Ces « Dolomies de Tlemcen », que Doumergue (1910) attribuait au Kimméridgien inférieur, constituent un ensemble massif où peut, parfois, être individualisé un ensemble basal de calcaires bleus et une assise terminale calcaire.

Près de Saïda, la puissance de cet ensemble dolomitique est de 150 m. Il est surmonté par les « Marno-calcaires de Raourai », épais de 5 à 80 m dans la région. Son affectation au Kimméridgien moyen semble devoir être révisée suite à la faune de Brachiopodes récoltée qui lui attribue un âge tithonique basal (Ghali, 1988).

La série des « Dolomies de Sidi Boubekeur » du Kimméridgien supérieur, souvent calcaire à la base et épaisse de 80 m, coiffe l'ensemble lithologique de ces terrains mésozoïques.

Tels sont les grands traits du contexte géologique et structural des monts de Saïda.

CHAPITRE 2

CADRE HYDROGEOLOGIQUE DU PLATEAU DE SAÏDA -HASSASNAS

2.1- Cadre géologique et structural du plateau de Saïda -Hassasnas

L'ensemble structural qui fait l'objet de cette étude, se localise dans le plateau de Saïda – Hassasnas (Fig.4) C'est à Decamps (1971) et Pitaud (1972) que l'on doit les dernières reconnaissances géologiques de la région. Elles furent entreprises dans le cadre des études hydrogéologiques initiées par la Direction des études du milieu et de la recherche hydraulique (DEMRH).

2.1.1- Stratigraphie

Le plateau de Saïda - Hassasnas se situe dans les monts de Saïda. Il est constitué essentiellement de terrains jurassiques. Quelques terrains primaires ainsi que des terrains éruptifs affleurent dans la région de Tifrit-Balloul.

Dans les dépressions, ainsi que les vallées et lits d'oueds, on trouve des terrains d'origine continentale (fluviales et éoliens) d'âge tertiaire souvent indifférenciés. La région est également caractérisée par la présence de tufs et de travertins calcaires plus ou moins récents et correspondants à d'anciens griffons de sources.

▪ Le Paléozoïque

Cet ensemble ancien (Silurien), très plissé, affleure dans la vallée de l'oued Tifrit et les vallées afférentes. Il dépasse certainement 100 m d'épaisseur et l'on ne connaît pas son substratum. C'est à l'intérieur de cet ensemble que l'on peut noter la présence d'intrusions granitiques et granulitiques, ainsi que des coulées de laves basaltiques. Les schistes et quartzites de Tifrit constituent un substratum imperméable.

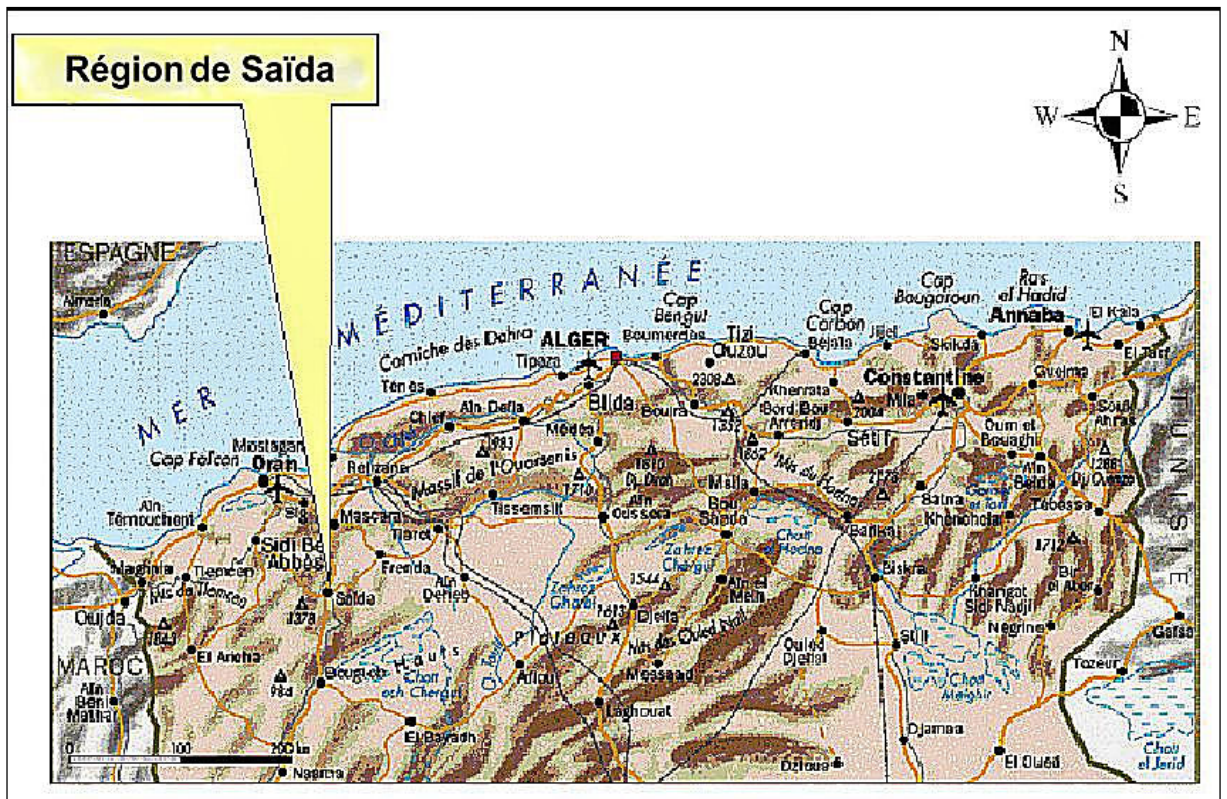


Figure 4: Carte de situation géographique de la zone d'étude.

- **Le Mésozoïque**

- **Le Trias**

Cet ensemble repose en discordance sur l'ensemble paléozoïque arasé à la fin du primaire. Il se rencontre en affleurements ou dans les données géologiques de forages en position stratigraphique normale avec :

- Un membre inférieur (faciès carbonaté): marnes jaunâtres avec de rares intercalations de minces bancs calcaires ;
- Un membre basaltique (môle de Tifrit) avec des calcaires marneux plus ou moins dolomités, verdâtres à rougeâtres et des tufs doléritiques gris verdâtres clairs ;
- Un membre supérieur qui, dans la région de Tifrit, se présente sous la forme d'un mince ensemble d'argile rouge à concrétions ferrugineuses comprenant au sommet quelques fines intercalations carbonatées au sein d'une argile devenant progressivement blanchâtre.

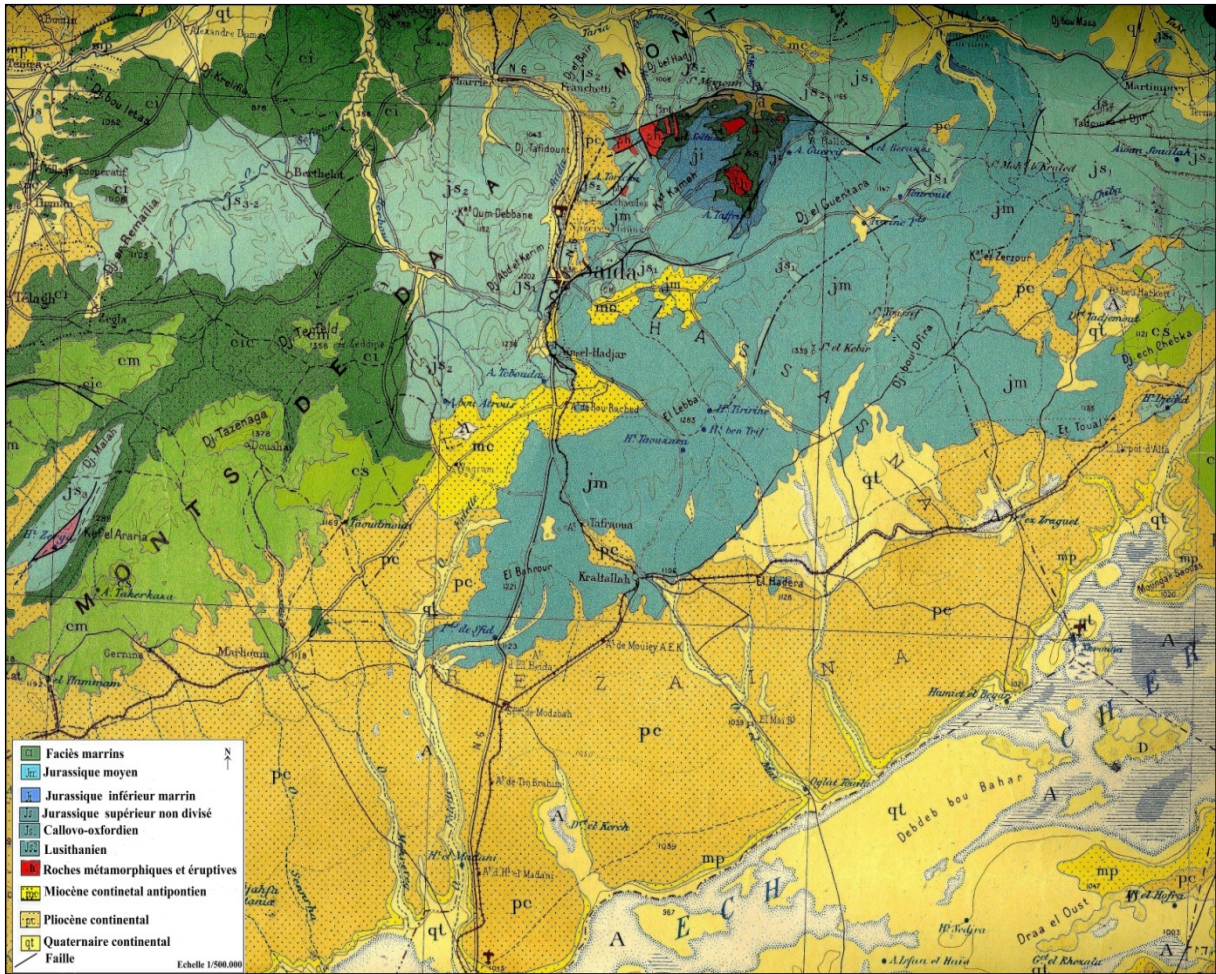


Figure 5 : Carte géologique de la région de Saïda

- Le Jurassique

La couverture jurassique peut être subdivisée en un certain nombre de formations agencées au sein de trois grands groupes sédimentaires superposés et bien distincts :

- groupe carbonaté inférieur constitué du Jurassique inférieur et moyen dolomitique ;
- groupe carbonate détritique intermédiaire constitué du Callovo-oxfordien argileux gréseux et du Lusithanien gréseux ;
- groupe carbonate supérieur constitué du Kimméridgien dolomitique ;

Seuls les groupes carbonatés inférieur et détritique affleurent dans la région considérée.

- *Le Jurassique inférieur et moyen*

- est largement répandu et constitue l'aquifère le plus important. Cette formation est mieux connue sous le nom de "dolomies de Tifrit». Plusieurs membres peuvent être distingués :

- La formation carbonatée de Boulahouel (Hétangien - Plienbachien)
- La formation des marnes d'Es Safeh (Toarcien)
- La formation carbonatée d'Ain Dez (Aaléno-Bajocien)
- La formation des argiles bigarrées de Sidi Youcef (Bajocien)
- La formation carbonatée de Zerzour (Bathonien)
- La formation des marnes de Modzab (Bajo-Bathonien) qui se substitue progressivement par variation latérale de faciès aux deux dernières formations vers le nord-ouest.

L'épaisseur de cet ensemble est très variable. Elle atteint 400 m au Sud de la région et se biseaute vers le Nord au contact du Trias.

- **Le Callovo-Oxfordien et Lusitanien**

Cette formation est constituée par les "argiles de Saïda" qui comportent quelques bancs gréseux. Elle est très répandue dans les vallées et principalement dans celle de l'oued Saïda. Elle apparaît aussi en reliefs mous, plus ou moins isolés, sur le plateau et les flancs des vallées. Son épaisseur totale est de 250 m environ. Le Lusitanien est représenté par les "grès de Franchetti" qui dominent les vallées, au Nord des stations PK 50, Hasna, Guernida et Sidi Mimoun, et sur le flanc ouest de la vallée de l'oued Saïda jusqu'à la latitude de cette ville. Cette formation gréseuse, puissante de 350 m, est perméable et située en altitude. Elle est, effectivement, complètement drainée ainsi que cela est rapporté par les auteurs déjà cités.

- **Le Kimméridgien**

Il est très peu représenté dans la région. Il est constitué par les "Calcaires et dolomies de Tlemcen". Au nord ouest, sa situation topographique comme celle du Lusitanien fait qu'il est, lui aussi, complètement drainée.

- **Le Crétacé**

Flamand signale un niveau Valanginien, épais d'une cinquantaine de mètres, à quelques mètres au-dessus des premières assises gréseuses à l'ENE de Dombasle et à l'Est de Taria, puis un ensemble de calcaires jaunes et de marno-calcaires à *Toxaster africanus* et *Heteraster oblongus* représentant l'Hauterivien et le Barremien.

Le Crétacé inférieur se retrouve avec un faciès semblable à l'ouest dans les Monts de Daïa mais, immédiatement à l'ouest et au nord-ouest de Saïda, les grès deviennent prépondérants et l'ensemble passe rapidement à une série gréseuse de type continental où on retrouve cependant un petit niveau calcaire.

Si l'on excepte le sénonien, représenté par des calcaires blancs à pâte fine, à joints stylolithiques, montrant, près de Hassi Djedid, des Foraminifères du *Maestrichtien*, et qui, transgressif, recouvre par lambeaux la partie Sud de l'extrémité orientale des Monts de Saïda, les autres termes du crétacé, constituant la majeure partie des Monts de Daïa, n'affleurent pas dans la région étudiée.

- **Le Cénozoïque**

- ***Le Tertiaire continental***

Les formations tertiaires recouvrant les monts de Saïda sont toutes d'origine continentale et constituent deux ensembles souvent séparés par une discordance. Flamand (1911) attribue les termes les plus inférieurs au Miocène : ce sont des marnes argileuses brique clair à cailloutis, montrant à la base un niveau conglomératique important constitué souvent par de gros éléments mal roulés provenant de l'altération du substratum et par des rognons siliceux. La partie supérieure est essentiellement marneuse, de teinte brique ou ocre. Ces atterrissements « miocènes » sont largement développés au SE et au sud de Saïda dans la plaine des Maalifs où ils passent au Sud sous des formations plus récentes, pliocène et quaternaire, comblant la large vallée de l'oued Falette.

Le flanc sud des monts de Saïda s'enfouit sous les atterrissements tertiaires de la dépression du Chott Chergui, montrant souvent en bordure du substratum marin un conglomérat de piedmont passant ensuite à un conglomérat de base. Ce remplissage, essentiellement argileux, présente un épisode lacustre (marnes et calcaires à characees), tectonisé et recouvert en discordance par des atterrissements surmontés d'une carapace calcaire probablement d'origine lacustre pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

- ***Le Plio-quaternaire***

Ses sédiments apparaissent par faibles tranches d'épaisseurs dans les creux des vallées et dans les dépressions du plateau. Ils sont constitués de conglomérats, d'argiles, de limons et de croûtes calcaires.

Des massifs de travertins apparaissent au bord de certaines falaises dolomitiques (Tifrit, Saïda) et constituent des témoins produits par l'ancien ruissellement superficiel sur les terrains carbonatés avant que ne soit amorcée la karstification. L'ensemble de ces formations est argileux et vraisemblablement peu perméable.

LOG STRATIGRAPHIQUE DE LA REGION DE SAÏDA







Ere	Log Stratigraphique	Epaisseur moyenne	Description lithologique
Quaternaire		50m	Limons plus ou moins sableux-Travertins
Tertiaire		75m	Argiles briques sableuses ou gypseuses Intercalations calcaires graviers ou galets
Sénonien		100m	Calcaires gris clairs à pâte fine très altérée à la partie superficielle
Barémien		200m	Grès de Berthelot (Youb)
Jurassique	Kimméridgien	80 à 100m	Dolomies de Charrier (S Boubekeur) Marnes-calcaires de Rourai Calcaires de Stah Dolomies de Tlemcen
	Lusithanien	50m	Grès de Franchetti (S Amar), passées carbonatées et argiles sableuses, stratification entrecoupée
	Callovo-Oxfordien	250 à 300m	Argiles de Saïda , intercalations de grès
	Aaléno-bajo-Bathonien	150m	Dolomies cristallines et fissurées
	Toarcien	100m	Marnes d'Essafeh et calcaires-marneux
	Hettangien		Dolomies cristallines bréchiques, argiles
Trias		65m	Argiles salines , grès argileux, basaltes
Primaire		100m	Shistes, granites, rhyolites ,dorites,

Figure 6 : Log stratigraphique de la région de Saïda.

2.1.2- Tectonique

Les très nombreuses failles reconnues par la géologie et la géophysique mettent en évidence la tectonique cassante des terrains carbonatés avec constitution de blocs dolomitiques de

dimensions et de formes extrêmement variées, décalés les uns par rapport aux autres dans tous les plans. Ces failles sont réparties selon des lignes tectoniques qui traduisent les lignes de force qui ont joué. Leur densité n'est pas la même partout et les rejets sont plus ou moins importants pour atteindre parfois 150 m.

Quelques zones tectoniques, plus densément faillées, peuvent être, cependant, dégagées. Elles ont une forme générale allongée N-S dans la vallée de Saïda et SW-NE, sur le reste de la région. Ces alignements sont reliés entre eux par des zones tectoniques secondaires orientées perpendiculairement avec un important plexus au niveau de la région d'Oum Djerane. Quelques ensembles dolomitiques sont effondrés comme dans la vallée de Saïda ou dans la région située entre la ligne tectonique Saïda - Oum Djerane - Tifrit et l'axe du djebel Sidi Youcef.

Au Nord apparaît le horst de Tifrit constitué par un butoir paléozoïque, limité au Nord par une importante faille en forme d'arc de cercle orienté Est-Ouest et au Sud par les affleurements du Trias. Vers le Nord, ce horst est en contact direct avec le Jurassique supérieur. Vers le sud, il plonge sous le Trias volcano-détritique et les dolomies du Jurassique inférieur et moyen selon un pendage mal déterminé.

Cette tectonique paraît traduire, de fait, les mouvements du socle en profondeur et l'effet ultérieur du plissement tellien contre le horst de Tifrit. Elle accrédite l'idée que les formations carbonatées du Jurassique inférieur et moyen constituent un ensemble rigide qui n'a réagi aux mouvements sous-jacents et aux pressions latérales que par cassures et ondulations à très grand rayon de courbure.

Pour cette raison, la masse dolomitique du plateau de Saïda paraît subir en son milieu la poussée profonde du socle qui constitue, plus au nord, le horst de Tifrit. Ce horst retient la poussée des plissements telliens en provenance du nord. Cette poussée sub-verticale du socle, avec une faible inclinaison vers le Sud, provoque la surélévation de la « dalle dolomitique » avec un effondrement d'axe N-S au niveau de la vallée de l'oued Saïda et apparition de deux axes principaux tectoniques orientés SW-NE et de façon moins nette NW-SE. Ces deux axes se croisent au Sud du horst de Tifrit dans la région d'Oum Djerane et s'appuient vers le nord sur les bordures est et ouest de ce horst.

L'ensemble de la région est donc formé d'un plateau pourvu de deux axes principaux tectoniques riches en failles formant un plexus au centre. L'inclinaison générale des formations est orientée vers le Nord et vers le Sud à partir de l'axe du Djebel Sidi Youcef. Ce

qu'il faut en retenir c'est que ce système de failles du plateau est en communication avec le réseau faillé de la zone effondrée de la vallée de Saïda au niveau de la région de Nazereg. L'ensemble de ces accidents tectoniques détermineront la karstification et le fonctionnement du système hydraulique de la région.

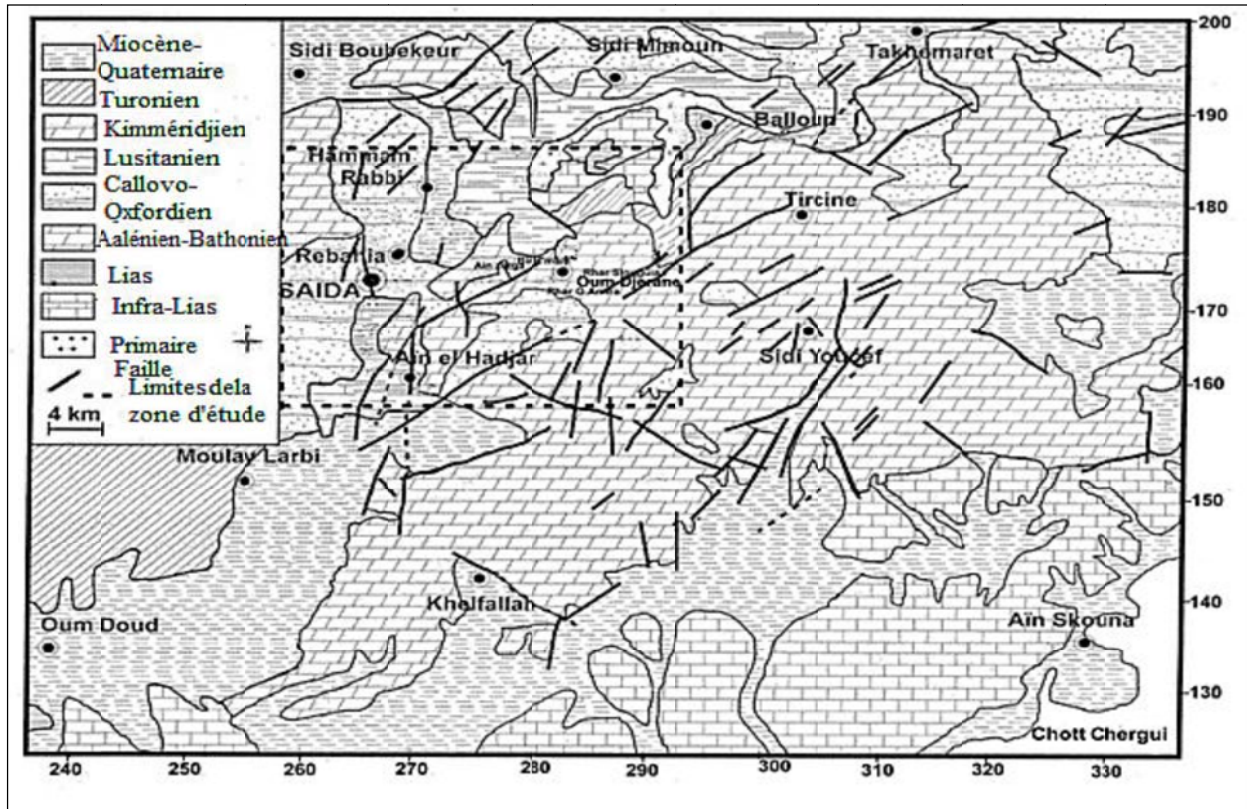


Figure 7: Lithologie et tectonique de la zone d'étude.

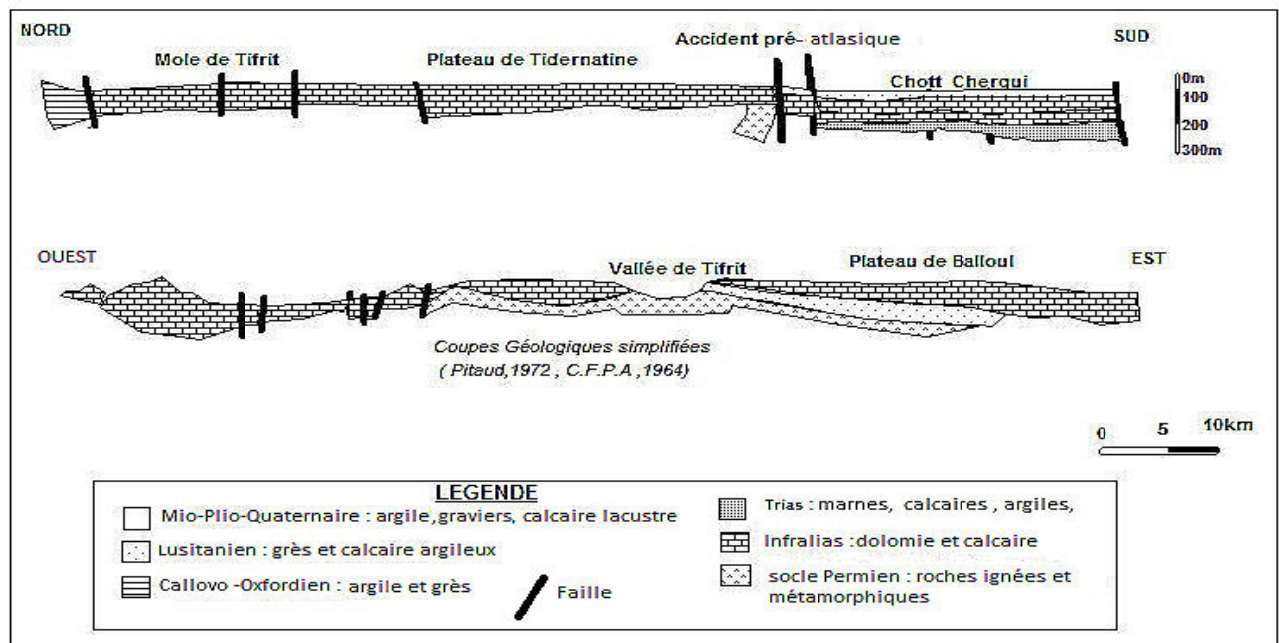


Figure 8: Coupes géologiques N-S et E-W (Pitaud, 1973).

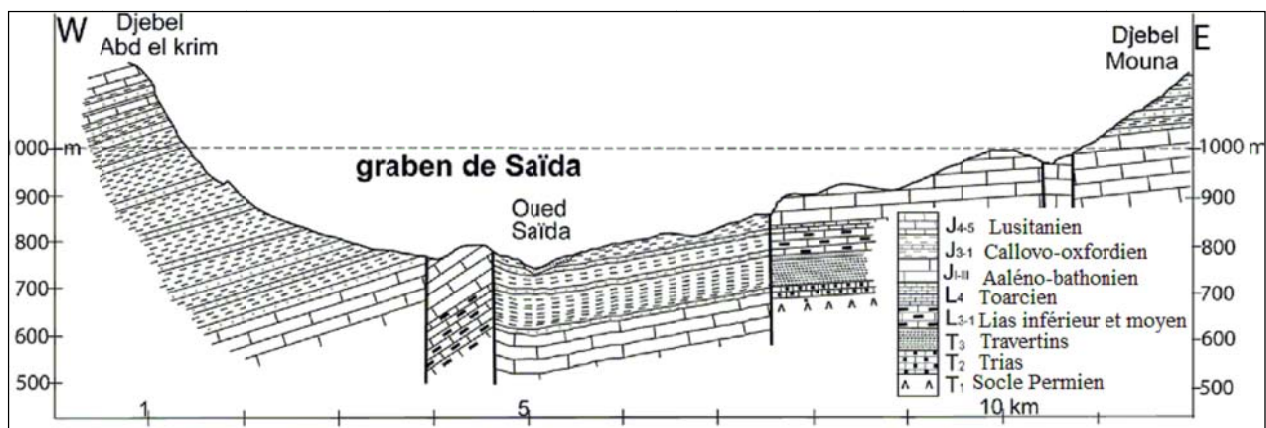


Figure 9: Coupe géologique est-ouest (graben de Saïda).

2.2- Conséquences hydrogéologiques

2.2.1- Les unités hydrogéologiques

La grande étendue de ce réservoir et sa tectonique font qu'il peut être subdivisé en plusieurs compartiments constituant autant d'unités hydrogéologiques (Fig.10). Bien que les limites exactes de ces unités, qui ne sont pas forcément indépendantes les unes des autres, ne soient pas encore connues, on peut retenir la distinction des unités hydrogéologiques (Fig.8) proposée par Pitaud (1973) avec (i) l'unité du fossé de Saïda -Nazereg, (ii) l'unité de Tidernatine (2), (iii) l'unité nord Hassasnas - Djebel Khenifer, (iv) l'unité Balloul - Djebel Guentara – Tircine, (v) l'unité Tafraoua – Maalifs, (vi) L'unité Sud Hassasnas, (vii) l'unité Oued El-Abd – Tagremaet, (viii) l'unité du plateau d'aïn Sultane.

Selon leur situation topographique, ces unités hydrogéologiques recèlent des nappes libres ou des nappes en charge. Ainsi, les trois premières unités (fossé Saïda -Nazereg, Tidernatine et Hassasnas Nord - Djebel Khenifer) constituent un réservoir suffisamment élevé sans toit imperméable et de ce fait assimilable à une nappe libre.

Par contre, dans le fossé de Saïda, là où les dolomies sont recouvertes par le Callovo-Oxfordien marneux, la nappe est en charge et même artésienne jaillissante. Il en est de même de l'unité Hassasnas Sud qui, recouverte localement par les couches imperméables de la série du Djebel Sidi Youssef, contient une nappe captive.

La définition des unités précédentes est purement qualitative car, en l'absence de toutes données de forages et de géophysique, il est impossible de tracer des limites exactes et, par la même, de connaître la géométrie de chaque unité, ses réserves, ses apports et ses

perles. La majorité des sources sont des émergences qui sourdent au contact de la formation aquifère avec les formations imperméables (argiles et socle) : sources de Tifrit, Aïn Sultane (socle primaire du môle Tifrit), de Beranis (Callovo-oxfordien semi-perméable), Aïn Zerga, Aïn Kerba, source du Poirier (argiles du Callovo-oxfordien et marnes).

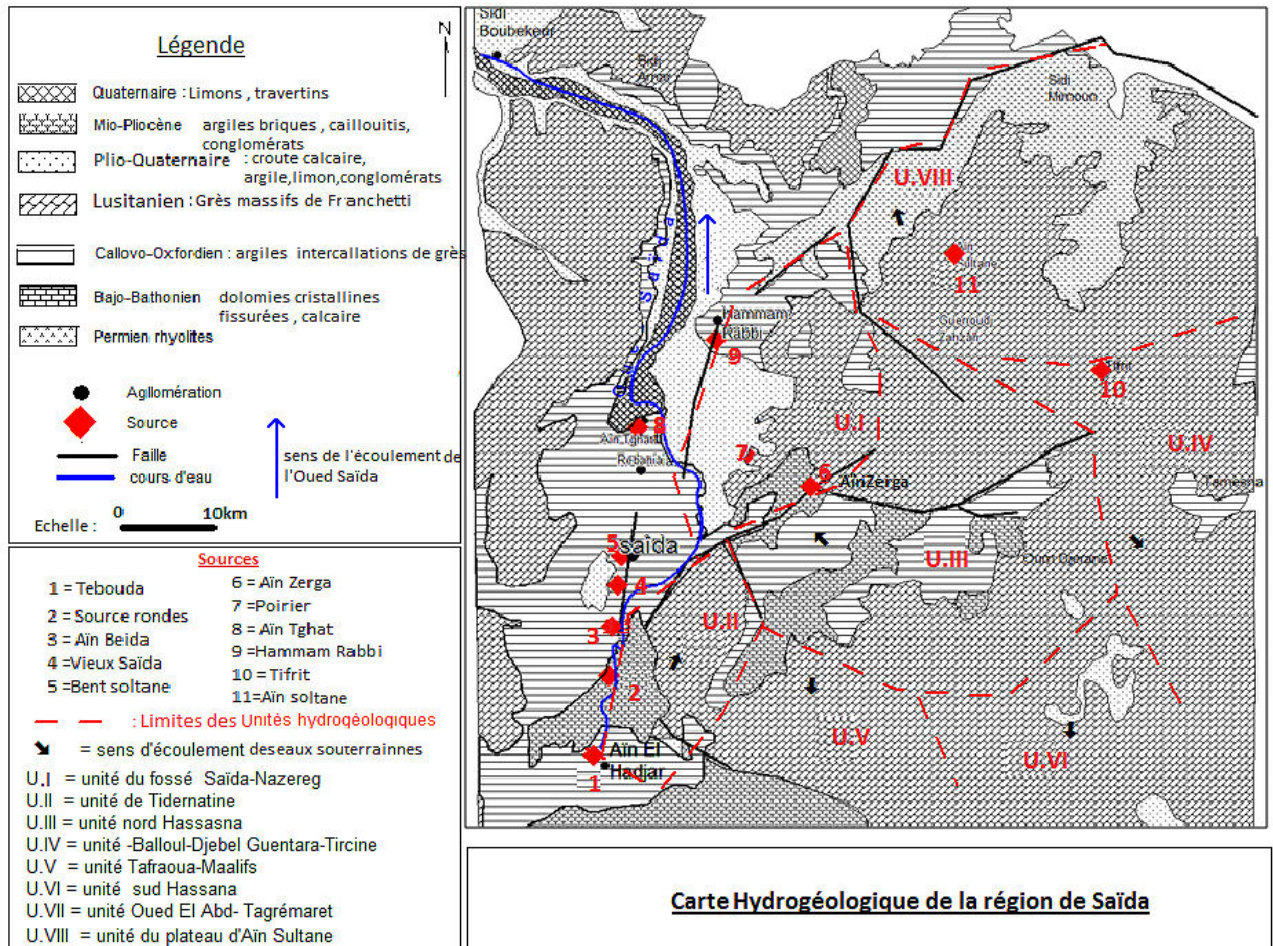


Figure 10 : Limites des unités hydrogéologiques

A la limite de l'affleurement sud, il existerait d'après Clair (1952), une ligne de partage des eaux entre les systèmes aquifères de Saïda et du Chott Chergui. Au sud de cette ligne, qui passerait entre Khalfallah et Dayat Zraguet, les formations carbonatées dolomitiques plongent avec un faible pendage sous les formations tertiaires ; les eaux qui y circulent s'écoulent vers le Sud pour alimenter le système aquifère du Chott Chergui situé plus profondément. L'écoulement semble être lié à la direction dominante des fractures qui constituent des zones privilégiées de drainage.

2.2.2- Les unités du fossé du Saïda-Nazereg, de Tidernatine et Nord Hassasnas - Djebel Khenifer

Ces trois unités sont les plus importantes et les plus intéressantes du point de vue hydrogéologique. Elles alimentent le bassin versant de l'Oued Saïda. La position haute des affleurements dolomitiques et calcaires (plateau surélevé) de l'unité de Tidernatine et de l'unité Nord Hassasnas - Djebel Khenifer, fait que les apports de la nappe proviennent exclusivement des précipitations sur leur impluvium. En période de hautes eaux, il est toutefois possible qu'un débordement se produise à partir d'une unité voisine, ceci dépend évidemment de la hauteur piézométrique de la nappe généralisée et de la hauteur des seuils imperméables (mur toarcien).

En ce qui concerne l'unité du fossé- de Saïda-Nazereg, les apports se font de deux façons :

a) Par infiltration des précipitations sur la partie affleurante du panneau effondré, s'étendant à l'Est de Nazereg.

b) Par écoulement souterrain à partir des deux unités précédentes grâce à l'existence du réseau de failles mettant en communication les réservoirs libres et captifs. Trois faciès principaux affleurent dans la région considérée:

- Atterrissement tertiaire et quaternaire composés d'argiles et de graviers avec parfois des niveaux de bases grossiers (poudingues, conglomérats, etc...), Ces faciès sont généralement imperméables.
- Le Callovo-Oxfordien possède un faciès très constant et homogène de marnes grises vertes ou jaunâtres à intercalations de grès fins plus ou moins épais, rougeâtres, assez grossiers. Localement ces grès donnent naissance à de petites sources de suintement d'un débit très faible (11/s maximum) qui tarissent très vite.
- Dans la région considérée, les dolomies et calcaires dolomitiques de l'Aaléno-Bathonien, formations géologiques perméables en grand, couvrent d'importantes superficies et représentent les principales réserves en eau de la région. Ces dolomies et calcaires dolomitiques affleurent sur le plateau de Tidernatine, à l'Est de la faille, dans le fossé de Saïda-Nazereg.

Dans l'unité Djebel Khenîfer - Sud Hassasnas, l'affleurement n'est pas uniforme. Vers le Sud du plateau des Hassasnas, elles passent latéralement à des calcaires blancs stylolithiques

fins, en bancs peu épais. De même dans la région de Sidi Youcef, les dolomies sont surmontées par un ensemble de calcaire crayeux blanc, alternent avec des marnes rouges et jaunes plus ou moins imperméables. Ces dolomies forment un relief karstique, uniforme et très découpé, caractéristique du plateau de Saïda, au sol stérile et à végétation d'arbustes rabougris. Leur couleur, leur dureté, ainsi que leur structure varient d'un extrême à l'autre. Tantôt elles sont claires finement cristallisées et très compactes, tantôt elles sont foncées, à gros cristaux pulvérulents. Elles présentent de nombreux phénomènes de dissolution : diaclases ouvertes, trous (Rhars et avens).

2.2.3- Les exutoires

Les sources très nombreuses dans la région se divisent en deux groupes.

- Sources permanentes,
- Sources de trop-plein.

Il s'agit de sources de trop plein à fonctionnement saisonnier et de sources de débordement sur contact imperméable. Les unes apparaissent soit au mur de l'aquifère libre, soit au niveau d'une barrière moins perméable, les autres au toit de l'aquifère captif.

La plupart de ces sources ont un débit moyen compris entre 1 et 10 l/s. Cependant, quelques-unes ont un débit très important : Aïn Zerga, Aïn Soltane, Source du Poirier, Aïn Fakroun, Aïn Tifrit.

- **Aïn Zerga**

X = 175,150 ; Y = 175,650 ; Z = 1000 m

La source jaillit d'une grotte, faisant partie d'un vaste réseau karstique qui relie directement la source avec la zone des pertes (Rar Amira, Rar Ed Dick), cette émergence est la plus importante de la région avec un débit (1272 l/s en 1970) qui a diminué beaucoup, il serait de 40 l/s actuellement. Son régime est étroitement lié aux précipitations du fait de la perméabilité "en grand" de l'aquifère et de son temps de réponse très faible. La source d'Aïn Zerga présente en période de pluie de véritables "pointes de crues" pouvant atteindre 400 l/s et même plus.

Située au pied de la falaise dolomitique de l'unité de Tidernatine, la source draine une partie des eaux qui se sont infiltrées sur le plateau des Hassasnas et cheminées à travers le karst. Elle jaillit à la faveur d'un contact d'une faille perpendiculaire au sens général de l'écoulement souterrain, mettant en contact les dolomies de Zerzour (Bajo-bathonien) et les

formations détritiques du mio-pliocène. Le sens d'écoulement s'effectue le long d'une large fissure de direction sud-ouest. L'hydrogramme d'Aïn Zerga étudiée par P. Decamps pour la période de Juillet-Aout 1970 a donné un coefficient tarissement $\alpha = 0,00244j^{-1}$.

- **Aïn Fakroun**

X = 271,100 ; Y = 177,200 ; Z = 850 m.

Située dans l'unité de Saïda-Nazreg, qui émerge des dolomies a un débit moindre que l'Aïn Zerga (35 l/s). L'Aïn Fakroun est une source de trop plein. Son régime est plus régulier que celui de l'Aïn Zerga. Le coefficient tarissement (TES, 1973) est $\alpha = 0,00255j^{-1}$.

- **La source du Poirier**

X = 272,100 ; Y = 178,650 ; Z = 878m.

Située dans l'unité de Saïda-Nazreg, la source du Poirier avait un débit moyen de 100 l/s. C'est une source légèrement artésienne. Située à la limite des dolomies de l'Aaléno-Bathonien et des marnes du Callovo-Oxfordien, la nappe commence à être légèrement en charge. Les variations de débits sont plus lentes et moins brusques que celles d'Aïn Zerga. Ici l'on ne rencontre pas de véritables points de crues comme sur les sources d'Aïn Zerga ou Aïn Fakroun.

- **Aïn Tifrit**

X = 286,55 ; Y = 172,80.

Située en amont des "Cascades", la source est ascendante ; l'eau jaillit à travers les alluvions. Sa température est 19°C. L'Aïn Tifrit possède une vaste zone d'alimentation, son débit est relativement stable. Les jaugeages effectués par la TES au cours de l'été 1972, quoique peu nombreux, permettent de trouver un coefficient de tarissement $\alpha = 0,005j^{-1}$. La source d'Aïn Tifrit est partiellement exploitée pour irriguer les petits périmètres en aval, mais la plupart des eaux reste inutilisée à présent.

- **Aïn Soltane**

X = 268,250 ; Y = 173,050 ; Z = 829m.

D'un débit moyen de 45 l/s, cette source alimente partiellement la ville de Saïda. L'Aïn Soltane est une source d'écoulement située le long de la faille, à l'Est de Saïda, qui limite le fossé d'effondrement du Causse de Tidernatine. La source est caractérisée par un régime variable ; elle réagit immédiatement aux pluies et parfois on peut avoir de véritables crues. Le coefficient de tarissement α , calculé en 1973 (T.E.S.) était évalué à $0,0011j^{-1}$.

- **La Source ronde**

X = 266,450 ; Y = 166,800 ; Z = 1018m.

C'est le principal exutoire dans le secteur d'Aïn El Hadjar. Située au contact des dolomies avec la formation de Saïdaelle a un débit moyen de 25l/s et un coefficient de tarissement $\alpha=0,00141j^{-1}$ (TES, 1973).

Outre la Source Ronde, plusieurs exutoires existent encore dans le secteur d'Aïn El Hadjar. Parmi eux, il faut rappeler la source d'Aïn Hadjar ("La Piscine"). D'autres sources ont un débit non négligeable. C'est le cas des sources d'Aïn El Hadjar (X = 266, 800 ; Y = 165,100 ; Z = 1032m ; Qmoy = 15l/s) et d'Aïn Beïda qui présentent presque les mêmes conditions hydrogéologiques que la Source ronde. Ces sources se trouvent à la limite des dolomies, dans la partie sud de l'unité du Causse de Tidernatine et contribuent à l'alimentation de l'Oued Saïda.

Une synthèse des études comparatives du régime des trois principales sources (Clair, 1970 ; Decamps, 1972 ; Pitaud, 1973) a permis d'en tirer les conclusions suivantes :

-Le régime de l'Aïn Zerga est très irrégulier et présente de véritables pointes de crues. Cette source draine une partie de l'impluvium du plateau des Hassasnas (bassin versant du Rhar Amira) à travers un réseau karstique bien développé (perméabilité en grand). Le temps de réponse de la source est très court, ce qui laisse supposer que l'eau doit circuler à grande vitesse au travers de grands chenaux (écoulement turbulent). Afin de connaître avec plus de précision le régime de cette source, il serait intéressant de comparer les hydrogrammes du Rhar Amira et de l'Aïn Zerga (débit entrant dans la perte et débit de source).

Le régime est différent en saison sèche et en saison humide. Il sera aussi intéressant de comparer les courbes de tarissement des hydrogrammes de crues de saison sèche à ceux enregistrés au cours de la saison humide.

- Le cycle hydrologique de l'Aïn Fakroun est décalé par rapport à celui de l'Aïn Zerga. La période des hautes eaux (avec des pointes de crues peu marquées) se situe en saison sèche (Juin-Septembre), la période des basses eaux en saison humide. Dans l'état actuel des connaissances on ne peut émettre d'hypothèses sur les directions de circulation des eaux du karst.

Un traçage artificiel (coloration) et une exploration spéléologique seraient très intéressants. Le débit de la source du Poirier est presque constant et que les amplitudes entre saison humide et saison sèche sont très faibles. Cette source ne dépend pas du même système d'alimentation que les deux autres. C'est un exutoire de l'aquifère captif. L'eau remonte à la faveur d'une faille et diffuse au travers du Plio-quadernaire.

Les sources Ain Soltane et la "source Ronde" qui drainent un même secteur (le plateau de Tidernatine) ont des coefficients de tarissement très proches : $\alpha = 0,0011$ et $0,0014j^{-1}$. Les sources drainant le secteur de Rhar Amira - Aïn Zerga - Nazreg, montrent des valeurs un peu plus grandes (Aïn Zerga : $\alpha = 0,00244j^{-1}$, Aïn Fakroun : $\alpha = 0,00255j^{-1}$). La source d'Aïn Tifrit concerne un autre bassin hydrogéologique : $\alpha = 0,005j^{-1}$.

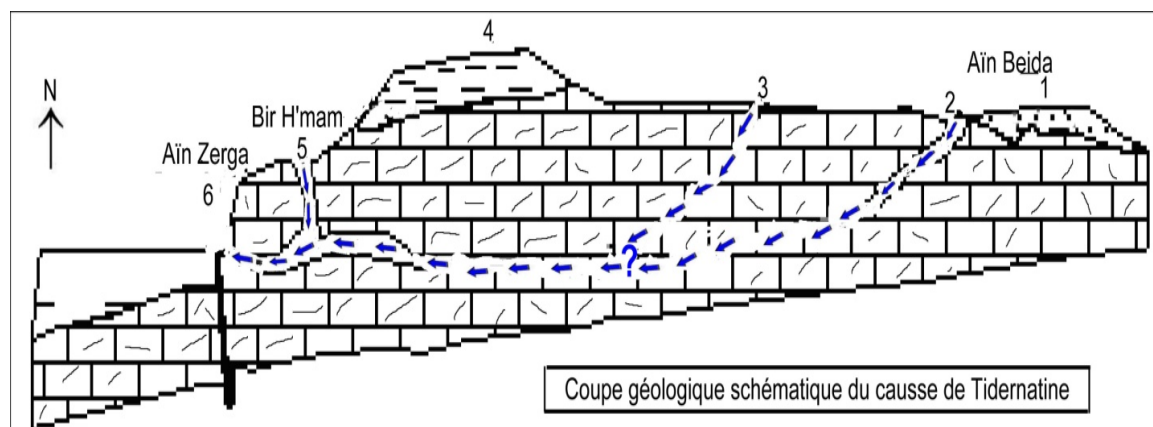


Figure 11 : Coupe synthétique du causse de Tidernatine (IFRI, 1988).

Remarque : les hauteurs et les pentages ont été exagérés pour plus de lisibilité

- 1 : Dépôts néogènes continentaux comprenant quelques niveaux grossiers d'où jaillissent de petites sources comme Aïn Beida.
- 2 : Les écoulements de surface se concentrent parfois dans des « pertes » pénétrables (Rhar slouguia, Rhar O. Amira).
- 3 : Les argiles résiduelles masquent parfois le karst avec formation de poljés. Les exutoires sont souvent impénétrables (Rhar Eddick).
- 4 : Les couches peu perméables du Callovo-oxfordien recouvrent les calcaires et dolomies du Bajo-bathonien ; mais cela n'empêche pas la circulation des eaux souterraines.
- 5 : Quelques gouffres (Bir H'mam) constituent un regard sur les collecteurs souterrains.
- 6 : Plusieurs résurgences (Aïn Zerga) jaillissent là où une faille met en contact deux formations différentes (Callovo-oxfordien et Bajo-bathonien).

- **Les sorties diffuses**

Dans la nappe libre contenue dans les unités hydrogéologiques (2) et (3) et une partie de l'unité (1), les sorties diffusent de deux sortes :

- écoulement vers le réservoir captif non chiffré actuellement,
- diffusion dans les réservoirs tertiaires et quaternaires comme par exemple ceux d'Aïn ElHadjar et de Nazereg.

Dans la nappe captive, les sorties diffuses, apparemment faibles, sont très difficilement chiffrables. Il faut noter qu'une remontée de l'eau peut se faire à la faveur de certaines failles jusqu'à la surface (source du Poirier) ou alimenter l'Oued d'une manière diffuse (source de Nazereg).

- **Source thermale de Hamam Rabbi**

C'est une source thermominérale dont l'eau est caractérisée par une température élevée (plus de 42°C). Les eaux thermales de Hamam Rabbi se trouvent à 11 km environ au nord de Saïda sur la nationale (RN6) Saïda-Mascara, aux coordonnées géographiques X= 270,00 ; Y=180,00 ; Z=705,00. Cette source émerge des marnes du Callovo-oxfordien à la faveur de profondes cassures qui révèlent le paysage probable d'une faille. La source jaillit à une altitude de 700 m d'environ ; en 1952 son débit était de 8 L/s jusqu'à la réalisation du complexe thermal, période après laquelle il a été estimé à 6 L/s. Ces pertes de débit se sont aggravées à tel point que la source ne débitait plus le 29 Juin 1990 qu'un filet d'eau de 0.3 L/s, suite à la réalisation de plusieurs puits dans les environs immédiats. Il s'agit d'une émergence chargée de minéraux, provenant d'une profondeur de plusieurs centaines de mètres. Au niveau du secteur des « Eaux Chaudes », la nappe du Lias butte contre les formations imperméables du Callovien - Oxfordien de la partie nord du fossé d'effondrement de Saïda, et remonterait en surface grâce à un jeu de faille, donnant ainsi naissance aux sources de Hammam Rabbi, Sidi Aïssa, Kerkeb, ...

La source de Hammam Rabbi est un apport de la nappe inférieure (aquifère dolomitique) vers la nappe supérieure libre. Ces circulations se font, comme on l'a vu ci-dessus, à la faveur de failles, jouant le rôle de drain suivant l'importance de leur rejet. D'autres sources

jalonnent ces failles principalement le long du lit de l'oued Saïda et à l'Est de Hammam Rabbi.

- **Conditions hydrodynamiques**

Il faut noter l'activité éruptive assez intense qui s'est manifesté dans la région de Tifrit (quelques km au sud-est de Hammam Rabbi) marqué par des affleurements de granite, microgranite et rhyolites. Au nord de la source, à 1 km environ, on observe un relief constitué par des granites verdâtres.

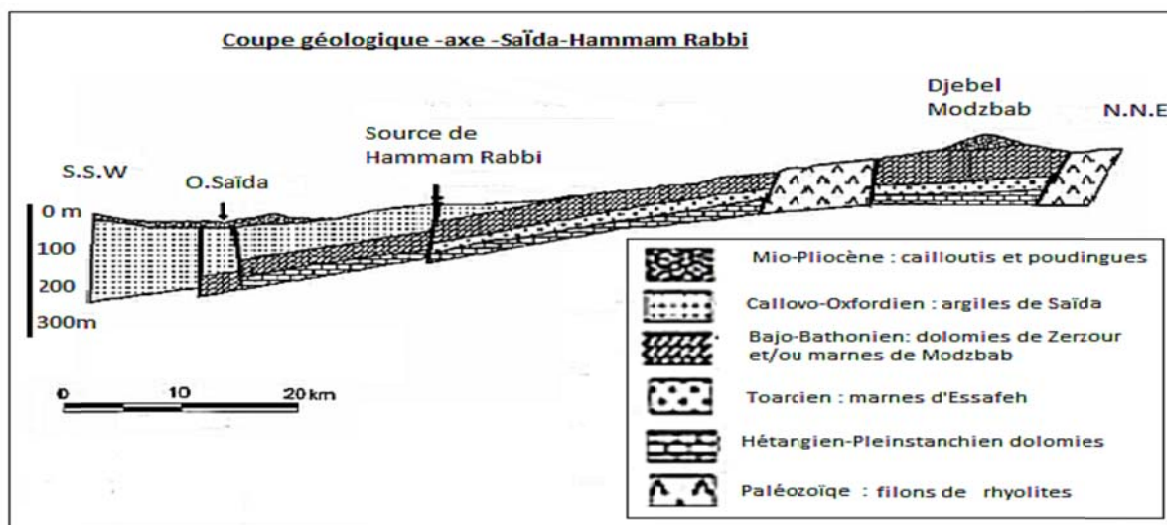


Figure 12: Coupe géologique axe Saïda-Hammam Rabbi(Etude SATEC,1995).

- **Caractères physico-chimiques**

Le tableau ci-dessous donne un résumé des principales analyses effectuées :

Date de prélèvement	Temp (°C)	Ca (mg /l)	Mg (mg /l)	Na (mg /l)	HCO ₃ (mg /l)	Cl (mg /l)	SO ₄ (mg /l)	RS (mg /l)	Débit (l/s)
1896	45,0	190,0	27,0	287,0	142,0	365,0	559,0	1455,0	8,0
1911	43,0	219,1	47,5	297,2	139,7	414,6	595,8	1788,4	11,0
1943	49,0	240,3	45,6	314,1	150,0	413,4	598,2	1865,0	_
1952	42,0	273,0	43,0	313,0	145,0	418,0	589,0	1790,0	8,0
1984	47,0	183,0	69,0	263,0	293,0	390,0	581,0	1670,0	_
1985	47,0	196,0	58,3	276,0	366,0	426,0	402,0	1524,0	_

Tableau 1 : Caractéristiques physico-chimiques de la source de Hammam Rabbi (D.H.W.).

Ce tableau permet de relever la température très élevée de l'eau, la forte concentration en Na, Cl, SO₄ (origine évaporitique) et toutes les caractéristiques classiques d'une eau thermale d'origine profonde. D'autres analyses chimiques effectués (ANRH ,2010) au niveau de la

source (X=270.00, Y=184.70) et du puits de Hammam Rabbi (X=270.30, Y=184.30) ont donné les résultats suivants :

Lieu	TDS	pH	T°C	c25°C	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃
Hammam Rabbi (Source)	1773	7.15	46,5	2240	188	38	336	12	302	390	503	4
Hammam Rabbi (Puits)	1825	7.6	38,5	2180	196	47	322	11	346	369	527	7

Tableau 2: Résultats des analyses physico-chimiques de la source de Hammam Rabbi (ANRH, 2010).

La température élevée des eaux thermales de Hammam Rabbi (45°C en moyenne) implique que le réservoir des eaux thermales se situe au-delà de 800 m de profondeur (en considérant un gradient géothermique local de 1°C tous les 30 m). Les eaux profondes de la nappe du Lias (profondeur estimée à 800 m) se déverseraient dans la nappe supérieure libre, le long d'une ligne de faille qui jouerait le rôle d'un drain.

Le faciès chimique de l'eau est du type sulfaté calcique et chlorurée sodique. Les valeurs élevées de la conductivité découlent d'une minéralisation très élevée.

Les valeurs des pressions partielles en CO₂ calculées à partir des données relatives aux équilibres calco-carboniques témoignent d'un fort apport de CO₂ profond et d'un dégazage des eaux relativement important à cause d'un écoulement de surface. La pCO₂ >2.10⁻² atm de la source de Hammam Rabbi montre qu'il s'agit bien d'une eau enrichie en CO₂ d'origine profonde au voisinage de la source.

Les fortes concentrations en Cl sont des marqueurs d'évaporites dissoutes en profondeur, au même titre que celles en sulfates. Cependant, les valeurs négatives de l'indice de saturation par rapport au gypse signifient une sous-saturation des eaux, résultant soit d'un temps court au contact d'évaporites, soit plutôt un mélange entre des eaux très chargées en sels et des eaux douces, plus superficielles.

Les concentrations en potassium (K) et en sodium (Na) correspondent également à la mise en solution d'évaporites, gypse et halite, probablement celles du Trias.

2.2.4- Les prélèvements

Dans la région de Saïda, étant donnée la profondeur assez grande des nappes (libre et captive), la majorité des prélèvements est effectuée par forages. Actuellement, il existe dans l'unité de Saïda-Nazereg plus de 15 sondages artésiens dont 7 sont en exploitation. Le débit moyen global prélevé le long de la vallée de l'oued Saïda peut être estimé à 220 L/s sans compter le débit (250 x 2 L/s) transféré à partir des forages C3 et C5 situés au Chott Chergui (Skhouna).

La plupart de ces forages captent les eaux de la nappe artésienne du fossé. En ce qui concerne la nappe libre du plateau de Tidernatine et des Nord-Hassasnas, quelques forages sont exploités : Sidi Gacem (cimenterie), Bourached et F4 (Aïn El Hadjar). Il est à signaler que la ville de Saïda et les agglomérations situées sur l'axe de la conduite de transfert sont alimentées à partir des forages C3 et C5, situés à près de 80 km au sud-est de Saïda, dont le réservoir principal est constitué par les formations calcaires du Sénonien. Les forages situés (C3 et C5) à Aïn Skhouna captent cet aquifère du Sénonien. Les coupes géologiques de quelques forages captant différents horizons sont présentées en annexe.

Il y a lieu de signaler que les sources d'Aïn Zerga (35 L/s) et Aïn sultane (15 L/s) sont captées et exploités pour l'AEP de la ville de Saïda et plusieurs autres résurgences de faibles débits concentrés le long de l'oued Saïda sont exploités pour l'alimentation des zones rurales et l'irrigation (Tebouda, source Ronde, Ain Beida, source du vieux Saïda).

N°	Nom du Forage	aquifère	X	Y	Z	Prof (m)	N.S. (m)	Débit (l/s)	V prélevé (m ³ /an)
1	C.D.T Mejdoub	Dolomie Bajo Bathonien	266,00	173,50	805	222	25	5,20	95 000,00
2	Bordj	Grés Calloroos	266,70	172,80	813	284	11,9	11,50	30.000,00
3	F48	Dolomie Bajo Bathonien	266,80	178,40	752	169,7	32	20	30.000,00
4	F /Stade	CalcDolomie Bajo Bathonien	269,60	253,20		240	25	2	0
5	Protection civile	Grés Calloxfordien	266,40	175,80		100	7	1	0
6	Centre rééduc-Belkcir	Grés Calloxfordien	267,40	172,95	820	55	?	4	?
7	Benadouane	Dolomie Bajo Bath	262,30	168,60	945	250	0	7	57.000,00
8	F62	Dolomie Bajo Bathonien	267,00	179,70	727	180	jaillissant	90	2. 700. 000,00
9	F4	Dolomie Bajo Bathonien	267,60	180,00	750	320	jaillissant	14	320.000,00
10	F27	Dolomie Bajo Bathonien	266.8	179.4	727	200	jaillissant	20	1.280.000,00
11	Ouled Amri	Calc Bajo Bath	269,00	182,75		150		4	0
11	Hammam Rabbi	Aalien Bajocien	271,90	185,95		140	6,5	5.7	Thermalisme
12	El Aioun	Calc-Dolomie Bajo Bathonien	280,00	182,50		75	13,60	10	?
13	Ain Tghat	Calc-Dolomie Bajo Bathonien	266,60	181,70	703	428	0	7,5	?
14	Sidid Aissa	Lusitamien	268,60	188,00	632	313	10	7,5	100 000,00
21	C5 et C3	Calcaire Senomien	328,50	137,00	989	120	5	250+250	160 000
22	ITGC	Bajo Bathonien	263,05	166,50		145	jaillissant	40	16.000 000,00
23	F1.Ain El Hadjar	Bajo Bathonien	271,20	161,70	1 160	240	72	25	0
24	Ain Manaa	Bajo Bathonien	256,10	168,40	930	89		7	98 000,00
25	Bouchikhi Miloud	Bajo Bathonien	277,25	194,10	675	150		5	45.000,00
26	Ain Soltane	Bajo Bathonien	281,70	188,10	988	168		5	520. 000,00

Tableau 3 : Forages exploités dans la région de Saïda (A.D.E. de Saïda).

2.2.5- Caractéristiques Hydrodynamiques du réservoir Aaléno-Bathonien dans les 3 unités: (plateau Nazereg-Saïda, plateau de Tidernatine, Djebel Khenifer-Nord Hassasnas).

2.2.5.1-Sens d'écoulement de la nappe

Quelques données piézométriques consultées (Clair, 1970; Pitaud ,1973) à partir des sources et forages dans les environs de Saïda et la carte en courbes isopièzes de la nappe de l'unité

Saïda-Nazereg permettent de tirer quelques conclusions. En ce qui concerne la nappe libre du plateau, l'écoulement général se fait vers les sources qui bordent le fossé d'effondrement, c'est-à-dire en gros vers le Nord-Ouest. Cependant, les données piézométriques très insuffisantes ne permettent pas de donner avec exactitude la ligne de partage des eaux souterraines de la nappe libre des unités 2 et 3. Dans le fossé d'effondrement, l'altitude moyenne de la nappe est de 800 m environ tandis que dans le plateau elle se situe à peu près à 1050 m (1010 à Aïn Zerga et 1100 au forage du Nord-Hassasnas (Fig.29).

La carte piézométrique (Pitaud, 1973) montre que l'écoulement souterrain est orienté en général du sud et sud-est vers le nord et le nord-ouest. La ligne principale de partage des eaux souterraines suit approximativement la limite topographique sud des bassins versants (les hauteurs de Djebel Youssef, Djebel El Yhoudia, Djebel El Loba). Au sud de cette ligne de partage, l'écoulement souterrain est orienté vers la plaine des Maalif - Khelfallah et la dépression du Chott Chergui plus loin.

Au nord, le flux souterrain est réparti en quatre bassins hydrogéologiques délimités par des lignes de partage des eaux.

- le bassin hydrogéologique de Saïda est divisé en deux sous-bassins Nazreg et Eaux Chaudes,
- le bassin hydrogéologique de Tifrit
- le bassin hydrogéologique du plateau d'Ain Sultane avec deux sous-bassins d'Ain Sultane et Sidi Yahia.
- le bassin hydrogéologique du plateau d'Ain Balloul

La carte piézométrique révèle le rôle hydrogéologique de certaines failles tectoniques en tant qu'écrans imperméables ou très peu perméables.

- les failles constituant le contour occidental de la nappe (constatées par la géophysique, T.E.S, 1973), mais confirmées comme écran par la piézométrie).
- La faille transversale au sud du Djebel Kerroua - Djebel Tizigdelt, qui divise le bassin hydrogéologique de Saïda en deux sous-bassins celui de Nazreg (le principal) et celui des Eaux chaudes.
- La faille contournant au sud le horst de Djebel Khnifer-Tifrit qui forme dans sa partie orientale un seuil hydrogéologique.

La carte met en évidence aussi le rôle de drainage de la ligne tectonique de Poirier Nazreg. On peut ainsi localiser les "exutoires finaux":

- pour le sousbassin de Nazreg : la source Moussoulèf et la "Source tiède».
- pour le sous bassin des Eaux Chaudes : la source thermale de Hammam Rabbi.
- pour celui de Tifrit : la source Ain Tifrit, qui draine d'ailleurs la presque totalité de l'écoulement souterrain du bassin hydrogéologique.

2.2.5.2- Paramètres hydrodynamiques

La nature calcaréo-dolomitique du réservoir, la présence de failles et de diaclases ont permis la formation d'un réseau karstique par dissolution de la roche sous l'effet de la circulation des eaux de percolation. Ce réseau karstique se manifeste de nos jours en surface par la présence d'ovens ou "Rhars" communiquant en profondeur avec de véritables rivières souterraines, de grottes, de galeries, de siphons (Pitaud, 1973 ; SETHYOR, 1982 ; T.E.S ,1973). La présence d'un tel réseau confère au réservoir une perméabilité de fissures nettement supérieure à la perméabilité intrinsèque de la dolomie ou du calcaire. Des essais de pompage de longue durée effectués sur les forages soviétiques n° 48 et 62 ont montré dans la nappe captive une transmissivité de l'ordre de $8 \times 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$.

Sur le plateau de Tidernatine et des Hassasnas-Nord, on ne dispose pas de valeur de K et T.

En ce qui concerne le coefficient d'emmagasinement (S), la valeur calculée au cours de l'essai de pompage effectué sur le forage 48 (Fig .13) est de l'ordre de 9×10^{-5} .

Les principaux paramètres hydrodynamiques, transmissivité, coefficient d'emmagasinement, sont étudiés sur la base des essais de débits exécutés par T.E.S en 1973. Pour les essais concernant la partie captive, l'analyse n'a été exécutée que sur 2 ou 3 points afin d'obtenir une idée sur les caractéristiques de la nappe. Les valeurs obtenues permettent d'établir un zonage de la partie captive de la nappe de Saïda.

- **Transmissivité (T)**

- Zone à $T = 1 \text{ à } 5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 / \text{s}$: concerne la zone de Nazreg avec une épaisseur considérable, 70 à 100m et un très bon coefficient de perméabilité $K = 1 \text{ à } 5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ (Fig.13)

- Zone à $T = 10^{-2} \text{ à } 10^{-3} \text{ m}^2 / \text{s}$: immédiatement au nord de la première, autour du forage Se3 ; son épaisseur est importante (100m) et sa perméabilité plus faible $K = 10^{-5} \text{ m/s}$

- Zone à $T = 10^{-3}$ à 10^{-4} m^2/s , plus au nord entre les deux failles transversales (forage Se2); épaisseur 50 à 60m, faible perméabilité de $10^{-5}m/s$ à $10^{-6}m/s$.

- Zone à $T = 10^{-4}$ à 10^{-5} m^2/s : la partie la plus au nord de la nappe captive (forages Se1, 9-274) ; épaisseur réduite, K = faible de $10^{-5}m/s$ à $10^{-6}m/s$.

La partie libre (les plateaux) possède une transmissivité extrêmement variée suivant l'épaisseur mouillée et la karstification. Des valeurs de T d'environ 10^{-4} m^2/s sont constatées, mais il existe aussi des zones à transmissivité élevée ($T = 10^{-2}$ m^2/s au forage 80-305).

- **Coefficient d'emmagasinement (S)**

- Zone à $S = 10^{-5}$ à 10^{-6} : la partie nord de la nappe captive (Se1, Se2). Le régime d'élasticité est très bien exprimé.

- Zone à $S = 10^{-4}$ à 10^{-5} : valeurs obtenues dans la partie profonde de la nappe captive autour de Nazreg; élasticité moyenne (Fig.13).

- Zone à $S = 1$ à 5.10^{-3} : zone périphérique de la nappe captive (entre les forages de Nazreg NA-1 et NA-2); valeurs intermédiaires, phénomène d'élasticité faiblement exprimé.

Dans la partie libre de la nappe, le coefficient d'emmagasinement a une valeur de 0.048, obtenue à partir de l'essai de pompage effectué sur le forage 80-305 et le piézomètre Sp.7.

2.2.5.3- Les réservoirs

- "Réserves hydrogéologiques"

Faute de connaître les dimensions exactes de l'aquifère des 3 unités étudiées (épaisseur, limites, volumes noyés,..) et le coefficient d'emmagasinement moyen, il paraît très difficile de donner actuellement une valeur représentant les "réserves hydrogéologiques". D'après l'étude TES de 1973, une estimation approximative des réserves dans la partie libre du réservoir, moyennant un coefficient d'emmagasinement $S = 0,048$ (forage Sp-7), pour une superficie $A = 810km^2$ et une épaisseur moyenne $H = 20$ m, le volume serait de :

$V_{st} = A.H.S$, soit : 775 hm³.

Pour les réserves dites élastiques concernant la partie captive, dans la vallée de Saïda, on a distingué trois secteurs à valeurs très différentes de S. Les réserves élastiques totales sont évaluées comme suit:

$$V_{el} = \sum_1^n A_i \cdot S_i \cdot H_i = 7,7 \text{ hm}^3$$

La part prédominante (7,2 hm³) concerne la zone périphérique de la nappe captive (le secteur de Nazreg à l'est de la route RN 6. Le secteur de la vallée à l'ouest (0,44 hm³) est peu important, tandis que le volume du secteur nord des Eaux Chaudes est pratiquement négligeable (0,06 hm³). On voit que les réserves élastiques ne constituent que 1% du volume des réserves statiques, ce qui est d'ailleurs le rapport habituellement rencontré.

- Réserves régulatrices

Celles-ci dépendent essentiellement des apports pluviométriques moyens annuels. En considérant une pluviométrie moyenne de 450 mm et un coefficient d'infiltration de 10 à 20%, il s'infiltrerait dans la nappe annuellement 22,5 à 45 hm³. Une meilleure évaluation du coefficient d'infiltration et une bonne connaissance de fréquences de retour de telle ou telle pluie devraient permettre d'obtenir une fourchette de variation des réserves régulatrices.

D'après l'étude TES de 1973, en considérant une surface des affleurements de 696 km² et une pluviométrie moyennée de 470 mm, le volume d'eau infiltrée correspond au débit total des exutoires (sources et forages, soit : 1440 L/s), le coefficient d'infiltration serait de : $(k_{(i)} =) 45,4 / 327 = 0,139 \approx 0,14$; soit : 14%.

2.2.5.4- Chimie des eaux

Les eaux de l'Aaléno-Bathonien présentent au point de vue chimique, un faciès carbonaté calcique et magnésien d'une constance remarquable. Les résultats des analyses effectuées sur des échantillons prélevés en Janvier-Février 1970 sont donnés au tableau 4.

concentration	Ca	Mg	Na	Cl	SO ₄	HCO ₃	dH(°F)	RS
moy (mg/l)	80	35	15 à 20	35 à 40	30 à 60	200 à 400	35	250 à 600

Tableau 4: Composition chimique des eaux (Pitaud ,1973).

En ce qui concerne la potabilité chimique pour la consommation humaine et l'usage agricole, les eaux sont d'une excellente qualité lorsqu'elles ne contiennent que peu ou pas de nitrites et de nitrates. Il arrive en effet que certains échantillons montrent des teneurs trop élevées en nitrites et nitrates qui sont des indices certains de pollution.

Au point de vue potabilité bactériologique, la nappe du plateau ainsi que la nappe captive, présentent une très grande vulnérabilité du fait de la karstification qui assure une

infiltration des eaux de surface quasi immédiate. C'est ainsi que les eaux de l'Aïn Zerga et de l'Aïn Ben Soltane deviennent troubles et boueuses lors des épisodes de fortes pluies. Les examens bactériologiques révèlent la présence de nombreux germes pathogènes.

Depuis les années 1970, la situation s'est dégradée sur le plan qualitatif et quantitatif, comme l'ont révélé plusieurs campagnes d'analyses chimiques et bactériologiques. A titre d'exemples la campagne effectuée par la SETHYOR en 1982 avait déjà abouti à un constat alarmant. Sur 27 points d'eau analysés dans la vallée de l'oued Saïda (sources, forages et puits), 17 points d'eau étaient pollués bactériologiquement y compris le forage 27 situé à quelques mètres des berges de l'oued Saïda.

Les manifestations des phénomènes climatiques extrêmes de ces dernières années, sécheresses et crues (Khaldi, 2005), ont notablement diminué la ressource et donc altéré la qualité des eaux emmagasinées. La sécheresse persistante a induit une baisse tendancielle des réserves exploitables, marquée par la diminution voire le tarissement du débit des sources, conduisant à solliciter une part croissante des eaux thermales, impropres à la consommation de par leurs caractéristiques géochimiques.

Ce phénomène est particulièrement critique en étiage où ce sont précisément les blocs les moins perméables qui contribuent à l'écoulement global. Quant aux crues d'hiver et de printemps, du fait de leur mode d'infiltration rapide, elles charrient turbidité et matière organique dans des cheminements du réseau de drainage qui ne font pas droit aux processus de filtration. Elles mêlent alors des eaux superficielles, parfois souillées par des pollutions d'origine agricole ou domestique, à des eaux profondes, non polluées. La dilution, qui se développe dans ces conditions, augmente le risque associé aux multiples sources de contaminations accidentelles.

Les sources potentielles de contamination recensées sur le bassin d'alimentation sont nombreuses et variées : lixiviat du trafic routier, décharges sauvages, carrières d'agrégats, réseau d'assainissement défectueux, fuites fréquentes d'eaux usées, berges de l'oued non bâties servant de collecteur principal des eaux usées, cimetières, rejets industriels non traités, fertilisants, engrais, ...

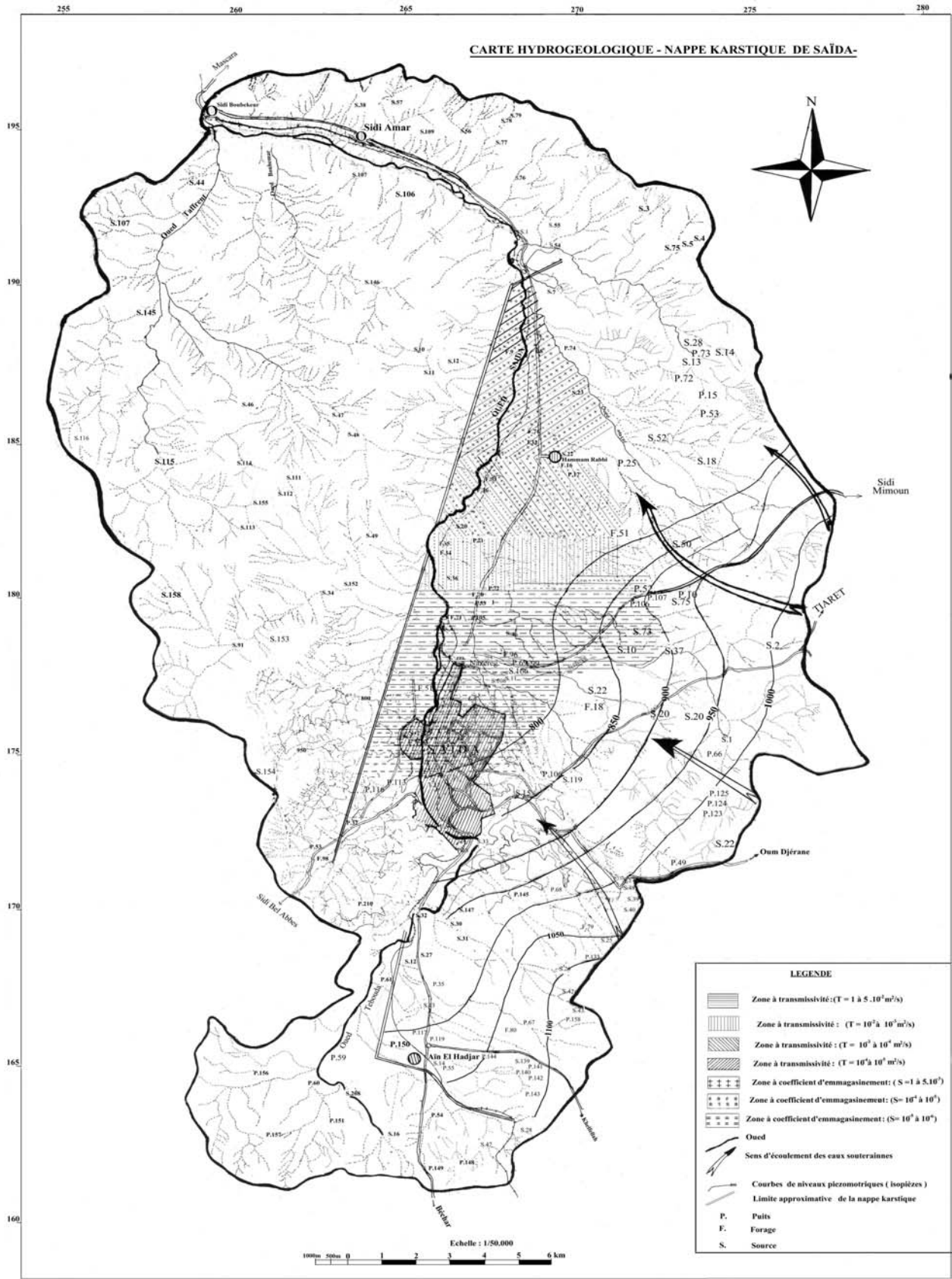


Figure 13: Carte piézométrique de la nappe de Saïda (SETHYOR ,1982).

Les caractéristiques hydrogéologiques de la région sont résumées dans le tableau 5.

<i>Etages</i>	<i>Sous-étages</i>	<i>Lithologie</i>	<i>Nom de la formation</i>	<i>Perméabilité</i>	<i>Rôle hydrogéologique</i>
Primaire		Schistes et quartzites, intrusion granitique et basaltique	Socle hercynien	nulle	Aucun rôle hydrogéologique
Trias		ensembles détritiques et un membre basaltique	Ensemble volcano-détritique	impermeable	Rôle de substratum imperméable
Jurassique	Hétangien-Plienbachien	carbonate	Formations carbonatées de Boulaoul	fissures	L'ensemble a une épaisseur de 400 m. Il forme le cause de Tidernatine et le réservoir principal de la région. Ce sont des formations très karstifiées.
	Toarcien	Marno-calcaires	Marnes d'Essafeh	impermeables	
	Aaléno-bathonien	carbonates	Carbonate d'Aïn Dez	fissures	
	Bajocien	Argiles bigarrées	Argiles bigarrées de Sidi Youcef	impermeables	
	Bathonien	carbonates	Formation carbonatée de Zerzour	fissures	
	Bajo-bathonien	marnes	Marnes de Modzbab	impermeables	
	Callovo-Oxfordien	Argiles, gris vert ou jaunâtres, quelques bancs de grès	Argiles de Saïda	impermeables	Complètement étanche
	Lusitanien	Argiles et grès	Grès de Franchetti	pores	Du fait de leur situation perchée, ils sont souvent drainés
	Kimméridgien	Dolomies massives en gros bancs	Dolomies de Tlemcen	fissures	Très karstifié, mais comme le Lusitanien il est complètement drainé.
Plio-Quaternaire		Conglomérats, argiles, limons, croûtes calcaires et travertins	Ensemble argileux du	peu perméable	Peut contenir des niveaux de sables et graviers d'où jaillissent de petites sources (Aïn Beïda)

Tableau 5: Résumé des potentialités hydrogéologiques de la région de Saïda.

2.3- Conclusion

Le bassin versant de l'oued Saïda et particulièrement le fossé de la vallée de l'oued Saïda représente la zone la plus complexe du bassin versant et celle qui renferme la plus grand nombre de forages parfois artésiens et offrant de très bons débits à l'exception des forages de la région de Skhouna et de sources (AïnZerga, Sultane, Poirier, Tebouda, Source

ronde,...). Les monts de Saïda constituent un vaste plateau représenté par des affleurements carbonatés sur une surface de 2500 à 3000 km². Ces formations sont constituées d'épaisses séries de dolomies et calcaires du Bajo-bathonien qui constituent le réservoir principal de la région. Elles sont très karstifiées, se présentent sous forme de bancs métriques séparés par des joints de stratification. Le substratum est constitué par les formations marno-calcaires du Toarcien.

Cet ensemble aquifère est limité à sa base par le Trias et le socle imperméable. Sa puissance de quelques centaines de mètres lui assure une grande extension régionale dont la continuité hydraulique n'est que peu affectée par les failles. Sur l'ensemble du plateau, il constitue une nappe libre hormis dans les zones déprimées, comme dans la vallée de Saïda et la zone d'effondrement au Nord du môle de Tifrit, où l'épais recouvrement imperméable des argiles de Saïda le rend captif.

Quant aux grès du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, ils peuvent constituer localement un aquifère dont la position perchée fait qu'il est en général totalement drainé vers l'aquifère carbonaté. Les formations continentales tertiaires et quaternaires, pour la plupart peu perméables, peuvent elles aussi constituer localement un aquifère. L'alimentation irrégulière et très hétérogène, s'effectue essentiellement à partir des précipitations qui s'infiltrent par le biais des affleurements des formations carbonatées fracturées et schistosées.

La synthèse des études et travaux antérieurs effectués par de nombreux auteurs (ANRH, Clair, Pitaud, Clair, Dechamps, T.E.S., SETHYOR,...) permet de conclure que la tectonique des monts de Saïda traduit à la fois les mouvements du socle primaire en profondeur et le contre-coup du plissement tellien plus récent. Elle résulte de la superposition d'une tectonique simple (plis de grands rayons de courbures, ondulations,...) et d'une tectonique cassante (failles, horsts, grabens). Le plateau saïdéen est un vaste anticlinal dont l'axe est en gros à une direction SW-NE. La tectonique cassante se manifeste par des failles subverticales de direction principale NE-SW avec un rejet vertical supérieur à 150 m. Ces failles délimitent un ensemble de horsts et grabens (vallée de l'Oued Saïda). Dans la zone d'étude (plateau d'Oum Djerane-Saïda), le pendage des couches est très faible (10° au maximum vers l'Ouest). Il s'agit de formations carbonatées subhorizontales d'où le nom de « cause de Tidernatine ».

CHAPITRE 3

CADRE PHYSIQUE ET CLIMATIQUE DE LA REGION D'ETUDE

3.1- Situation géographique

La région de Saïda se situe à environ 180 km au S.E d'Oran (fig.4). Elle s'étend sur une superficie de l'ordre de 2500 km² pour partie sur l'aire du "Plateau de Saïda" pour partie sur celle de la vallée de l'oued Saïda orientée N-S.

Le flanc ouest du plateau est constitué par la partie sud des monts de Saïda, limitée à l'ouest par les monts de Daïa et la plaine de Maalif, au SE par l'axe du Djebel Sidi-Youssef, et au nord par la vallée de l'oued Taria. Plus au sud pointe la dépression du Chott Chergui. La région est délimitée par trois sous bassins que drainent les oueds Saïda, Taria et El Abd et par la partie septentrionale du bassin versant du Chott Chergui.

Nous abondons dans le sens des observations des précédents auteurs pour reconnaître à la région une vocation économique essentiellement agro-pastorale, avec une surface totale de terres cultivées de 3600 hectares. Ces surfaces s'étendent essentiellement dans la vallée de l'oued Saïda. Le "plateau" est assez peu pourvu en sols, la roche mère dolomitique restant découverte sauf dans les dépressions que comblent des dépôts argileux.

3.2- Géomorphologie et hydrographie

Le relief de la région est constitué de zones montagneuses et de plateaux culminant à 1240 m et 1300 m aux djebels Sidi Youssef et Khenifer. Une légère concavité apparaît dans la région d'Oum Djerane et de Rhar Amira. Elle abrite un bassin topographique connectée à la perte de Rhar Amira qui absorbe de gros débits à l'occasion des pointes des très fortes crues. Ce plateau, bordé à l'ouest par la vallée de l'oued Saïda, d'altitude moyenne 700 m, redescend en pente douce vers les hautes plaines du Chott-Chergui par l'intermédiaire de la région des Hassasnas. La tranche d'altitude la plus fréquente est comprise entre 900 et 1100 m. La végétation est de type sub-humide. Le chêne vert existe surtout dans les zones montagneuses et couvre une superficie plus importante dans la partie Nord du secteur d'étude. Le pin d'Alep est beaucoup moins dense que le chêne vert et se trouve surtout au Sud de la ville de Saïda, le long des axes routiers grâce au reboisement entrepris durant ces dernières décennies pratiquement toutes

exploitées en céréales et très peu en légumineuses et fruits. Le plateau présente un bombement avec une pente générale vers le Nord. Les principaux bassins versants correspondent aux oueds Saïda, Hasna, Guernida, Mimoun et Taria, constitué par la confluence des trois oueds précédents.

Tous ces oueds sont pérennes à l'exception de l'oued Guernida. Ils s'écoulent du Sud vers le Nord. En revanche, aucun écoulement de surface pérenne ne se manifeste vers le Sud, en direction de la dépression du Chott Chergui.

Les principaux oueds sont l'oued Saïda et l'oued Taria qui font partie du bassin versant de la Macta, tous deux alimentés par des petits oueds affluents (figure 14). Ce sont les oueds de Nazreg, Ben Fakroun, Tafrent et Bou Hamar pour l'oued Saïda tandis que la confluence des oueds El Kebir, Ziane et Berroukia forme l'oued Beniane dont le prolongement vers l'Ouest avec l'oued Hasna constitue l'oued Taria.

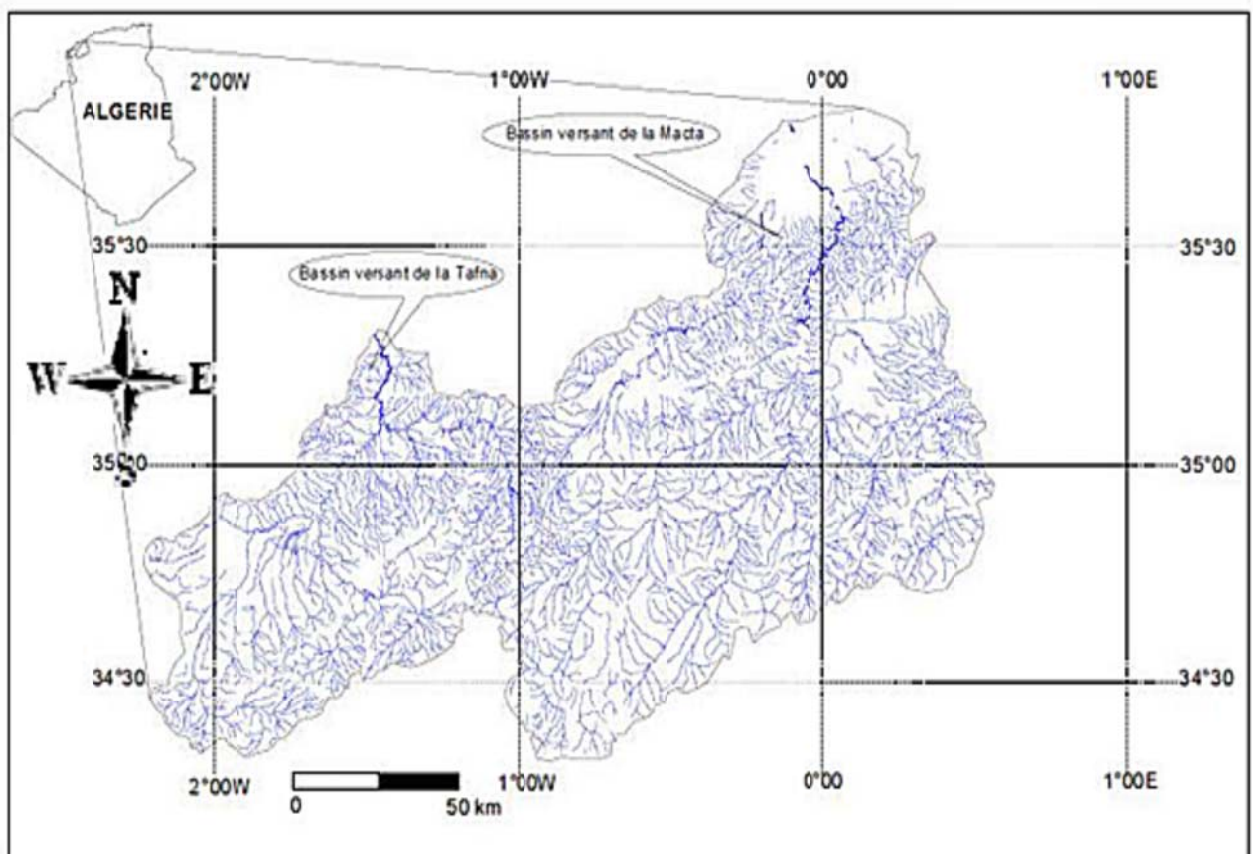


Figure 14: Réseau hydrographique de la région ouest (ANRH).

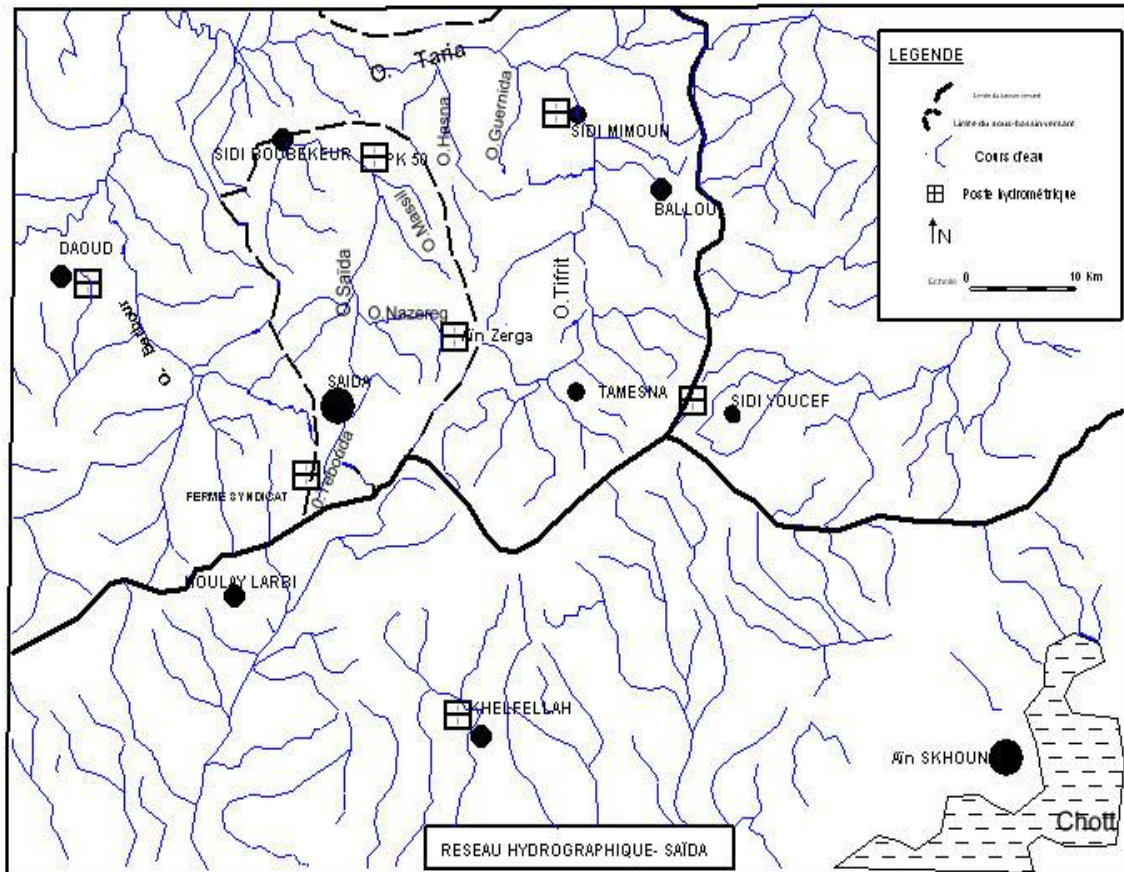


Figure15: Réseau hydrographique du plateau d'El Hassasnas (ANRH, 1994).

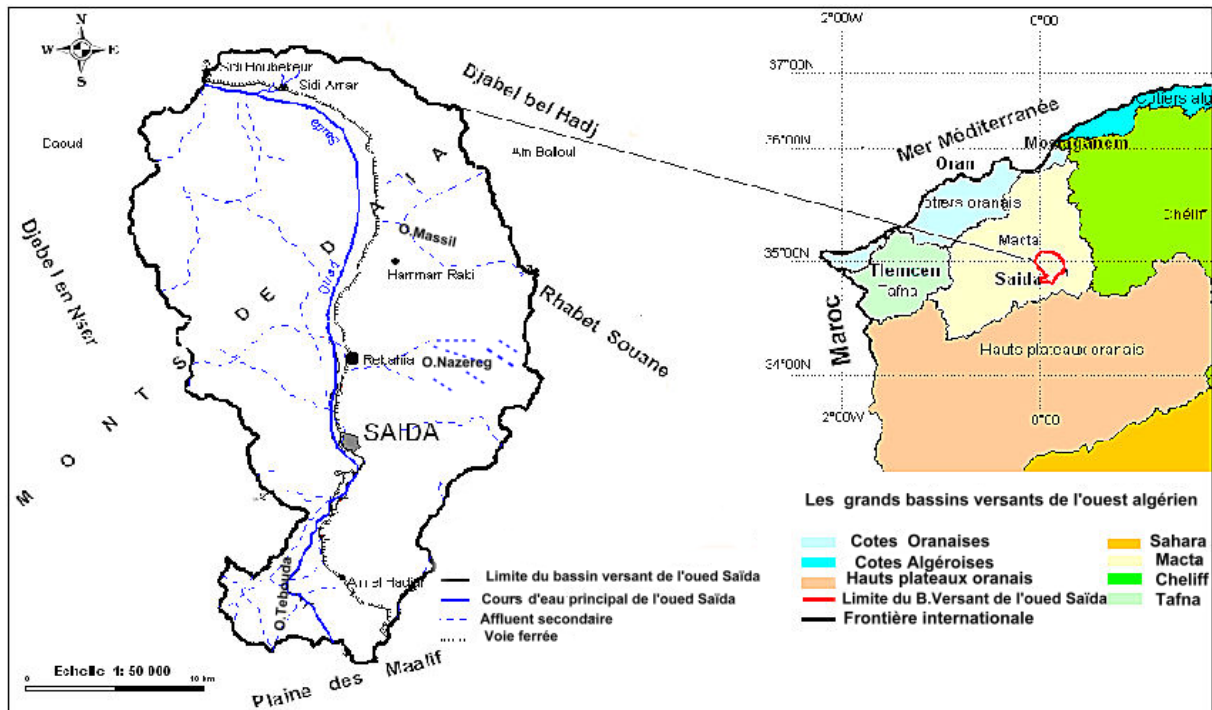


Figure 16: Carte de situation géographique du bassin versant de l'oued Saïda.

Ces cours d'eau, alimentés en partie par les eaux des sources, sont caractérisés par des débits assez irréguliers au cours de l'année. Les étiages peuvent atteindre des débits très faibles de l'ordre de 0,12 m³/s. Dans la partie Sud des deux sous bassins, les deux oueds s'écoulent globalement selon la direction Sud-Nord qui devient Est-Ouest à l'extrême nord. Dans la partie Nord du bassin versant du Chott Chergui et de la dépression proprement dite, la zone présente de vastes plaines.

La densité du chevelu hydrographique est diversifiée. Elle varie selon la perméabilité des formations géologiques, mettant en valeur la prédominance des zones d'infiltration aux zones à fort ruissellement. Aucun écoulement pérenne ne se manifeste dans la partie Nord du bassin du Chott Chergui.

-Bassin versant de l'oued Saïda

Le Tableau 6 résume les caractéristiques de ses sous- bassins et les valeurs des principaux paramètres relatifs à sa morphométrie.

S/Bassins	Nombre de talwegs							Total	Aire (km ²)	Longueur (km)	Densité (km/km ²)	Fréq
	Ordre											
	1	2	3	4	5	6	7					
O.Tebouda	149	67	49	26	01	-	-	292	94,16	240,90	2,64	3,10
O.Saïda	385	220	182	142	75	37	01	1042	176,35	622,95	3,53	5,90
O.Nezreg	257	72	16	02	01	-	-	348	67,31	173,85	2,75	5,17
O.Massil	108	68	45	17	11	01	-	251	35,85	151,75	4,23	6,98

Tableau 6 : Caractéristiques morphométriques des sous-bassins de l'oued Saïda.

La figure 17 présente la cartographie du réseau hydrographique du bassin versant de l'oued Saïda.

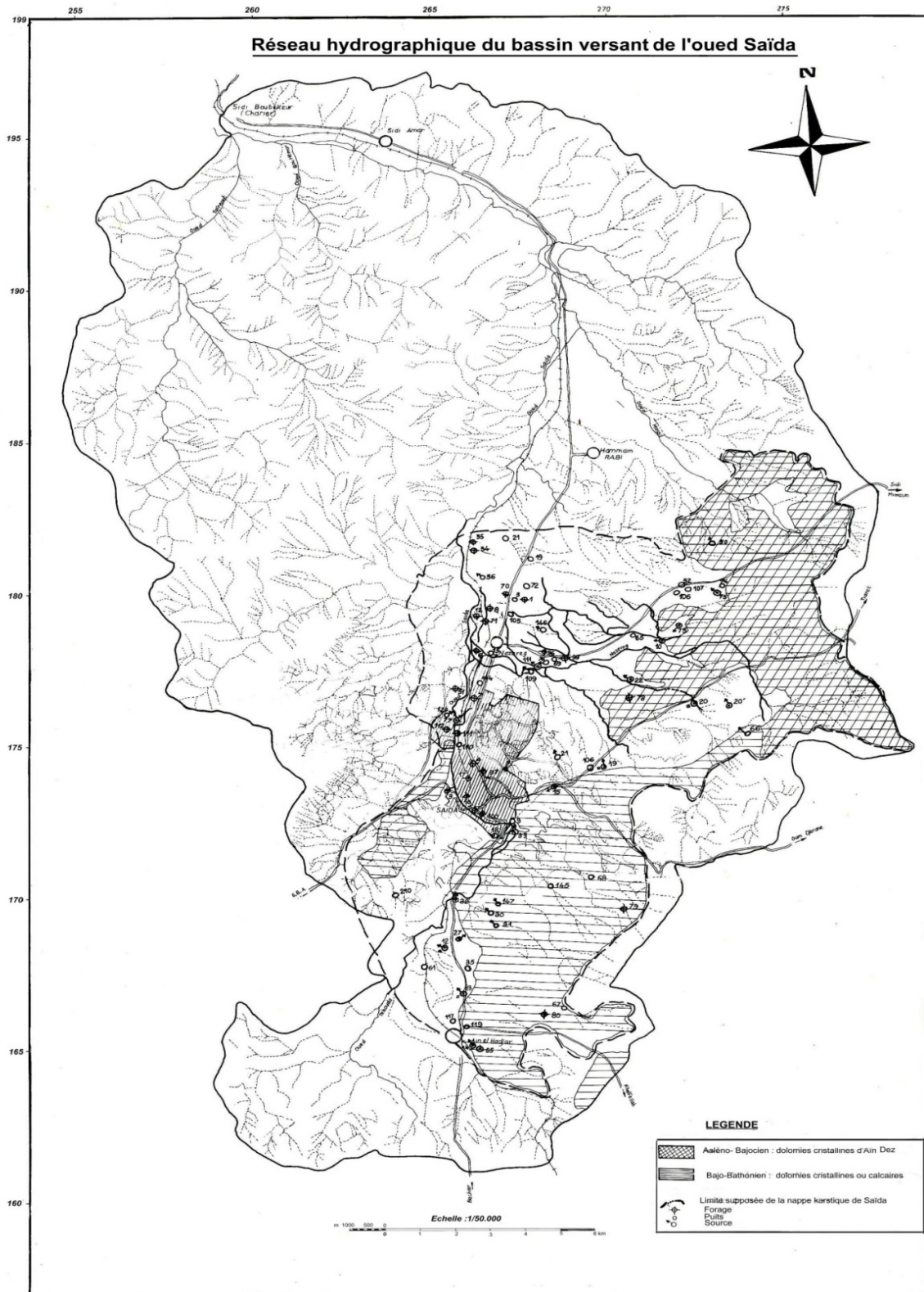


Figure 17: Carte du réseau hydrographique du bassin versant de l'oued Saïda (SETHYOR, 1982).

3.3- Synopsis sur le climat de la région

Pour des raisons évidentes, le bref aperçu sur le climat de la région qui suit, ne rapporte et traite que les données hydroclimatiques contemporaines des campagnes de données de mesures à la base de notre étude. Les données plus récentes ne sont traitées, qu'accessoirement, pour situer la chronique des données dans la conjoncture climatique prévalant dans la région.

Le climat y est de type continental avec une température moyenne annuelle atmosphérique à Saïda de 16.45° (Seltzer 1917-1922) à 17. 90° (ENENA 1961 à 1970). La pluviométrie moyenne annuelle, qui était de l'ordre de 450 mm, a chuté durant les dernières décennies à moins de 360 mm, avec une grande variabilité dans le temps (mensuelle et interannuelle) et dans l'espace (influence probable de la topographie et des vents pluvieux dominants venant de l'ouest et du nord-ouest).

La région étudiée est, en effet, située dans une zone de transition entre les régimes pluviométriques du Tell et des hauts plateaux. La pluviosité diminue en moyenne de 500 mm à 270 mm et les précipitations ont tendance à se concentrer sur les flancs ouest, nord et nord-est du plateau et à diminuer assez progressivement du Nord vers le Sud. Certains hauts reliefs, vers le centre de la région (Djebel Kenifer près d'Aïn Tifrit), retiennent les nébulosités d'où une augmentation très localisée des précipitations qui peut faire illusion.

L'humidité relative moyenne annuelle de l'air est de l'ordre de 58 %. L'hiver et l'été correspondent aux saisons extrêmes avec 70.5% en décembre et 36.5% en juillet. Les vents les plus importants se manifestent en avril et les plus faibles en force en septembre et octobre. Le sirocco, vent chaud du Sud, souffle surtout en été et peut durer jusqu'à une semaine durant l'année. La moyenne interannuelle à la station O.N.M est de 16°C. Le mois le plus chaud est juillet (26°C) et le plus froid est janvier (8.4°C). Les amplitudes thermiques mensuelles et annuelles sont très élevées. Elles passent de 10.6°C en janvier à 19°C en juillet pour les amplitudes mensuelles et de l'ordre de 18.2°C pour l'amplitude annuelle.

La majorité des stations présentent des données incomplètes. Seule la station de l'Office Nationale de la météorologie (O.N.M) possède une longue série chronologique des précipitations et c'est aussi la seule où existent des données sur la température et les vents. Le tableau 7 résume les caractéristiques climatiques moyennes de la période de 1985 à

2005. La troisième station présente une pluviométrie moyenne de 420 mm. Les mois les plus pluvieux sont décembre et janvier (27%) et les plus secs, juillet et août (< 3%).

Les données de pluviométrie pour les stations de Saïda et Aïn El Hadjar sur 48 et 39 années donnent un module annuel de 424.3 mm. Les précipitations de la série chronologique allant de 1930-31 à 1992-93 sont très variables. Le maximum a été observé durant le cycle hydrologique 1943-44 avec 578 mm et le minimum avec 165 mm durant l'année 1982-83. La moyenne annuelle des précipitations des deux dernières décennies est déficitaire par rapport à la normale. La région a subi encore une sécheresse pratiquement continue durant les décennies 1980 et 1990. L'étude statistique de la pluviométrie relevée au niveau des stations de Saïda et Aïn el Hadjar sur 48 et 39 années donne un module annuel de 424.3 mm et 425.2 mm (Decamps, 1971). Ces observations sur l'évolution de la pluviométrie annuelle sont conformes avec celles relevées par Khaldi (2008).

Le tableau 7, extrait des travaux de Pitaud (1972), donne la pluviométrie moyenne selon les surfaces d'affleurement carbonatées et non carbonatées de l'ensemble du plateau de Hassasnas. Ces chiffres montrent l'importance de l'impluvium des surfaces carbonatées qui représentent plus de 42% de la surface totale de la zone considérée.

Impluviums	Superficies (km²)	Période 1970-71	Années moyennes (mm)	Moyenne (mm)
Carbonaté	530	314	477 et 425	451
Non-carbonaté	723	311	474 et 424	449
Ensemble des bassins	1253	312		450

Tableau 7: Valeurs de la pluviométrie obtenues par planimétrie (Decamps P., 1971).

Nous avons étendu l'horizon temporel de cette étude statistique en traitant les données des chroniques 1980-1996 des stations de Saïda, Sidi Mimoun et Tifrit. De leur examen, il résulte que les observations précédentes restent valables : les précipitations enregistrées sont assez faibles avec une moyenne annuelle de 400 à 420 mm qui s'explique par la période de sécheresse régionale qu'a connu l'ensemble de l'ouest algérien d'une part et la proximité des stations de mesure (rayon de 15 à 20 km). La figure 18 montre l'allure des courbes des précipitations et leur proximité.

Le tableau ci-dessous résume les statistiques obtenues

Année	PCI		
	PK50	Sidi Mimoun	
1980-81	21.7	14.2	
1981-82	21.7	22.4	
1982-83	22.1	21.6	
1983-84	21.7	16.7	
1984-85	29.2	22.2	
1985-86	14.4	14.4	
1986-87	17.8	16.4	
1987-88	14.1	14.2	
1988-89	14.0	19.1	
1989-90	21.8	17.2	
1990-91	26.7	18.8	
1991-92	13.0	12.3	
1992-93	17.1	13.8	
1993-94	13.5	15.5	
1994-95	18.1	15.4	
1995-96	19.1	16.9	
Statistiques	Moyenne	19.1	16.9
	Ecart-type	5.0	3.2
	C.V.	0.26	0.19

Tableau 8: Statistiques descriptives PK50 et Sidi Mimoun

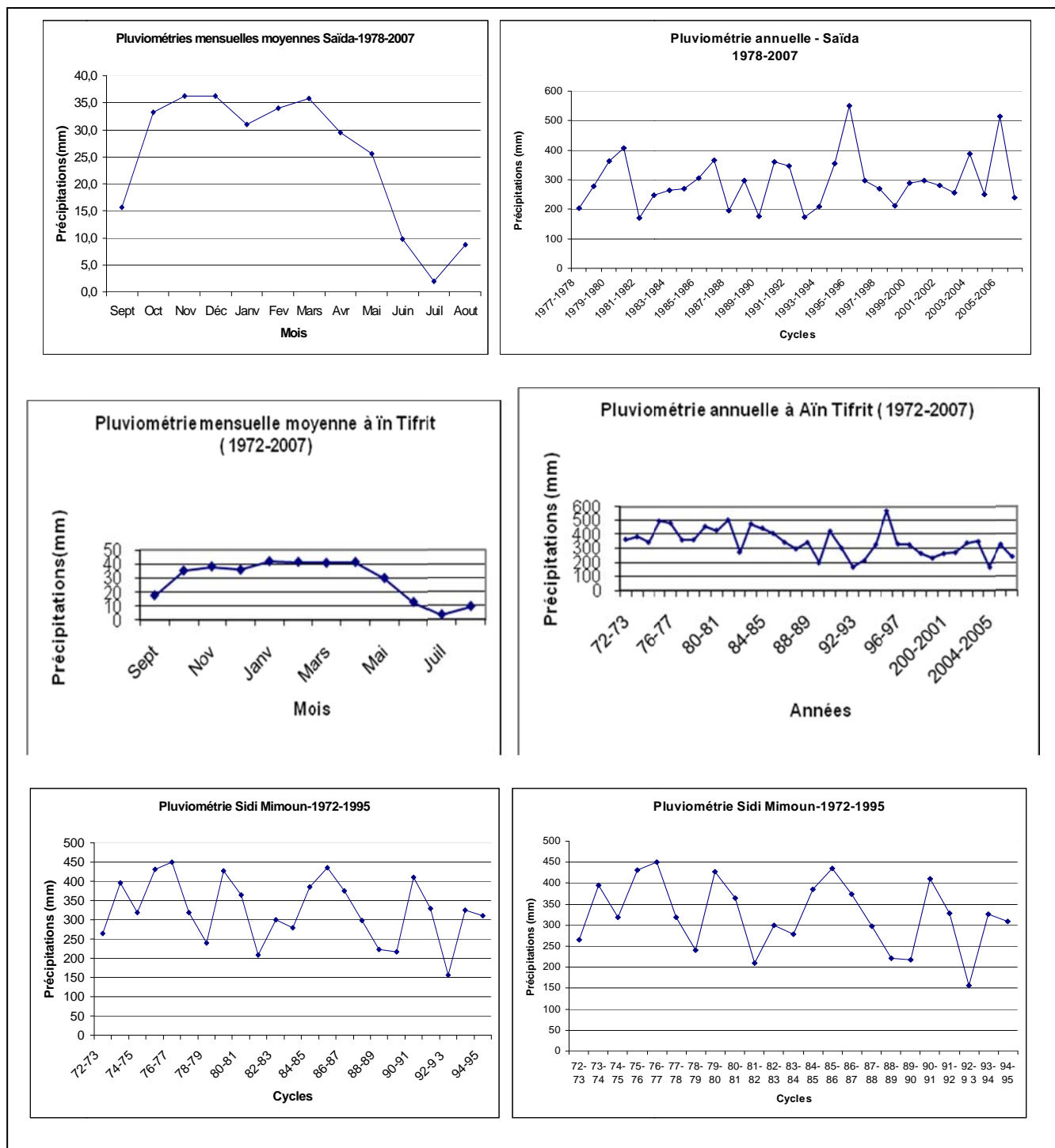


Figure 18: Pluviométries mensuelles et annuelles enregistrées au niveau des stations de Saïda, Tifrit et S.Mimoun.

3.4-Focus sur les chroniques pluviométriques locales

L'évolution des séries des précipitations dans la région de Saïda présente une rupture dès 1972. Elle s'est traduite par une importante baisse du module pluviométrique annuel particulièrement affecté par la réduction de la contribution des pluies d'hiver (décembre-janvier) à hauteur de 50 à 70% (Khaldi, 2005). Une seconde rupture en 1974

entame, quant à elle, la part des pluies de printemps (mars et avril). Au niveau de Saïda, cette diminution est de l'ordre de 60% (Khaldi, 2005). Sur la chronique des pluies de la période 1980-1996, la représentation de la pluviométrie à l'échelle annuelle et mensuelle (fig.18) prélude la caractérisation du régime des pluies par les indices de concentration des précipitations (Tableau 8).

$$PCI = 100 * \frac{\sum_{i=1}^{12} P_i}{P_a^2}$$

où P_a désigne les précipitations annuelles et P_i les précipitations mensuelles des 12 mois de l'année a. De l'examen des statistiques des valeurs des PCI calculés, il apparaît que sur la période 1980-81 à 1995-96, l'indice moyen pour PK50 est égal à 19.1 avec des valeurs situées dans la gamme 29.2 (1985) -13.0 (1992). Au niveau de la station de Sidi Mimoun, le PCI moyen est légèrement inférieur à celui de PK50 et égal à 16.9, valeur intermédiaire entre les valeurs 22.4 (1982) et 12.3 (1992). Aussi bien, pour le bassin de l'oued Saïda que pour celui de Sidi Mimoun, les statistiques de ces PCI sont caractéristiques d'une saisonnalité moyenne des précipitations avec des valeurs typiques tantôt d'une saisonnalité modérée tantôt d'une saisonnalité plutôt élevée. L'examen de la distribution de ces valeurs esquisse une légère discrimination qui témoigne de deux régimes pluviométriques différents marqués par une plus grande saisonnalité des précipitations.

L'ordre de grandeur des effectifs de la série des indices PCI ne nous permet malheureusement pas d'étayer cela par une analyse des tendances. Les moyennes respectives relatives aux PCI de ces 2 régimes sont égales à 23.7 et 17.2. Elles portent sur les valeurs de la période 1980-85 et celle qui suit. Il serait présomptueux de chercher à se prononcer sur la question de savoir si la différence $d = |23.7 - 17.2|$ entre ces 2 moyennes est significative ou pas.

3.5- Focus sur l'hydrologie

Les modules hydrologiques Q enregistrés aux stations de jaugeage et les valeurs calculées des lames d'eau écoulées E (1) permettent de saisir l'évolution spatiale de l'écoulement superficiel annuel moyen (tableau 9). Cette évolution est étroitement liée aux disparités climatiques et physiographiques du bassin versant. La comparaison des lames d'eau écoulées avec les lames d'eau précipitées P (2) conduit à estimer les valeurs moyennes du coefficient d'écoulement C. Ce dernier reflète bien le rôle de

l'évapotranspiration et secondairement celui de la lithologie: pour ce type de sous-bassins semi-arides drainés par l'oued Saïda, il atteint à peine 5% alors que pour un sous-bassin tellien humide et très peu perméable comme celui de Bou Siaba, il s'élève à plus de 30%. En plus de leur forte variation spatiale. Les débits des oueds sont très irréguliers dans le temps: les débits instantanés varient, pour le Kébir-Rhume1 à El Ancer, de 1 m³/s (étiage de l'été 1978) à 1 341 m³/s (crue de janvier 1973).

Les données recueillies auprès de l'A.N.R.H. montrent des débits variables des oueds jaugés au niveau des stations hydrométriques installées sur chaque rivière durant la période allant de 1980 à août 1995 caractérisée par une suite de séquences humides et sèches.

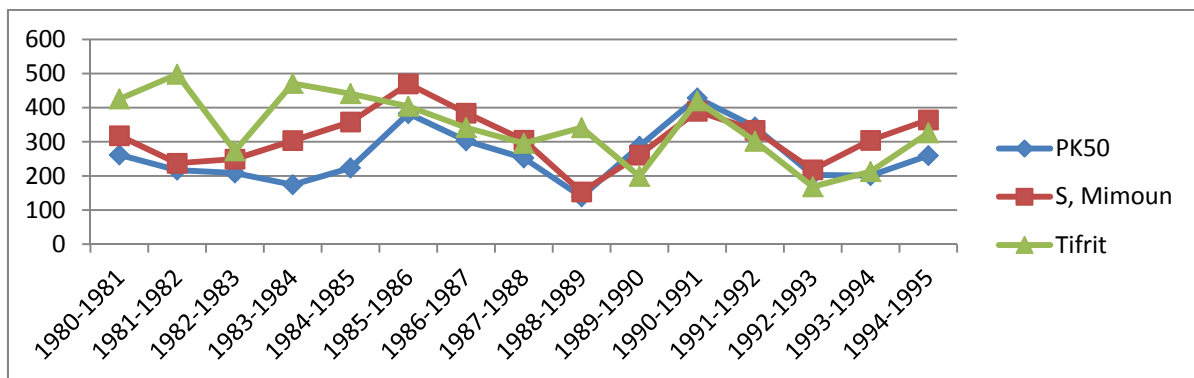


Figure 19: Moyennes interannuelles des débits en L/s de 1980 à 1995 (ANRH).

A partir des chroniques des pluies et des débits journaliers enregistrés au niveau des stations de Saïda (PK50) et Sidi Mimoun les cycles sont calculés par rapport aux statistiques du cycle moyen interannuel pour discriminer les cycles excédentaires des cycles déficitaires ; les résultats se présentent comme suit :

- Station PK50

Cycle	\bar{P}	\bar{Q}	σ_P	σ_Q	CV(P)	CV(Q)
1980-81	0.7274	0.3537	2.8173	0.4062	3.8731	1.1483
1981-82	0.5797	0.3168	2.6359	0.5037	4.5469	1.5899
1982-83	0.5858	0.3337	2.9092	0.3071	4.9666	0.9204
1983-84	0.4760	0.1441	2.4330	0.1086	5.1118	0.7532
1984-85	0.6121	0.2826	3.3062	0.7793	5.4018	2.7581
1985-86	1.0485	0.2741	3.6080	0.4929	3.4412	1.7982
1986-87	0.8288	0.4898	2.9766	1.9320	3.5916	3.9448
1987-88	0.6913	0.2267	2.9613	0.4351	4.2839	1.9195
1988-89	0.4677	0.1664	2.3828	0.3956	5.0951	2.3771
1989-90	0.6984	0.2736	3.1016	1.0798	4.4413	3.9461
1990-91	1.1745	0.4222	4.9126	1.9932	4.1827	4.7210
1991-92	0.9385	0.1982	3.3196	0.3670	3.5370	1.8512
1992-93	0.5441	0.1664	2.9023	0.5831	5.3341	3.5052
1993-94	0.5616	0.5301	2.2655	3.9033	4.0338	7.3639
1994-95	0.7792	0.5626	3.8403	2.3954	4.9287	4.2576
Max	1.1745	0.5626	4.9126	3.9033	5.4018	7.3639
Min	0.4677	0.1441	2.2655	0.1086	3.4412	0.7532

Tableau 9: Statistiques descriptives de la station PK50. Ce sont des moyennes journalières pour les pluies en (mm/j) et m³/s pour les débits.

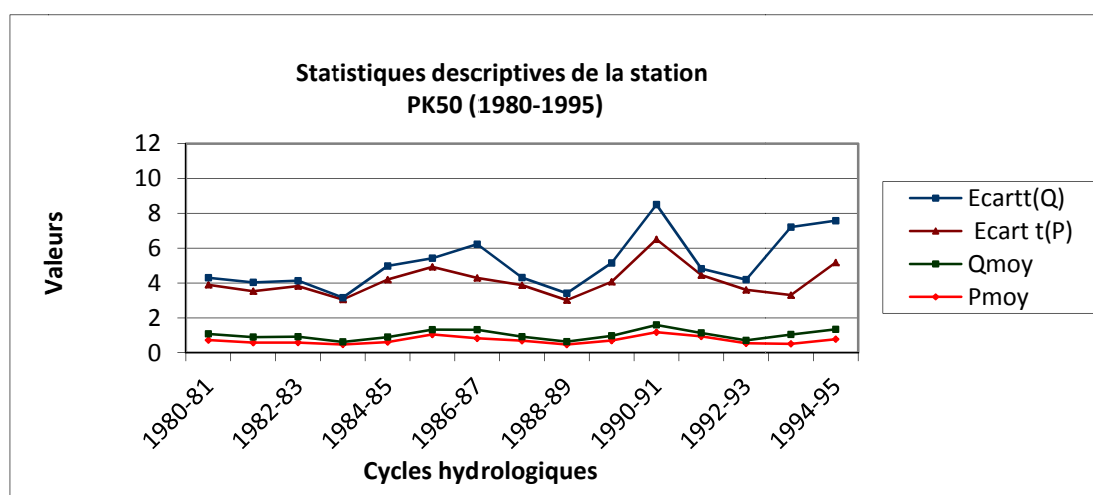


Figure 20 : Statistiques descriptives de la station du PK50.

La pluviométrie moyenne journalière pour toute la chronique (1980-1995) est de $\bar{P} = 0.71424$, celle des débits est : $\bar{Q} = 0.31606$

- Pour les pluies, 9 cycles sur un total de 15 sont déficitaires.

- Pour les débits, 7 cycles sont déficitaires.

Cycle	Pmoy	Ecart	Déficit	Qmoy	Ecart	Déficit
1980-81	0,7274	0,013		0,353	0,037	
1980-82	0,5797	-0,134	X	0,316	0,001	
1980-83	0,5858	-0,128	X	0,337	0,021	
1980-84	0,476	-0,238	X	0,144	-0,172	X
1980-85	0,6121	-0,102	X	0,2826	-0,033	X
1980-86	1,0485	0,334		0,2741	-0,042	X
1980-87	0,8288	0,114		0,4898	0,173	
1980-88	0,6913	-0,022	X	0,2267	-0,089	X
1980-89	0,4677	-0,246	X	0,1664	-0,149	X
1980-90	0,6984	-0,015	X	0,2736	-0,042	X
1980-91	1,1745	0,460		0,4222	0,106	
1980-92	0,9385	0,224		0,1982	-0,117	X
1980-93	0,5441	-0,170	X	0,1664	-0,149	X
1980-94	0,5616	-0,152	X	0,5301	0,214	
1980-95	0,7792	0,064		0,5626	0,246	

Tableau 10: Discrimination des cycles de la station PK50.

- **Station Sidi Mimoun**

La pluviométrie moyenne journalière pour toute la chronique (1980-1995) est de $\bar{P} = 0,85898$, celle des débits est: $\bar{Q} = 0,30651$. Pour les pluies 8 cycles sont déficitaires et 6 pour les écoulements superficiels.

Cycle	\bar{P}	\bar{Q}	σ_P	σ_Q	CV(P)	CV(Q)
1980-81	0.8701	0.4956	2.7243	0.4058	3.1309	0.8188
1981-82	0.6501	0.3358	2.7103	0.8222	4.1689	2.4484
1982-83	0.6830	0.3032	2.4368	0.2316	3.5677	0.7641
1983-84	0.8298	0.2016	3.2915	0.1446	3.9668	0.7174
1984-85	0.9808	0.7329	4.1746	5.1403	4.2562	7.0140
1985-86	1.2871	0.4745	3.9540	0.5921	3.0719	1.2478
1896-87	1.0523	0.3933	3.9116	0.4868	3.7171	1.2377
1987-88	0.8328	0.1522	3.0518	3.6645	0.2919	1.9186
1988-89	0.4195	0.1862	2.4108	0.5745	5.7474	3.0851
1989-90	0.7153	0.1476	2.9873	0.5132	4.1760	3.4764
1990-91	1.0674	0.2638	3.7103	3.0146	3.4761	11.4270
1991-92	1.0674	0.2638	3.3962	0.1300	3.1818	0.4929
1992-93	0.5973	0.0884	2.7665	0.4893	4.6320	5.5364
1993-94	0.8337	0.0946	2.9532	0.1550	3.5422	1.6389
1994-95	0.9981	0.4671	4.8026	4.6254	4.8118	9.9022
Max	1.2871	0.7329	4.8026	5.1403	5.7474	11.4270
Min	0.4195	0.0884	2.4108	0.1300	3.0719	0.4929

Tableau 11: Statistiques descriptives de la station de Sidi Mimoun.

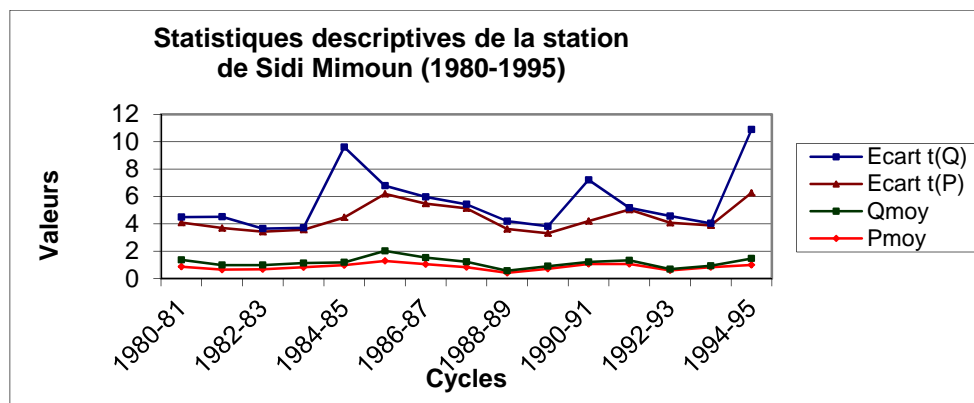


Figure 21: Statistiques descriptives de la station de Sidi Mimoun.

Cycle	P moy	Ecart	Déficit	Qmoy	Ecart
1980-81	0,8701	0,01		0,4956	0,189
1981-82	0,6501	-0,21	x	0,3358	0,029
1982-83	0,6830	-0,18	x	0,3002	-0,006
1983-84	0,8298	-0,03	x	0,2016	-0,105
1984-85	0,9808	0,12		0,7329	0,426
1985-86	1,2871	0,43		0,4745	0,168
1986-87	1,0523	0,19		0,3933	0,087
1987-88	0,8328	-0,03	x	0,1522	-0,154
1988-89	0,4195	-0,44	x	0,1862	-0,120
1989-90	0,7153	-0,14	x	0,1476	-0,159
1990-91	1,0674	0,21		0,2638	-0,043
1991-92	1,0674	0,21		0,2638	-0,05
1992-93	0,5973	-0,26	x	0,0884	-0,23
1993-94	0,8337	-0,03	x	0,0946	-0,22

Tableau 12: Discrimination des cycles de la station de Sidi Mimoun.

Les tableaux des statistiques montrent une similitude entre les pluies et des différences pour les débits moyens au niveau des deux stations de mesure. Cependant les statistiques descriptives montrent une meilleure corrélation pluie débit au niveau de la station de Sidi Mimoun par rapport à celle du PK 50. La figure 22 présente les hydrogrammes des deux stations.

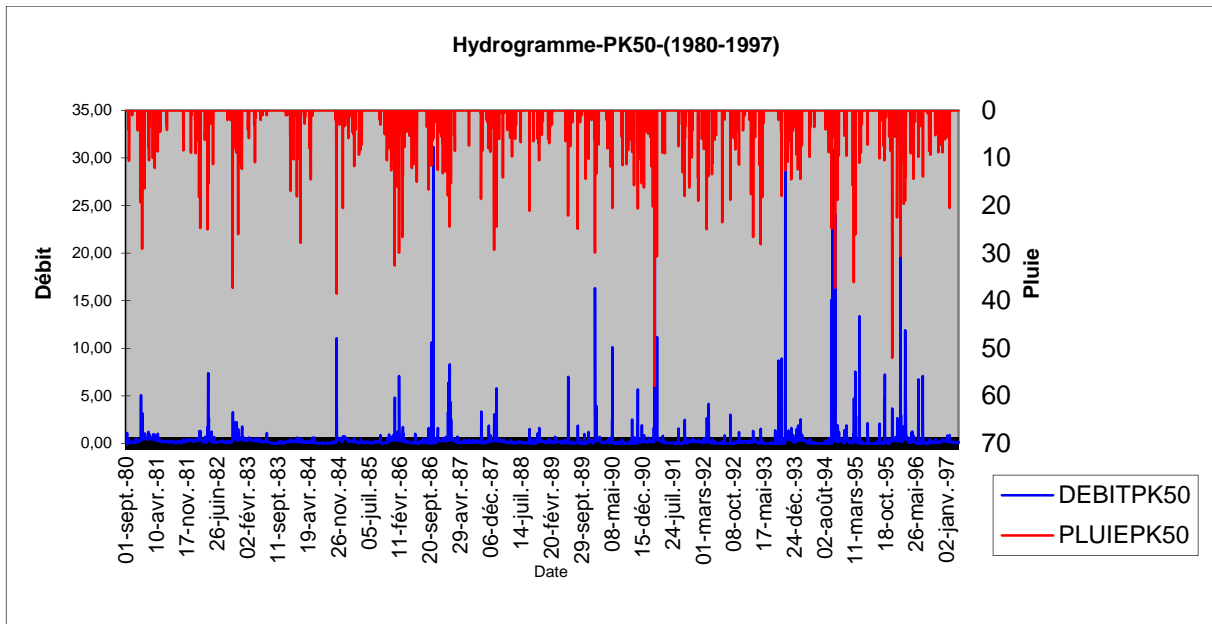


Figure 22: Hydrogramme du PK50-1980-1997 (données ANRH).

Les débits de l’oued Oued Saïda à la station PK50 montrent une très grande irrégularité. Le débit annuel moyen sur les périodes d’observation est de l’ordre de $0.32 \text{ m}^3/\text{s}$, et de $0.31 \text{ m}^3/\text{s}$ pour Sidi Mimoun, en période saison d’étiage il diminue jusqu’à $0.08 \text{ m}^3/\text{s}$. Les tableaux et les figures ci-dessus montrent pour les deux stations que les débits augmentent à partir de septembre pour atteindre leur maximum au mois de février-mars, puis ils diminuent régulièrement jusqu’ à un minimum au mois d’août.

Les tableaux 25 et 26 récapitulent les précipitations et débits interannuels pour les stations PK50 (Saïda) et Sidi Mimoun. Le tableau 13 représente les valeurs annuelles moyennes des précipitations et des débits enregistrées à Saïda.

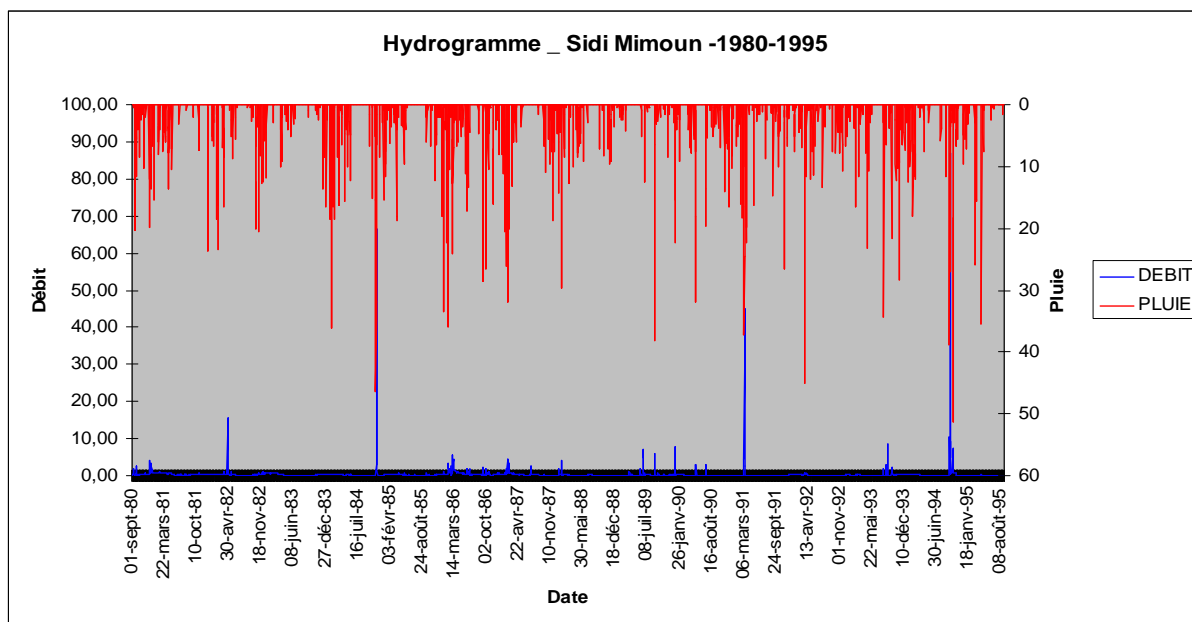


Figure 23: Hydrogramme de Sidi Mimoun-1980-1995 (données ANRH).

Série	Pluie (mm)	Débit (m ³ /s)
1980-81	261,6	0,350
1981-82	216,9	0,320
1982-83	208,4	0,330
1983-84	174,2	0,140
1984-85	223,4	0,500
1985-86	382,7	0,280
1986-87	303	0,490
1987-88	252,5	0,230
1988-89	170,6	0,190
1989-90	287	0,270
1990-91	428,7	0,420
1991-92	343,5	0,200
1992-93	202,8	0,170
1993-94	200,8	0,530
1994-95	259,6	0,560

Tableau 13: Précipitations et débits moyens interannuels- station -PK50.

A travers ces valeurs enregistrées trois cycles peuvent être retenus pour représenter les extrêmes :

- Période humide : 1990-1991
- Période sèche : 1988-1989

Ces valeurs sont utilisées pour la construction de la droite de la régression linéaire (Fig. 24).

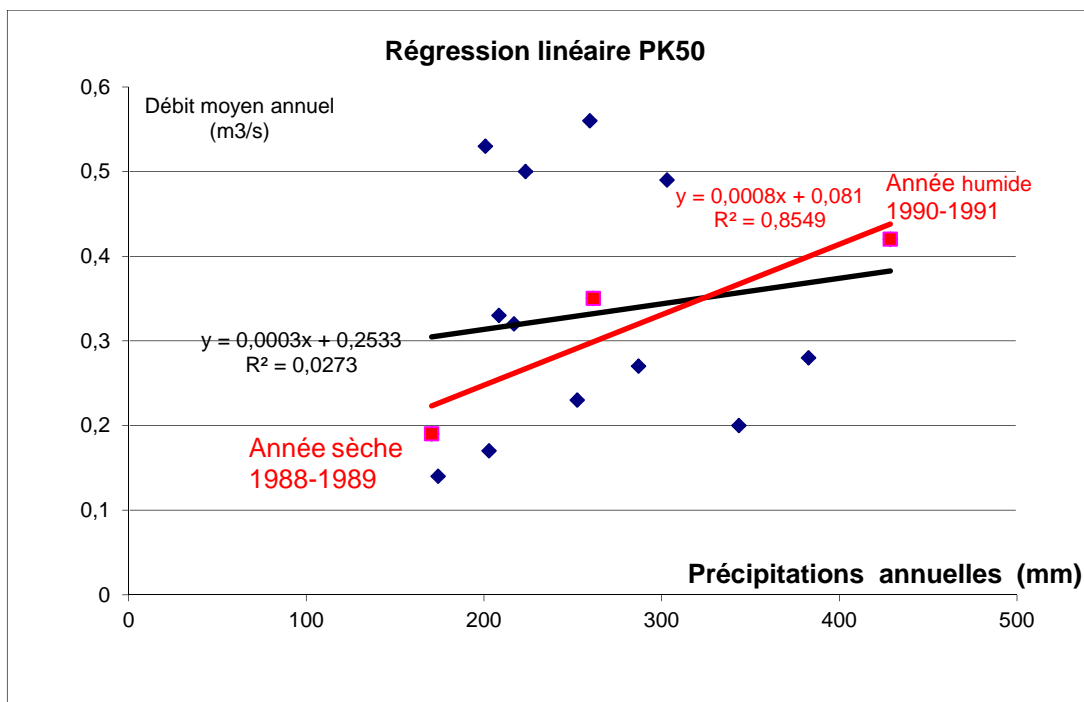


Figure 24: Droite de régression linéaire (Pluie-Débit) PK50-(1980-1995).

La régression linéaire ne montre pas de corrélation évidente entre les entrées et les sorties ; le coefficient de corrélation est très faible ($R \approx 0.37$).

Pour la station de sidi Mimoun les moyennes interannuelles se présentent comme suit :

- Année humide 1990-1991 ; précipitation = 389,6mm
- Année moyenne 1987-1988 ; précipitation= 309,93 mm
- Année sèche 1988-1989 ; précipitation = 153.1mm.

Série	Pluie (mm)	Débit (m ³ /s)
1980-81	317,6	0,50
1981-82	237,3	0,34
1982-83	249,3	0,31
1983-84	303,7	0,20
1984-85	358	0,74
1985-86	469,8	0,48
1986-87	384,1	0,40
1987-88	304,8	0,15
1988-89	153,1	0,19
1989-90	261,1	0,15
1990-91	389,6	0,26
1991-92	333,9	0,10
1992-93	218	0,09
1993-94	304,3	0,10
1994-95	364,3	0,47

Tableau 14: Précipitations et débits moyens interannuels à Sidi Mimoun

Le graphe ci-dessous représente la droite de tendance débit- précipitations.

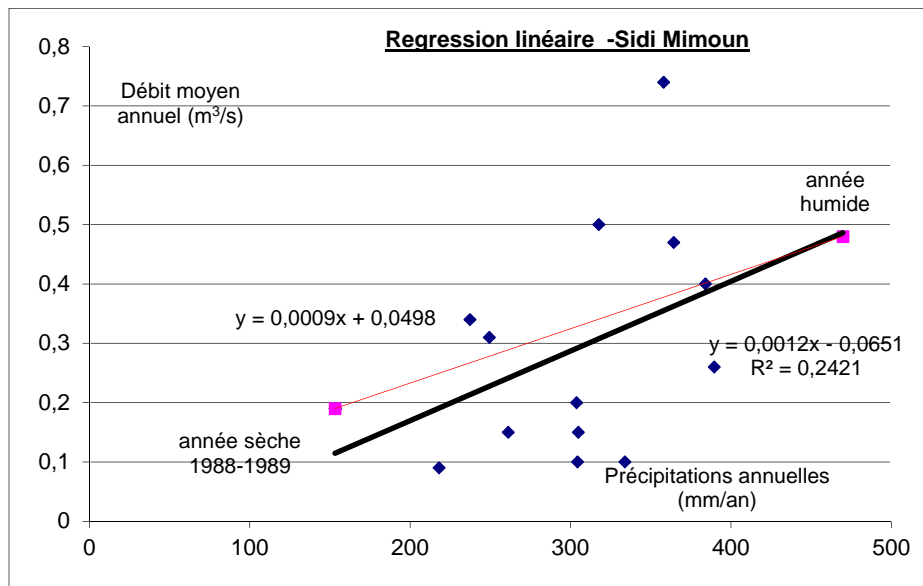


Figure 25: Droite de régression linéaire (Pluie-Débit)-Sidi Mimoun.

Si l'on considère uniquement la période commune aux 2 stations (PK50 et Sidi Mimoun) 1980-1995 :

- Période humide : 1985-1986
- Période sèche : 1988-1989

L'examen de ces graphiques met en évidence une assez bonne corrélation entre ces deux paramètres -pluie et débit-, avec une valeur de $R \approx 0,49$, meilleure que celle observée au PK50. Ces variations de pluviométrie influent directement sur le régime d'écoulement des oueds. Les hydrogrammes montrent une similitude de variations des débits caractérisée par une nette diminution sur l'ensemble des deux stations à partir des années (1981-82-83 et 84) suite à la sécheresse qui a sévi sur tout l'ouest algérien (Khaldi, 2005). Les débits moyens annuels des oueds sont de $0,311 m^3/s$ à la station PK50 de Saïda et $0,298 m^3/s$ à la station de Sidi Mimoun.

Les valeurs des précipitations des différentes périodes indiquent une certaine similitude entre l'Oued Saïda et Sidi Mimoun ; l'écart type au niveau de Saïda signifie une plus grande variabilité par rapport à celles de Sidi Mimoun. L'Oued de Saïda s'avère le plus important, alimenté par plusieurs sources et les eaux usées d'une population de plus de 150.000 habitants. L'intervalle de confiance de l'Oued Saïda de 0,57 (Khaldi, 2005) qui reste assez faible à cause vraisemblablement du volume de données et de leur qualité (relativement le plus élevé de la région), ce qui signifie qu'il présente une pérennité relativement plus

importante. Plus l'écart-type est élevé, plus grande est la dispersion des observations du débit. En effet, l'écart-type doit englober les 68% des observations autour de la moyenne. Plus grand est le coefficient de variation, plus grande est la dispersion.

Des mesures moyennes observées sur d'autres périodes plus anciennes (1910 à 1967) mais avec beaucoup de lacunes au niveau des deux stations PK50 et Sidi Mimoun, confirment cette tendance.

Il en ressort que l'Oued Saïda présente les plus gros débits ce qui s'explique par sa position géographique, il est alimenté par plusieurs sources importantes : Ain Zerga, Tebouda, Ain Bent Soltane et sert aussi de collecteur de rejet de plus de la moitié de la population de toute la wilaya de Saïda. Néanmoins l'allure des courbes présente une grande similitude : des pics en période hivernale (Octobre-mars avec un maximum en décembre- février) et un très faible niveau en période sèche Mai- septembre).

L'examen des différents hydrogrammes (fig.22 et 23) permet de dégager une grande similitude entre les stations caractérisés par une très grande irrégularité les débits moyens passent sous le seuil $0.1\text{m}^3/\text{s}$ en période d'étiage et peuvent atteindre parfois jusqu'à $1.5\text{m}^3/\text{s}$ en moyenne en période pluvieuse (septembre à février). Les écoulements interannuels présentent de grandes variations en fonction des années marquées par une sécheresse sévère durant la décennie 1980-1990.

Une approche du bilan est tentée sur un cycle hydrologique qui malgré son ancienneté présente des données relativement complètes et cohérentes. Le système de mesure hydrologique a fourni pendant l'étude effectuée en 1972-1973 par Pitaud, 14 hydrogrammes :

- Oueds: Oued Saïda, PK.50, Oued Saïda-Pont, Oued Sidi Mimoun, Oued Guernida, Oued Hasna.

L'écoulement au niveau des stations de Saïda-PK 50, et Sidi Mimoun provient de deux types de terrain :

- carbonatés karstifiés du Jurassique inférieur et moyen ;

- détritiques du Jurassique supérieur, du Tertiaire et du Quaternaire - semi-détritiques du Paléozoïque altéré et du Trias volcano-conglomératique (zone de Tifrit) Ces terrains sont dans l'ensemble très argileux.

- Sources : Ain Soltane, Source Ronde, Ain Fakroun, Ain Zerga-1, Ain Zerga-2, Source du Poirier, Ain Yahia, Ain Tifrit, Ain Beïda

D'après les travaux de G.Pitaud (1973) l'écoulement des sources est entièrement souterrain. De véritables crues souterraines ont été observées à Aïn Zerga-1 (plus de 400l/s en 1970), il serait d'à peine 40l/s en 2005. Toutefois, certaines sources étaient remarquables par leur stabilité, c'est le cas d'Aïn Beïda. Ce phénomène peut s'expliquer par l'existence de vastes réservoirs souterrains, lesquels, alimentant la source, feraient office de régulateur vis-à-vis des crues. Tous les cas intermédiaires existent entre ces deux extrêmes. Seules des mesures de débit effectuées d'une manière aléatoire sont disponibles, les sources sont soit captées d'une façon très archaïque et protégées par des murs en maçonnerie sans gardiennage, soit carrément abandonnées, leur débit étant devenu insignifiant, comme en témoignent les résultats des mesures irrégulières effectuées sur quelques sources par les services de l'A.N.R.H.

DEUXIEME PARTIE

LE KARST DE SAIDA ET LA KARSTIFICATION

CHAPITRE 1

LE KARST DE SAÏDA ET LA KARSTIFICATION

1.1- Le contexte environnemental et structural

Le contexte environnemental et structural des formations carbonatées du plateau de Saïda (fig. 26), tel qu'il ressort de l'exposé précédent, est manifestement celui d'une formation géologique qui a acquis une nature aquifère au cours de sa genèse compte tenu des contraintes tectoniques à l'origine de la porosité secondaire représentée par les innombrables fissures, diaclases, fractures, failles, ... Leur élargissement par dissolution du carbonate de calcium a abouti à la formation de zones karstifiées à porosité relativement élevée, là où elles n'ont pas été partiellement colmatées par les résidus de dissolution ou par l'apport solide des eaux de ruissellement. Le développement de cette karstification a abouti à la formation d'un réseau de conduits frayant le passage à de véritables rivières souterraines.

Cet état de fait des formations dolomitiques du plateau de Saida avait déjà été reconnu par Flamant qui relève : « Parfois l'analyse de la structure s'accompagne d'un aperçu sur le relief qu'elle entraîne. Causses de la région de Saïda –Tifrit où l'on retrouve les formes et le sol même des Causses françaises : les grandes surfaces ondulées à peine praticables avec leur champ de silex, les têtes de chat, les paysages dolomitiques ruiniformes, les sotchs, les avens, les canons, les cavernes ; Causses morcelées du pays des Hassasna, où l'érosion a souligné le réseau des accidents tectoniques ».

Les processus à l'origine de ce phénomène sont maintenant bien mieux connus grâce à une meilleure connaissance des mécanismes physico-chimiques ; au développement de nouveaux outils d'analyse et à la disponibilité d'un modèle conceptuel dont la fonctionnalité rend compte de la structure du système karstique (Mangin, 1975). Cette évolution de l'état de l'art offre l'opportunité de réhabiliter les données disponibles de sorte que leur ré-interprétation apporte une plus-value incontestable à la connaissance du karst de Saïda.

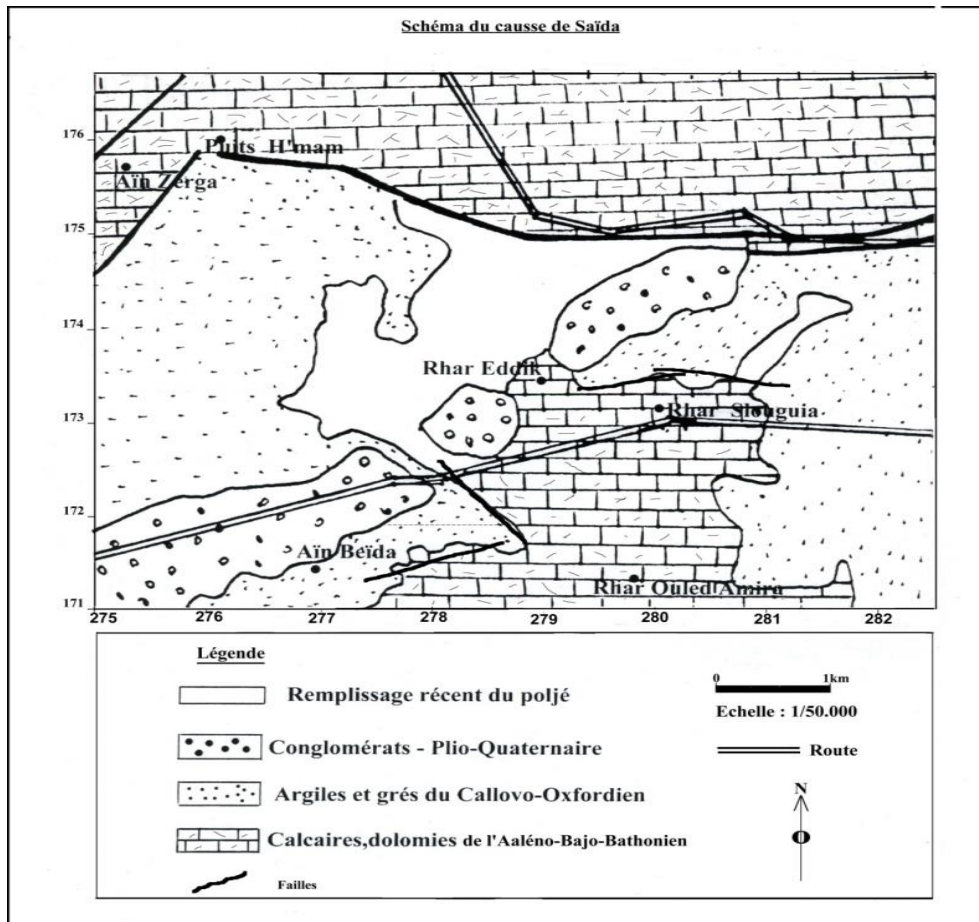


Figure 26: Schéma du causse de Saïda.

1.2- La karstification : synthèse bibliographique

Le mémoire de Plagnes (1997) a le mérite de condenser l'état des connaissances sur les processus à l'œuvre dans la chimie des carbonates. La karstification est un processus dynamique en perpétuelle évolution, conditionné par deux facteurs:

- le potentiel de karstification il est fixé par des paramètres climatiques (quantité d'eau et de CO₂ disponible), par la géométrie externe du massif (différence de charge hydraulique entre les points hauts et le niveau de base) et par la structure géologique du massif carbonaté.
- l'état du massif: structure interne (fracturation, porosité, lithologie) et son degré de karstification.

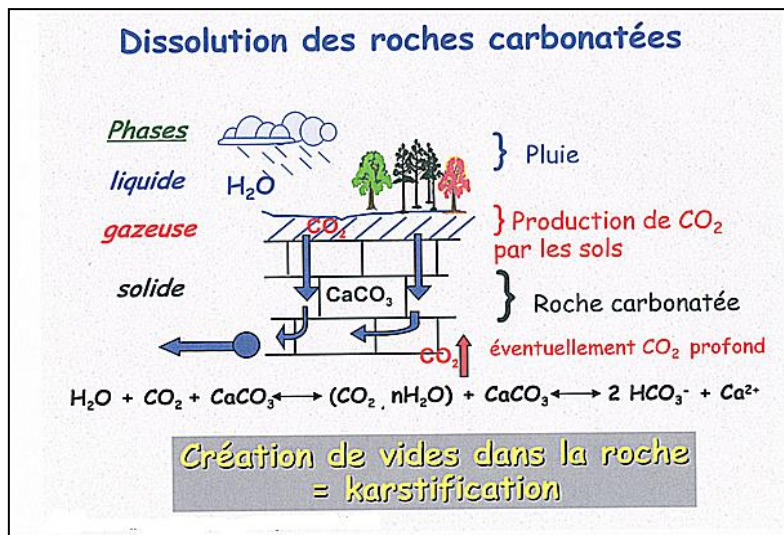


Figure 27: Processus de karstification (Bakalowicz, 2002).

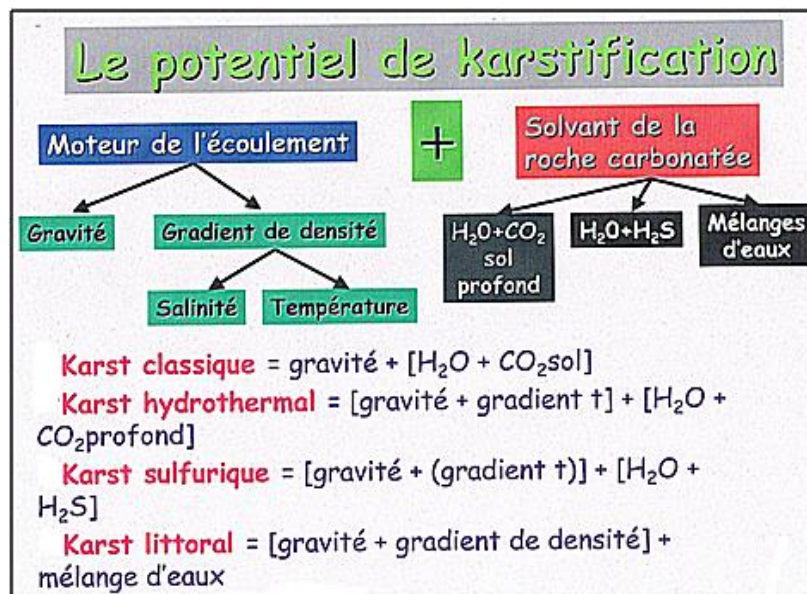


Figure 28: Potentiel de karstification (Bakalowicz, 2002).

- **Sur la dissolution spécifique**

La karstification en tant que processus est un phénomène dynamique lié à la capacité des roches calcaires à être soluble dans l'eau. Cette solubilité, exprimée par la constante de dissociation, caractérise la réaction de dissolution des minéraux qui composent la roche : calcite – aragonite – magnésite – dolomite (tableau 15). Plus cette constante est forte, plus la solubilité du minéral est grande. Dans les conditions normales de température et de pression, l'action dissolvante des eaux, ne peut s'expliquer sans

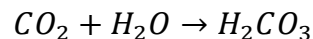
invoquer l'action de l'anhydrite carbonique (CO_2) dont la teneur dans l'eau accroît considérablement ses possibilités de dissolution (tableau 15).

Minéral	Composition	Constante de dissolution (Ks)	Solubilité (mg/l)
Calcite	$CaCO_3$	$3,80.10^{-9}$	5
Aragonite	$CaCO_3$	$6,09.10^{-9}$	5,5
Dolomite	$CaMg (CO_3)_2$	10^{-17}	1,5
Magnésite	$MgCO_3$	$5,75.10^{-9}$	5,5
Gypse	$(CaSO_4, 2H_2O)$	$2,5. 10^{-5}$	1500
Anhydrite	$CaSO_4$	$2,83.10^{-5}$	2200

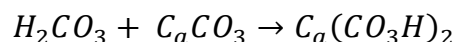
Tableau 15 : Constantes de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées (Bakalowicz, 1979).

Remarque : Les minéraux carbonatés et les roches qu'ils constituent sont bien moins solubles que les évaporites (Bakalowicz, 2005).

Cette quantité de CO_2 dissous est proportionnelle à sa pression dans l'atmosphère (0.03%) de sorte que, lorsque la pression partielle en CO_2 dans l'atmosphère est élevée, l'air cède du CO_2 à l'eau et inversement, si la pression du CO_2 dans l'atmosphère est faible, l'eau lui en restitue. Comme, par ailleurs, une partie de ce CO_2 se présente sous l'état d'acide carbonique H_2CO_3 de par la réaction :



qui transforme, à son tour, le carbonate de calcium en hydrogénocarbonate de calcium (bicarbonate de calcium) soluble dans l'eau :



le reste du CO_2 dissous restant en équilibre avec le CO_2 de l'air.

Ce rôle imparti au CO_2 dans les phénomènes de dissolution du $CaCO_3$ dans l'eau, est puisé soit du carbonate de calcium (Ca) lié au carbonate, soit du bicarbonate de calcium $Ca(CO_3H)_2$ associé au carbonate en présence d'excès de CO_2 , soit encore du CO_2 d'équilibre ou CO_2 libre dissous physiquement voire du CO_2 libre agressif ou en excès, régi par les mêmes lois que le CO_2 d'équilibre soit encore de l'insuffisance de calcaires ou des échanges.

Et c'est l'équilibre entre, d'une part, la pression du CO_2 dans l'air et celle du CO_2 dissous dans l'eau et, d'autre part, la teneur en bicarbonate de calcium qui détermine le pouvoir dissolvant de l'eau en carbonate de calcium : *toute augmentation de CO_2 engendrant*

une dissolution et toute diminution une précipitation. C'est dire que la dissolution du calcaire est fonction de facteurs physico-chimiques et biologiques qui modulent la teneur en CO₂ dissous. Le Tableau 16 donne

une illustration de l'influence de la température sur la teneur en CO₂ dissous pour différentes pressions partielles de CO₂

A l'échelle du massif karstique, la quantité de matière ainsi dissoute, et donc susceptible d'être exportée par les eaux, est de l'ordre de 20 à 200 m³.km⁻² an⁻¹ (Bakalowicz, 1992). Ces valeurs de la dissolution spécifique varient en fonction de paramètres comme le climat, la géologie, la géomorphologie et l'évolution des caractères régionaux.

T (°C)	Pco ₂ (atm)				
	3.10 ⁻⁴	10 ⁻³	5.10 ⁻³	10 ⁻²	5.10 ⁻²
0	1.00	3.35	16.74	33.47	167.4
15	0.78	2.59	12.95	25.89	129.5
10	0.70	2.32	11.60	23.19	116.0
15	0.58	1.94	9.70	19.40	97
20	0.51	1.69	8.44	16.89	84.4
25	0.43	1.45	7.25	14.50	72.5
30	0.37	1.23	6.25	12.50	62.5

Tableau 16 : Quantités d'anhydrite carbonique dissous à l'équilibre pour différentes températures et pressions partielles de CO₂ (Bakalowicz, 2002).

Les roches, constituées de carbonate de calcium ou de carbonate de calcium et de magnésium, sont dissoutes par de l'eau possédant une certaine acidité. En effet, les carbonates, très peu solubles dans l'eau pure (12 mg/1 de carbonate de calcium), le sont beaucoup plus dans une eau possédant des caractères acides. Dans la nature, l'acide le plus fréquent est produit par la dissolution du gaz carbonique (CO₂), existant dans l'atmosphère et, surtout, dans les sols. L'eau en équilibre avec l'atmosphère terrestre (pression partielle en CO₂ (pCO₂), de l'ordre de 3.10⁻⁴ atm.) dissout 50 mg/1 de carbonate de calcium. Lorsqu'elle traverse le sol (pCO₂ de l'ordre de 10⁻² atm.), elle peut dissoudre alors environ 300 mg/1 de carbonate de calcium. La dolomie est moins soluble que le calcaire (Tableau 16). Pour cette raison les formes karstiques typiques sont plus fréquentes et plus spectaculaires dans les calcaires que dans les dolomies.

pCO ₂	Solubilité de la calcite
pCO ₂ = 0	5 mg/l
0,03 10 ⁻² (atmosphère)	50 mg/l
0,1 10 ⁻² (sol de montagne)	115 mg/l
1 10 ⁻² (sol, climat tempéré)	215 mg/l
3 10 ⁻² (sol, climat méditerranéen)	315 mg/l
10 10 ⁻² (production de CO ₂ profond)	650 mg/l

Tableau 17: Solubilité de la calcite dans l'eau associée à une phase gazeuse contenant du CO₂ (Bakalowicz, 2003).

1.3- Synopsis de la karstification des formations dolomitiques du plateau de Saïda

La perméabilité des roches de la formation dolomitique du plateau de Saïda est une perméabilité de fissures relayée par une perméabilité d'interstices. Faute d'une étude pétrographique et structurale fine, il est difficile de faire la part de chacune, compte tenu du fait que la prédominance d'un type de perméabilité sur un autre est fonction de la lithologie, de la pétrographie et des actions orogéniques. Quoiqu'il en soit, il s'agit d'une *perméabilité acquise* par fissuration (ouverture des vides suite aux actions de consolidation, corrosion, et déformations tectoniques) que la dissolution a accrue en agrandissant les fissures et créant des conduits.

Cette fissuration de l'ensemble dolomitique a donné à la formation une hétérogénéité qui est leur caractère hydrogéologique principal et où les failles, les diaclases et les joints de stratification, fréquentes dans la région, jouent un grand rôle. Toutefois, à partir d'un certain niveau de profondeur, les fissures, souvent obstruées, cèdent le rôle essentiel aux diaclases. L'élargissement des fissures et l'action de la corrosion ont ainsi contribué au développement de véritables réseaux hydrographiques souterrains avec rivières, confluent, cascades, rapides, lacs, ...

P _{CO₂} (10 ⁻² atm)	Mai 92				Novembre 92			
	Forages	Sources	Puits	Ensemble	Forages	Sources	Puits	Ensemble
Minimum	0.3	0.76	0.06	0.06	0.3	0.42	0.12	0.12
Maximum	9.6	5.8	6.5	9.6	2.9	2.8	2.23	2.9
Moyenne	2.44	2.08	1.34	1.85	1.11	1.18	0.76	0.95

Tableau 18 : Pressions partielles moyennes de CO₂ calculées sur les échantillons collectés en mai et novembre 1992. (CDTN, 1994)

Ce pouvoir dissolvant des eaux de la région est, bien sûr, à attribuer au CO_2 en solution dont l'origine est en grande partie pédologique mais aussi d'origine profonde comme cela a été invoqué pour la source du Lez (Marjollet et Salado, 1976) et la source de Termes (Bouchaala, 1991) et comme nous l'établirons par la suite. À l'appui de cette observation, on invoquera les valeurs des pressions partielles relevées au cours des campagnes de prélèvement de mai 1992 et de novembre 1992 dans les eaux des puits, des forages et des sources (tableau 18) ainsi que les analyses des compositions isotopiques de ^2H , ^3H , ^{18}O et ^{13}C

On soulignera, aussi, l'absence d'une hiérarchisation achevée des écoulements de l'amont vers l'aval. Ce fait tend à suggérer que les flux d'eau, mis en jeu sous le climat semi-aride qui prévalait, ont été trop réduits pour que les processus de karstification classiques aient pu assurer le développement d'un réseau de drainage qui ait mené à terme la hiérarchisation des écoulements de l'amont vers l'aval. C'est dire que dans la région étudiée le phénomène de dissolution a été contrarié par la faiblesse du potentiel de karstification, en l'occurrence la faiblesse du gradient hydraulique dans la zone noyée.

De ce fait, les flux d'eau des nombreuses sources disséminées, çà et là, empruntent un réseau de drainage hérité, non de la seule karstification classique, mais aussi d'une karstification hydrothermale dans la zone noyée sous l'effet des apports de CO_2 d'origine profonde. La conséquence directe de ces phénomènes est l'établissement d'un paysage particulier typique des formes de surface de l'*exokarst* dont les principales sont : les dolines, les lapiaz, les ouvalas et les poljés associés à une morphologie souterraine caractéristique de l'*endokarst* et représentée par les gouffres et conduits karstiques comme les pertes de l'oued Amira, de Bir h'mam, de Rhar Slouguia, du Canyon du vieux Saïda, et plusieurs autres pertes de dimensions plus réduites (fig. 28, 29 et 30). Ces témoignages de la manifestation d'une karstification de surface se rencontrent à différentes altitudes et profondeurs. Ils révèlent, outre un fonctionnement épisodique, une évolution induite par la variation du niveau de base.

Quant à l'intensité de la karstification en profondeur, elle est attestée par la nature aquifère conférée à la formation dolomitique et étayée par les nombreux puits et forages montrant une karstification sous le niveau des sources à des profondeurs comprises entre 100 et 400 m !

Lors de l'exécution de certains de ces forages, des pertes de boues totales ont d'ailleurs été signalées. Elles sont l'indice de l'existence d'une karstification importante en profondeur dans la zone noyée, et observée, notamment, au niveau des forages de Tircine et de Tghat. Les explorations spéléologiques n'ont pas permis à l'heure actuelle d'atteindre le karst profond et, à ce jour, il paraît difficile de prendre la mesure de l'extension en profondeur de cette karstification.

Les éléments précédents nous conduisent à poser la question de la formalisation de l'ensemble aquifère dolomitique en tant que système karstique. Une rétrospective de quelques définitions préliminaires rappellera celles qui sont les plus pertinentes à notre propos.

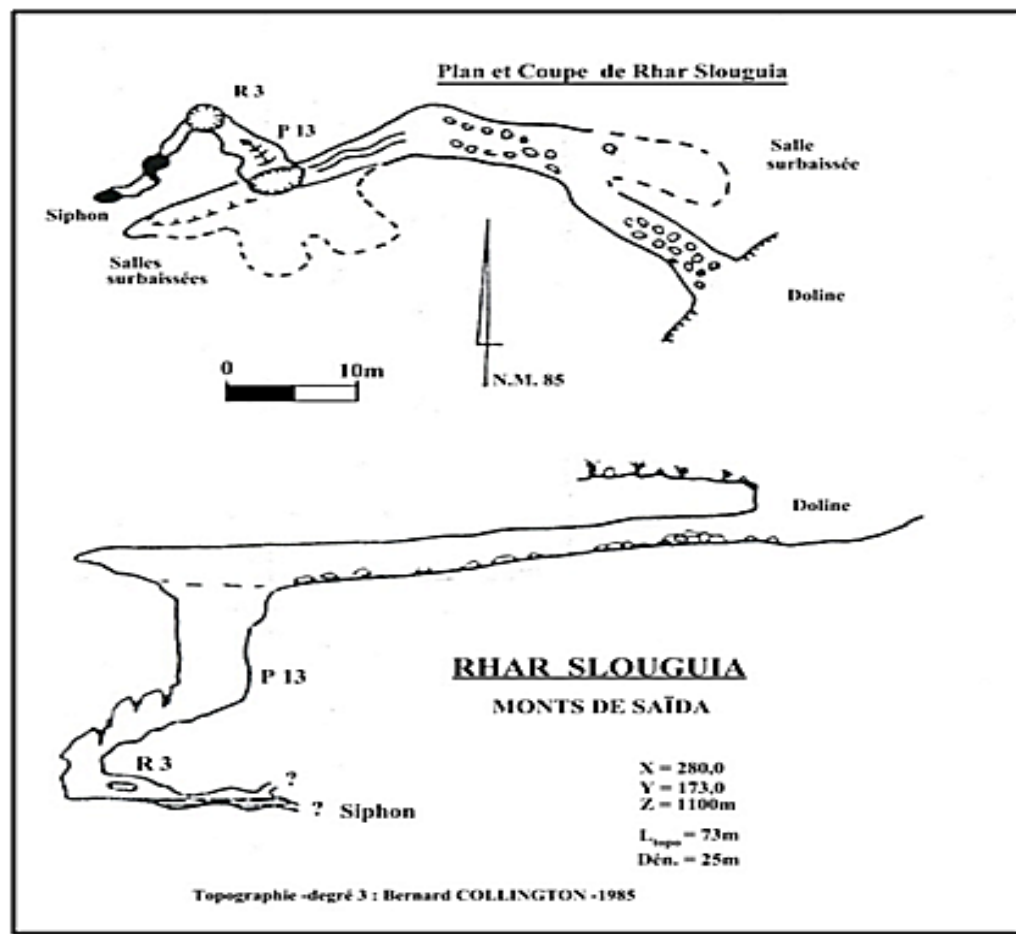


Figure 29 : Coupe et plan de la perte de Rhar Slougua (S.Foin et B.Lips, 1985).

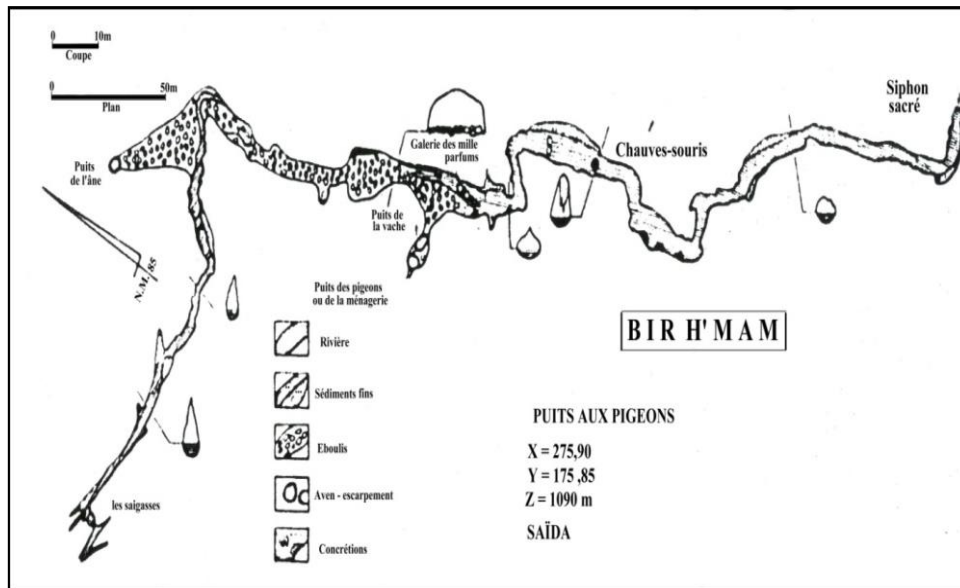


Figure 30 : Schéma de la perte de Bir H'mam (S.Foin et B.Lips, 1985).

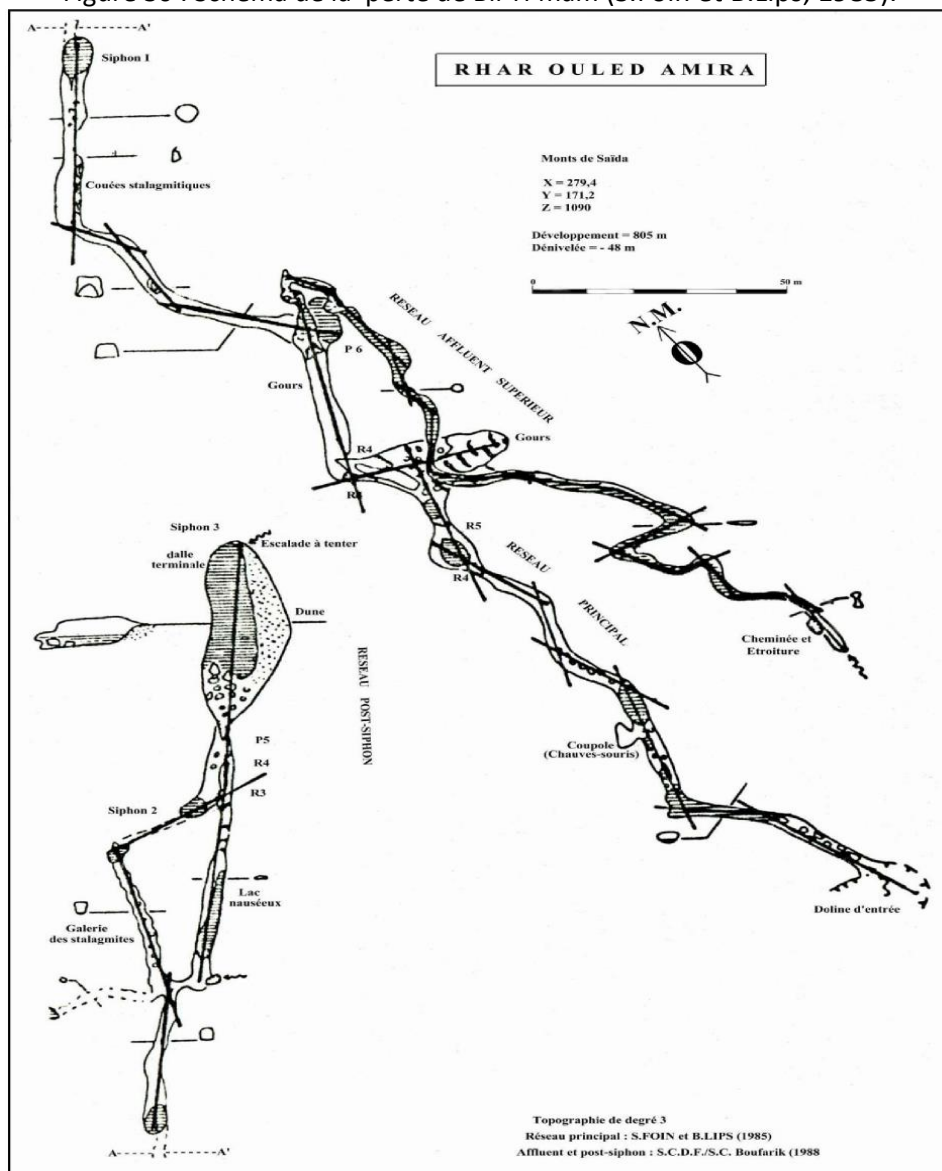


Figure 31: Schéma de configuration de la perte de Rhar O. Amira (S.Foin et B.Lips, 1985).

CHAPITRE 2

LES PRINCIPES DE L'APPROCHE FONCTIONNELLE

2.1- Structure et fonctionnement des aquifères karstiques

Un aquifère est un terrain perméable qui contient de l'eau. Cependant, en ce qui concerne le karst il faut ajouter que (Mangin, 1975) :

-Le karst peut contenir un impluvium non-karstique, qui est constitué par les terrains non karstiques dont les eaux de ruissellement sont drainées par le karst, au niveau d'une perte notamment,

-Contrairement aux aquifères traditionnels, la zone saturée et la zone non-saturée ne sont pas parfaitement superposées dans un karst. De plus, la zone noyée, se développe souvent à l'aval du système.

Ces deux remarques montrent bien que la définition d'aquifère n'est pas suffisante. Ainsi, A. Mangin (1975) définit le système karstique : « (...) comme l'ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique constituent une unité de drainage. »

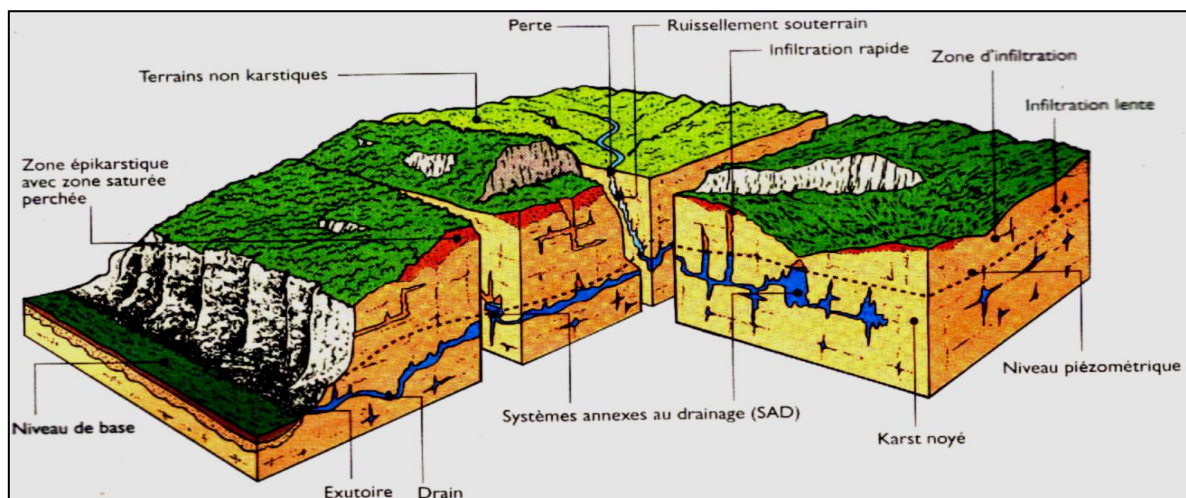


Figure32 : Représentation d'un système karstique (d'après A.Mangin in Groundwater Ecology, 1994).

Pour mieux caractériser les aquifères karstiques, Marsaud (1996) en a donné une classification, en fonction de leur degré d'évolution, de l'organisation des vides et des écoulements à l'intérieur de ceux-ci:

- Type 1 : Systèmes non-fonctionnels à faible ou fort potentiel et structure peu karstique. *Systèmes pour lesquels, ni les vides, ni les écoulements ne sont organisés.*
- Type 2 : Systèmes fonctionnels à fort potentiel et structure karstique. *Systèmes pour lesquels les vides et les écoulements sont organisés.*

- Type 3: Systèmes non-fonctionnels à faible potentiel et structure karstique. *Systèmes pour lesquels les vides sont organisés, mais les écoulements ne rendent pas compte de cette organisation.*

- Organisation des écoulements et phases de karstification

Suivant la nature de l'impluvium, deux types de karsts sont distingués :

- les karsts unaires, pour lesquels l'impluvium est constitué uniquement de terrains karstiques,
- les karsts binaires, qui possèdent dans leur bassin versant des terrains non-karstiques et imperméables, siège d'un ruissellement. Généralement, les écoulements de surface se forment sur ces terrains et pénètrent dans le karst par des pertes, situées au contact entre les deux types de formation. Le rôle de l'impluvium non-karstique est fondamental, car il concentre généralement les écoulements en un point (les pertes), ce qui accélère et augmente le développement d'une structure de drainage souterrain à partir de ce point d'entrée. La dissolution de la roche par l'eau permet aux écoulements de s'auto-organiser pour être drainés vers les exutoires du karst. En fonction de la genèse de l'aquifère karstique, les écoulements s'organisent différemment et donnent naissance à un karst de type jurassien ou vaclusien (fig.33). Dans le cas d'un karst de type jurassien, les écoulements sont organisés au-dessus du niveau de l'exutoire, alors que dans un karst de type vaclusien, les écoulements s'organisent, au moins en partie, en profondeur, sous le niveau de l'exutoire. Dans ce dernier cas les écoulements se font majoritairement en charge par des conduites forcées.

Une hétérogénéité supplémentaire existe au sein du karst. Il est en effet généralement possible de distinguer plusieurs parties en fonction de leur position verticale et de leur fonction dans l'organisation des écoulements et du stockage. Deux parties sont à considérer : la zone non-saturée et la zone noyée, auxquelles s'ajoute éventuellement un épikarst. Les paragraphes qui suivent décrivent les principales caractéristiques de chaque partie ainsi que leur rôle dans le fonctionnement hydrodynamique du karst. Ces informations sont synthétisées sur la figure 34

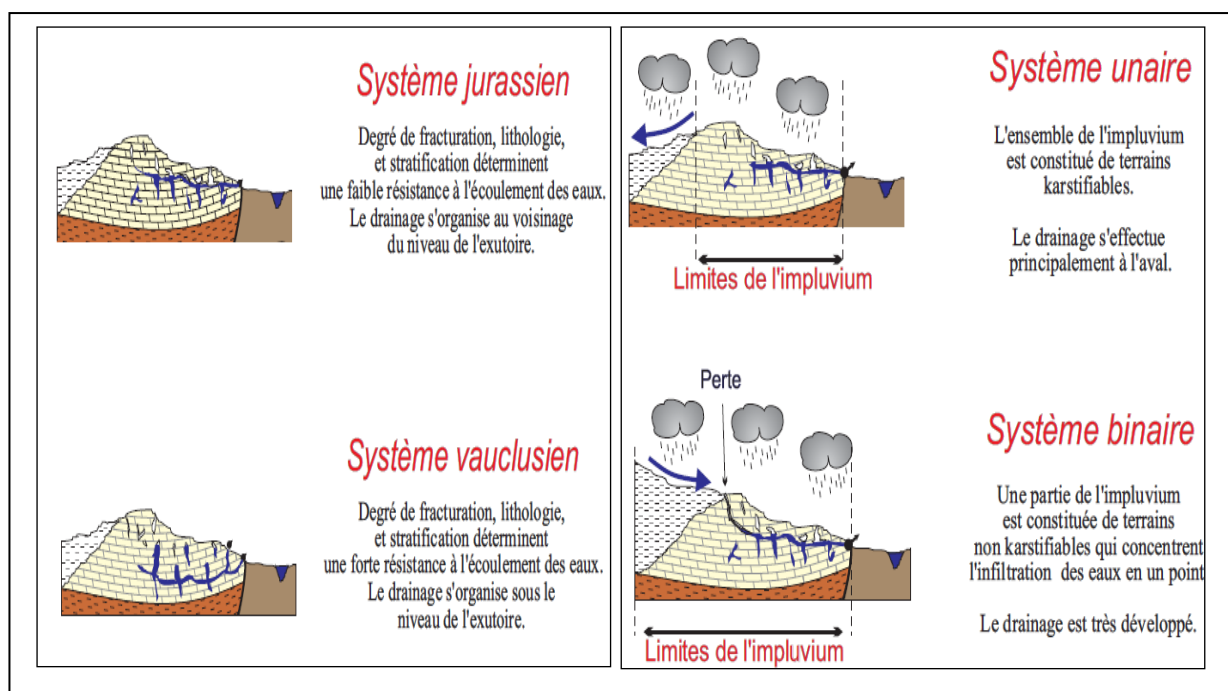


Figure 33 : Les différentes configurations des karsts (Marsaud, 1996).

- L'épikarst

L'épikarst est généralement défini comme une zone à forte porosité : 5 à 10%, et pouvant mesurer jusqu'à plusieurs mètres d'épaisseur (Bakalowicz, 1996 ; Klimchouk, 2004). Le transfert de l'eau y est essentiellement vertical, il alimente la zone non-saturée puis la zone saturée. L'épikarst correspond à une zone d'échanges privilégiés entre la surface, le sol et le karst lui-même. C'est là que pourra être produit le CO_2 permettant l'acidification de l'eau qui s'infiltré dans le karst (Bakalowicz, 2005). Il peut également être capable de stocker de l'eau et ainsi constituer une nappe disponible pour l'évapotranspiration ou encore constituer un intermédiaire entre la surface et le stockage souterrain (zone saturée), qui peut permettre de protéger la ressource en eau souterraine, en retardant les eaux de surface potentiellement polluées. Enfin, dans certains cas, le stockage dans l'épikarst peut même être prépondérant devant le stockage dans la zone saturée (Lastennet et Mudry 1997 ; Perrin et al. 2003).

- La zone non-saturée

Dans la zone non saturée, encore appelée zone d'infiltration, la porosité est généralement moins importante que dans l'épikarst : 1 à 2% environ (Bakalowicz, 1996 ; Mangin, 1998). Dans le cas général, cette zone est une zone de transition entre la surface, ou

l'épikarst s'il existe, et la zone noyée. Cette zone est le siège, à la fois d'écoulements monophasiques et d'écoulements diphasiques (Bakalowicz, 2008). Les premiers sont des écoulements de type ruissellement, opérant dans les fissures et les conduits. L'écoulement diphasique (écoulement d'un mélange d'eau et d'air) quant à lui opère dans les microfissures. À ce niveau, une évacuation de l'eau sous forme gazeuse est possible. De plus, ceci implique de fortes variations de la perméabilité en fonction de la variation de la proportion air-eau dans ces fissures. Dans de rares cas, la zone non saturée peut jouer un rôle important dans le stockage de l'eau et donc pour le soutien des étiages. C'est par exemple le cas pour le karst de Notre-Dame des Anges (Vaucluse, France) sur lequel Lastennet et Mudry (1997) ont mené une étude de la chimie des eaux et ont montré qu'en automne, 66 à 75% de l'eau à l'exutoire provient de la zone non-saturée.

-La zone saturée

La zone saturée, ou encore zone noyée est généralement la zone pour laquelle l'organisation des écoulements et des vides est la plus forte, avec une porosité pouvant aller jusqu'à 15% (Mangin, 1998). La circulation de cette eau se fait généralement, non plus majoritairement verticalement, mais de façon sub-horizontale, permettant ainsi le drainage de l'eau vers l'exutoire, une source ou un groupe de sources karstiques. Les drains peuvent s'organiser à un niveau proche du niveau piézométrique dans le cas d'un karst de type jurassien, ou bien à grande profondeur dans le cas d'un karst de type vauclusien (Figure 33).

Par ailleurs, si le stockage d'eau dans la zone saturée est admis par la plupart des auteurs, l'organisation des écoulements et du stockage dans cette zone reste discuté. Il y a principalement deux façons de représenter son fonctionnement. Pour Mangin (1975), le stockage se fait dans des vides, connectés aux conduits, appelés *systèmes annexes au drainage* (SAD). Pour Drogue (1974), c'est la porosité matricielle qui fait office de stockage. L'aquifère est donc vu comme un ensemble de blocs séparés par des conduits. Dans les deux cas, les unités de stockage (systèmes annexes ou matrice) se remplissent lors des crues puis se vident lors des étiages. Ainsi les conduits alimentent les systèmes annexes/matrice lors des hautes eaux et à l'inverse ce sont les systèmes annexes/matrice qui alimentent les conduits en étiage, permettant aux sources karstiques d'être pérennes. Mangin (1975) a mis en évidence ce processus à l'aide d'essais de traçages et d'une étude hydrochimique effectués sur le karst du Baget (Ariège).

Le schéma fonctionnel présenté en figure 34 propose une représentation synthétique du karst en prenant en compte les différents éléments de structure et de fonctionnement. La pluie entrant dans le système est transformée en débit, à la sortie de celui-ci, par un ensemble de processus représentés par des boîtes (infiltration lente, rapide, drain...).

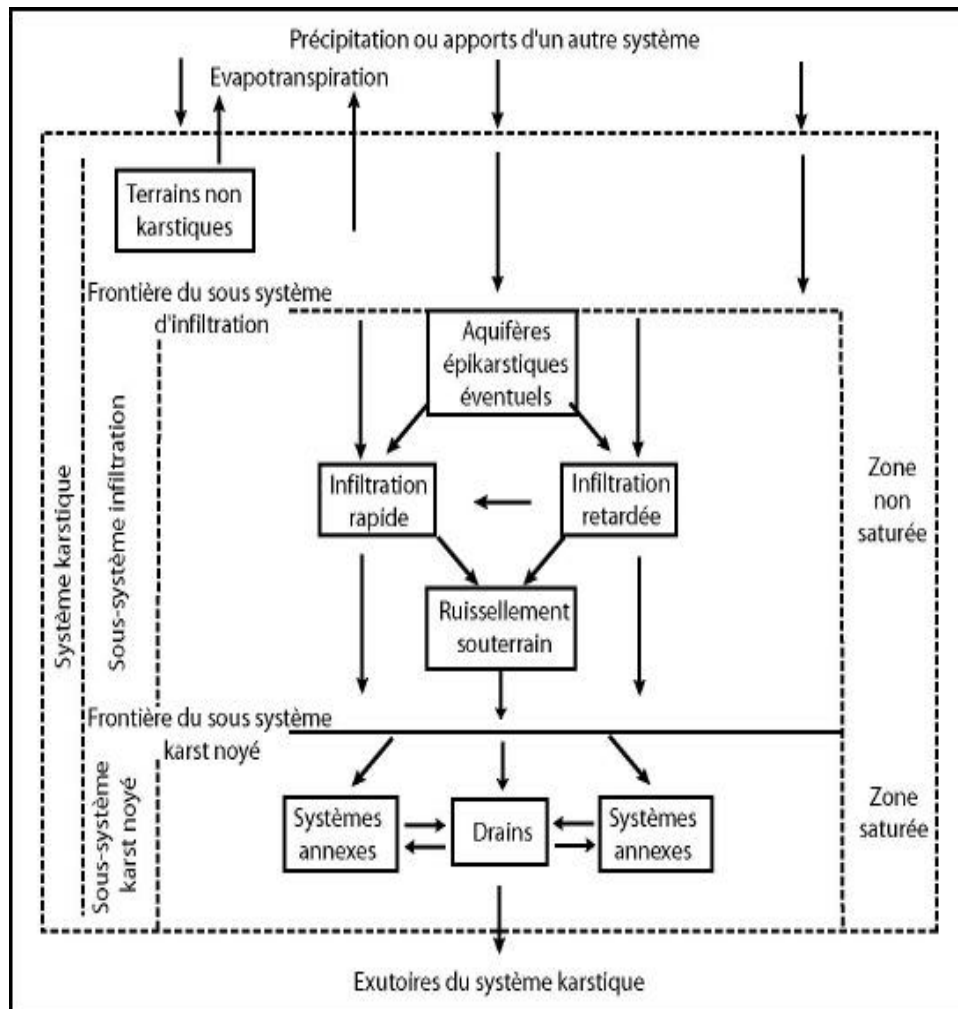


Figure 34 : Schéma fonctionnel du système karstique (in Marsaud, 1996).

Conclusion

Le karst est décrit comme un milieu où « l'hétérogénéité atteint son paroxysme » (de Marsily, 1984). Cependant, l'aquifère karstique est un aquifère atypique, particulièrement hétérogène, dans lequel les circulations d'eau ont créé des vides, dont la taille et la distribution sont organisées et hiérarchisées. De plus, l'interdépendance entre la circulation d'eau et le phénomène de karstification est une notion essentielle. Pour répondre à la particularité des aquifères karstiques, Mangin (1975) a proposé un schéma fonctionnel (figure.34), composé de deux sous-systèmes :

- Le sous-système d'infiltration, qui correspond à la zone non saturée
- Près de la surface, l'existence d'un aquifère épikarstique, constitué d'une frange de roches altérées et fissurées, détermine l'infiltration retardée,
- La zone d'infiltration sous-jacente, est le siège de deux types d'infiltration :
 - L'infiltration rapide ou ruissellement souterrain, dans les grandes fractures, où l'écoulement est monophasique.
 - L'infiltration retardée, dans les fissures de petite taille, où l'écoulement est diphasique.
- Le sous-système karst noyé, qui correspond à la zone saturée :
 - A l'aval du système, les drains, qui assurent la fonction transmissive, sont reliés aux systèmes annexes au drainage, qui assurent la fonction capacitive.

2.2- Méthodes et différents modèles d'étude du milieu karstique

Comme dans de nombreuses disciplines, l'état actuel des idées en hydrogéologie karstique résulte de l'évolution de différentes visions au cours du temps.

2.2.1- Approches géomorphologique et spéléologique

Les géomorphologues considèrent que la formation et l'évolution des karsts est liée aux paramètres géographiques (climat, altitude) et morphologiques. Pour les uns, la karstification est un processus d'érosion mécanique, comme pour les réseaux de surface. Pour les autres, le climat, et notamment la température est le moteur de la karstification. Cette vision tend à évoluer, mais reste très éloignée des objectifs de l'hydrogéologue. La vision spéléologique du milieu karstique est due au fait qu'il est possible d'accéder directement en certains points de l'aquifère, alors que tous les autres milieux hydrogéologiques ne peuvent être abordés que par une investigation indirecte. Cette originalité a conduit les karstologues à généraliser les observations ponctuelles, faites au niveau des cavités souterraines, à l'ensemble de l'aquifère. La définition du milieu karstique est alors limitée aux seuls vides pénétrables par l'homme. Bien que cette vision ne soit pas satisfaisante pour l'hydrogéologue, il faut noter que les observations spéléologiques, lorsqu'elles sont replacées dans un contexte hydrogéologique, sont très utiles. A travers les inventaires spéléologiques, nous avons une idée du développement de la karstification au

sein d'un massif carbonaté. Par ailleurs, la connaissance des réseaux souterrains constitue une étape indispensable préalable à certains aménagements.

Les visions géomorphologique et spéléologique ont longtemps dominé les travaux consacrés au milieu karstique. Toutefois, le développement des techniques et l'augmentation des besoins en eau ont poussé les hydrogéologues à proposer leur propre vision du karst, plus axée vers l'exploitation du milieu.

2.2.2- Différents modèles en hydrogéologie

Les hydrogéologues ont abordé l'aquifère karstique dans sa globalité, par une approche indirecte, comme ils le font pour tous les autres aquifères. Cette approche est fondée, la plupart du temps, sur une analyse hydrodynamique (débit des sources, piézométrie) et quelquefois, sur l'étude des variations du chimisme de l'eau, pour davantage de précision, il y a lieu de se reporter aux travaux de Marsaud (1996) et Plagnes (1997).

a - Approche structurelle

L'aquifère karstique a tout d'abord été présenté comme le prolongement d'un aquifère fissuré dans le cadre d'une approche basée sur la Structure de l'aquifère. C'est pourquoi le terme d'approche structurelle la définit. Elle a été développée par les écoles montpelliéraines (USTL) et neuchâteloise (CHYN).

-Structure

Le modèle résultant de cette approche et proposé par Drogue (1969, 1971), assimile le karst à un aquifère constitué de blocs fissurés, séparés par des chenaux qui assurent le drainage de l'ensemble.

Le milieu karstique est caractérisé par une certaine continuité due à la régularité de la distribution du initial de fracture, la figure35 illustre ce modèle.

L'aquifère karstique se différencie de l'aquifère fissuré uniquement par l'existence de conduits occupant, parcourant et drainant le milieu fissuré (Burger, 1983).Trois zones sont distinguées:

- une zone de décompression superficielle, perméable sur toute la surface horizontale,
- des systèmes drainants constitués de chenaux à faible capacité et forte perméabilité,
- des blocs micro-fissurés capacitifs, peu perméables, drainés par les chenaux.

Kiraly (1969, 1975) propose "un réseau karstique très perméable $K > 10^{-1}$ m/s) de faible volume, connexe et aboutissant à l'exutoire, entouré d'un milieu peu perméable ($K = 10^{-3}$ à 10^{-8} m/s) et de grand volume".

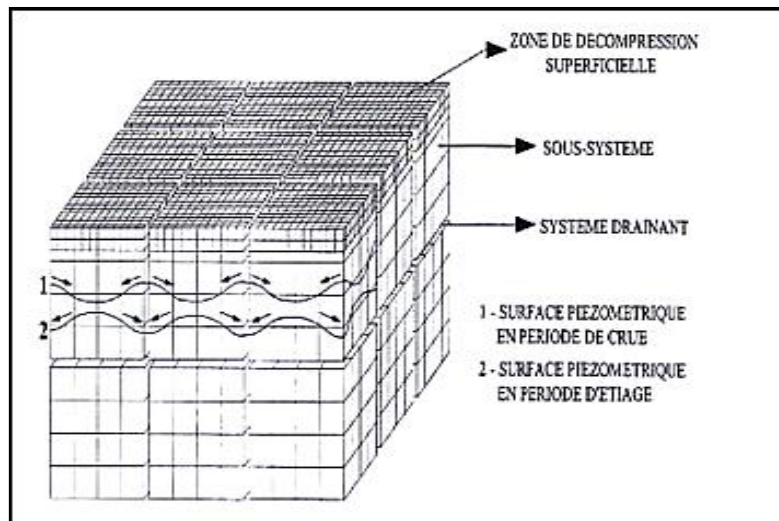


Figure 35 : Schématisation d'un système karstique (Drogué, 1971).

- Fonctionnement

La différence de perméabilité entre ces deux types de structure explique le fonctionnement de l'aquifère. En hautes eaux, le réseau de chenaux alimente les blocs capacitifs. En basses eaux, il y a inversion du sens d'écoulement, les blocs fissurés alimentent les chenaux. Le modèle de Kiraly a été développé par les écoles suisses, bisontines et avignonnaises. Les suisses attribuent à l'épikarst un rôle très important. D'après eux, celui-ci recharge l'aquifère en fixant les proportions des infiltrations respectives dans les parties peu perméables et le réseau karstique. C'est à la zone non saturée que les avignonnais donnent plutôt une influence prépondérante. Ils considèrent que l'essentiel des réserves karstiques sont stockées dans cette zone.

L'évolution des karsts, selon l'approche structurale, donne à la fracturation initiale un rôle déterminant. En effet, celle-ci guide le processus de karstification, lequel intervient en élargissant le réseau de fractures originel. L'homogénéité du milieu fissuré de départ serait ainsi conservée.

L'étude des karsts selon cette approche consiste à adapter les méthodes utilisées pour les milieux fissurés.

b-Approche fonctionnelle ou phénoménologique

Une approche différente a été proposée par Mangin en 1975 et développée au Laboratoire souterrain du CNRS (Moulis). Dans celle-ci, la définition et la compréhension du karst découlent de l'analyse du fonctionnement de l'aquifère, d'où son nom d'approche fonctionnelle. Cette démarche a débouché sur la définition du système karstique: *"ensemble au niveau duquel les écoulements souterrains de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage"*. Cette définition englobe les terrains non karstiques dans le cas de karsts binaires.

Le karst correspond à un assemblage de fonctions qui forment un système. C'est ce qu'a proposé Mangin (1975). L'approche systémique considère donc que les mesures d'entrée et de sortie contiennent toute l'information nécessaire pour comprendre le fonctionnement global de ce système. Le système est assimilé à un opérateur permettant de passer d'un signal d'entrée à un signal de sortie. Afin de mieux appréhender les caractéristiques fonctionnelles du système on propose donc des méthodes d'analyse des signaux d'entrée et de sortie, ou des modèles permettant la simulation du débit à partir de la pluie sans pour autant connaître *a priori* la structure de ce dernier.

2.3- Méthode de caractérisation des karsts

L'étude des séries chronologiques de pluie et de débit permet d'obtenir des informations sur les caractéristiques fonctionnelles du système : le stockage, le temps de réponse, la vidange, ou encore la présence d'autres exutoires ou de trop-pleins. Ce paragraphe présente les principales méthodes utilisées et les résultats qu'elles peuvent permettre d'obtenir. Nous décrivons les méthodes les plus classiques, introduites par Mangin (1975) et reprises par Marsaud (1997) : corrélations simples et croisées, analyse spectrale, et débits classés, dont un résumé est présenté et celles de l'hydrogéochimie (Bakalowicz, 1979, 2002, 2008 ; Plagnes, 1997).

2.3.1- Approche hydrodynamique

2.3.1.1-Analyses corrélatoire et spectrale.

L'Analyse Corrélatoire et Spectrale ACS décrit, compare la structure des séries chronologiques (la pluie comme entrée du système et le débit comme sortie) et met en évidence

les composantes du signal pour connaître le fonctionnement du système. L'analyse corrélatoire étudie la pondération relative des événements entre eux dans le domaine temporel tandis que l'analyse spectrale traduit les périodicités du signal en décomposant la variance de la variable étudiée dans le domaine fréquentiel. Deux types d'analyse sont employés :

- Analyse simple qui correspond au traitement d'une seule chronique (entrée ou sortie).
- Analyse croisée qui traite les deux chroniques à la fois.

L'analyse pluie - débit va permettre d'apprécier de quelle manière les informations d'entrée sont reproduites à la sortie.

- **Corrélation simple**

Les calculs de corrélation linéaire ont été adaptés par Mangin (1975) à partir de Jenkins et Watts (1968). Ils permettent de calculer la corrélation linéaire d'une série chronologique par rapport à la même série décalée dans le temps, cette corrélation notée r_k est calculée comme suit :

$$r_k = c_k / s_x s_x$$

$$C_k = \sum_{i=1}^{n-k} [(x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y})]$$

Avec k le décalage en jours, x la chronique de débit, sa moyenne et son écart-type n est le nombre de jours que comporte la chronique considérée. Le graphique représentant le vecteur r des corrélations en fonction du décalage k est le corrélogramme simple.

Appliqué au signal de débit, le corrélogramme simple permet de déterminer l'*effet mémoire* d'un système. Défini par Mangin (1975), l'effet mémoire est le nombre de jours nécessaires pour atteindre le minimum d'autocorrélation permettant de considérer que celle-ci est négligeable. Il représente l'inertie du système. Connaître l'effet mémoire c'est connaître la durée maximale pour laquelle le débit est corrélé à lui-même. Pour déterminer la valeur de corrélation à laquelle correspond l'effet mémoire, Mangin (1975) le définit comme la durée nécessaire pour que l'autocorrélation atteigne la valeur de 0,2 (Mangin, 1981, 1984; Larocque *et al.*, 1998).

-Un effet mémoire court signifie que le système réagit rapidement à la pluie ; on peut en déduire que le karst est bien karstifié, sans possibilités importantes de stockage.

-A l'inverse, un effet mémoire long peut traduire la présence de réserves importantes (Mangin, 1984).

- **Corrélogramme croisé**

La corrélation croisée s'applique aux deux séries chronologiques distinctes: la pluie et le débit. Elle permet d'étudier la corrélation entre ces deux séries, en fonction du décalage de ces deux séries dans le temps,

$$r_k = \frac{C_k}{S_x S_y}$$
$$C_k = \sum_{i=1}^{n-k} [(x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y})]$$

avec x la chronique de débit et y la chronique de pluviométrie, et S_x , S_y les écart-types correspondants. Le corrélogramme pluie-débit permet d'appréhender la corrélation entre la pluie et le débit. Ainsi, le pendant de l'effet mémoire pour le corrélogramme simple permet de déterminer la durée de décalage à partir de laquelle les deux séries sont indépendantes, c'est-à-dire la taille de l'historique de pluviométrie influençant le débit. La corrélation seuil choisie est la même que pour l'effet mémoire, soit : 0,2 (Mangin, 1984).

Un système karstique bien drainé (système karstique au sens strict) présentera un corrélogramme croisé sous forme de « pic » d'autant plus accusé que le drainage sera important.

A l'inverse, dans le cas d'un système mal drainé, soit en raison d'une structure peu évoluée (aquifères carbonatés fissurés et karstifiés) soit parce que la structure n'est plus fonctionnelle (systèmes karstiques contrôlés aux limites), la réponse impulsionnelle a l'allure d'un bossage étalé. Dans le cas de système polyphasé, les deux composantes précédentes se superposent, et le « pic » est suivi d'une lente décroissance du corrélogramme croisé.

2.3.1.2- Analyse spectrale

Le calcul du spectre d'un signal permet de le dans le domaine des fréquences. En théorie, l'analyse spectrale repose sur la stationnarité du signal à étudier. L'objectif de l'analyse spectrale est d'identifier des phénomènes périodiques dans le cas d'une analyse simple, et d'observer les transformations appliquées au signal d'entrée par le système, dans le cas d'une analyse croisée.

- **Analyse simple**

La comparaison des spectres d'entrée et de sortie d'un système, c'est-à-dire de pluie et de débit pour un système hydrologique, permet d'obtenir des informations sur la façon dont le système filtre le signal d'entrée. Appliqué à la chronique de débit, le calcul du spectre permet d'obtenir le *temps de régulation*, défini par Mangin (1984) comme la durée d'influence du signal d'entrée ; ce dernier est l'inverse de la largeur de la bande passante, c'est-à-dire l'inverse de la fréquence

pour laquelle la densité spectrale de puissance a perdu la moitié de sa puissance maximale.

$$S_t = 2 \left[1 + 2 \sum_{k=1}^{k=m} D_{(k)} \cdot r_k \cos 2\pi f k \right]$$

k est le décalage en jours, f est la fréquence, rk est le coefficient de corrélation du signal ; Dk est une fenêtre de pondération; m est la troncature (Mangin, 1984).

- La fréquence de coupure, qui correspond à la fréquence pour laquelle la densité de variance devient nulle ou négligeable, quantifie la régulation introduite par le système. Le spectre des débits montre, fréquence par fréquence, comment le système modifie l'information pluie. L'information à court terme (jours, semaine) est d'autant plus filtrée que le système est inertiel, et l'information portée par les pluies est transformée principalement en cycle annuel.

Le temps de régulation (tr), qui définit la durée d'influence du signal d'entrée c'est-à-dire la longueur de la réponse impulsionnelle du système est égal à l'ordonnée maximale du spectre divisée par 2 (Mangin ,1984) Plus le temps de régulation est grand, plus le système possède un comportement inertiel, plus le volume des réserves est grand et moins le système est karstifié.

- **Analyse croisée**

Le spectre croisé est la transformée de Fourier du corrélogramme croisé pluie-débit et s'écrit de la façon suivante (décomposition en partie réelle et partie imaginaire) :

$$S_{xy}(f) = h_{xy}(f) - i\lambda_{XY}(f)$$

avec :

$$h_{xy} = 2 \left[r_{xy}(0) + 2 \sum_{k=1}^m (r_{xy(k)} + r_{yx(k)}) \right] D_{(k).r_k \cos(2\pi f k)}$$

$$\lambda_{xy} = 2 \left[r_{xy}(0) + 2 \sum_{k=1}^m (r_{xy(k)} + r_{yx(k)}) \right] D_{(k).r_k \sin(2\pi f k)}$$

Où k est le décalage introduit pour l'analyse corrélatoire, r_{xy} et r_{yx} sont les coefficients de corrélation, concernant l'analyse corrélatoire croisée,

- f est la fréquence, D est la fenêtre de pondération ; m est la troncature (nombre de mesures du signal analysé divisé par trois ; Mangin, 1984).

- Le **déphasage** entre le signal d'entrée et le signal de sortie est calculé ainsi :

$$\phi_{(xy)} = \arctg \left(\frac{\lambda_{xy}(f)}{h_{xy}(f)} \right)$$

- La fonction de **gain** donnée ci-après permet de déterminer si, pour l'harmonique considérée, la puissance a été amplifiée (**$g > 1$**) ou atténuée (**$g < 1$**) par le système.

$$g_{(xy)} = \frac{S_{xy}(f)}{S_x(f)}$$

Dans le cas d'un système karstique, le gain peut être relié au stockage de l'eau en hautes-eaux, puis à son écoulement en basses-eaux (Larocque *et al.* 1998). Par exemple la composante basse fréquence de l'écoulement correspondant au débit d'étiage est beaucoup plus importante dans le signal de débit que dans le signal de pluie qui est un signal très variable.

2.3.2-Approche hydrogéochimique

L'hydrogéochimie est la plupart du temps utilisée comme une méthode complémentaire des autres approches et notamment des méthodes basées sur l'hydrodynamique. En effet, même si la connaissance des débits est précieuse, elle n'est pas toujours disponible ou accessible. Par son rôle d'agent de transport et sa capacité à réagir avec le milieu carbonaté, l'eau est à la fois "un vecteur et un créateur d'information" (Bakalowicz, 1979). La "réponse chimique" d'un aquifère karstique à une impulsion pluviométrique constitue alors un moyen d'identification et de reconnaissance de l'organisation et du fonctionnement de cet aquifère.

- Réactif chimique qui dissout les minéraux et les matières organiques
- Agent transporteur d'énergie et de matière

L'eau est le facteur principal qui façonne les roches et transforme le paysage. Lors de son écoulement, elle dissout des minéraux, se sature et précipite d'autres minéraux. Par suite, elle acquiert un chimisme qui est le résultat de ses interactions avec la roche et de l'influence de facteurs externes naturels ou anthropiques.

Parmi ceux-ci on distingue par exemple :

- la mise en solution primaire de divers éléments,
- les phénomènes modificateurs susceptibles de transformer cette première acquisition,
- les lois de la thermodynamique chimique qui fixent la teneur à saturation des éléments,
- les conditions physiques et géologiques règlent toutes ces réactions.
- les variations hydrogéochimiques au sein des systèmes aquifères résultent de toutes ces interactions et peuvent donner des informations sur les écoulements souterrains.

2.3.2.1- Facteurs responsables de la chimie des eaux

Tous les minéraux sont plus ou moins solubles dans l'eau. Cette solubilité n'est pas identique pour tous les minéraux : elle dépend de la nature du minéral, de variables physiques (température et pression) et de la composition chimique du solvant (l'eau). Le temps joue un rôle principal dans les processus de dissolution ; l'acquisition de la minéralisation d'une eau n'est pas instantanée : plus le contact avec la roche est long et plus l'eau a le temps de

dissoudre et de se minéraliser pour tendre vers un équilibre fixé par les constantes de dissolution de chaque minéral. Certains facteurs peuvent faciliter la dissolution comme la surface de contact eau/roche et le régime d'écoulement. Les activités anthropiques peuvent également constituer un apport d'éléments importants au cas où leurs rejets aboutissent au karst noyé.

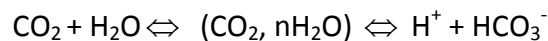
2.3.2.2- Systèmes chimiques impliqués dans la chimie des eaux

-Le système diphasique

Il s'agit des sels comme les chlorures, sulfates et nitrates. Ils sont liés généralement à la présence d'évaporite ou de polluant agricole ou domestique.

-Le système triphasique

De nombreux travaux ont été effectués sur le système calco-carbonique qualifié de triphasique - CO₂ -HO₂ -carbonates (Roques, 1962 ; Bakalowicz,1979 ; White,1980 ;Dreybrodt et al., 1996 ; Plagnes,1997) montrant le rôle déterminant du CO₂ dans la solubilisation des roches carbonatées. C'est le processus de *conversion du CO₂*, dont la cinétique a été étudiée en détail par Roques (1962) puis, Dreybrodt et al. (1996) selon le schéma suivant:



Tous les auteurs attribuent une origine pédologique au CO₂. Une partie de ce gaz diffuse vers l'atmosphère et l'autre partie est transportée par les eaux d'infiltration vers la profondeur. C'est ainsi que l'eau, devenue agressive, attaque et dissout les carbonates. Ainsi, "*l'anhydride carbonique apparaît comme le moteur de la dissolution des carbonates*"(Bakalowicz, 1979).

Les échanges gazeux entre eau du sol et atmosphère sont faibles et la pCO₂ sera plutôt élevée. En revanche, dans les milieux sous saturés en eau, la diffusion du CO₂ est plus importante et donc la pCO₂ sera plus faible.

Les concentrations en HCO₃⁻ et en Ca²⁺ sont entièrement déterminées par le contenu en CO₂, qui est donné par la pression partielle en CO₂ (pCO₂), et par la modification des conditions d'équilibre. La modification des conditions d'équilibre est donnée par la différence entre le pH d'équilibre de la calcite et le pH mesuré, de même pour la dolomite (pH d'équilibre de la dolomie). Cette différence (dpH) n'est autre que l'indice de saturation de la calcite ou la dolomite SIc ou SId (Back et al. 1966).

Ces deux variables pCO_2 et Isc contrôlent totalement le système CO_2 - H_2O -carbonates. Les concentrations en Ca , Mg , HCO_3^- , ainsi que le pH , y dépendent totalement. C'est pourquoi les deux variables, pCO_2 et Isc , sont les indicateurs qui permettent de caractériser l'état de l'eau par rapport aux conditions d'écoulements et à son temps de contact avec la roche.

- $dpH > 0 \Rightarrow$ solution sursaturée \rightarrow précipitation de carbonates
- $dpH < 0 \Rightarrow$ solution sous-saturée \rightarrow dissolution des carbonates

D'autres facteurs : géométriques (taille des cristaux), physiques (température) et chimiques: le facteur dominant est la teneur en CO_2 , il permet de distinguer les systèmes ouvert ou fermé en fonction de la composition du CO_2 dans l'atmosphère (constante) ou non. Le tableau suivant représente la signification hydrogéologique de la pCO_2 et du taux de saturation d'une eau.

$3 \cdot 10^{-4} < pCO_2 < 10^{-3}$	$10^{-3} < pCO_2 < 2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2} < pCO_2 < 10^{-1}$	$10^{-1} < pCO_2$	
Eau karstique à écoulement très rapide depuis une perte, dans un conduit bien ouvert Eau de surface en milieu non carbonaté	Eau karstique circulant rapidement	Eau karstique enrichie en CO_2 d'origine profonde au voisinage de la source	Eau karstique probablement enrichie en CO_2 d'origine profonde au voisinage de la source	$Iscalcite < 0$ Eau sous-saturée
Eau de surface Eau karstique ayant circulé en écoulement libre dans un conduit très aéré pendant assez longtemps	Eau karstique ayant circulé dans un milieu aéré (zone d'infiltration, conduit ouvert)	Eau karstique s'écoulant en milieu aéré, enrichie en CO_2 d'origine non pédologique (CO_2 profond, CO_2 provenant de fermentations de pollutions).		$Iscalcite > 0$ Eau sursaturée par dégazage du CO_2

Tableau 19: Signification hydrogéologique de la pCO_2 et du taux de saturation d'une eau dans un aquifère karstique (Bakalowicz, 2002).

2.3.2.3- Les traceurs naturels des aquifères

Les traceurs naturels utilisés en hydrogéochimie sont classés selon l'information que l'on peut en tirer :

- les marqueurs de séjour,
- les marqueurs de condition d'écoulement,
- les marqueurs d'origine.

a) les marqueurs de temps de séjour

Les temps de séjour dans les aquifères karstiques sont globalement très courts en comparaison de ceux observés dans tous les autres aquifères. Les traçages artificiels réalisés dans certaines régions (Larzac septentrional, Bakalowicz ,1996) donnent une idée de ces temps : de quelques heures à quelques semaines. Le karst se distingue en outre par le fait que des eaux à temps de séjour différent peuvent se succéder aux sources sans relation ou sans logique apparente.

Le système calco-carbonique (pH, alcalinité, calcium et magnésium, CO₂ dissous) permet de révéler des eaux à temps de séjour court dans la partie carbonatée du système karstique. L'indice de saturation de la calcite ou dpH (écart entre le pH mesuré et le pH d'équilibre de la solution pour la calcite) définit cet état : les valeurs négatives indiquent un temps de contact inférieur à 2 ou 3 semaines de l'eau avec la roche calcaire, alors que des valeurs nulles caractérisent des eaux à temps de séjour plus long, supérieur à 2 à 3 semaines (Bakalowicz, 1979, 1980)

Le magnésium, la silice et le sodium peuvent caractériser des eaux à temps de séjour plus long, de quelques semaines à plusieurs mois.

Le tritium est un des isotopes classiques en hydrogéologie ; c'est un marqueur de temps de séjour très long (Bakalowicz - 1996). Sa demi-vie est estimée à 12.5ans

- 0 UT : une composante ancienne antérieure à 40 ans domine,
- <5 ou >20 UT : mélange entre des eaux anciennes et des apports récents,
- 5 à 20 UT: une composante contemporaine domine.

b) les marqueurs de condition d'écoulement

Dans les systèmes calco-carboniques, ils permettent de révéler les eaux ayant subi un échange gazeux dans l'aquifère karstique. Les écoulements souterrains dans la zone non saturée des karsts observables dans les grottes sont souvent caractérisés par un dpH fort et une pCO₂ modérée (pression partielle équilibrante en CO₂), (Bakalowicz, 1996). Dans la zone noyée, les écoulements à surface libre peuvent être soumis à un dégazage notable. Lorsque le parcours souterrain passe en écoulement libre est long, l'eau aura perdu l'essentiel de son CO₂ et de sa charge en carbonates dissous.

Les pressions partielles en CO₂ sont calculées à partir des données relatives aux équilibres calco-carboniques sur certains échantillons prélevés à partir des sources. Les valeurs faibles (inférieures à 0,4 %) témoignent d'un dégazage des eaux relativement important à cause

d'un écoulement de surface. Les valeurs comprises entre 0,4 et 1,5 % caractérisent les eaux karstiques.

c) les marqueurs d'origine

Les marqueurs de processus localisés à la zone proche de la surface (sols et zone épikarstique) sont l'ion *chlorure*, typique d'une reconcentration par l'évapotranspiration, l'ion *potassium*, qui au contraire subit un appauvrissement considérable dans les sols, du CO₂, produit par l'activité biologique, et dans certains cas, un appauvrissement de l'ion *sulfate* mis en évidence parallèlement à la production du CO₂ (Bakalowicz, 1979,1980).

Certains marqueurs sont caractéristiques de processus liés à un contact prolongé de l'eau avec des sédiments colmatant le karst : *la silice, le sodium, et le potassium* par échanges de cations. Ces colmatages peuvent exister aussi bien dans la zone d'infiltration, à proximité de la surface, que dans la zone noyée, en profondeur. Dans les systèmes karstiques, on observe souvent des écoulements de surface allogènes sur des terrains non carbonatés qui, par une infiltration, peuvent jouer un rôle de marqueurs d'eaux d'infiltration concentrée, ceux en général les ions typiques des formations géologiques favorisant le ruissellement (*sulfate, silice, sodium, potassium*).

Les isotopes du milieu (¹⁸O, ²H) sont aussi des marqueurs de processus localisés : l'évaporation en surface provoque un fractionnement différent pour ¹⁸O et pour le deutérium, la température, liée à l'altitude de l'infiltration, peut renseigner sur l'altitude moyenne de recharge d'un système karstique (Bakalowicz et al., 1974 ;Blavoux, 1978 ;Blavoux et al.,1980).

Les marqueurs d'activités agricoles permettent aussi d'identifier l'origine spatiale de l'eau (*nitrate, potassium, et sulfates*) par les engrais, *chlorures et bactéries* pour l'élevage.

Les variations de la composition chimique de l'eau traduisent l'hétérogénéité spatiale de l'aquifère (structure et processus particuliers) et le fait que les eaux ont des histoires différentes (temps de séjour, conditions d'écoulement, lieu de stockage...). La forte diminution de la minéralisation lors du maximum de crue ou au cours de la décrue est typique d'écoulements rapides (et très rapides) dans la zone noyée, donc l'existence d'un drainage bien développé. En temps normal une forte minéralisation traduit un temps de séjour assez élevé dans l'aquifère lié à un stockage important.

Une synthèse des travaux de plusieurs auteurs (Bakalowicz, 1992,2003 ; Plagnes, 1997 ;

Blavoux, 1978) résume les principaux traceurs naturels utilisés en hydrogéochimie, leur source et le processus caractéristiques.

	Processus ou sources	Cl	Na	K	SiO ₂	SO ₄	NO ₃	Ca	Mg	pCO ₂	Isc	¹⁸ O	² H	³ H
Zone non karstique	Impact anthropique	+++	0	+	0	+	+++	0	0	0	0	0	0	0
	Recharge concentrée	0	++	0	+++	+	+	-	0	+	+	+	+	0
Surface du karst	Impact anthropique	+++	+++	+	0	+	+++	0	0	0	0	0	0	0
	Sols	0	-	+	+	+	-	+	0	+++	+	0	0	0
	Effet de chasse	-	-	-	-	0	+	+	(+)	-	+	(+)	(+)	(+)
Epikarst	Infiltration retardée	+	+	+	+	-	-	+++	+	+++	0	0	0	0
Zone d'infiltration	Infiltration lente	0	0	0	0	0	-	+	+	+	+	0	0	0
	Infiltration rapide	0	0	0	0	0	+	+	-	+	+	(+)	(+)	(+)
Zone noyée	Écoulement rapide	0	0	0	0	0	+	-	-	+	-	(+)	(+)	(+)
	Écoulement lent	0	+++	+	+	+	+	+	+++	0	0	0	0	--

Tableau 20 : Principaux traceurs naturels, sources et processus caractérisés. Application principale aux aquifères carbonatés (Bakalowicz, in Jourde, 2009).

2.3.2.4-Les outils de l'hydrochimie

Il est admis d'après les travaux de plusieurs auteurs que les variations du chimisme aux exutoires karstiques donnent des informations sur le fonctionnement et la structure de ces systèmes.

la modification de la minéralisation de l'eau d'une source karstique en fonction des variations hydrodynamiques qu'elle subit (Jackucs, 1959inFord et Williams, 1989), de la teneur en CO₂ des eaux (liée à la température de l'air) ainsi que du temps de résidence de

cette eau dans le système (Pitty, 1968 ; Miserez, 1973). D'après Shuster et White (1971), le coefficient de variation de la dureté de l'eau permet de distinguer deux types d'écoulement à l'intérieur des aquifères:

- un *écoulement diffus* (de l'anglais "diffuse-flow") à travers les joints, fractures, fissures et autres petites ouvertures (inférieures au cm) de la zone d'infiltration, cette eau est saturée vis à vis de la calcite, et la dureté présente de faibles variations au cours des saisons et des crues.

- un "conduit-flow" la circulation des eaux est plus rapide à travers les conduits (En conséquence, ces eaux sont sous-saturées et la composition chimique à l'exutoire présente de fortes variations au cours du cycle hydrologique.

A la base de ces travaux, Ternan (1972, in White, 1988) a établi une relation entre le coefficient de variation de la dureté de l'eau (CV) et son temps de résidence l'aquifère (t en jours):

$$CV = 35 t^{-0,524}$$

2.3.2.5-Les méthodes descriptives utilisées dans le cas des traçages naturels

a - Chimigramme

C'est un ensemble d'analyses qui consiste à étudier l'évolution des teneurs des différents traceurs en fonction du temps et des événements hydrologiques. L'allure des courbes, l'amplitude des variations et la relation de ces variations avec les débits sont des éléments qui informent sur le fonctionnement du système karstique (Plagnes, 1997).

b - Distribution des fréquences de minéralisation

La minéralisation des eaux karstiques représente la totalité des informations relatives aux substances dissoutes. *"La courbe des variations de la minéralisation au cours du cycle hydrologique correspond à la fonction aléatoire de la variable régionalisée Minéralisation La distribution de fréquence de l'ensemble des valeurs de cette variable représente une loi de probabilité qui définit cette fonction aléatoire. "* (Bakalowicz, 1979). Les courbes obtenues fournissent une information de type global qui met en évidence le fonctionnement du système (hétérogénéité des écoulements, modalités de transit des eaux).

c - Analyses factorielles

L'analyse multidimensionnelle est une méthode statistique de description d'un tableau de données. Elle synthétise et classe les données et révèle les facteurs qui sont à l'origine de l'évolution des variables et de leurs relations". Cette méthode constitue donc un outil de choix en hydrochimie. Elle permet de remplacer une variable par une combinaison linéaire de plusieurs variables.

Deux approches sont envisageables avec ce type d'analyses. Si l'on recherche les ressemblances entre les variables et leurs variations, c'est l'Analyse en Composantes Principales (ACP) qu'il faut mettre en œuvre. Si le problème consiste à réaliser des séparations entre variables ou tester des hypothèses quant aux variations observées, c'est l'Analyse Factorielle Discriminante (AFD) qui sera utilisée.

1- L'ACP

Au départ on dispose d'un tableau de données, composé de variables (n colonnes) et d'échantillons ou karstiques (p lignes). Ce tableau est transcrit dans l'espace des unités statistiques (u.s.) par un nuage de points dans un espace à n dimensions. Comme il n'est pas possible de visualiser un tel nuage, il est projeté dans un sous-espace dans lequel cette visualisation sera possible (1 ou 2 dimensions). Le principe de cette manipulation est de *"résumer au mieux la structure du nuage de dans l'espace multidimensionnel en le projetant sur des directions préférentielles d'allongement appelées axes factoriels"* (Mudry et Blavoux, 1986).

Pour Bakalowicz (1979), l'ACP est *"un moyen de condenser un nombre important de données de façon à regrouper les paramètres dont les variations sont liées les unes aux autres, en fonction de facteurs expliquant ces regroupements. La recherche de la signification de ces facteurs conduit à proposer des hypothèses sur les causes de l'évolution des variables étudiées"* (Bakalowicz, 1979).

L'examen de l'espace des variables permet de visualiser les relations existant entre les variables et les facteurs structurant l'ensemble des données. L'espace des échantillons aide à analyser les relations entre les points par rapport à ces mêmes facteurs. Ainsi les facteurs responsables des variations du chimisme des eaux étudiées peuvent être identifiés et leur rôle peut être quantifié.

2- L'AFD

Cette méthode est un complément de l'ACP. Alors que l'ACP décrit un tableau de données sans qu'aucune hypothèse ne soit formulée (recherche des structures et des facteurs responsables des variations), l'AFD décrit le même tableau auquel a été ajoutée une variable qualitative supposée être responsable de la structuration des données dans le temps ou dans l'espace. Pour Bakalowicz (1979), l'ACP est **"un moyen de condenser un nombre important de données de façon à regrouper les paramètres dont les variations sont liées les unes aux autres, en fonction de facteurs expliquant ces regroupements. La recherche de la signification de ces facteurs conduit à proposer des hypothèses sur les causes de l'évolution des variables étudiées"** (Bakalowicz, 1979). L'examen de l'espace des variables permet de visualiser les relations existant entre les variables et les facteurs structurant l'ensemble des données. L'espace des échantillons aide à analyser les relations entre les points par rapport à ces mêmes facteurs. Ainsi les facteurs responsables des variations du chimisme des eaux étudiées peuvent être identifiés et leur rôle peut être quantifié.

CHAPITRE 3

LE KARST DE SAÏDA : ETAT DES LIEUX

3.1- De la notion de système karstique

La notion de système a été introduite en hydrogéologie karstique pour rendre compte et de la circulation des eaux dans les formations carbonatées et des propriétés qu'elle induit. Les *attendus* du recours à cette notion trouvent leurs justifications dans le fait que le système, défini « *comme ensemble d'éléments en relation les uns avec les autres et formant un tout* », suppose qu'il soit possible d'assigner à une unité géologique donnée des caractéristiques physiques qui permettent de la singulariser. Mangin (1975) formalisa cette définition en considérant le système karstique comme « *un ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique constituent une unité de drainage* ».

Cette définition reconnaît au système karstique la spécificité de comporter au sein de son impluvium, outre des terrains karstiques, des terrains non karstiques dont les eaux sont drainées au niveau des pertes et autres points. Cette originalité du système karstique est à l'origine de la distinction systèmes unaires - systèmes binaires (Marsaud, 1996).

Dans tous les cas, il faut reconnaître au système une logique d'organisation complexe dont on ne perçoit encore que quelques bribes. Tel est le cas de la position du réseau de drainage par rapport à l'exutoire, déterminée par des conditions internes au système et dont on tente de rendre compte par une loi phénoménologique qui décrit l'évolution du processus et caractérise sa fonctionnalité.

Une illustration en est donnée par la définition du système karstique de l'aquifère karstique de la nappe du plateau de Saïda.

3.2-Définition du système karstique de Saïda

Les données géologiques et structurales régionales ne permettent pas de situer le système karstique de Saïda à l'intérieur d'un domaine défini bien précis (fig. 22) Elles lui assignent :

- une limite ouest à l'endroit du système de failles N-S qui mettent en contact les blocs carbonatés du Jurassique inférieur et moyen avec les formations des argiles de Saïda. L'étanchéité de cette limite est cependant toute relative eu égard aux sources qui sourdent au niveau de la vallée de Saïda et aux quelques affleurements carbonatés

relevés au S.W de Saïda. Cette limite est, cependant, plus patente avec le plongement des formations carbonatées sous les argiles de Saïda.

- La limite nord correspond au môle de Tifrit au niveau duquel la formation aquifère se termine en biseau sur le Trias. Vers le nord-ouest, le système trouve son terme au contact des marnes de Modzab voire à une interruption de la formation aquifère par affaissement.
- Les limites Est et Sud ne disposent pas de repères qui marquent la rupture de continuité de la formation aquifère. En revanche, les lignes de courant peuvent servir à les définir.

Les différents bassins hydrogéologiques (fig. 8) qui constituent ce système sont délimités par des lignes de partage des eaux distinctes des limites des bassins versants topographiques. C'est le cas du bassin hydrogéologique de SAÏDA qui déborde sur une partie du bassin versant de Tifrit.

La surface du système, telle qu'elle résulte de la digitalisation de la carte géologique dans les limites imparties au système, est de 517 km². Sa répartition par tranches d'altitude de 100 m donne une idée de la courbe hypsométrique qui indique un relief à la topographie marquée par une dénivelée assez importante et une altitude minimale relativement élevée par rapport aux zones limitrophes du bassin. Cela induit un ruissellement important et renseigne sur les modalités de drainage.

3.3-Conditions aux limites

La limite ouest est quasi imperméable pour peu que l'on s'accommode du débit des fuites observées au niveau des sources qui sourdent des massifs détritiques. Il en est de même de la limite septentrionale où les marnes de Modzab assurent une parfaite étanchéité. Par contre, les limites orientale et méridionale sont des limites de décharge tout au long de la vallée de l'oued Saïda et sur le plateau.

La recharge du système est assurée par la pluie dans la partie libre de l'aquifère. Par contre, dans la vallée et le plateau, les terrains de recouvrement imperméables constituent un obstacle à la percolation des eaux de pluies. Localement, cette alimentation est aussi assurée par les pertes.

Les eaux thermales contribuent aussi à cette recharge pour peu que soit tranchée la question du flux thermique.

3.4-Estimation du bilan hydrologique du système

Les données recueillies auprès de l'A.N.R.H mettent en évidence une période de sécheresse qui a sévit durant les décennies 1980-et 1990, à l'exception des cycles de 1985-86 et 90-92, les précipitations n'excèdent pas les 280mm et les débits annuels moyens les 0.5m³/s (période 1980-1995, période pour laquelle nous disposons de données journalières).

Les seules données en mesure de permettre la gageure de dresser un bilan du système sont celles relatives au cycle hydrologique 1972-73 qui coïncidait avec les actions initiées par la Direction régionale des ressources en eau.

L'examen des données précédentes accrédite l'idée que l'écoulement est entièrement souterrain comme tendent à le corroborer les observations sur le terrain où aucun ruissellement de surface n'est relevé. Il n'y a donc pas lieu d'entreprendre de décomposition de l'écoulement.

Et, de fait, de véritables crues souterraines sont observées comme à Aïn Zerga 1 où plus de 400 l/s ont été enregistrées en 1970. En revanche, certaines sources sont remarquables par leur stabilité comme celle d'Aïn Beida. Ce phénomène peut s'expliquer par l'existence de vastes réservoirs souterrains qui feraient office de régulateur vis à vis des crues. Tous les cas intermédiaires existent entre ces deux extrêmes.

S'agissant des mesures de débit, elles sont effectuées de manière aléatoire, à l'endroit de sources protégées par des murs en maçonnerie sans gardiennage voire carrément abandonnées du fait de leur débit devenu insignifiant. Le seul intérêt des mesures irrégulières effectuées sur quelques sources sont de fournir quelques ordres de grandeurs des débits écoulés. (Voir annexes).

3.4.1-Analyse du tarissement des sources

Là aussi, les seules données disponibles auprès des services de l'ANRH de la wilaya de Saïda sont celles utilisées par Pitaud (1973) pour effectuer l'analyse de 14 hydrogrammes (9 sources : Soltane, Oum Rekhail, Fakroun, Zerga I Et li, Poirier, Yahia, Tifrit, Beida et 5 oueds :

Saïda Pk.50 et Pont, Sidi Mimoun, Guernida et Hasna) du cycle hydrologique 1970-1971. En dépit de la qualité toute relative des mesures et de leur nombre réduit, Pitaud (1973) a cru pouvoir suggérer que chaque source présentait un régime particulier, fonction du système hydraulique qui l'alimente (degré de fissuration, présence de chenaux ou de cavernes...) mais dont il était difficile d'estimer les coefficients de tarissement pour les raisons invoquées précédemment. Le seul hydrogramme suffisamment précis et répondant à la formule de Maillet, est celui de la station de l'oued Saïda – Pont. Cet hydrogramme relatif à l'année 1970-1971 donne un coefficient de tarissement $\alpha = 0.007$ pour un débit $Q_0 = 1 \text{ m}^3/\text{s}$. L'analyse du tarissement de 1975 donne des valeurs voisines : $\alpha = 0.0067$ et $Q_0 = 0,796 \text{ m}^3/\text{s}$. Le volume dynamique déduit de ces valeurs du tarissement est donné par intégration de la formule de Maillet :

$$V_{dyn} = \frac{86400 * Q_0}{\alpha}$$

où Q_0 est exprimé en m^3/s et α en jour^{-1} .

Les valeurs du volume dynamique pour l'oued Saïda à la station Saïda – Pont ainsi estimées sont de l'ordre de 12 hm^3 (1970-71) et 10.2 hm^3 (1975). Ce volume dynamique correspond à l'ensemble des sources du bassin de l'oued Saïda. Il montre que les aquifères carbonatés du bassin de Saïda disposent de réserves intéressantes dont le volume total est de l'ordre de 10 millions de m^3 , compte tenu des imprécisions sur les mesures de débit et de la fréquence des mesures. L'exploitation de ces aquifères devrait prendre en compte ces valeurs pour respecter la pérennité de la ressource en eau souterraine.

3.4.2-Bilan hydrologique de l'oued Saïda

Le bilan hydrologique a été établi uniquement pour la partie nord de la zone d'étude, c'est-à-dire le bassin de l'oued Saïda (Tab. 15). C'est ce bassin qui peut assurer l'essentiel des besoins en eau de la majeure partie de la population implantée dans la région. Decamps (1970), puis Pitaud (1973) ont tenté d'approcher certains termes du bilan hydrologique.

a- Les entrées

Une première approche de l'alimentation des bassins versants et de la recharge des nappes est fournie par la pluviométrie. D'après les données de Decamps (1971), les hauteurs

moyennes de précipitations ont été de 312 mm en 1970-1971, pour 450 mm en année normale (1930-70). Les hauteurs d'eau sur les 2 parties, impluvium carbonaté et non carbonaté sont identiques.

Le tableau ci-dessous, dressé par Decamps (1971), indique toutes les valeurs obtenues à partir des cartes en isohyètes en distinguant les surfaces carbonatées des surfaces non carbonatées.

Impluvium - surfaces (km ²) -	Carte isohyète (mm)	Année Moyenne (mm)	Moyenne interannuelle (mm)
carbonaté (530)	314	477 et 425	451
Non carbonaté (723)	311	474 et 424	449
Ensemble des bassins (1253)	312		450

Tableau 21: Pluviométrie 1970 -71 obtenue à partir des isohyètes et des stations de mesure de Saïda et Aïn El Hadjar (Decamps, 1971).

b- Les sorties

- L'E.T.R ou déficit d'écoulement

Toutes les sources sont karstiques et leur débit total représente la majeure partie de l'écoulement souterrain. Cet écoulement souterrain provient de l'infiltration des précipitations dans l'impluvium dolomitique. Les bassins versants topographiques contrôlés par les stations les plus en aval (PK50, Hasna, Guernida et Sidi Mimoun) sont constitués par des impluviums carbonatés perméables et non carbonatés pour les impluviums imperméables. L'écoulement souterrain est extrêmement important et le ruissellement superficiel pratiquement nul. Pour la deuxième catégorie cette proportion est inverse. Afin de parvenir à une meilleure compréhension du fonctionnement hydrogéologique de l'ensemble de la région tout en considérant les différents types de terrains, deux bilans sont établis, l'un pour la seule partie carbonatée (l'aquifère karstique), l'autre pour l'ensemble.

- Écoulements issus de l'aquifère karstique

Il s'agit du débit des sources et des prélèvements d'exploitation. Les principales sources sont contrôlées au niveau de 4 stations auxquelles correspondent les 4 sous unités suivantes : Saïda, Eaux Chaudes, Aïn Sultane et Tifrit Sidi Mimoun. Les débits moyens étaient respectivement de 900, 80, 116 et 570 l/s en 1972 (Pitaud, 1972). Quant aux prélèvements sur les sources et quelques puits et forages, ils étaient de l'ordre de 30 l/s pour toute la région (DEMRH ,1972), *c'est-à-dire négligeables par rapport au total des débits naturels.*

Aucune donnée plus récente n'est disponible pour actualiser le bilan. Cependant, il est évident que le débit des sources s'est notablement réduit sous l'effet des sécheresses successives et de l'augmentation des prélèvements par les puits et forages.

- Ecoulements superficiels

Ils sont négligeables pour les parties carbonatées, excepté pour l'oued Aïn Foufot en crue. Son débit est contrôlé ainsi que celui d'Aïn Tifrit et est attribué à l'écoulement souterrain de l'aquifère karstique. Quant aux écoulements superficiels sur les formations imperméables, ils sont contrôlés à l'aval. Il en est de même de l'écoulement provenant des sources. C'est pourquoi il n'est pas réalisé de bilan séparé sur les sous bassins imperméables.

Le déficit d'écoulement D a été estimé par la formule de Turc qui donne une estimation du déficit d'écoulement annuel du à l'évapotranspiration. Selon les sous-bassins considérés, D est compris entre 394 et 410 mm pour une année moyenne ($P = 450$ mm) :

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

où : D est exprimé en mm, P (450mm) la pluie moyenne annuelle et $L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$ avec T : température moyenne annuelle en degrés Celsius.

- Volumes d'eau écoulés

Ces débits moyens annuels ont été obtenus par planimétrie des hydrogrammes, à partir des jaugeages plus ou moins fréquent réalisés sur les sources de moindre importance et de jaugeages des oueds, récepteurs des sources diffuses quasi-impossibles à jauger par elles-mêmes.

Pour ce qui est des suintements, eux aussi impossibles à mesurer au niveau du contact de la formation aquifère dolomitique et du Trias (limite Nord de l'aquifère), une estimation en est donnée, fondée sur le fait que l'oued Chaba représente le résultat d'une certaine longueur de suintement de l'aquifère dolomitique sur le Trias équivalant à 5 l/s en moyenne. Ce chiffre est ensuite appliqué à la longueur totale de suintement en respectant toutefois une distance suffisante de part et d'autre des sources déjà jaugeées placées sur la ligne de contact Trias-Dolomie.

L'étude faite par Pitaud sur l'étiage 1970-1971, consécutif à une pluviométrie déficitaire de l'ordre de 312 mm, donne les débits moyens obtenus à l'aide de ce système de mesure. Ces sources sont groupées en cinq zones avec du Sud vers le Nord:

- Zone 1: Aïn el Hadjar; Zone 2: Saïda à Nazereg; Zone 3: Eaux Chaudes qui appartiennent au bassin de l'oued Saïda.

- La zone 4 appartient aux bassins des oueds Hasna et Guernida qui constituent le plateau d'Aïn Sultane.

- La zone 5 appartient au bassin de l'oued Tifrit.- Sidi Mimoun.

Les débits totaux des sources des différentes zones correspondent, rappelons-le, à une année déficitaire en pluie (P = 312 mm). Aussi, ces valeurs sont-elles corrigées pour être représentatives d'une année de pluviosité moyenne P = 450 mm. Les chiffres obtenus sont alors les suivants :

ZONE	I	II	III	IV	V
Débits totaux (l/s)	82	724	79	115	568

Tableau 22 : Débits calculés des sources pour une pluviosité moyenne (Pitaud, 1973)

La source d'Aïn Tebouda située au Sud d'Aïn El Hadjar qui donnait un débit moyen de 20 l/s en 1970-1971, constitue un cas particulier. Actuellement, son débit a nettement diminué et serait de l'ordre de 10 l/s.

3.4.2.1-Estimation du bilan par sous – bassins selon Pitaud

Cette estimation a été établie sur la base des données des années hydrologiques 1970 et 1971 qui se sont révélées particulièrement déficitaires en pluie (312 mm en moyenne sur le bassin au lieu de 450 mm pour la période 1930-70). En réalité, Pitaud n'effectue pas de bilan pour 1970-1971, car il suppose qu'il est équilibré et évalue l'évapotranspiration (ETR) par différence entre les précipitations et les écoulements totaux mesurés aux stations contrôlant les trois unités. De plus, il cherche à séparer la part superficielle de la part souterraine, sur la base d'une décomposition sommaire et non réaliste de l'hydrogramme de l'oued. Ensuite, il évalue par interpolation linéaire les différents termes du bilan pour une année de pluviométrie moyenne de 450 mm en supposant à nouveau que le bilan est équilibré.

Ces différents calculs et hypothèses sont tels que l'on ne peut pas se fier aux résultats obtenus.

Unités		Superficie Km ²	Pluie		Ecoulement souterrain		Ecoulement total		D (ETR)	
			mm	Hm ³	l/s	Hm ³	l/s	Hm ³	mm	Hm ³
Aquifère karstique	Saïda -Nazereg	281	53	158	499	1,58	499	1,58	398	11,18
	Aïn Sultane	42	40	17	53	0,17	53	0,17	410	1,72
	Tifrit-S/Mimoun	400	49	196	621	1,96	621	1,96	401	16,04
S/total		723	41	369	1173	3,69	1173	3,69	378	29,64
Bassin complet	Saïda Nazereg	653	47	293,8	980	30,6	1214	35,13	392	256
	Aïn Sultane	114	31	51,3	116	3,6	147	4,60	409	47
	Tifrit-S. Mimoun	486	37	218,7	570	17,9	760	23,98	401	195
TOTAL		1253	41	563,8	1666	52	2121	63,71	397	497

Tableau 23: Estimation du bilan hydrologique par sous bassins pour une pluviométrie moyenne de 450 mm (Pitaud, 1973).

3.4.2.2-Ré-estimation du bilan hydrologique par sous-bassins

Nous avons donc cherché à établir un bilan pour la seule période (1970-1971) pour laquelle nous disposons de données fiables des écoulements pour chacune des trois unités. Trois stations contrôlent les débits des écoulements de surface et souterrains, sortant des 3 unités suivantes : Saïda -Eaux Chaudes, Aïn Sultane et Tifrit Sidi Mimoun. Les débits moyens étaient respectivement de 744, 85 et 448 l/s en 1970-71 (Pitaud, 1973). Quant aux prélèvements sur les sources et dans les quelques puits et forages, ils étaient de l'ordre de 30 l/s pour toute la région (D.E.M.R.H., 1972).

Aucune donnée fiable plus récente ne peut être prise en considération pour établir un bilan. Toutefois, le débit des sources s'est notablement réduit, sous l'effet tant des sécheresses successives que de l'augmentation des forages et pompages. Le déficit d'écoulement a été estimé par la formule de Turc qui donne une estimation du déficit d'écoulement annuel dû à l'évapotranspiration.

Pour les années 1970 et 1971 (Tableau 24), le bilan n'est pas vraiment équilibré, puisque les sorties excèdent d'environ 10% les entrées. Cela peut être dû à des entrées sous-estimées, des sorties surestimées ou aux multiples incertitudes qui grèvent les termes du bilan.

Les tableaux suivants représentent les résultats obtenus pour une pluviométrie de 312 mm et de 450mm pour les surfaces totales des bassins et celles de l'impluvium carbonaté.

Unités	Surface	Ecoulement			ETR Turc		Entrées		Sorties
	km ²	mm	m ³ /s	hm ³	mm	hm ³	mm	hm ³	hm ³
Saïda- Eaux Chaudes	653	35.9	0.744	23.44	310	202.43	312	203.7	225.87
A.Sultane	114	23.5	0.085	2.68	310	35.34	312	35.6	38.02
Tifrit-S. Mimoun	486	29.0	0.448	14.11	310	150.66	312	151.6	164.77
TOTAL	1253	32.1	1.277	40.23	310	388.43	312	390.9	428.66

Tableau 24 : Bilan hydrologique des trois unités pour les années hydrologiques 1970 et 1971. (P=312mm).

Unités		Superficie (km ²)	Ecoulement souterrain			D (ETR)	
			mm	l/s	hm ³	mm	hm ³
Aquifère karstique	Saïda - Nazereg	281	53	472	14,9	398	111,84
	Aïn Sultane	42	40	53,27	1,68	410	17,2
	Tifrit- S/Mimoun	400	49	621,5	19,6	401	160,4
S/total		723	41	938,6	29,6	378	273,3
Bassin complet	Saïda - Nazereg	653	47	973,2	30,69	392	256
	Aïn Sultane	114	31	112,3	3,54	409	46,63
	Tifrit- S/Mimoun	486	37	570	17,98	401	194,9
Total		1253	41	1629	51,37	397	497,44

Tableau.25 : Approche du bilan hydrologique pour une pluviométrie moyenne de 450mm par bassin et nature géologique de l'impluvium.

Le tableau permet de constater un déficit de 31.8 mm pour l'ensemble des bassins et 12.2mm pour celui de Saïda -Eaux Chaudes.Dans le tableau nous avons effectué les calculs par sous bassins en fonction de la nature géologique de l'impluvium.

Unités	Surface	Ecoulement total			ETR Turc		Entrées		Sorties
	km ²	mm	m ³ /s	hm ³	mm	hm ³	mm	hm ³	hm ³
Saïda- Eaux Chaudes	653	53,7	1,112	35,07	413	269.69	450	293.9	304.76
Aïn Sultane	114	40,6	0.147	4.63	413	47.08	450	51.3	51.7
Tifrit-S. Mimoun	486	49,3	0.76	23.94	413	200.72	450	218.7	224.7
TOTAL	1253	50,8	2.021	63.66	413	517.49	450	563.9	581.2

Tableau 26 : Approche du Bilan hydrologique des trois unités pour une année hydrologique moyenne.

Il en ressort que le bilan hydrologique n'est pas équilibré et qu'il présente un déficit. Cette région est soumise à l'influence d'un climat de type méditerranéen continental caractérisé par deux périodes très distinctes d'un climat semi-aride à aride :

- Une période pluvieuse allant de novembre à avril,
- La deuxième de mai à octobre.

L'examen du tableau 23 donne à penser que ces écarts seraient à imputer :

- soit à une sous-estimation de la pluie ou/et au tracé approximatif des isohyètes soit à une sous-estimation de la superficie de l'impluvium perméable soit encore à l'omission d'une contribution occulte à partir d'une autre source d'alimentation.
- Soit à une ETR surestimée en conséquence d'une inadéquation de la formule de TURC au système hydrologique du bassin de Saïda soit à des débits de sources surestimés.

En l'occurrence, cet excédent pourrait provenir des écoulements alimentés par les réserves des aquifères carbonatés, que nous avons estimé de 10 à 12 millions de m³ par l'analyse du tarissement de l'oued Saïda. La projection du bilan hydrologique pour une année moyenne (Tab.26) conduit à estimer le débit total de ces unités à 2 m³/s. Cette valeur doit être prise comme étant la limite vers laquelle devrait tendre le débit total d'exploitation des ressources en eau du secteur.

La réaction des sources aux précipitations est, elle aussi, difficile à appréhender. L'analyse corrélatrice et spectrale croisée des données au pas de temps journalier est en mesure de nous renseigner sur ce point si des chroniques de telles mesures avaient été disponibles. A ce stade, l'examen des enregistrements des hyétogrammes et des hydrogrammes ne fait ressortir aucun déphasage : La réaction des sources est parfois violente ou nulle, immédiate ou retardée de 1 à 15 jours.

Une étude plus précise avec des pluviographes, placés sur les zones d'alimentation véritables, et des limnigraphes, placés à l'endroit des sources reste à entreprendre. L'ensemble du réseau hydrologique actuel ne répond pas à ces objectifs. Sa finalité première est de mesurer les volumes d'eau écoulés. Aussi, faute de données fiables et régulières, il est impossible de contrôler les résultats obtenus qui restent approximatifs et fondés sur des hypothèses non vérifiables. Leur seul mérite est de constituer une base de travail.

Ces réserves étant entendues, l'analyse critique des données plus récentes a permis d'en extraire des chroniques de débit relativement viables courant sur la période 1980 -1996 aux stations PK 50 et Sidi Mimoun.

TROISIEME PARTIE

TRAITEMENT DES DONNEES HYDROMETRIQUES ET HYDROCHIMIQUES

CHAPITRE1

TRAITEMENT DES DONNEES HYDROMETRIQUES

Sauf à faire l'impasse sur la question de la nature de la réponse hydrologique, i.e. à la façon dont réagit l'hydrosystème aux événements hydrométéorologiques, les méthodes d'analyse qui seront invoquées dans la suite de ce travail, devront être déclinées sous leur version hydrologie de surface ou hydrologie souterraine (karstique) selon les hypothèses qui déterminent le régime hydrologique appréhendé au niveau de ces stations.

Sur la réponse hydrologique

L'analyse des systèmes permet d'accommoder la notion de *réponse hydrologique* d'un bassin aux modalités de l'expression de la variation du débit à l'exutoire, étant entendu qu'une réponse nulle se traduit par une absence de modification de l'écoulement et qu'une réponse positive se traduit par une modification de l'écoulement. Selon l'intensité de la sollicitation et les conditions physiographiques qui prévalent, cette réponse peut être *rapide*, en conséquence de mécanismes physiques spécifiques tel le ruissellement superficiel pour la première ou *retardée* par suite d'un transit souterrain pour la seconde. A cet effet, Il est parfois commode d'invoquer aussi les notions de *réponse partielle* et de *réponse totale* pour dire que la forme endossée par l'expression de la variation du débit est composite i.e. constituée d'une composante superficielle et d'une composante souterraine ou non.

Les réponses hydrologiques dont nous disposons sont celles relatives aux chroniques des données hydrométriques à l'endroit des stations PK50 et de Sidi Mimoun. Avant d'entreprendre quelque traitement de données que ce soit, il importe de s'assurer de leur qualité.

1.1-Données et méthodes

a- Données

Globalement, l'information hydrométrique est disponible au pas de temps journalier. Dans de rares cas, elle ne l'est qu'au pas de temps mensuel.

Les réseaux de mesures hydrométriques ont connu un essor important au cours de la décennie 1950 alors que, auparavant, seules quelques stations bien particulières, contrôlant généralement de grands bassins, avaient été suivies régulièrement et, parfois, sur de longues durées. Il en ressort, donc, que pour de nombreuses stations, les séries de données

hydrométriques n'excéderont guère 40 années. Les données dont nous avons pu disposer portaient sur les années 1985-86 à 1995-96. Les séries chronologiques correspondantes ne dépassaient donc pas 16 ans.

Une première critique de ces données ayant été effectuée par chacun des services et des structures auprès desquelles elles ont été recueillies. Un simple contrôle par visualisation a permis d'éliminer les dernières erreurs. Toutefois, certains commentaires s'imposent :

- en basses-eaux, les données disponibles ne sont pas toujours très fiables. A cela plusieurs raisons : (i) pour de faibles débits, jaugeages et étalonnages sont fréquemment imprécis pour des raisons évidentes relatives aux conditions de mesures difficiles à relever; (ii) lorsque les écoulements sont très faibles, les relevés des mesures sont généralement effectués moins régulièrement ce qui implique d'avoir à procéder à d'importantes reconstitutions de données pouvant biaiser la réalité; et (iii) la limite entre un écoulement très faible et un non-écoulement n'est pas toujours chose aisée à identifier particulièrement lorsque l'écoulement est parasité par des rejets
- *a posteriori*, les résultats présentés ne montrent pas de contradictions entre eux. Cela renforce donc le sentiment que les données utilisées dans le cadre de cette étude sont suffisamment fiables.

Les stations utilisées répondent aux critères de représentativité qui ont présidé au choix de leur implantation par l'ANRH. Les chroniques analysées reposent sur des critères de qualité des données et de longueur des séries hydrométriques. Cependant, les chroniques d'observations hydrométriques ne sont que très rarement exemptes de lacunes.

b- Méthodes

Les analyses effectuées ont consisté en l'application de méthodes statistiques permettant de caractériser d'éventuelles fluctuations au sein de séries chronologiques constituées à partir des différentes variables étudiées. Les méthodes statistiques retenues dans le cadre de ce travail sont:

- méthodes de cumul des résidus (simple, double avec et sans corrélation)
- le test de corrélation sur le rang pour vérifier le caractère aléatoire ou non d'une série,

- le test de Mann-Kendall pour détecter une rupture au sein d'une série.

- Le simple cumul :

Il s'agit de représenter le cumul des valeurs annuelles observées de chaque paramètre à traiter en fonction du temps pour une station. Le nuage de points ainsi obtenu permet de tracer une droite. Les cassures signifient l'existence d'une tendance ou des valeurs douteuses.

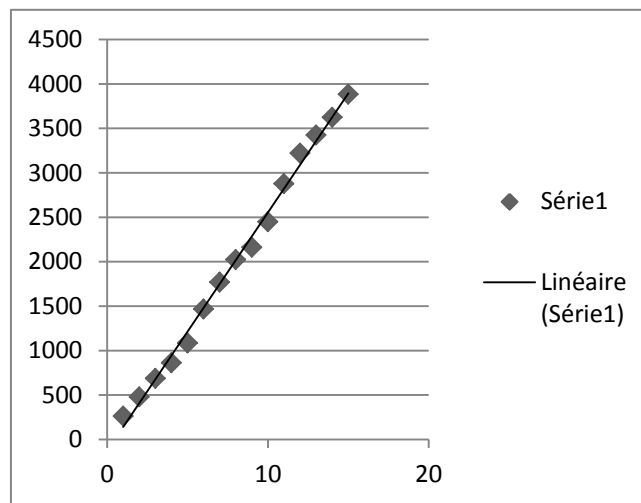


Figure 36: Simple cumul PK-Sidi Mimoun.

- Le double cumul :

Il s'agit de représenter le cumul des valeurs annuelles observées de chaque paramètre à traiter en fonction de deux stations

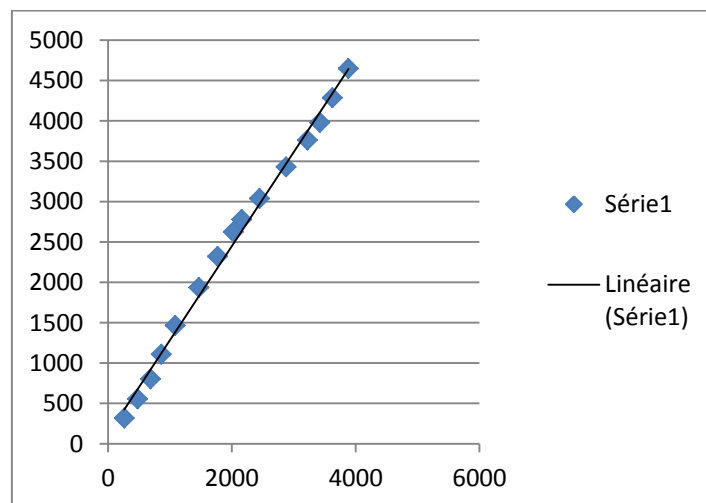


Figure 37: Double cumul PK50-Sidi Mimoun.

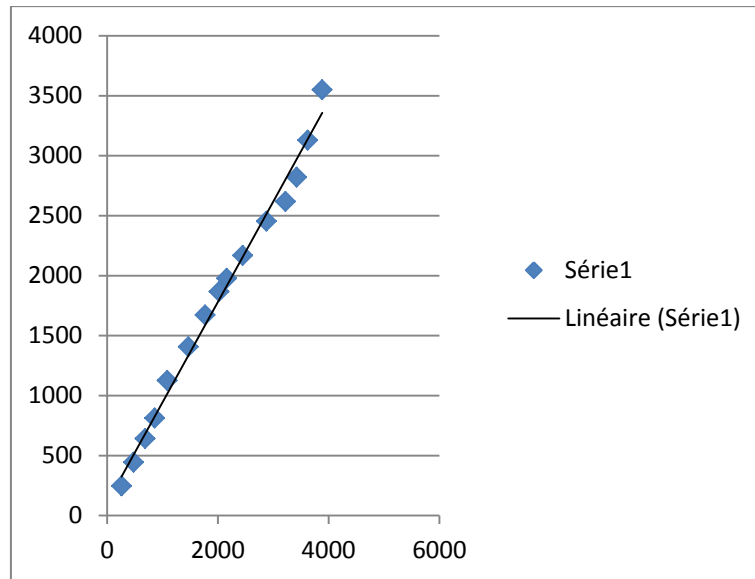


Figure 38: Double cumul PK50-Sidi Boubekeur.

1.2-Variabilité des écoulements annuels

Les débits moyens annuels ou modules (tableau 14) caractérisent de façon simple les écoulements annuels en donnant une idée de leur abondance (ils n'ont cependant pas une grande signification pratique puisque les débits journaliers n'approchent cette valeur que quelques jours par an, en particulier sous ses latitudes caractérisées par une grande variabilité des écoulements. Le test de Mann-Kendall a été appliqué à l'ensemble des séries chronologiques de modules des stations étudiées. Les résultats confirment que le caractère " non aléatoire " détecté précédemment correspond à une baisse des débits moyens annuels, caractérisée par une " rupture " dans les séries, c'est à dire un changement de moyenne de part et d'autre de la date de cette rupture (date qui est l'un des résultats fournis par le test de Pettit).

- **Ajustement des débits**

Le meilleur ajustement des débits à divers pas de temps pour apprécier la période limite de validité de la loi reconnue est obtenu par loi log- normale. Les figures 39 et 40 montrent que les modules mensuels et annuels de la station PK50 s'ajustent bien avec cette loi, en effet l'ensemble des points appartient à un intervalle de confiance de 90 %. Ce qui n'est pas le cas, au pas de temps journalier les débits ne s'ajustent pas, mettant ainsi en évidence l'irrégularité du régime de l'oued Saïda.

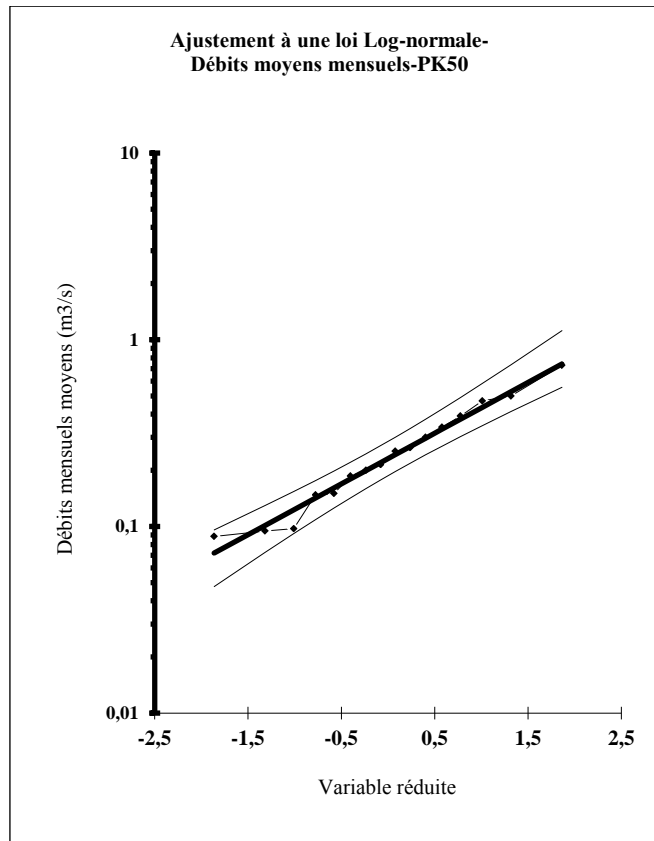


Figure 39 : Ajustement des débits moyens mensuels à la loi Log-normale - station- PK50

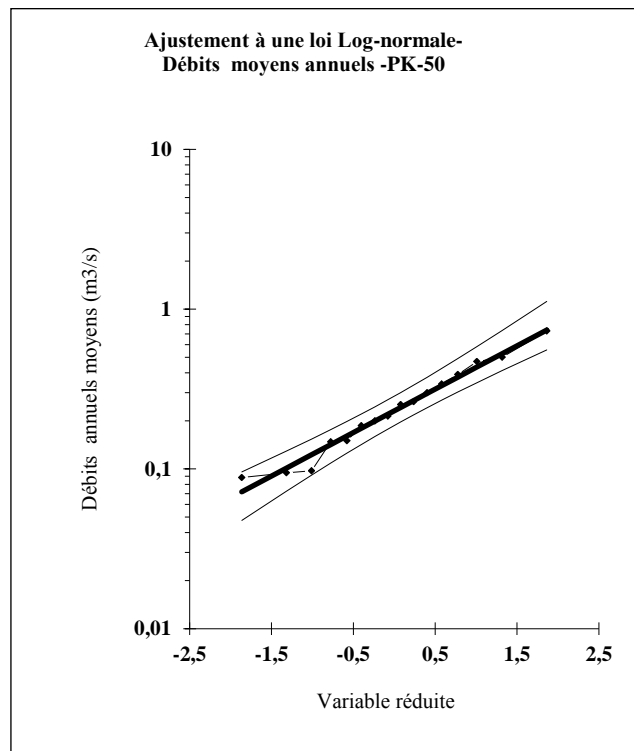


Figure 40 : Ajustement des débits moyens annuels à la loi Log-normale - station- PK50 .

1.3-Détection des anomalies systématiques de VT par rapport à VR

1.3.1-Détection des anomalies systématiques de VT par rapport à VR

(Ellipse ayant 98% de chance de contenir le cumul des écarts)

Station à tester PK50

Station de référence Sidi Boubekeur

Anomalie	à tester	Référence	Reconst.	Résidus de	Nom	Cumul	Borne Sup.	Borne Inf.	xy
ponctuelle	VT	VR	var. à test.	régression		0	0	0	
r.a.s.	262	247,50	262,43412	-0,834116	1	-0,83	174,7249803	-174,7249803	64746
r.a.s.	217	197,20	246,05662	-29,15662	2	-29,99073253	238,1100117	-238,1100117	42772,7
r.a.s.	208,4	197,3	246,08918	-37,68918	3	-67,67990895	280,1832914	-280,1832914	41117,3
r.a.s.	174,2	170,1	237,23295	-63,03295	4	-130,7128633	309,7542834	-309,7542834	29631,4
r.a.s.	223,4	314,1	284,11884	-60,71884	5	-191,4316993	330,1991756	-330,1991756	70169,9
r.a.s.	382,7	280,9	273,30904	109,39096	6	-82,04073486	343,1530492	-343,1530492	107500
r.a.s.	303	265	268,13205	34,867947	7	-47,17278763	349,4499607	-349,4499607	80295
r.a.s.	252,5	194,3	245,11239	7,3876128	8	-39,78517484	349,4499607	-349,4499607	49068,5
r.a.s.	138,6	111,6	218,18556	-79,58556	9	-119,3707397	343,1530492	-343,1530492	15468,7
r.a.s.	287	190,7	243,94024	43,05976	10	-76,31097987	330,1991756	-330,1991756	54730,9
r.a.s.	428,7	285,5	274,80678	153,89322	11	77,58224114	309,7542834	-309,7542834	122394
r.a.s.	343,5	164	235,24682	108,25318	12	185,8354249	280,1832914	-280,1832914	56334
r.a.s.	202,8	202,6	247,81484	-45,01484	13	140,8205875	238,1100117	-238,1100117	41087,3
r.a.s.	200,8	308,5	282,2955	-81,4955	14	59,32509132	174,7249803	-174,7249803	61946,8
r.a.s.	259,6	421	318,92509	-59,32509	15	-1,42109E-13	0	0	109292

Droite de rég : $a = 0,325596401$ ($VT = a VR + b$) $b = 181,8490065$		Moy. VT = 258,9133333
Coef de cor. : $r = 0,318253936$		E.T. VT = 79,21142474
E. T. des rés. : $Seps = 75,0928665$		Moy. VR = 236,6866667
Nb de couples: $n = 15$		E.T. VR = 77,42514234
I.C. à : 98%	(Variable réduite de Gauss :) $u = 2,327$	

Tableau 27: Détection des anomalies systématiques de VT par rapport à VR -station PK-50

1.3.2-Détection des anomalies systématiques de VT par rapport à VR

(Ellipse ayant 98% de chance de contenir le cumul des écarts)

Station à tester : Sidi Mimoun

Station de référence ; Sidi Boubekeur

Anomalie	à tester	Référence	Reconst.	Résidus de	Nom	Cumul	Borne Sup.	Borne Inf.	xy
ponctuelle	VT	VR	var. à test.	régression		0	0	0	
r.a.s.	318	247,50	317,0931171	0,50688292	1	0,51	140,3310117	-140,331012	78606
r.a.s.	237	197,20	283,7571933	-46,4571933	2	-45,95031038	191,2389332	-191,238933	46795,6
r.a.s.	249,3	197,3	283,8234675	-34,5234675	3	-80,47377789	225,0302428	-225,030243	49186,9
r.a.s.	303,7	170,1	265,7968845	37,90311553	4	-42,57066235	248,780294	-248,780294	51659,4
r.a.s.	358	314,1	361,2317358	-3,231735841	5	-45,80239819	265,2006845	-265,200684	112448
r.a.s.	469,8	280,9	339,2287007	130,5712993	6	84,76890115	275,6046358	-275,604636	131967
r.a.s.	384,1	265	328,6911025	55,40889751	7	140,1777987	280,6620235	-280,662023	101787
r.a.s.	304,8	194,3	281,8352414	22,96475857	8	163,1425572	280,6620235	-280,662023	59222,6
r.a.s.	153,1	111,6	227,0264761	-73,9264761	9	89,21608113	275,6046358	-275,604636	17086
r.a.s.	261,1	190,7	279,4493701	-18,34937015	10	70,86671098	265,2006845	-265,200684	49791,8
r.a.s.	389,6	285,5	342,277314	47,32268603	11	118,189397	248,780294	-248,780294	111231
r.a.s.	333,9	164	261,7541581	72,14584188	12	190,3352389	225,0302428	-225,030243	54759,6
r.a.s.	218	202,6	287,3360002	-69,33600023	13	120,9992387	191,2389332	-191,238933	44166,8
r.a.s.	304,3	308,5	357,5203805	-53,22038051	14	67,77885815	140,3310117	-140,331012	93876,6
r.a.s.	364,3	421	432,0788581	-67,77885815	15	-2,55795E-13	0	0	153370

(VT=a VR+b)	Moy. VT = 309,926667
Droite de rég : a= 0,662742023 b= 153,0644663	E.T. VT = 79,1861321
Coef de cor. : r= 0,64800356	Moy. VR = 236,686667
E. T. des rés. : Seps= 60,3111124	E.T. VR = 77,4251423
Nb de couples: n=15	
I.C. à : 98 % (Variable réduite de Gauss :) u= 2,327	

Tableau 28: Détection des anomalies systématiques de VT par rapport à VR -station Sidi Mimoun.

- **Principe de la méthode du cumul des résidus (Bois et al., 2007)**

A la base, cette méthode sert à tester l'homogénéité d'une série chronologique $\{Y_i\}_{i=1..n}$ à l'aide des données $\{X_i\}_{i=1..n}$ d'une série de référence, considérée homogène. Une courbe de régression linéaire est ajustée entre les séries X et Y :

$\forall i = 1 \dots n, Y_i = a.X_i + b\varepsilon_i$. Les $\{\varepsilon_i\}_{i=1..n}$ constituent la série des résidus de la régression linéaire, de moyenne nulle et d'écart-type $\sigma = \sigma_y \sqrt{1 - r^2}$ (avec r= coefficient de corrélation entre X et Y).

Soit $R = \sum_{j=1}^i \varepsilon_j$ la série de cumul des résidus de la régression linéaire. L'intervalle de confiance de cette série est une ellipse dont le grand coté correspond à l'axe des abscisses, le petit coté est parallèle à l'axe des ordonnées, et dont la demi hauteur à l'instant k est :

$$u_{(1-\alpha)/2} \sigma \varepsilon \frac{\sqrt{k(n-k)}}{\sqrt{1-n}} \cdot (u_{(1-\alpha)/2} \text{ est le quantile de la loi normale associé à la probabilité } (1-\alpha)/2).$$

Nous avons appliqué cette méthode aux données observées au niveau des deux stations PK50 et Sidi Mimoun, à l'aide du logiciel HYDROLAB, le graphe montre que tous les points se trouvent à l'intérieur de la courbe de contrôle (Ellipse de Bois), l'hypothèse d'absence de rupture est validée pour les séries chronologiques des précipitations annuelles des deux stations.

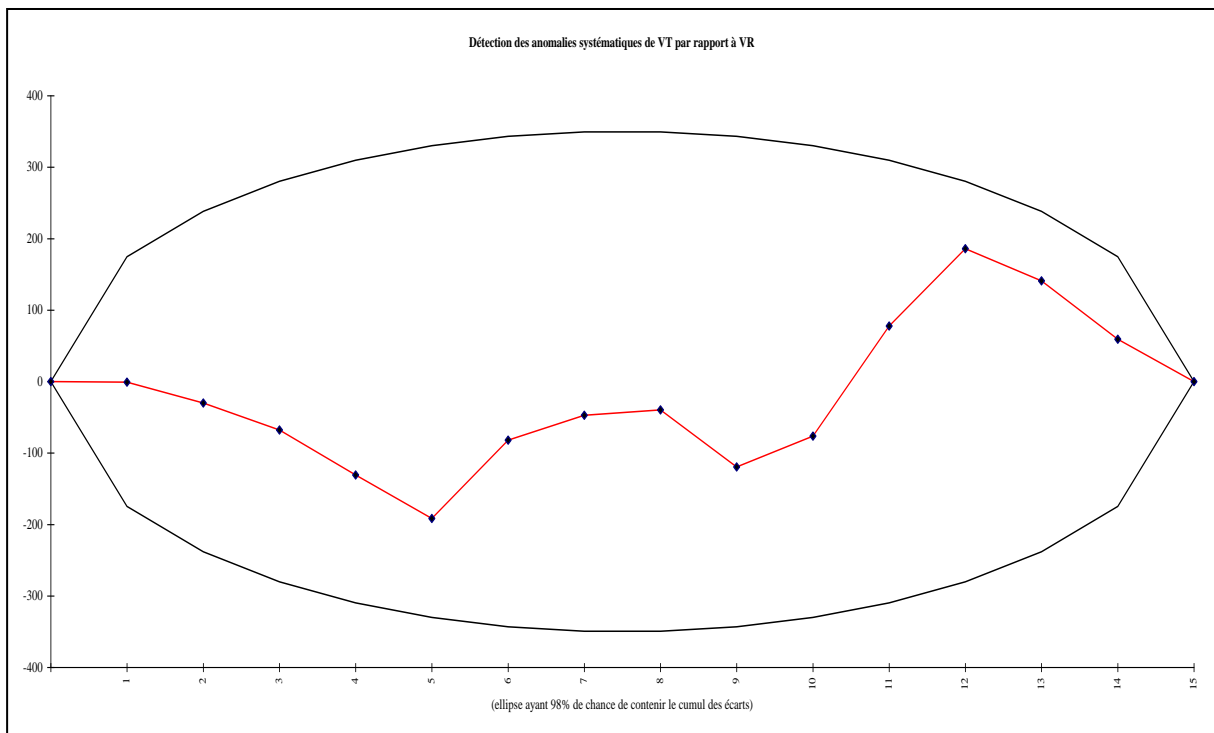


Figure 41: Ellipse de Bois - station -PK50.

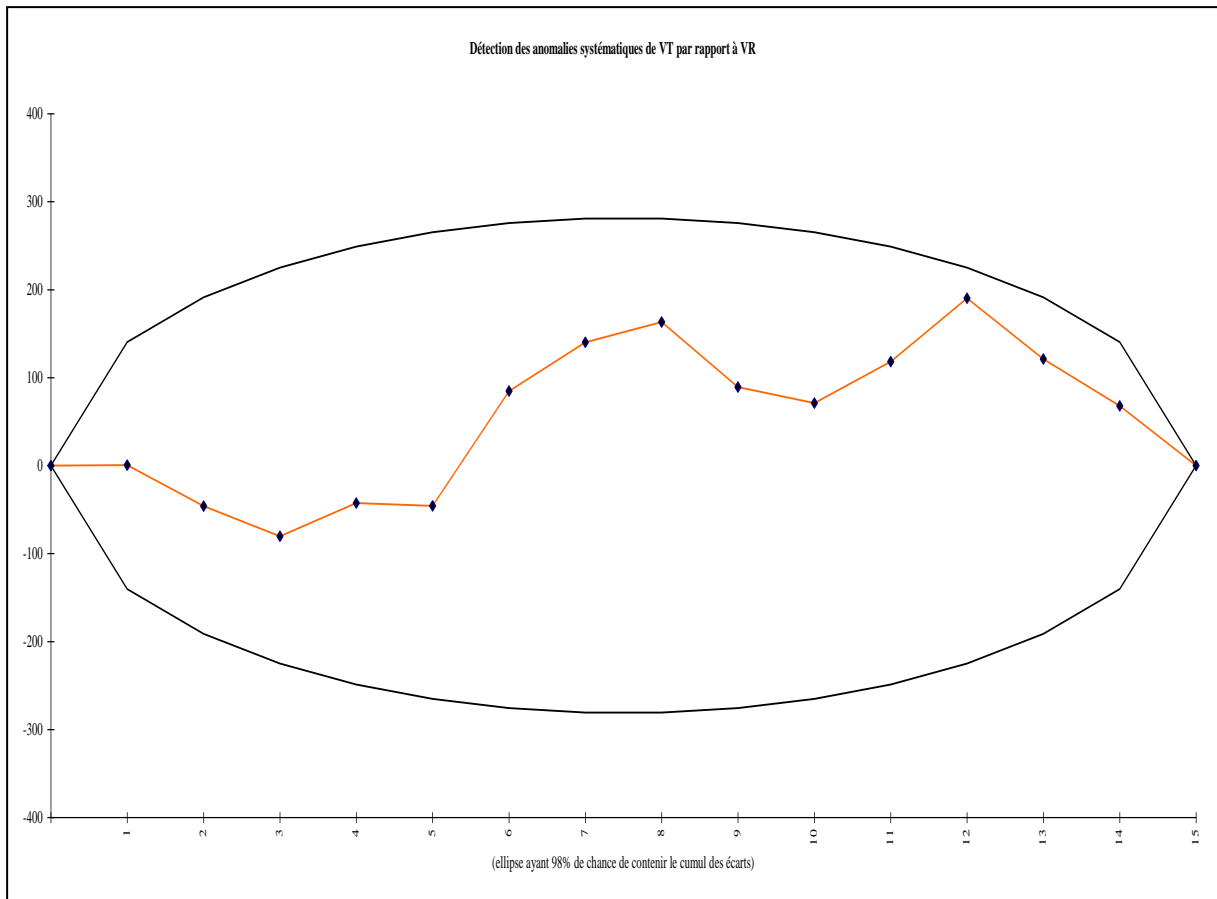


Figure 43: Ellipse de Bois - station de Sidi Mimoun.

1.4-Traitement des données

1.4.1-Analyse des débits classés

Cette méthode est mise en œuvre pour vérifier que les données utilisées traduisent bien le fonctionnement du système précédemment défini et que la totalité de ses débits assure la fermeture du système. Le principe général est d'identifier sur l'hydrogramme des modifications et de leur invoquer des causalités particulières : fuites, trop-plein, ... Fort de l'hypothèse de stationnarité, on peut raisonnablement rapporter à des seuils de valeurs du débit les modifications qui affectent ces hydrogrammes. Aussi, Mangin (1971) propose de ranger les débits par classes pour mettre en évidence les valeurs de débits anormalement élevées ou faibles. Dans le cas présent, la loi choisie est celle de Laplace - Gauss.

Il s'agit de décrire la courbe des débits classés et non pas de la modéliser ou de faire des prévisions. L'interprétation des diagrammes de débits classés repose sur l'identification des

anomalies affectant la droite représentative, anomalies représentées par des variations de la pente α . L'information obtenue sur le fonctionnement du système est différente selon que les ruptures apparaissent dans la partie du graphique relative aux forts ou aux faibles pourcentages. Divers cas de figure peuvent être envisagés (fig. 43).

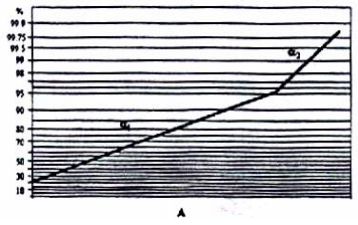
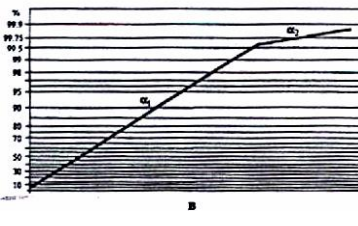
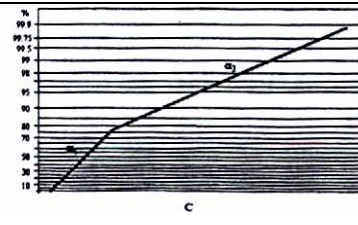
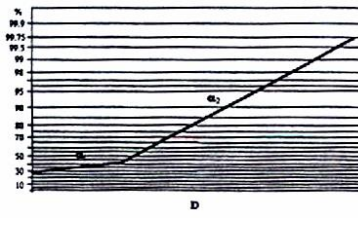
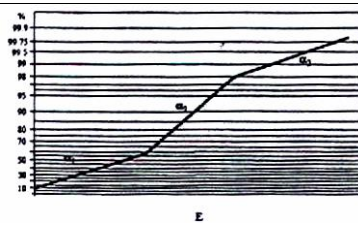
Cas	Pentes des droites	Position de la rupture	Droite représentative des débits classés	Interprétation
A	$\alpha_2 > \alpha_1$	Forts Pourcentages		<ul style="list-style-type: none"> - Mise en fonctionnement de trop-plein - Fuites vers un autre système - Stockage momentané - Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux.
B	$\alpha_2 < \alpha_1$			<ul style="list-style-type: none"> - Apports en provenance d'un autre système - La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système.
C	$\alpha_2 < \alpha_1$	Faibles Pourcentages		<ul style="list-style-type: none"> - Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
D	$\alpha_2 > \alpha_1$			<ul style="list-style-type: none"> - Constitution d'une réserve
E	$\alpha_2 > \alpha_1$ $\alpha_3 < \alpha_2$	Double rupture		<ul style="list-style-type: none"> - Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement.

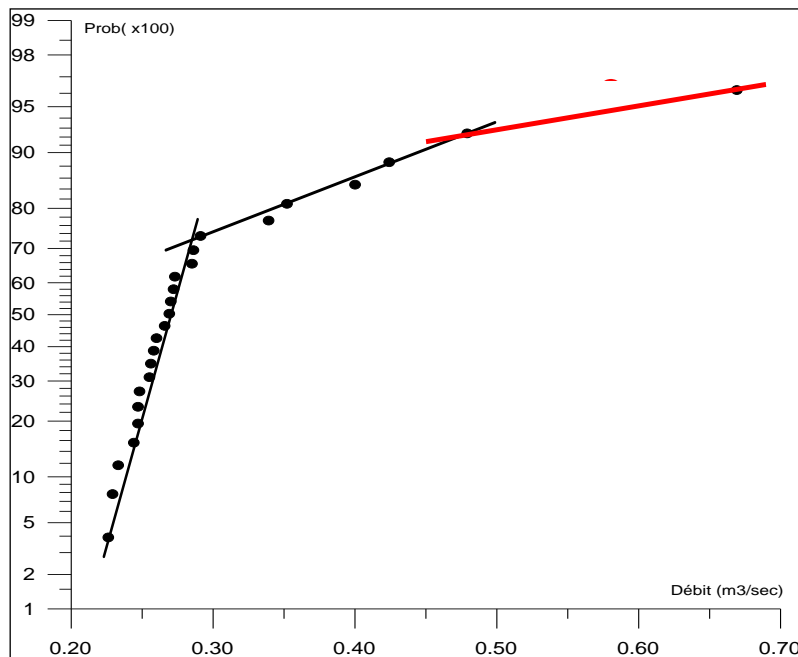
Figure 43: Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Mangin, 1975).

- Station PK 50 –Aïn Zerga

L'examen du graphique des débits classés de la période 1973-1974 permet d'estimer à 70 % la probabilité d'avoir un débit de 300 l/s et à près de 92 % celui de 500 l/s. Au delà de cette valeur, entre 500 et 700 l/s, la rupture de pente, qui y est observée, signifie soit un apport en provenance d'un autre système soit une prise en compte d'écoulements n'appartenant pas au système.

Quant à la rupture de pente, relevée pour les faibles débits (< 300l/s), elle peut être interprétée comme l'expression de la vidange du réservoir karstique, tandis que l'augmentation de pente correspond plutôt à une mise en fonction de trop plein.

La réponse hydrologique dont il s'agit, dans ce cas-ci, est de type composite. Le lexique d'interprétation des débits classés est celui des sources karstiques.



-Stations de Tifrit et de Sidi Mimoun

L'observation des résultats obtenus sur les graphiques de fréquences cumulées (Khaldi, 2005), permet de tirer les conclusions suivantes :

Les trois graphiques montrent une allure similaire avec une prédominance des faibles débits. La fréquence maximale s'observe à la station de Saïda. Deux ruptures de pente très nettes affectent les droites des débits classés des stations de Saïda et de Tifrit (pente forte pour les débits faibles et plus douce pour les débits élevés). La réponse hydrologique de

type composite qui signifie qu'il s'agit de sources karstiques. Pour Sidi Mimoun, la rupture est moins abrupte.

Ces ruptures de pente, observés au niveau des trois stations pour la période d'observation (1997-2000), s'expliquent soit par un fonctionnement influencé par des transferts entre sous-bassins soit par une prise en compte, au cours des crues, d'écoulements n'appartenant pas au système soit encore par des apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur. De manière générale, les ruptures de pentes, surtout celles observées pour les faibles débits, traduisent ici une vidange du réservoir pour les débits élevés. L'augmentation de la pente correspondrait plutôt soit à une mise en fonctionnement de trop-plein ou de fuites vers un autre système soit à un stockage momentané ou de fuites voire même un débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux.

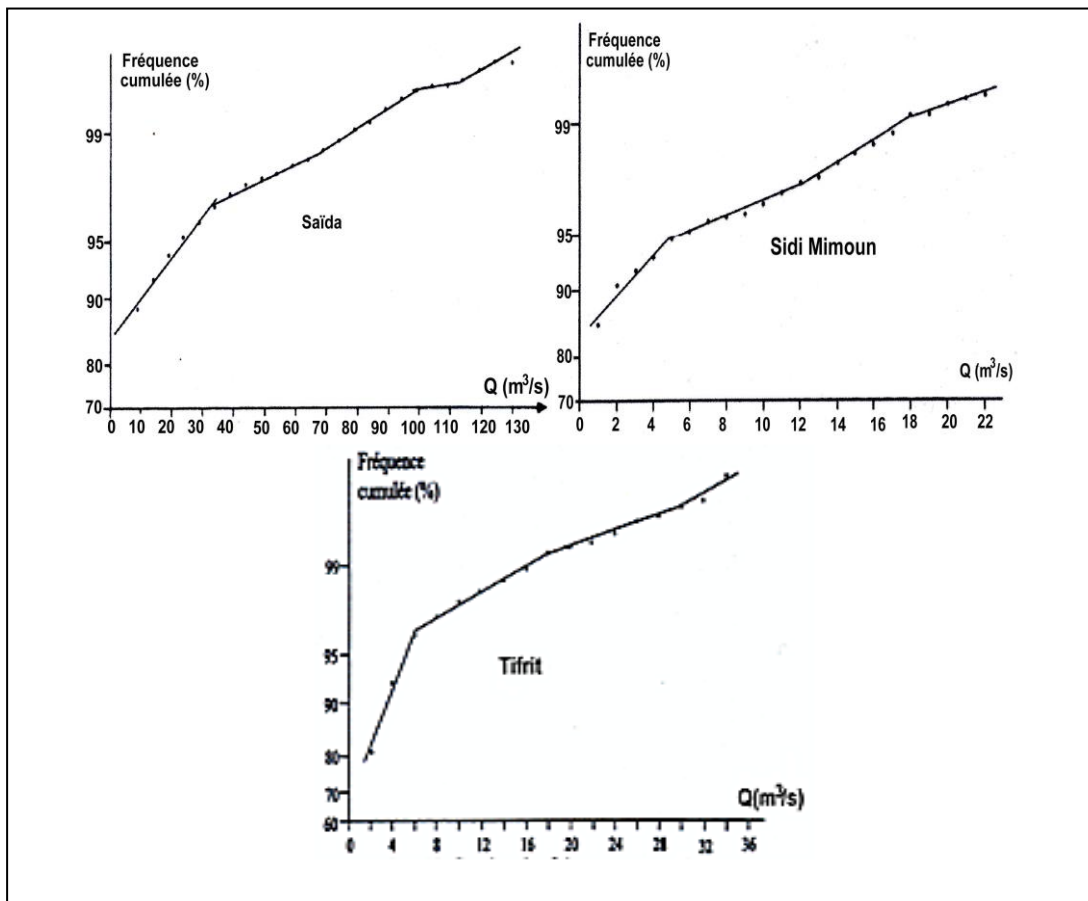


Figure 45 : Courbes des fréquences cumulées des débits classés à Saïda, Sidi Mimoun (Khaldi, 2005).

1.4.2. Analyse des courbes de recession

1.4.2.1- Analyse du débit de base

Dans la mesure où le débit de base correspond à la composante de l'écoulement provenant de la vidange des réserves du bassin dans le cours d'eau qui draine ce bassin, et en l'absence de réserves superficielles, le débit de base est en première instance¹ assimilable au tarissement des nappes i.e. à l'écoulement qui se produirait en régime non influencé. A l'aune de cette définition, le débit de base ne serait donc accessible à la mesure que sur une portion congrue de l'hydrogramme relative à la période d'étiage. Hormis cette portion, que l'on étudie par l'analyse des courbes enveloppes représentant la succession des débits moyens journaliers décroissants, Lang et al. (2005) ont suggéré une amélioration de la méthode qui ne prend en compte que les périodes de tarissement pur. L'analyse porte alors sur des courbes de séquences.

Quelque soit la méthode employée, le coefficient de tarissement ainsi déterminé a une signification globale qui ne répond pas à notre propos qui, rappelons-le, est centré sur les variations dans le temps des composantes de l'écoulement total.

Pour cette raison, nous privilégierons les méthodes de décomposition automatique de l'hydrogramme (Tallaksen et Van Lannen, 2004) sous leur version BFI, acronyme anglo-saxon de Base Flow index pour désigner l'indice d'écoulement de base. Ces méthodes présentent l'avantage de normaliser la procédure de décomposition et d'en faciliter l'application systématique. L'Institut d'hydrologie de Wallingford est le précurseur du code de calcul (1980) utilisé.

a-Principe d'estimation automatique de l'hydrogramme du débit de base

¹**Le débit de base** correspond à la composante de l'écoulement provenant de la vidange des réserves du bassin, souterraines ou superficielles. Il existe classiquement deux usages de ce terme :

» Le débit de base est assimilable à l'écoulement qui se produit dans un cours d'eau pendant les périodes sans précipitations, C'est donc l'eau qui vient du tarissement des nappes. La plupart des écoulements d'été sont assimilables au débit de base.

» Par ailleurs, lors d'un épisode de crue, l'écoulement de base a été classiquement défini comme l'écoulement qui se serait produit en l'absence de précipitation. Et en effet, dans la conception ancienne de l'hydrologie, l'intumescence de l'hydrogramme était exclusivement attribuée au ruissellement. L'écoulement de crue était alors considéré comme résultant de la somme de l'écoulement de base, correspondant à la vidange simple de la nappe, et du ruissellement,

Mais les travaux récents, utilisant la composition chimique ou isotopique des eaux, ont montré que la part des eaux souterraines dans l'écoulement de crue était beaucoup plus importante qu'on ne le pensait auparavant, et constituait souvent l'essentiel du débit de crue ; dans ce cas, s'il s'agit bien d'écoulement souterrain il ne s'agit plus d'écoulement non influencé.

Moyennant la donnée de la chronique de débits journaliers, le mode opératoire est le suivant :

- Segmentation de la période de calcul en N intervalles contigus de m jours².
- Recherche du débit minimum Q_i sur chaque intervalle $i(1 < i < N)$
- Détermination des débits de base des points-pivots (turning points) Q_b^i selon un algorithme spécifique au code utilisé : intervalles fixe, intervalle glissant, intervalle du minimum local et filtres digitaux (Sloto et Crouze, 1995).

Le code de l'IH de Wallingford opère une interpolation sur chaque triplet d'intervalles Q_{i-1}, Q_i, Q_{i+1} de sorte que :

$$Q_b^i = Q_i * p \begin{cases} < Q_{i-1} \\ < Q_{i+1} \end{cases} p = 0.9$$

- Estimation des débits de base journaliers par interpolation linéaire entre les débits de base des points-pivots.
- Intégration des hydrogrammes des débits de base et des débits de l'écoulement total.

L'analyse des chroniques des débits de base ainsi restituées peut rendre compte des éventuelles modifications qui auraient affectées le bassin versant et qui, de ce fait, ne permettent pas d'invoquer l'hypothèse de stationnarité. Cette analyse peut aussi porter sur l'indice d'écoulement de base dont le caractère synthétique permet d'interpréter plus ses variations.

b-Indice d'écoulement de base (BFI)

C'est une mesure du rapport du volume de l'écoulement de base au volume total écoulé au cours d'une période. Les valeurs de cet indice sont comprises entre 0 et 1.

Pratiquement, un BFI de l'ordre de 0.9 est l'expression d'un bassin perméable, propice aux écoulements souterrains. A l'opposé, des valeurs de l'ordre 0.15 à 0.2 caractérisent un bassin dont les affleurements quasiment imperméables favorisent le ruissellement et l'écoulement de surface au détriment de l'écoulement souterrain (Tallasken et Van Lannen, 2004).

² Le choix de m dépend de la variabilité de la chronique des débits journaliers. Plus elle est importante (faible), plus m est petit (grand) ;

La technique de ПEB est un procédé automatique de décomposition d'un hydrogramme de débits journaliers. Élaborée par l'Institut d'Hydrologie de Wallingford (Institute of Hydrology, 1980), elle est traditionnellement utilisée dans les études de régionalisation de l'écoulement (Gustard et al. 1989). L'IEB permet en effet de paramétrer l'influence des conditions géologiques d'un bassin sur l'écoulement de base. Il s'agit bien d'un indice qui ne prétend pas quantifier avec exactitude la vidange des nappes souterraines, telle qu'elle pourrait l'être avec des méthodes géochimiques ou isotopiques. L'intérêt de cet indice réside sur tout dans son caractère automatisable et contrôlable, tout en étant capable de traiter très rapidement de longues séries de données. L'approche se fonde sur un algorithme de recherche automatique des points d'inflexion minimale d'un hydrogramme annuel de QJ (débit journalier), doublé d'une procédure de lissage permettant d'évaluer de proche en proche la part respective de QB (débit de base), et de QC (débit de crue).

1.4.2.2-Application aux sous bassins de Saïda et de Sidi Mimoun

Eu égard à la variabilité des chroniques de PK50 et de Sidi Mimoun, nous avons retenu une valeur de m égale à 5 jours et $p = 0.9$ dans le code de calcul du BFI pour ces deux stations.

- **Station PK 50 et Sidi Mimoun**

A la station PK50, la valeur moyenne du BFI sur la période 1980-96 est de 0.45 alors qu'elle est de 0.65 pour la période 1980-84 et 0.38 pour la période 1985-96. Ce sont là des valeurs qui suggèrent une capacité de stockage du système assez importante, à la hauteur des réserves disponibles qui ont contribué au débit de base relevé au cours de la première période. En revanche, au cours de la seconde période, la faible valeur du BFI implique soit que les réserves n'ont pas été reconstituées soit qu'elles ont été partiellement captées et donc détournées de l'écoulement souterrain qui contribuait jusque là au soutien du débit de l'oued.

L'interprétation est affinée en utilisant la représentation de la distribution des 3 premiers quartiles à l'aide de boîtes à moustaches (box-plots)³. Dans la figure 46, on constate que la

³ Les extrémités des moustaches sont délimitées par 1:5 fois l'intervalle inter-quartile ($Q_3;Q_1$). Cela permet de déceler l'existence d'un point extrême. Ce point est mis en évidence dans la boîte à moustaches. Cette règle de détection est plus fiable que la règle des 3-sigma qui consiste à isoler les points en-deçà ou au-delà de 3-fois

distribution des valeurs du BFI de PK 50, quoique dissymétrique, présente le même allongement de part et d'autre de la boîte i.e. vers les valeurs inférieures et vers les valeurs supérieures. Compte tenu de son étalement dans la partie centrale, on ne relève pas de BFI atypique. Pour Sidi Mimoun, la différence est moindre en particulier en raison du nombre d'effectif. Toutefois, la chronique des débits montre les prémices d'un tarissement précoce et prolongé⁴, de mai à décembre. Le débit d'écoulement mesuré à la station hydrométrique y est nul sur plus de 170 jours sur 365.

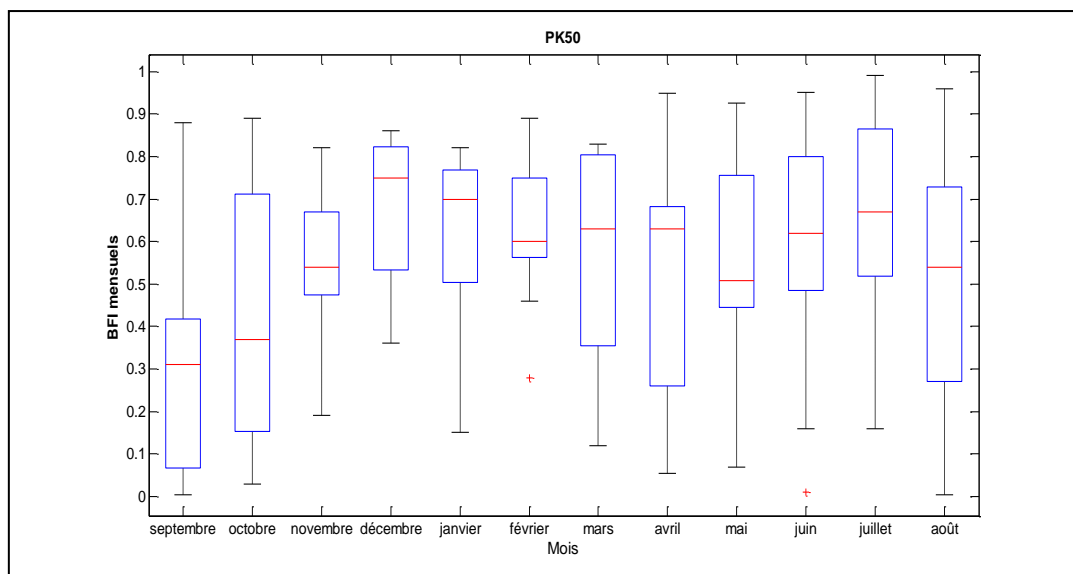


Figure 46: Distribution des BFI mensuels de la période 1980-81 -1994-95 à la station PK50.

l'écart-type autour de la moyenne. En effet, elle ne repose pas sur une hypothétique symétrie de la distribution et elle utilise des paramètres de localisation qui, à la différence de la moyenne empirique, sont peu influencés par les points extrêmes.

⁴ Ce fait est à rapproché de la rupture observée dans les séries pluviométriques imputée aux diminutions des apports saisonniers, essentiellement printanier et hivernal, plus précisément durant les mois de mars-avril et décembre (Khaldi, 2005).

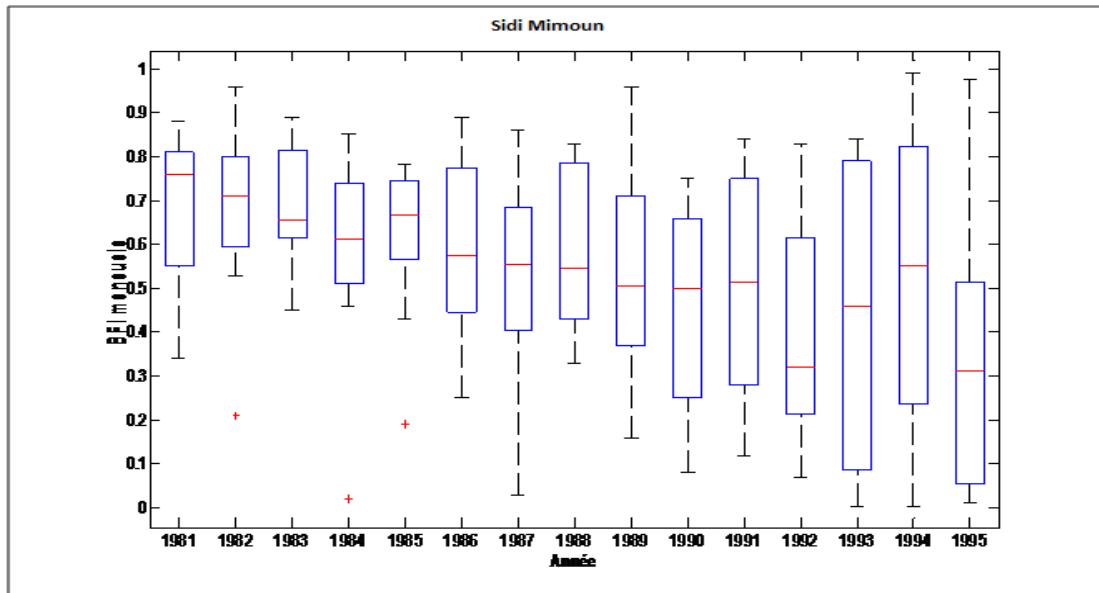


Figure 47: Distribution des BFI mensuels des années 1981-95 à la station de Sidi Mimoun.

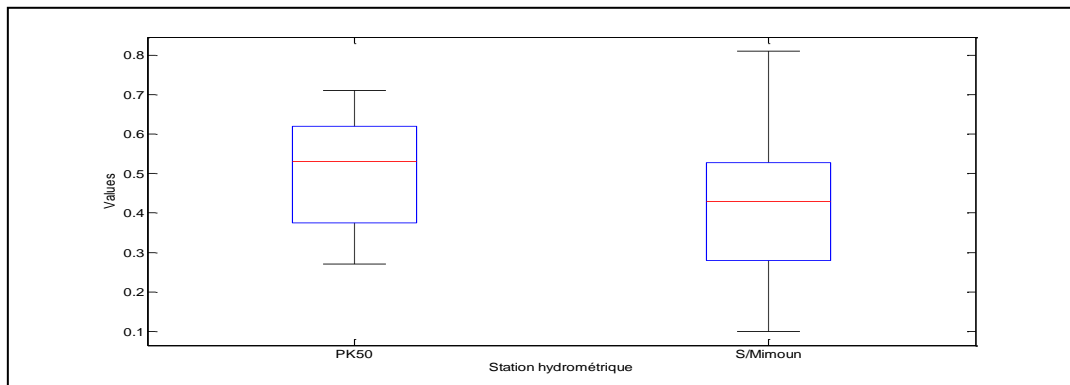


Figure 48: Distribution des indices d'écoulement de base aux stations PK50 et S/Mimoun.

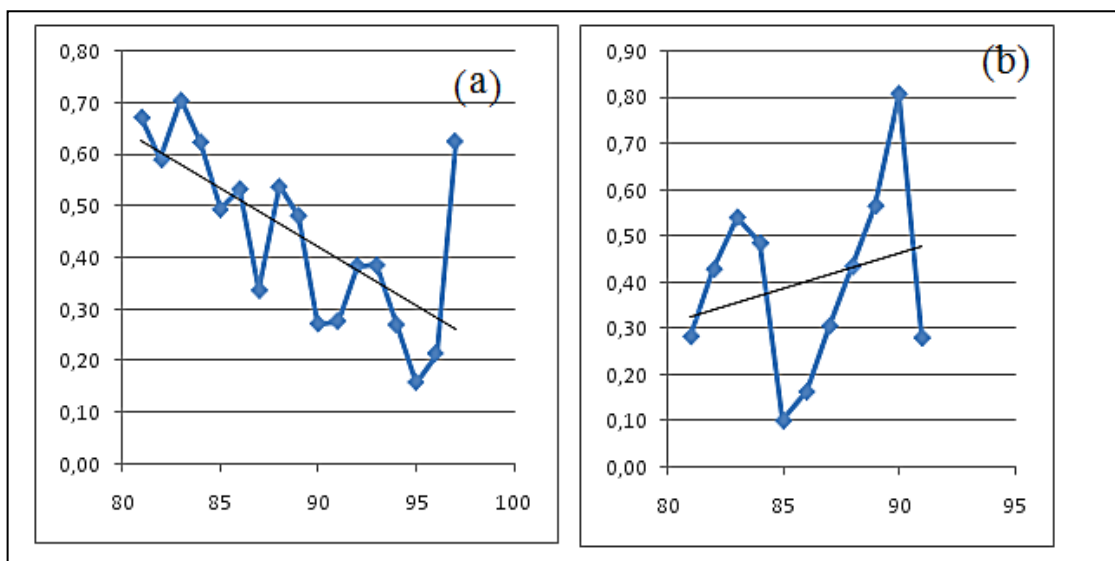


Figure 49: Indices d'écoulement de base aux stations (a) PK50 et (b) Sidi Mimoun.

Les figures ci-après présentent les débits mesurés et estimés (débits de base) pour deux périodes (du 04/11/80 au 04/11/84 et du 05/11/84 au 13/10/96).

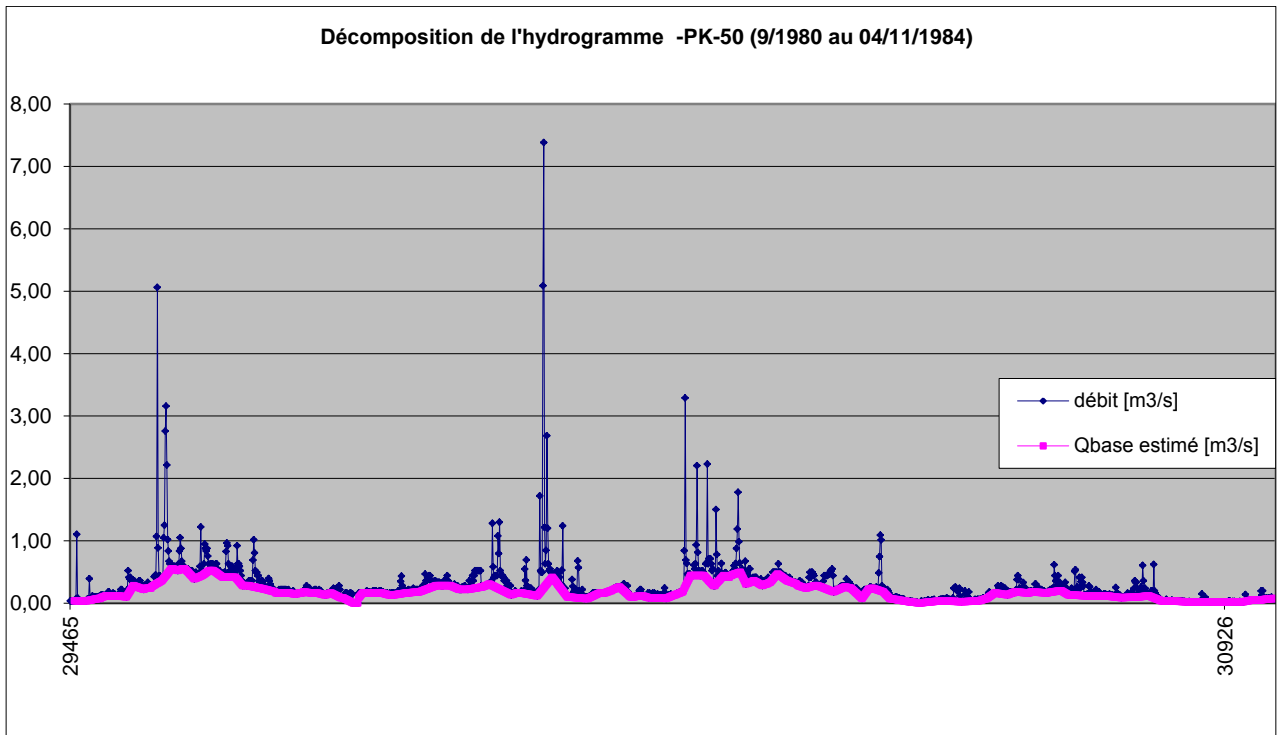


Figure 50 : Décomposition de l'hydrogramme à la station PK 50 Période du 01/09/1980 au 04/11/1984

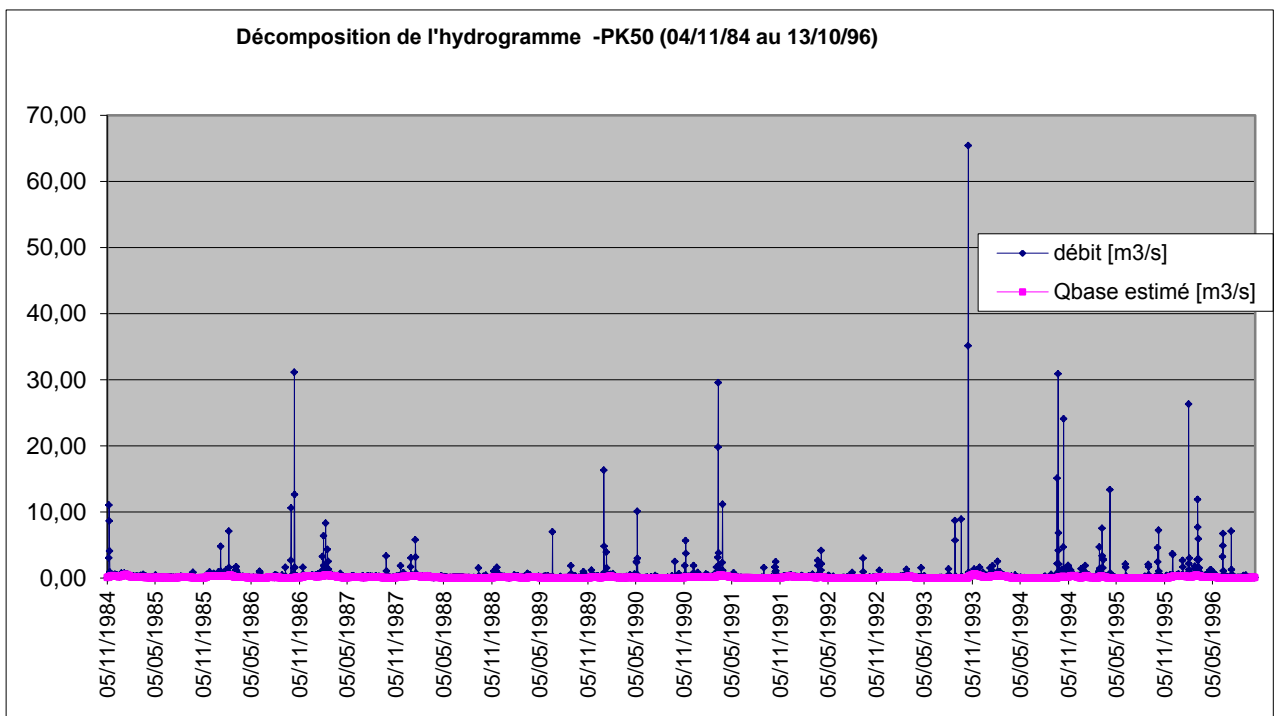


Figure 51: Décomposition de l'hydrogramme à la station PK 50 Période du 05/11/1984 au 13/10/1996.

1.5- Problématique de l'analyse des séries chronologiques dans le contexte du changement climatique

Les séries chronologiques dont traite l'hydro-climatologie sont traditionnellement assujetties à l'hypothèse de stationnarité qui postule la stabilité des paramètres de la population statistique étudiée. Ainsi, s'il était possible de disposer de la population de toutes les pluies tombées et qui tomberont à Saïda, on serait en mesure de calculer ses caractéristiques de tendance centrale : moyenne (μ), variance (σ^2), loi de conciliation des éléments de la série, la moyenne ainsi déterminée serait la moyenne exacte, la variance, la variance exacte, bien entendu, nous sommes loin de cette situation idyllique.

En pratique, et c'est là l'objet de la statistique descriptive, on effectue ces calculs sur un échantillon d'observations de n séries de pluies annuelles, de sorte que la moyenne m de cet échantillon servira d'estimateur de la moyenne μ de la population. Il en est de même de la variance s^2 de cet échantillon qui servira, elle aussi, d'estimateur de la variance σ^2 de la population. Mais alors que l'estimateur m de μ est réputé satisfaisant, l'estimateur s^2 de σ^2 l'est beaucoup moins.

Pour définir la précision avec laquelle m est connu, il est d'usage de calculer l'intervalle de confiance qui a un certain pourcentage de chance de contenir μ . On choisit généralement l'intervalle de confiance à 95%. Dans ce cas, pour chaque échantillon prélevé, 95% des intervalles de confiance calculés contiendront la vraie moyenne μ et réciproquement, on a un risque de 5% que la valeur de μ soit en dehors de cet intervalle. Depuis peu, on effectue aussi ces calculs dans le cadre du bootstrap (Noguchi et al, 2011) où l'échantillon lui-même joue le rôle de population dont on extraira de nouveaux échantillons. On parle alors de rééchantillonnage avec remise dont l'intérêt est de produire une distribution de moyennes ou de médianes et pas seulement d'une estimation ponctuelle. On peut ainsi leur calculer un écart-type, un intervalle de confiance, ... Nous recourons à cette technique lors de la mise en œuvre des tests.

Selon la loi des grands nombres, la distribution des moyennes ainsi obtenues obéit à la loi normale. Ce qui permet de dire que la moyenne d'une distribution de moyennes est la moyenne m ; la variance d'une distribution de moyennes est la variance⁵ divisée par n i.e.

⁵ En fait, la variance vraie des individus dans une population est la somme de la variance s^2 des individus dans la moyenne et de la variance σ^2/n des moyennes entre elles : $\sigma^2 = s^2 + \sigma^2/n$

σ^2/n . Sa racine carrée est l'erreur type, notion qui réfère à la dispersion des moyennes entre elles⁶. Dans le cas des grands échantillons⁷, l'utilisation de la loi normale permet de calculer la probabilité pour qu'une certaine valeur x tombe à l'extérieur d'un intervalle $x_a x_b$ centré sur la moyenne. S'il n'y avait pas de fluctuation d'échantillonnage, les moyennes des échantillons seraient égales à la valeur moyenne de la population. Il n'y aurait donc pas d'écart entre les moyennes. Mais comme il existe des fluctuations, du fait notamment de la variabilité temporelle, il y a un écart entre les moyennes. Cet écart suit une loi gaussienne de moyenne nulle (écart nul) et de variance σ_d^2 , somme des variances des moyennes m_i ⁸. La table de l'écart réduit donne la probabilité qu'une valeur x se trouve à l'extérieur d'un intervalle autour de la moyenne. Les méthodes de l'inférence statistique permettent ensuite de statuer, avec une probabilité donnée, si oui ou non, l'écart relevé est imputable au hasard.

Nous illustrons le principe de cette démarche sur les données pluviométriques de la station PK50 pour anticiper l'utilisation des tests à l'aide de logiciels spécifiques. Nous espérons ainsi rendre compte des calculs effectués.

1.5.1-Position et traitement du problème

Il s'agit d'explorer la chronique des pluies annuelles recueillies au niveau de la station PK50 entre les années 1980 et 1996 et démontrer s'il existe ou non une différence entre les moyennes portant sur les périodes 1980-85 et 1986-1995. La mise en œuvre du test repose sur l'hypothèse nulle : *il n'existe pas de différence entre les moyennes m_{1984-} et m_{1985+} .*

Pour cela, on calcule l'écart (la différence) :

$$d = |m_1 - m_2|.$$

Si les moyennes sont égales, cette différence suit une loi de Student à n_1+n_2-2 degrés de libertés, de moyenne nulle et d'écart-type (Saporta, 1978) :

$$\sigma_d = \sigma \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}$$

⁶ Alors que l'écart-type renseigne sur la dispersion des individus autour de la moyenne.

⁷ Pour les petits échantillons, on utilise la loi de Student mais les probabilités contenues dans la table correspondante dépendent en dernière instance de l'effectif de l'échantillon puisque le nombre de degrés de libertés $\nu = n - 1$.

⁸ Variance : $\sigma_d^2 = \sigma_a^2/n_a + \sigma_b^2/n_b$; erreur-type de la différence $\sigma_d = \sqrt{\sigma_a^2/n_a + \sigma_b^2/n_b}$

avec :

$$\sigma = \sqrt{\frac{(n_1-1)\sigma_1^2 + (n_2-1)\sigma_2^2}{(n_1-1) + (n_2-1)}}$$

On calcule son intervalle de confiance à l'aide de la table de Student.

Année	1980-81	1981-82	1982-83	1983-84	1984-85	1985-86	1986-87	1987-88
Pluie	265.5	211.6	213.8	174	223.4	382.6	302.5	253
Année	1988-89	1989-90	1990-91	1991-92	1992-93	1993-94	1994-95	1995-96
Pluie	170.7	254.9	428.7	343.5	198.6	205	259.6	485.3

Tableau 29: Chronique des pluies annuelles de la station PK50 (période 1980-81 à 1995-96).

1.5.2-Mise en œuvre du test

Sur les données de la série des pluies annuelles consignées dans le tableau ..., le test est réalisé sur la base de l'hypothèse nulle : *les moyennes respectives des séquences 1981-85 et 1986-96, aux fluctuations d'échantillonnage près, ne présentent pas de différences significatives.*

Séquence 1980-85 Séquence 1985-96

$$\left\{ \left\{ \begin{array}{l} n_1 = 5 \\ m_1 = m_{1985-} = 217.7 \\ \sigma_1 = 34.9 \end{array} \right. \right. \left. \left. \left\{ \begin{array}{l} n_2 = 11 \\ m_2 = m_{1985+} = 298.6 \\ \sigma_2 = 100.7 \end{array} \right. \right. \right\}$$

$$\rightarrow \left\{ \begin{array}{l} \sigma = 110.1 \\ \sigma_d = 59.4 \\ t_{0.95} = 2.14 \end{array} \right. \left\{ \begin{array}{l} d = 80.9 \\ t_{0.95} * \sigma_d = 127.1 \end{array} \right\}$$

La différence d étant inférieure au seuil critique $t_{0.95} * \sigma_d$, on ne peut donc rejeter l'hypothèse nulle et admettre l'existence d'une différence entre les moyennes interannuelles m_{1985-} et m_{1985+} . Statistiquement, la différence observée ne peut donc être considérée comme étant anormale.

Ce résultat est, bien sûr, subordonné aux conditions suivantes : (1) la série des pluies annuelles est gaussienne et (2) la distribution des valeurs des pluies annuelles est indépendante i.e. aléatoire. Question particulièrement cruciale selon Hubert et al., 1996.

1.5.2-1-Tests d'analyse de tendance

Les tests d'analyse des séries chronologiques ont trouvé un regain d'intérêt avec les études sur le changement climatique. On les utilise tant pour valider les hypothèses spécifiques à la mise en œuvre des tests paramétriques⁹ que pour vérifier les présupposés des tests non paramétriques. D'excellentes revues critiques sur ces méthodes sont disponibles (Deepesh et al., 2010). On s'en tiendra à la présentation des seuls tests utilisés dans ce travail.

- **Tests d'indépendance**

Leur finalité est de s'assurer du caractère aléatoire des éléments de la série chronologique.

- **Test du coefficient d'autocorrélation**

$$r_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (x_i - m)(x_{i+1} - m)}{\sum_{i=1}^n (x_i - m)^2}$$

Si la série $[x_i]_{i=1,n}$ est le résultat d'un tirage aléatoire, alors ses 2 premiers moments sont (Saporta, 2000) :

$$\begin{cases} E[r_1] = -\frac{1}{n} \\ Var(x) = (n^3 - 3n^2 + 4)/[n^2(n^2 - 1)] \end{cases}$$

Le test d'indépendance portera sur la valeur de la variable centrée réduite :

$$\frac{|r_1 - E[r_1]|}{\sigma_x}$$

Par rapport à la valeur critique au seuil α lue sur la table de la loi normale.

- **Test sur la statistique des rangs**

Les éléments de la série $[x_i]_{i=1,n}$ sont classés par ordre croissant et remplacés par leurs rangs respectifs ($r=1, \dots, n$).

La variable :

$$U = \sum_{i=2}^n |r_i - r_{i-1}|$$

suit une loi normale de paramètres (μ, σ) :

$$\begin{cases} \mu = (n + 1)/(n - 1) \\ \sigma = (n - 2)/(n + 1)(4n - 7)/90 \end{cases}$$

⁹ i.e. portant sur les séries dont la loi de distribution est connue.

Le test portera donc sur l'appréciation de la différence observée par rapport à la valeur critique, au seuil de risque α , lue sur la table de la loi normale de la variable centrée réduite :

$$z = \frac{|U - \mu|}{\sqrt{\sigma}}$$

- **Test des points critiques**

$$\begin{cases} x_{i-1} < x_i > x_{+1} \\ x_{i-1} > x_i < x_{+1} \end{cases}$$

- **Tests de normalité¹⁰**

L'hypothèse de normalité des séries chronologiques est souvent invoquée dans les tests paramétriques. S'en assurer est un préalable auquel on ne saurait déroger combien même la robustesse de certains tests incline à s'en accommoder, particulièrement pour les petits effectifs comme c'est le cas des séries que nous avons à explorer. Les techniques disponibles couvrent un panel assez large, des plus simples, reposant sur les statistiques descriptives et les représentations graphiques à celles, plus sophistiquées, des tests de conformité à la loi normale voire à ceux des tests de symétrie.

L'examen de l'histogramme ou de l'outil graphique box plot (boîte à moustaches) et de la droite d'Henry en sont les plus emblématiques représentants tout autant que les indicateurs relatifs aux coefficients d'aplatissement, d'asymétrie ou de mesure de l'écart entre le mode et la moyenne empirique. Le principe des tests d'hypothèse de conformité à la loi normale « est de vérifier si un échantillon peut être considéré comme extrait d'une population ou représentatif de cette population vis-à-vis d'un paramètre donné : moyenne, médiane, variance, ... ».

- **Test de Lilliefors**

C'est là une variante du test de Kolmogorov-Smirnov à l'instar du test de Shapiro-Wilk. La statistique du test est :

¹⁰ In matlab help Hypothesis testing (normplot(_) + lillietest(_)
Commandes : ttest, ttest2, ztest, signtest, signrank, vartest

$$D = \max_{i=1, \dots, n} \left(F_i - \frac{i-1}{n}, \frac{i}{n} - F_i \right)$$

où F_i est la fréquence théorique de la loi normale centrée réduite associée à la valeur :

$$(x_i - \bar{x})/\sigma$$

Les valeurs critiques de D au seuil de risque α sont lues dans les tables pour $n < 30$.

Pour $n > 30$:

α	D critique
0.10	$0.805/\sqrt{n}$
0.05	$0.886/\sqrt{n}$
0.01	$1.031/\sqrt{n}$

Tables de seuils critiques pour un risque α .

- **Tests de détection des tendances**

Comme il s'agit d'un changement dans la loi de probabilité qui peut porter sur les paramètres de la série,

- **Test de Mann-Kendall**

Les éléments de la série $[x_i]_{i=1, n}$ sont classés par ordre croissant et remplacés par leurs rangs respectifs ($r=1, \dots, n$). Le test porte sur la variable S définie par l'expression :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \left[\sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(r_i - r_j) \right] \text{ avec } \text{sgn}(x) = \begin{cases} 1 & \text{si } x > 0 \\ 0 & \text{si } x = 0 \\ -1 & \text{si } x < 0 \end{cases}$$

Si l'hypothèse nulle est vraie, la variable S suit une loi normale de paramètres (μ, σ) :

$$\mu = 0$$

$$\sigma^2 = n(n-1)(2n+5)/18$$

Le test va porter sur la variable réduite $z = |S|/\sqrt{\sigma}$ dont la distribution est régie par la loi normale. Au seuil de risque α , la table donne la valeur critique de la variable z. Une valeur de S positive indique une tendance croissante et inversement.

1.5.2.2-Analyse des séries pluviométriques

L'analyse du débit de base a mis en évidence une diminution de la contribution de l'écoulement souterrain à l'écoulement total relevé aux stations PK50 et Sidi Mimoun. Cette baisse est observée dans un contexte de changement climatique et dans une conjoncture

d'exploitation effrénée des ressources souterraines locales. Ce sont là deux causes qui peuvent expliquer la diminution du BFI.

Compte tenu du fait que dans les séries pluviométriques 1909-1980, l'analyse des tendances a permis de mettre en évidence une rupture (Khaldi, 2005) orientée vers la baisse du module précipité, il nous importe d'examiner si une nouvelle rupture ne s'est pas produite depuis cette date.

- **Détection des tendances/ruptures dans les séries 1985-1996**

Le tableau ci-dessous rapporte les résultats des tests observés

Tests statistiques		Hypothèse nulle							Résultats
		Z Zcritique	Table statistique			Ré-échantillonnage			
			Z0.1	Z0.05	Z0.01	Z0.1	Z0.05	Z0.01	
Indépendance	Méd. Croisées	0.775	1.234	1.470	1.932	1.576	1.846	2.296	NS
	Diff. des rangs	0.815	1.234	1.470	1.932	1.710	1.955	2.444	NS
	Points critiques	-1.465	1.234	1.470	1.932	2.099	2.729	3.358	NS
Normalité	Droite d'Henry Test de Lilliefors								
Tendance	Mann-Kendall	1.036	1.234	1.470	1.932	1.576	1.846	2.296	NS
	Spearman's Rho	0.9	1.234	1.470	1.932	1.576	1.846	2.296	NS
	Régression lin.	1.492	1.761	2.145	2.977	1.737	2.084	2.850	NS
	Cusum	3	4.88	5.44	6.52	5	6	8	NS
	Som. des Rangs	-0.368	1.234	1.470	1.932	1.686	1.982	2.529	NS
	Test de Student	1.492	1.753	2.131	2.947	1.623	1.938	2.476	NS

Tableau 30: Tests de détections de tendances/ruptures sur les séries de pluies (PK50).

1.6-Approche Hydrodynamique

1.6.1- Analyses corrélatrice et spectrale.

1.6.1.1- ACS du PK 50

La représentation des ACS des données enregistrées au niveau de la station PK-50 est effectuée sur des cycles hydrologiques allant de 1980 à 1996. Le principe de détermination des cycles est défini comme suit : chaque cycle hydrologique commence à la fin de l'étiage du cycle hydrologique précédent et se termine la veille du nouveau cycle hydrologique humide, ainsi 15 cycles hydrologiques vrais ont été obtenus sur la période d'observation de 1980 à 1996. Le pas adopté est de 1jour.

- Cycle hydrologique du 24/09/1980 au 22/10/1981

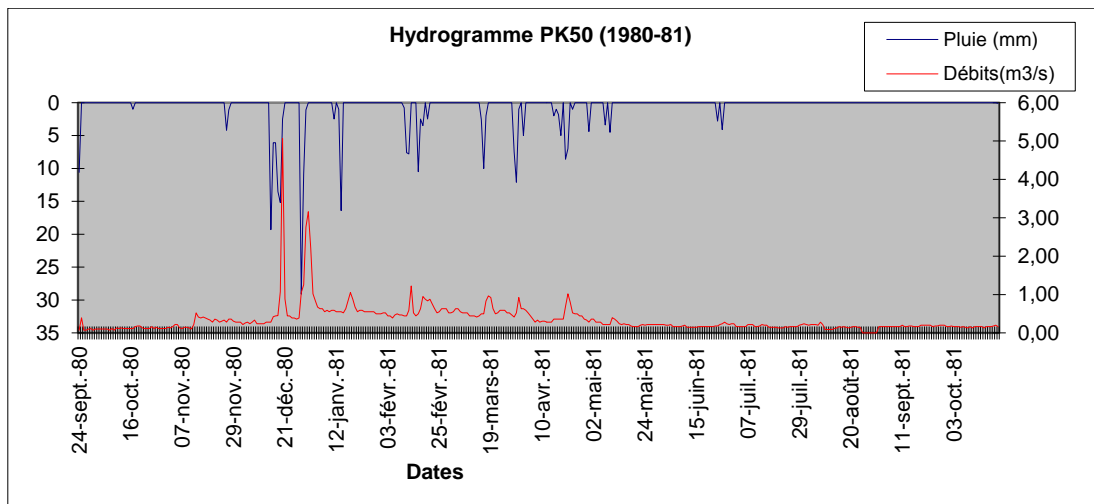


Figure 52: Hydrogramme du PK50 -cycle 1980-1981.

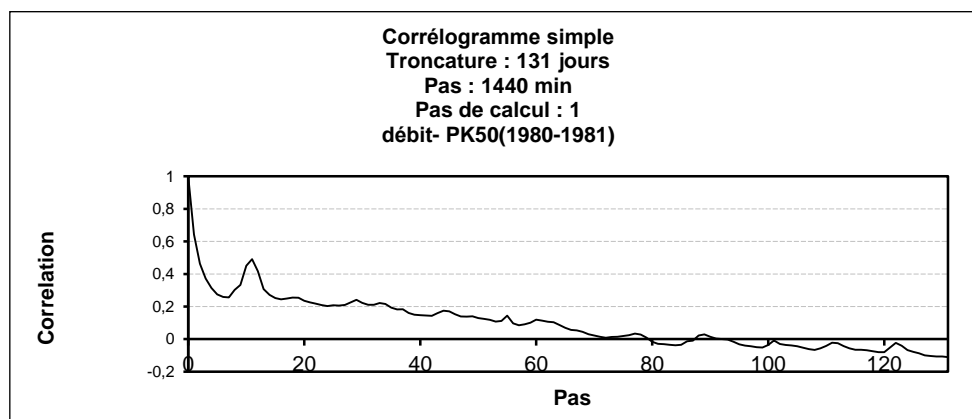


Figure 53: Corrélogramme simple des débits à la station du PK50 -cycle 1980-1981.

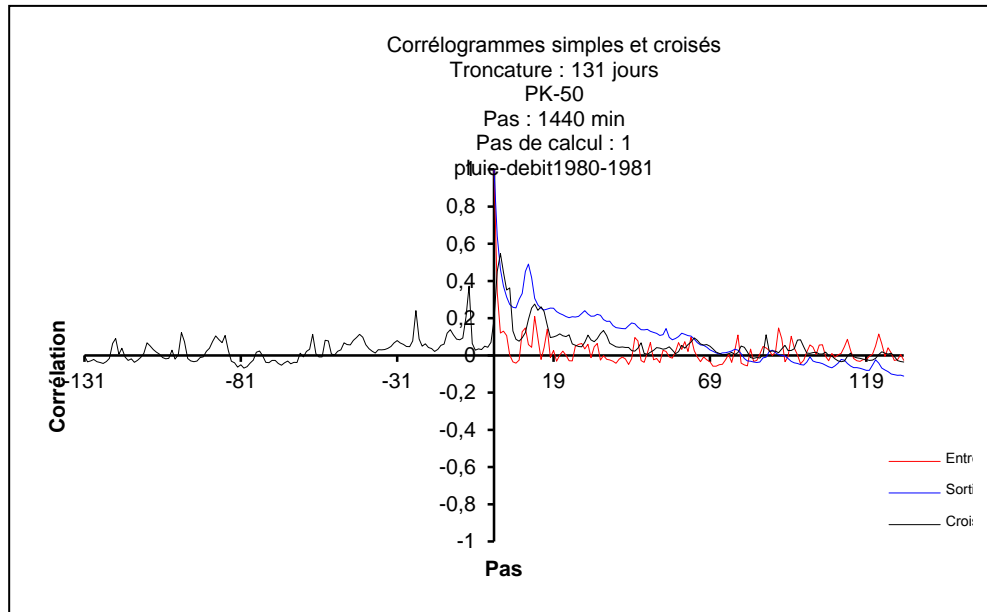


Figure 54: Corrélogramme croisé du PK50 -cycle 1980-1981.

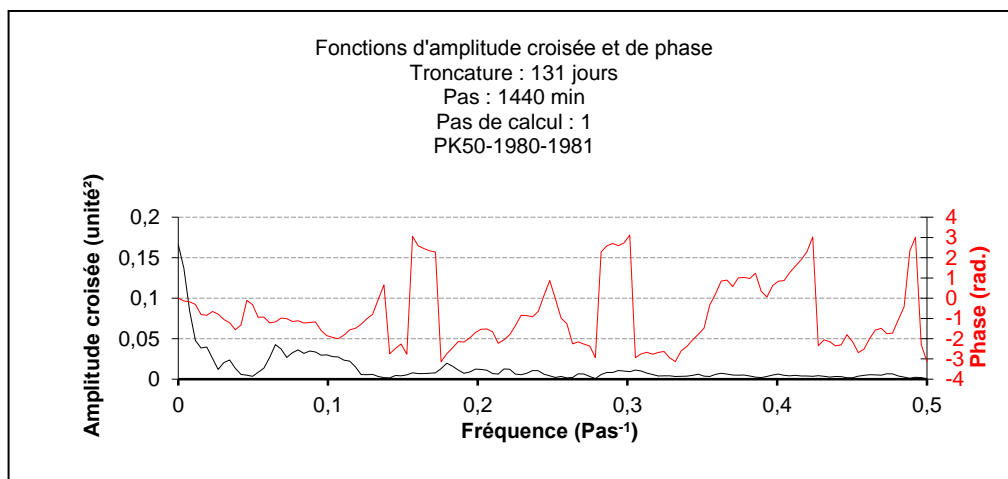


Figure 55: Amplitude croisée et phase PK50 -cycle 1980-1981.

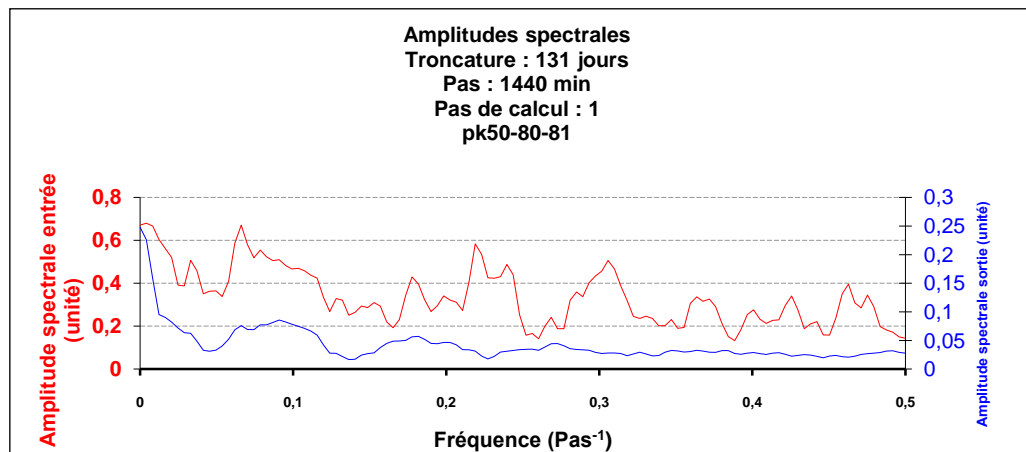


Figure 56: Amplitudes spectrales PK50 -cycle 1980-1981.

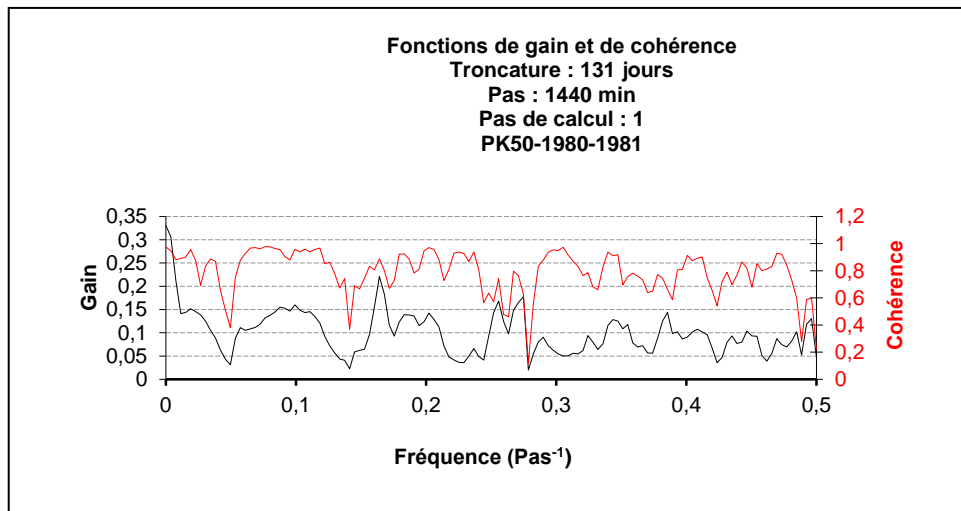


Figure 57: Fonctions de gain et de cohérence et phase -PK50 -cycle 1980-1981.

L'analyse du spectre simple met en évidence une tendance saisonnière, une bande spectrale large avec une fréquence de coupure $F_c = 0.04 \text{ j}^{-1}$ i.e. 25 jours et un temps de régulation de 24.5 jours qui suggère une inertie importante du système. A court terme, le corrélogramme simple des débits du cycle hydrologique 1980-1981 met en évidence une décroissance lente. Il atteint la valeur 0.2 au 22ème jour caractéristique d'une interdépendance entre les évènements et d'un effet mémoire important. L'hydrogramme montre une bonne relation pluie-débit, sauf en juin 1981 ce qui peut s'expliquer par une erreur de mesure ou de lecture probable.

Le gain est inférieur à 0,4 traduit une atténuation du signal d'entrée, ce qui se traduit pour les hautes fréquences par un stockage lors des crues. Il s'agit d'un système est déficitaire compte tenu de l'utilisation en entrée des données de pluie brute et de la consommation d'eau par l'évapotranspiration.

La durée de la réponse impulsionnelle est de l'ordre de 50 jours avec plusieurs pics à 5,13, 15, 21, 24, 30,35 jours qui pourraient être rapporté à l'écoulement rapide, aux réserves, à la structure, à la neige autant de causes internes et externes au système qui exige un examen plus fin. Le temps de régulation est de 27.5 jours. L'analyse de tous les cycles hydrologiques permet de constater une possible distinction en comparant deux périodes la première allant du 22 septembre 1980 au 04 novembre 1984 et deuxième du 05 novembre 1984 au 13 octobre 1996.

a- Période du 22 /09/ 1980 au 04 /11/ 1984

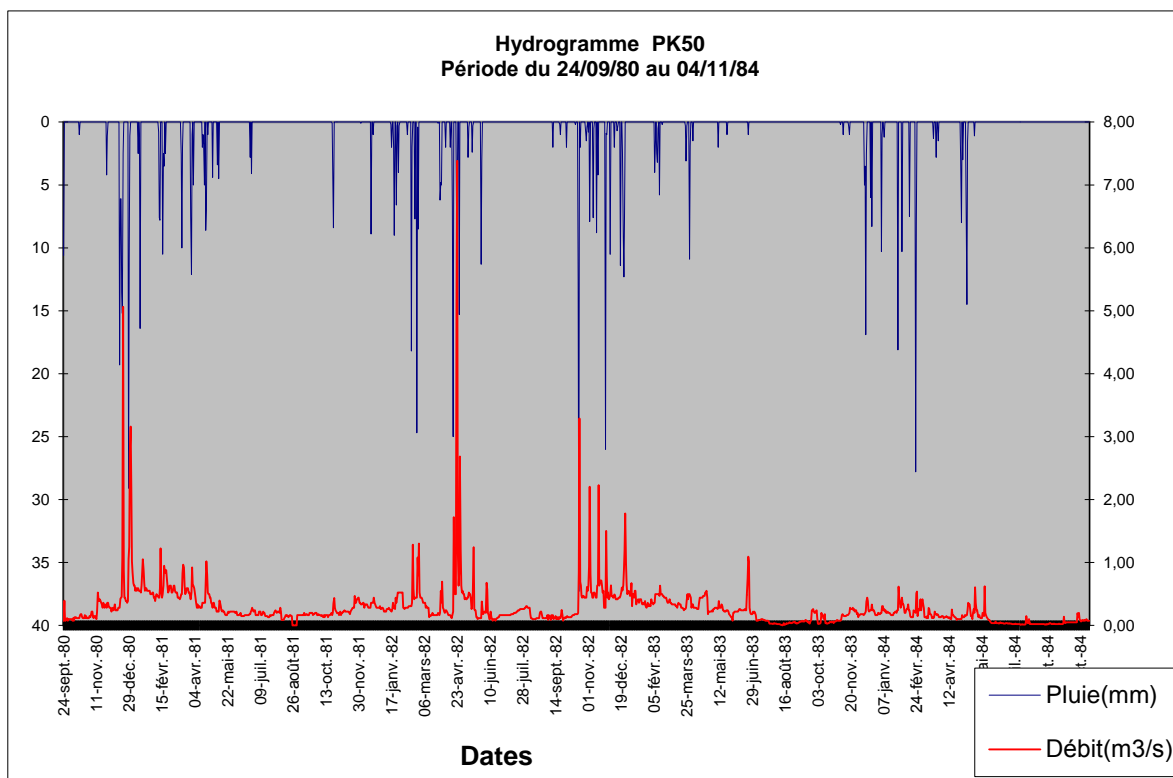


Figure 58: Hydrogramme du PK50 -Période du 24/09/80 au 04/11/84.

b-Période du 05 /11/ 1984 au 13 /10/ 1996

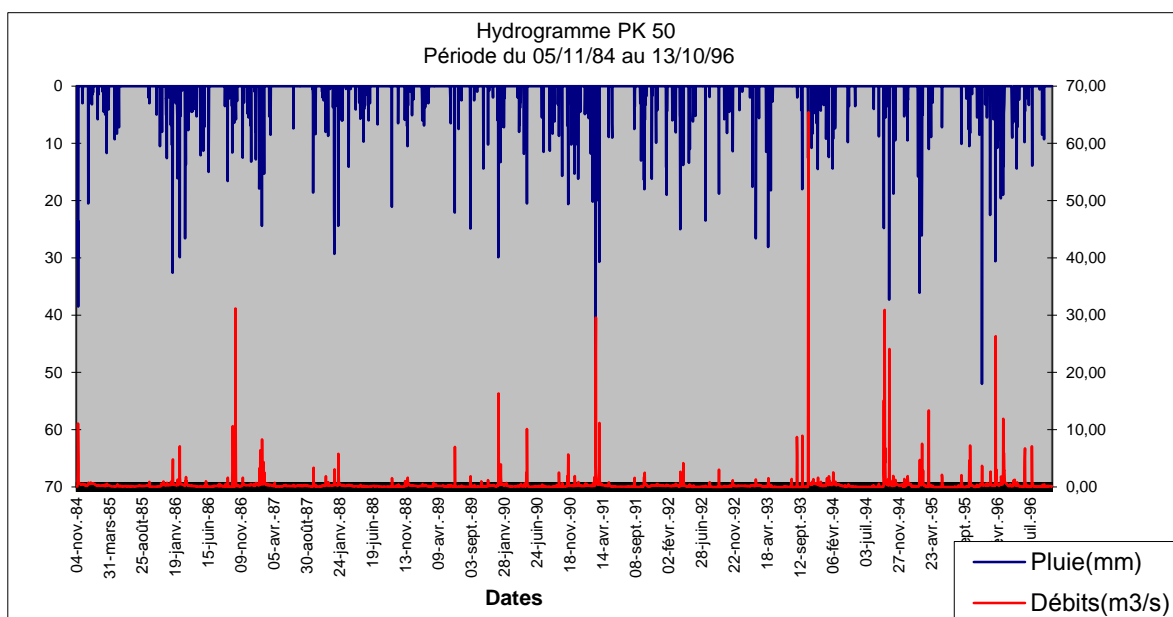


Figure 59 : Hydrogramme du PK50 -Période du 05/11/84 au 13/10/96.

Les figures 60 à 64 représentent les graphiques des ACS effectuées sur deux périodes la première allant du 22/09/1980 au 04/11/1984 et la deuxième du 04/11/1984 au 13/10/1996 pour le PK50 et Sidi Mimoun (la deuxième période s'étale du 05/11/1984 au 31/08 /1995).

Station du PK50

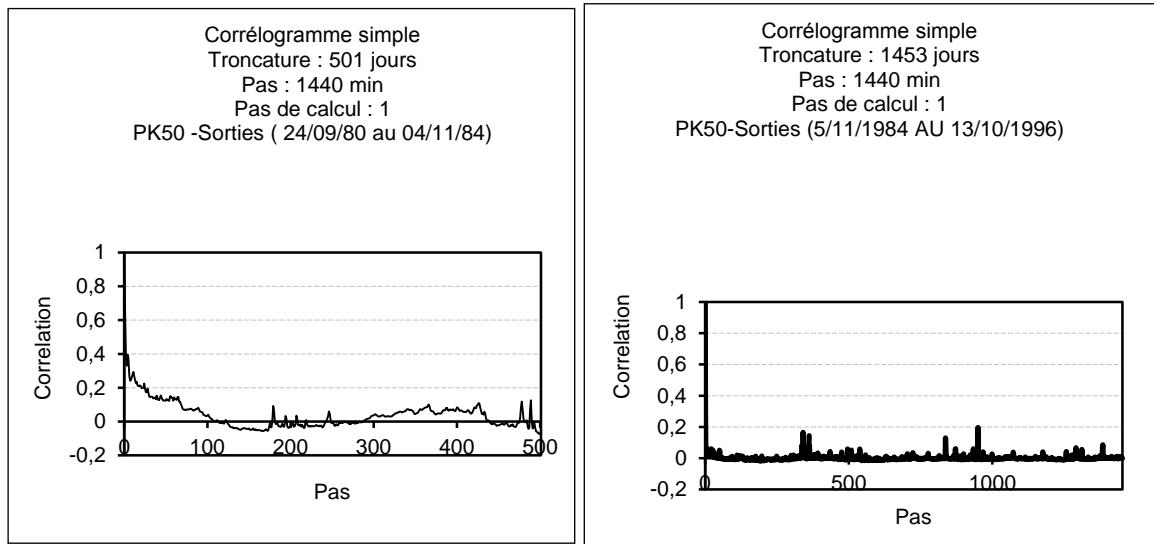


Figure 60 : Corrélogrammes simples du PK50 -Périodes 1980-84 et 1984-96.

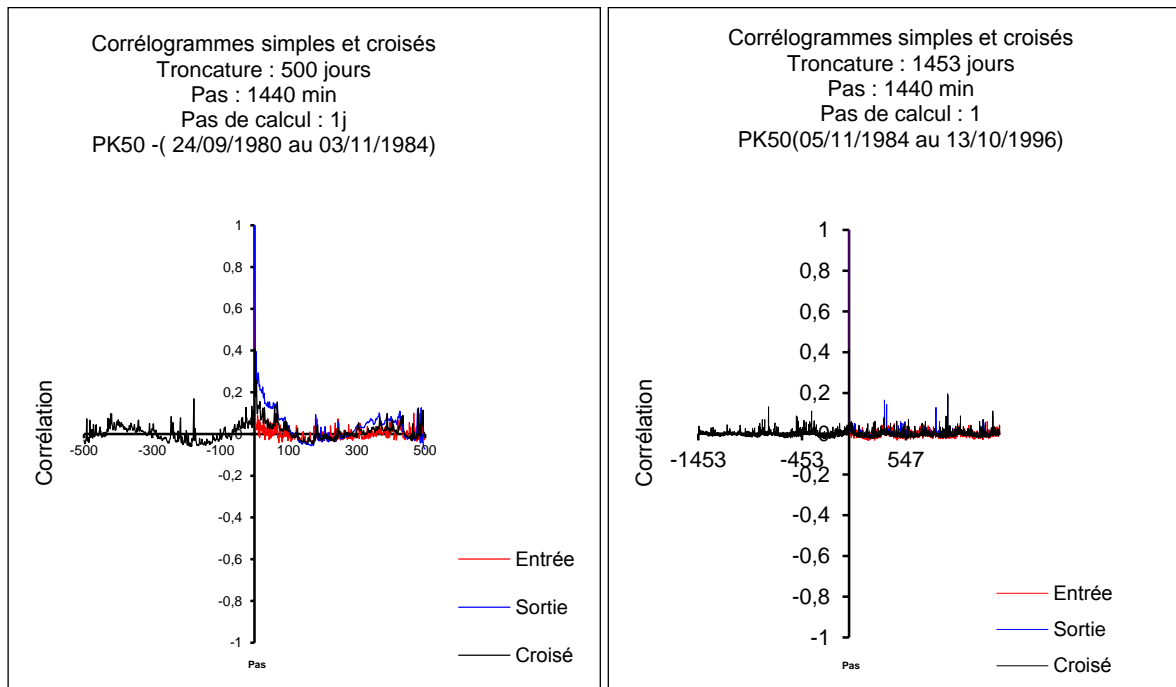


Figure 61: Corrélogrammes croisés du PK50 -Périodes de 1980-84 et 1984-96.

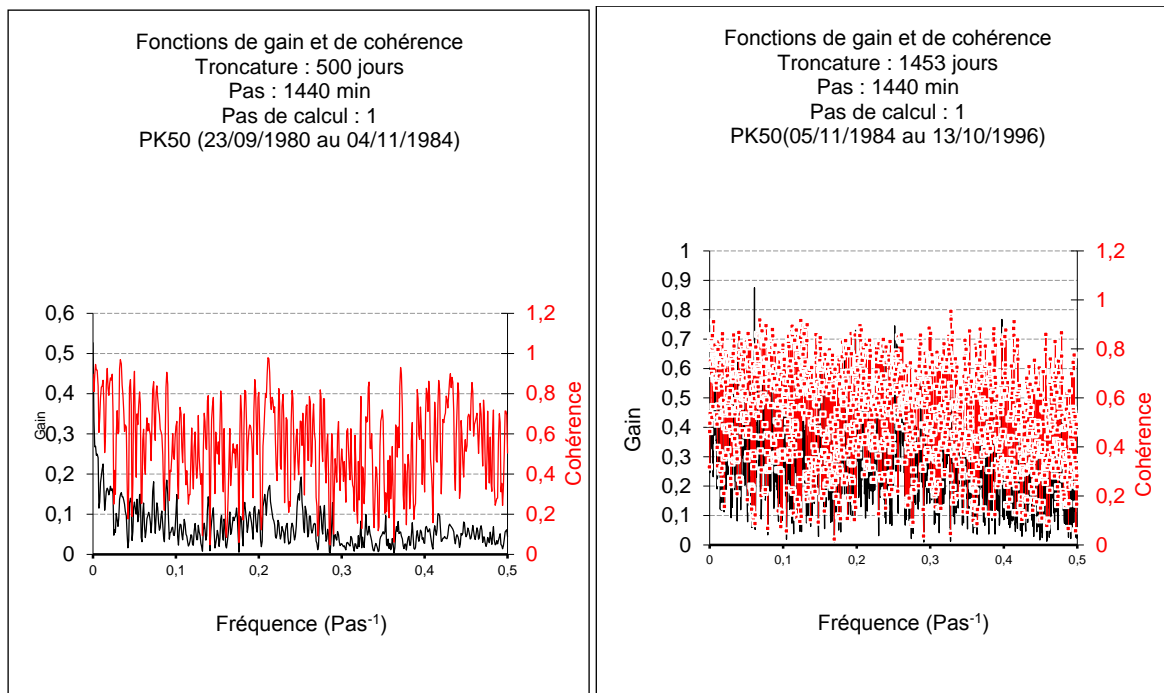


Figure 62: Fonctions de gain et de cohérence du PK50 -Périodes de 1980-84 et 1984-96.

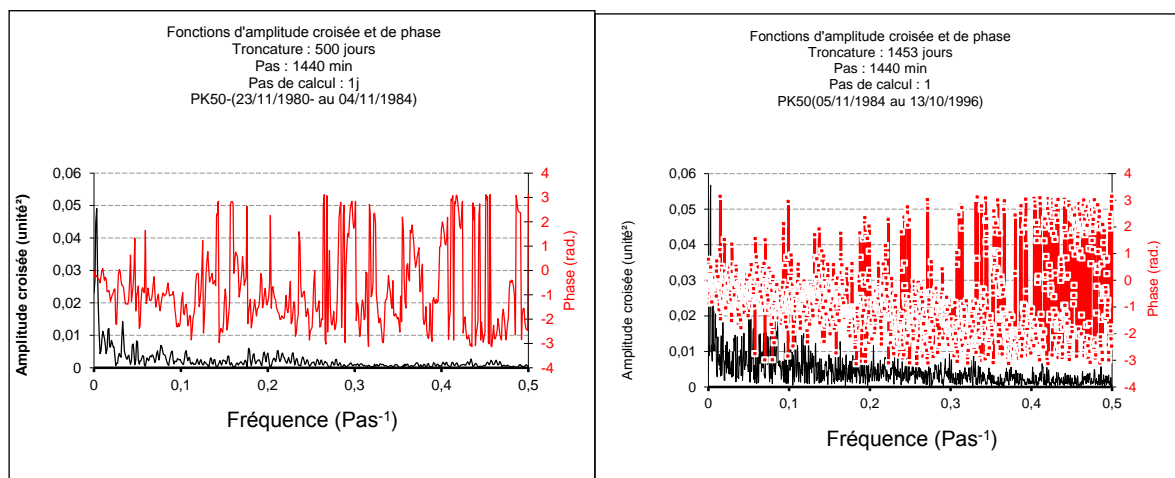


Figure 63: Fonctions d'amplitude croisée et de phase du PK50 -Périodes 80-84 et 84-96.

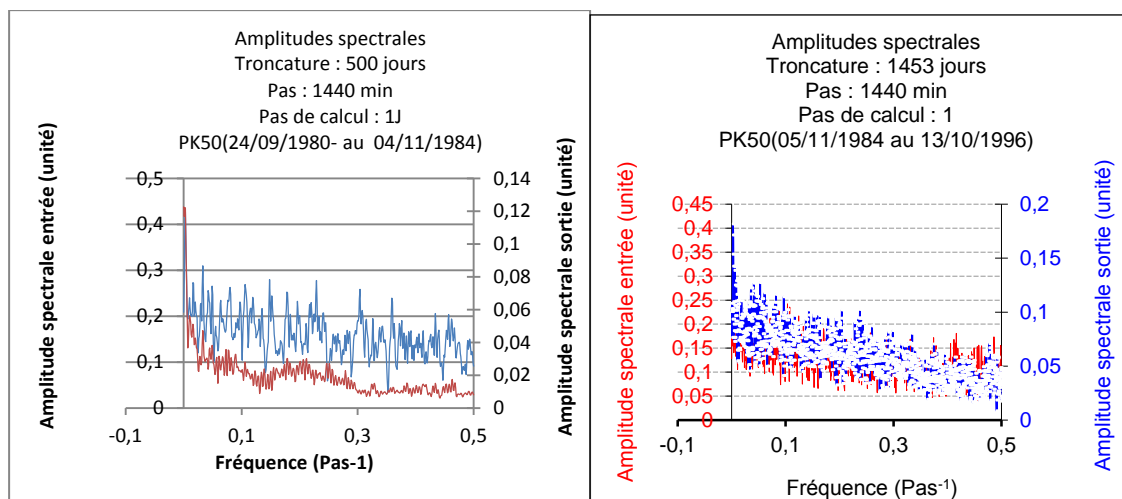


Figure 64 : Fonctions d'amplitude spectrale du PK50 -Périodes 80-84 et84-96.

- **Période du 22/09/1980 au 04/11/ 1984**

L'analyse simple a permis d'estimer l'effet mémoire à 25j environ (qui correspond à la valeur de $r_k = 0.2$) et traduit l'influence d'un événement pluvieux donné sur le débit à l'exutoire. Cette valeur indique que le système possède une inertie importante. Le degré de karstification est moyen.

Cet effet est proportionnel au pouvoir de filtre du système ; il est inversement proportionnel au degré de karstification, c'est-à-dire moins un système est drainé avec des réserves importantes, plus la décroissance du débit et du corrélogramme sera lente, et plus les valeurs de l'effet mémoire seront élevées et vice versa (Mangin, 1984). Le système présente une très faible fréquence de coupure ($0,039 \text{ j}^{-1}$) ce qui indique que les événements pluvieux de courte durée ont une influence sur les débits à l'exutoire.

Le temps de régulation peut être estimé à 23.5j. Le déphasage traduit un retard de 1.3j environ pour une fréquence de coupure de 0.039 j^{-1} . L'importance du temps de régulation et de l'effet mémoire du système peut être probablement attribuée à la présence des nombreuses pertes (BirHmam, Ouled Amira, Ghar Slougua,...) en amont du système, qui soutiennent le régime d'écoulement de la source d'Aïn Zerga. La valeur de la fonction de cohérence permet d'évaluer la linéarité du système karstique qui est en relation avec le drainage : plus le drainage est fonctionnel, plus les valeurs de la cohérence sont proches de 0.9. Dans le cas où les crues sont moins violentes et l'eau reconstitue les réserves, la valeur de la cohérence est plus faible.

Le gain est très faible ≤ 0.3 et traduit une atténuation significative du signal qui peut s'interpréter comme une mise en réserve des événements pluvieux de courte durée et leur restitution lors du cycle annuel. Le système est déficitaire compte tenu de l'utilisation en entrée des données de pluie brute et de la consommation d'eau par l'évapotranspiration.

- **Période du 05/11/1984 au 13/10/1996.**

L'effet mémoire est pratiquement nul, hormis quelques pics observés qui peuvent être attribués à des cycles annuels. Le système présente une très haute fréquence de coupure ($0,36j^{-1}$) i.e de $2.7j^{-1}$ ce qui indique que les événements pluvieux de courte durée n'ont pas d'influence significative sur les débits à l'exutoire. Le déphasage traduit un retard similaire à celui de la période précédente soit 1.3j environ pour une fréquence de coupure de $0,36j^{-1}$. Le gain est faible légèrement (supérieur au précédent) traduit une atténuation significative du signal qui peut s'interpréter, pour les hautes fréquences, comme une mise en réserve des événements pluvieux de courte durée et leur restitution lors du cycle annuel. Le système est déficitaire compte tenu de l'utilisation en entrée des données de pluie brute et de la consommation d'eau par l'évapotranspiration.

Conclusion

Les analyses corrélatoire et spectrale effectués sur les chroniques enregistrées au PK50 ont permis de distinguer deux périodes, marquées par une différence nette sur les valeurs de l'effet mémoire.

L'ensemble des traitements effectués met en évidence un double comportement des systèmes étudiés, avec une réponse transmissive suivie d'une réponse traduisant plus un système capacitif.

Le système du PK50 possède de faibles réserves, alimentées de manière hétérogène sur tout le bassin d'alimentation par une zone d'infiltration ou domine l'infiltration rapide par les pertes (Bir H'mam, Ghar Slougua, Ghar eddik, Ouled Amira,...) et également par une infiltration plus lente des eaux de pluie due à l'action de l'aquifère épikarstique qui diffère l'infiltration dans le temps.

Etant donné qu'il s'agit du même système aquifère où l'on observe une différence sur l'effet mémoire, des hypothèses peuvent être attribuées à plusieurs causes, qui nécessitent une

investigation approfondie basée surtout sur la disponibilité de données de meilleure qualité afin de les confirmer ou infirmer et l'utilisation d'autres approches telles que le traçage artificiel, la spéléologie, la géophysique,...

Parmi ces causes on peut citer :

- une surexploitation des ressources ; preuve en est la réalisation du projet de transfert d'eau sur une distance de plus de 80km du chott chergui (Skhouna) pour combler le déficit en eau de la ville de Saïda.
- la pratique du pompage illicite d'eau à partir de l'oued Saïda, en effet plusieurs parcelles de culture situées sur le long de l'oued Saïda sont irriguées à par de ce dernier.
- l'exploitation de nombreuses carrières d'aggrégats avec utilisation d'explosifs jusqu'en 1985, où elles ont été déplacées. Cette extraction intensive au moyen de charges explosives à l'intérieur du périmètre de protection de la nappe karstique de Saïda pourrait être à l'origine d'une modification de la géométrie de la fissuration avec un élargissement et/ou colmatage des fissures existantes et par conséquent une influence sur la direction des écoulements souterrains.

1.6.1.2- Station de Sidi Mimoun

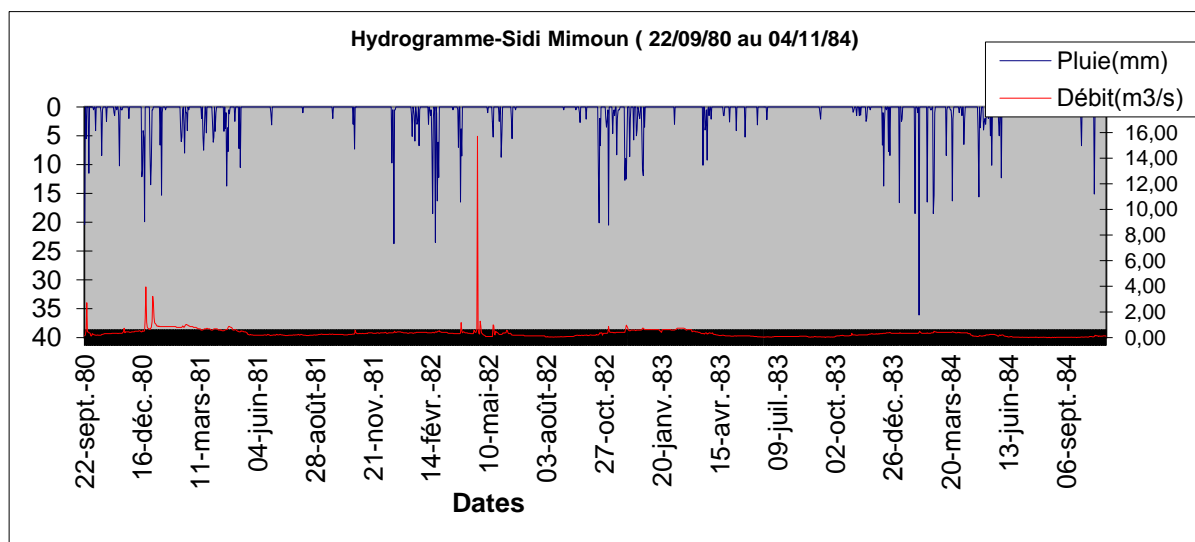


Figure 65: Hydrogramme de Sidi Mmioun -Période du 24/09/80 au 03/11/84.

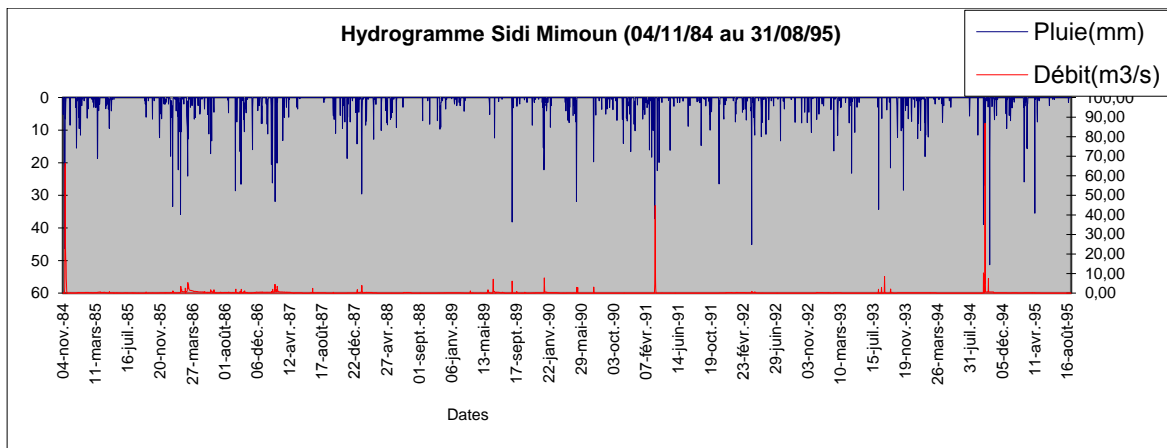


Figure 66 : Hydrogramme de Sidi Mimoun -Période du 05/11/84 au 31/08/95.

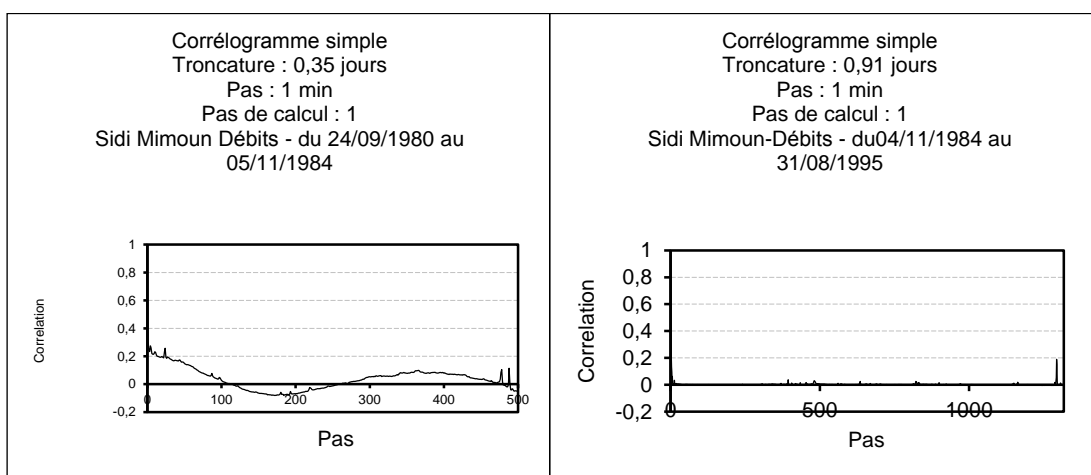


Figure 67 : Corrélogrammes simples de Sidi Mimoun -Période de 1980-84 et 1984-95.

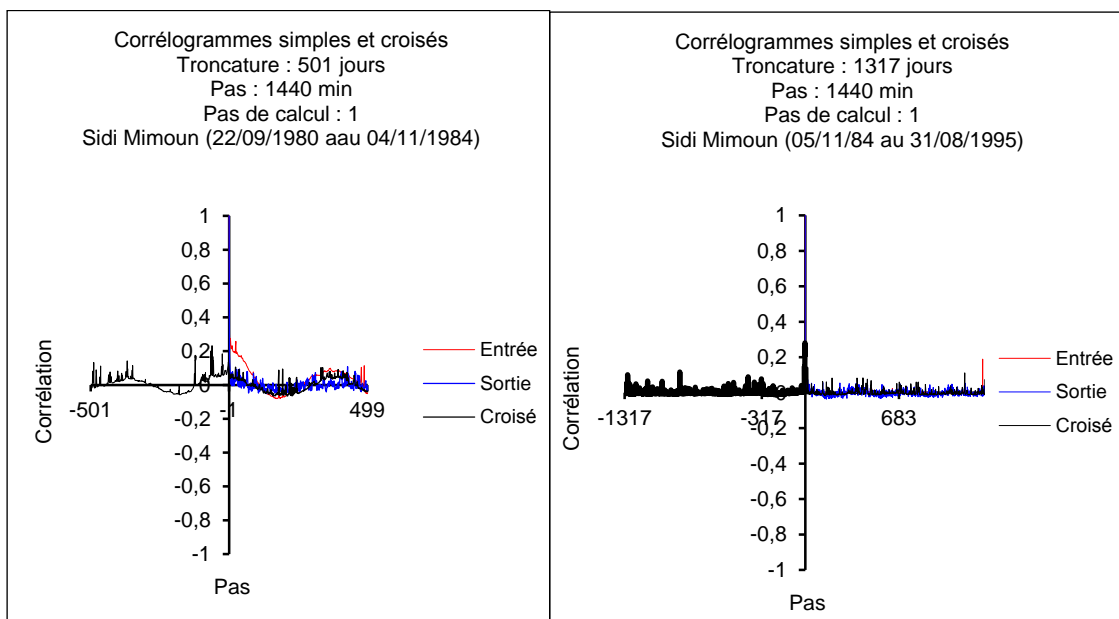


Figure 68: Corrélogrammes croisés de Sidi Mimoun -Périodes de 1980-84 et 1984-95.

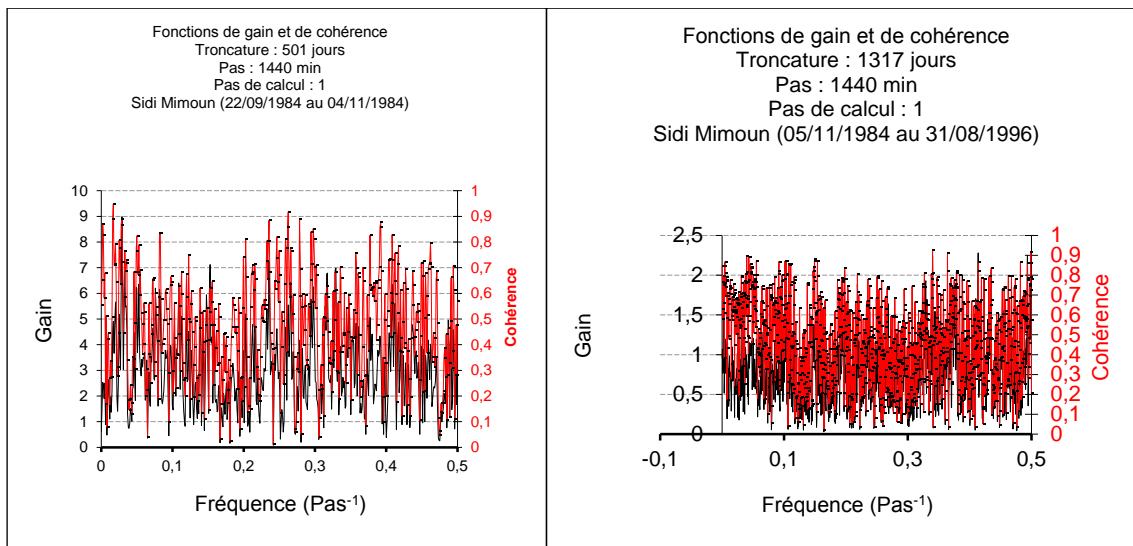


Figure 69 : Fonctions gain et cohérence de Sidi Mimoun -Périodes de 1980-84 et 1984-95.

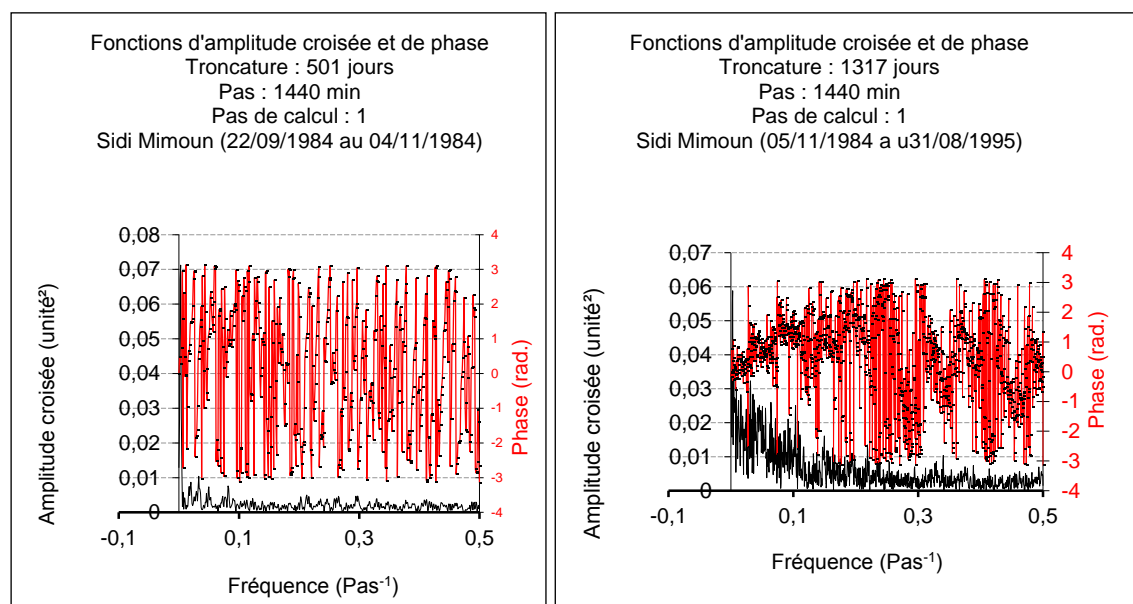


Figure 70 : Fonctions d'amplitude croisée et de phase de Sidi Mimoun -Périodes 1980-84 et 1984-95.

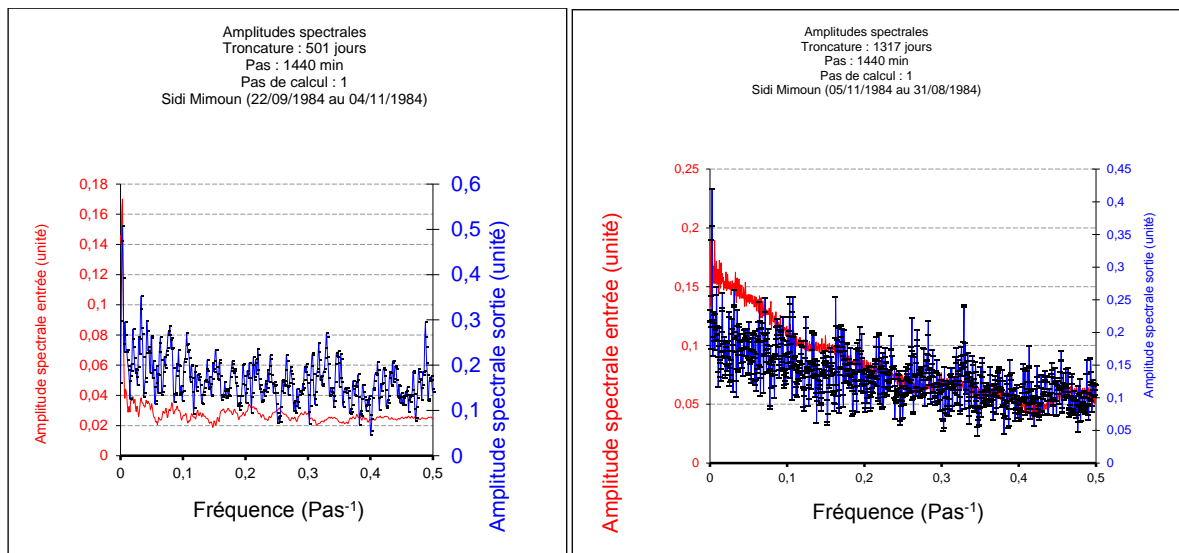


Figure 71: Amplitudes spectrales de Sidi Mimoun -Périodes 1980-84 et 1984-95.

a-Période 1980-1984

Le corrélogramme simple des sorties permet d'évaluer un effet mémoire très faible de l'ordre de 13 à 14 j. Il est difficile d'évoquer une karstification du système. Le spectre permet d'estimer une très faible fréquence de coupure (0.059) ce qui indique que les événements pluvieux de courte durée ont une influence sur les débits à l'exutoire. L'inertie est grande et donc le système est moins karstifié.

Le temps de régulation est pratiquement nul ($\leq 1j$). Il représente la durée d'influence du signal d'entrée, c'est-à-dire la longueur de la réponse impulsionnelle (Mangin, 1984). Plus le temps de régulation est grand, plus le système possède un comportement inertiel, plus les réserves sont grandes et le système est moins karstifié.

-Le gain très élevé traduit une amplification significative du signal ce qui correspond pour les basses fréquences dans les systèmes hydrologiques, à un déstockage des réserves.

-La valeur de cohérence proches de 0.9 permet d'évaluer la linéarité du système karstique qui est en relation avec le drainage, le drainage est fonctionnel. Dans le cas où les crues sont moins violentes et l'eau reconstitue les réserves, la valeur de la cohérence est plus faible.

b-Période 1984 à 1995

Le corrélogramme simple des sorties permet d'évaluer un effet mémoire pratiquement nul La fréquence de coupure 0.11 très faible (mais supérieure à celle de la première période et celles observées à la station du PK50) ce qui indique que les événements pluvieux de courte durée ont une influence sur les débits à l'exutoire. L'inertie est grande et donc le système est moins karstifié.

-Le temps de régulation est insignifiant. On ne peut pas évoquer de comportement inertiel.

-Le gain est très élevé traduit une amplification significative du signal ce qui correspond pour les basses fréquences dans les systèmes hydrologiques, à un déstockage des réserves.

-La fonction cohérence permet d'évaluer la linéarité du système karstique qui est en relation avec le drainage : plus le drainage est fonctionnel, plus les valeurs de la cohérence sont proches de 0.9. Dans le cas où les crues sont moins violentes et l'eau reconstitue les réserves, la valeur de la cohérence est plus faible.

Le tableau ci-dessous récapitule les principales caractéristiques des résultats des A.C.S. obtenues au niveau des deux stations.

Cycle	PK50			Sidi Mimoun		
	Effet mémoire (j)	Temps de régulation (j)	Fréquence de coupure (j^{-1})	Effet mémoire (j)	Temps de régulation (j)	Fréquence de coupure (j^{-1})
1980-81	25J	24.5	0.041	51	7.11	0.144
1981-82	2J	3.2	0.310	0	3	0.316
1982-83	68 à 70	25.6	0.039	80	25 à 26	0.036
1983-84	81	48	0.020	79	20	0.05
1984-85	0	≤1	0.280	0	3	0.296
1985-86	4j	19.5	0.050	35	7.8	0.128
1986-87	0	2.7	0.368	16.5	6.25	0.16
1987-88	0	3.5	0.250	3	3.2	0.304
1988-89	≤1	7	0.136	0	13.8	0.072
1989-90	0	6.3	0.160	0	8.6	0.116
1990-91	0	2.5	0.338	0	7.35	0.136
1991-92	0	0	0.124	60	25	0.04
1992-93	0	3	0.310	0	?	?
1993-94	0	3	0.315	12	19	0.052
1994-95	0	5	0.176	0	8.9	0.112
1980 -1985	22	16.9	0.026	13	0	0.059
1985 -1995	0	76	0.013	0	?	0.177

Tableau 31 : récapitulatif des résultats des A.C.S.

Conclusion

L'analyse et corrélatrice etspectrale des chroniques enregistrées au niveau des deux stations, malgré la qualité des données, a permis de préciser la différence entre les deux systèmes de Sidi Mimoun et Saïda (PK 50) et de confirmer l'aspect structural d'un système karstique (pertes dolines, abondance de sources de trop pleins, gouffres,canyons,...) pour Saïda et en même temps montré une différence nette sur l'effet mémoire. Cet effet mémoire représente l'inertie de l'aquifère et donne une idée de la présence de réserves et du degré de karstification. Cet effet est proportionnel au pouvoir de filtre du système ; il est inversement proportionnel au degré de karstification, c'est-à-dire moins un système est drainé avec des réserves importantes, plus la décroissance du débit et du corrélogramme sera lente, et plus les valeurs de l'effet mémoire seront élevées et vice versa.

Il reste à confirmer les causes de cette différence par une investigation plus poussée et multidisciplinaire par des méthodes telles que le traçage artificiel , la géophysique , et la spéléologie,... acquisition de chroniques sur une plus longue période sur plusieurs stations et de meilleure qualité dans le but de rechercher de l'unité des systèmes et l'organisation des écoulements.

L'analyse corrélatrice et spectrale des signaux d'entrée et de sortie effectuée sur la période de 1980

à1996 a permis de différencier deux périodes bien distinctes celle de 1980 à 1984 caractérisée par un corrélogramme croisé mettant en évidence un effet mémoire important (28 jours environ) où l'essentiel de la réponse du signal apparaît.Une deuxième période plus arrosée de 1984 à 1996 où le corrélogramme croisé montre une absence presque totale d'effet mémoire où l'écoulement superficiel contribue en très grande partie au débit.Quelques pics sont observés notamment en 93-94 laissant penser à l'existence d'un léger cycle partiel ou de système composite.

L'examen des ACS de ces cycles permet de constater qu'il est possible de regrouper ces cycles en deux catégories, l'une où il est mis en évidence un effet mémoire non négligeable, donc avec un stockage et un écoulement souterrain pour la période du 24/09/80 au 03/11/84,

Avec une pluviométrie moyenne de 216,9mm et un débit moyen de $0.34\text{m}^3/\text{set}$ la deuxième allant de la fin du cycle précédent (05/11/84 au 13/10/96) 299,4mm et $0,29\text{m}^3/\text{s}$ qui

correspondrait à un système sans effet mémoire où la quasi-totalité du débit mesuré provient d'un écoulement de surface. Plusieurs hypothèses peuvent être émises :

- Les conséquences de la sécheresse qui a sévi dans la région durant les deux décennies 1980-1990.
- La surexploitation de l'aquifère
- L'exploitation des carrières d'agrégats au moyen d'explosifs qui peuvent à être à l'origine d'un colmatage ou d'agrandissement de fissures et influencer l'écoulement souterrain.

En général les eaux souterraines n'ont pas d'effets sensibles sur le comportement moyen de l'écoulement de l'oued. Il s'agirait d'un hydrosystème complexe, composé d'une rivière, drainant un aquifère karstique, composé probablement de plusieurs systèmes karstiques plus ou moins indépendants, et où le ruissellement de surface peut être parfois très important. Ainsi le fonctionnement « rapide » est certainement dû d'abord et surtout au ruissellement et pas au karst.

1.6.2- Classification

A partir des résultats des analyses corrélatoire et spectrale, il a pu être établi une classification des systèmes karstiques (Mangin, 1984). En effet, si l'ensemble des aquifères karstiques obéissent à un même processus, il n'en demeure pas moins qu'ils font l'objet d'une grande diversité. Celle-ci est liée au degré de karstification, qui selon qu'il est plus ou moins élevé, correspond à un développement plus ou moins poussé de la structure de drainage. Les paramètres calculés à partir des analyses corrélatoire et spectrale (l'effet mémoire, le temps de régulation, la fréquence de coupure, et la réponse impulsionnelle) permettent de caractériser le fonctionnement des différents systèmes et d'identifier leur structure.

Une classification a été établie par Mangin (1984b) couvrant une famille d'aquifères qui se développent entre deux pôles extrêmes (Tab.12) :

- Les aquifères à degré de karstification faible : c'est le type Torcal (défini en Espagne dans le massif du Torcal de Antequera). L'effet mémoire est considérable (fortes réserves), la fréquence de coupure basse (filtrage important) et le temps de régulation très long (réponse impulsionnelle longue).
- Les aquifères à degré de karstification très élevé : C'est le type Aliou, défini dans les Pyrénées Françaises. La réponse de ce type de système s'apparente à l'hydrogramme

unitaire d'un bassin de surface : effet mémoire réduit (peu de réserves), fréquence de coupure très haute (peu de filtrage) et temps de régulation court (réponse impulsionnelle très brève).

Entre ces deux pôles, tous les cas de figures sont envisageables. Deux exemples pyrénéens représentant des types intermédiaires complètent cependant cette classification (Marsaud, 1996 ; Bakalowicz, 2003). Ce sont les types Baget et Fontestorbes qui assurent respectivement la transition vers les types Aliou et Torcal.

D'après les résultats obtenus à partir des données enregistrées au niveau des trois stations, les systèmes s'avèrent complexes et ne permettent pas de les classer de manière formelle et catégorique, une première interprétation générale pourrait nous mener à situer ceux de Saïda et Tifrit dans la classe des systèmes karstiques de degré assez élevé avec un système de drainage bien développé au niveau du graben de Saïda et des gorges de Tifrit ; tandis que celui de Sidi Mimoun pourrait être classé dans la catégorie des systèmes mal drainés (composite ?) et dans certaines parties non karstique.




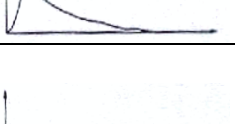
Types	Effet mémoire (Rk 0.2)	Fréquence de coupure	Temps de régulation	Réponse Impulsionnelle	Type de Karst
Aliou	Réduit (5 jours)	Très haute (0.30)	10 à 15 jours		Karstification très élevé
Baget	Petit (10 à 15 jours)	Haute (0.20)	20 à 30 jours		Intermédiaire Transition vers élevé
Fontestorbes	Grand (50 à 60 jours)	Basse (0.10)	50 jours		Intermédiaire Transition vers faible
Torcal	Considérable (70 jours)	Très basse (0.05)	70 jours		Karstification faible

Tableau 32: Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse corrélatoire et spectrale, (Marsaud, 1996).

- Classification de Mangin (1975)

Dans le but de comparer les systèmes karstiques en fonction des caractéristiques de leur zone d'infiltration et de leur zone noyée, Mangin (1975) a établi une classification a été à

partir des résultats de l'analyse des courbes de récession (Figure 54). Cette classification repose sur le calcul de deux coefficients:

- k : il est égal au rapport entre la plus grande valeur de volume dynamique observée sur une grande période et le volume de transit inter-annuel (volume écoulé au cours du plus grand nombre de cycles divisé par le nombre de cycles) calculé sur la même période. Il traduit l'aptitude du système à stocker les précipitations et à les restituer progressivement au cours du temps, c'est-à-dire son pouvoir régulateur.

- $k > 0.5$: le système est non karstique (les aquifères des milieux poreux classiques ont un pouvoir régulateur élevé et un rapport qui tend vers 1 où le volume dynamique est quasiment égal au volume de transit).

- $k < 0.5$: le système est karstique.

- $k < 0.1$: le pouvoir régulateur est presque nul, il s'agit essentiellement d'un système où l'infiltration rapide domine avec un karst noyé négligeable.

- i : ce paramètre traduit les retards à l'infiltration. Il est égal à la valeur de la fonction homographe deux jours après la pointe de crue. Il a été montré que c'est pour cette durée que l'image de l'infiltration est la meilleure. Une forte valeur de i est significative d'une infiltration lente ou de l'influence d'un aquifère épikarstique, alors qu'une valeur faible est le signe d'un transit rapide des eaux vers la zone noyée.

- Si $i > 0.5$, le système karstique est complexe et de grande dimension ;

- Si $0.25 < i < 0.5$, système où le retard dans l'apport est important. Ceci est dû soit à l'intervention d'une couverture neigeuse, soit à la présence d'un ruissellement de surface;

- Si $i < 0.25$, système spéléologique et réseau de drainage bien développé.

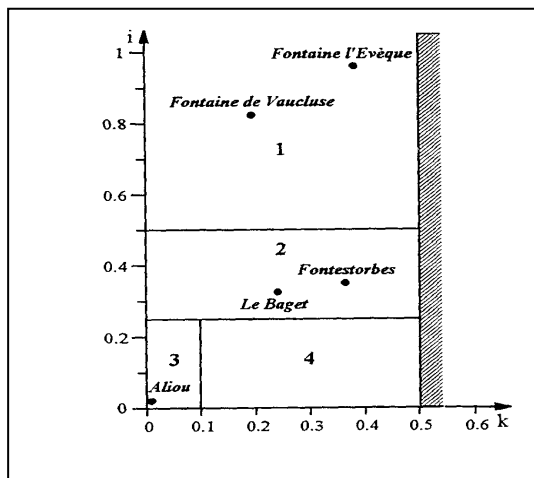
En groupant sur un seul diagramme les valeurs de k et i de plusieurs systèmes karstiques de référence, Mangin (1975) a pu distinguer cinq domaines de systèmes karstiques :

- $k < 0.5$ et $i > 0.5$: domaine des systèmes karstiques complexes, qui sont les systèmes de grande taille et dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes.

- $k < 0.5$ et $0.25 < i < 0.5$: domaine des systèmes ayant des conduits karstiques plus développés en amont qu'en aval et se caractérisant par des retards dans l'alimentation dus à des terrains non karstiques ou à une couverture neigeuse.

- $k < 0.1$ et $0 < i < 0.25$: domaine des systèmes ayant des conduits très karstifiés en aval où l'infiltration rapide domine avec une zone noyée négligeable et possédant des réseaux spéléologiques très développés.

- $0.1 < k < 0.5$ et $0.1 < i < 0.25$: domaine des systèmes possédant un réseau spéléologique bien développé et débouchant à l'aval sur un important karst noyé.
- $k > 0.5$ et quel que soit i : domaine des aquifères poreux et fissurés non karstiques.



1 : systèmes complexes ;

2 : Systèmes plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval, avec des retards à l'alimentation dus, soit à des terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse ;

3 : Systèmes karstiques très karstifiés en aval, domaine des réseaux spéléologiques très développés ;

Figure 72: Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession (Mangin, 1975).

Dans ses travaux Hakim (2005) signale que le paramètre k qui traduit le pouvoir régulateur du système, n'est pas un nombre sans dimension, mais exprime un temps qualifié de temps de séjour moyen de l'eau dans la zone noyée. En effet k exprime le rapport du volume dynamique (m^3) sur le volume de transit annuel (m^3/an), il conclut sur la base de données que le temps de séjour moyen dans la zone noyée (pour les systèmes karstiques inférieur à 6 mois ($k = 0.5$), ne peut être limité à 1an ($k=1$).

En effet Ford et Williams (1989) considèrent que les processus karstiques se développent principalement dans la zone noyée superficielle, ce qui favorise son développement horizontal au lieu d'un développement vertical. Les aquifères carbonatés possédant des capacités de stockage énormes dans leurs zones noyées responsables de temps de résidence des eaux de plusieurs années, nettement plus grands que ceux des karsts actifs, sont hors du commun. La seule explication pour cet important stockage doit se trouver dans un développement de la karstification au-dessous du niveau de la source.

Le développement du karst profond est en relation avec la remontée du niveau de base du karst responsable du développement et de l'envolement de structures de drainage et leur intégration comme paléokarst dans la zone noyée actuelle (Bakalowicz, 2004). A partir de ce

constat Hakim et Bakalowicz (2004) proposent une nouvelle classification établie sur la base des critères suivants :

L'indice k est le temps de résidence moyen des eaux dans la zone noyée, exprimé en année. et calculé à partir du rapport du plus grand volume dynamique (en m^3), et obtenu à partir de l'analyse des courbes de récession selon l'approché de Maillet sur le volume moyen de transit annuel pour la même période, en m^3/an .

Le domaine des aquifères karstiques effectivement fonctionnels est limité à $k < 1$. La majorité des systèmes karstiques classiques montre un pouvoir régulateur inférieur à l'année.

L'indice k est alors représenté selon une échelle logarithmique pour pouvoir prendre en compte les systèmes karstiques possédant des temps de résidence longs dus au stockage en relation avec des structures karstiques anciennes et profondes de la zone noyée.

Le domaine 5 ($k > 1$) pour les aquifères carbonatés doit être considéré comme le domaine des systèmes karstiques possédant une zone noyée profonde, en partie ou totalement captifs sous une couverture sédimentaire imperméable, et largement karstifiés pendant des phases de karstification antérieures. Selon Marsaud (1997), ils sont nommés « systèmes karstiques non fonctionnels ». Ces systèmes karstiques possèdent des structures de drainage complexes responsables de temps de résidences très longs, pluriannuels, voir séculaires. Dans tous les cas, le réseau de paléo-conduits dans la zone noyée reste partiellement fonctionnel.

Sur cette base la classification de Mangin (1975) a été revue par Hakim (2005) qui introduit un nouveau domaine pour des temps de séjour supérieurs à 1 an ($k > 1$). Ce cas correspond bien aux zones à climat semi-aride et aride qui traversent souvent de longues périodes de sécheresse. Telle serait la situation de la région de Saïda.

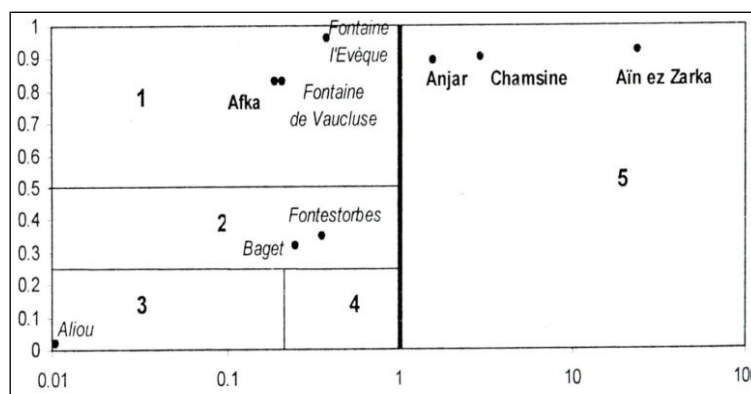


Figure 73: Classification des systèmes karstiques (Hakim, 2005).

1.6.3-Modélisation de la relation pluie-débit

1.6.3.1- La relation pluie-débit

D'après les travaux de Makhlouf (1994) et d'autres auteurs du Cemagref, Perrin C. , 2000, Andressian V., 2000 ,2011) « ...le passage de la pluie au débit reste un problème complexe mais demande pour une utilisation simple un nombre de paramètres limité. La modélisation conceptuelle permet de limiter le nombre de paramètres entrant en jeu dans le modèle mais renonce à une connaissance minutieuse des différents phénomènes, l'objectif principal étant de reproduire au mieux le comportement global d'un bassin donné face à une série chronologique de données pluviométriques. Les facteurs déterminants entrant dans les mécanismes hydrologiques présentent une variabilité tant d'un point de vue temporel que spatial extrêmement importante. Cela induit par conséquent une représentation mathématique de ces phénomènes extrêmement complexes. La modélisation globale des processus avec des paramètres intégrant les hétérogénéités locales comme la donnée "sol" permet aujourd'hui de proposer des outils simples et opérationnels pour la prévision de la ressource en eau à l'échelle du bassin (Baudez *et al.* 1997) ».

« Le modèle hydrologique parfait, pouvant s'appliquer à toutes les échelles de temps et d'espace, n'existe pas, mais les efforts accomplis dans l'amélioration et le perfectionnement des outils de modélisation permettent aujourd'hui, de mieux cerner les différentes phases du cycle hydrologique et ainsi de mieux les modéliser» .

1.6.3.2-Les modèles

- Le modèle global

Dans le panel de modèles hydrologiques existants, la modélisation globale a la particularité de traiter le bassin versant dans son ensemble comme une seule entité, aux propriétés uniformes. On estime que les variations spatiales des paramètres et les variables d'entrée ont un effet négligeable et qu'il n'y a pas lieu d'effectuer un découpage dans l'espace. Le modèle est d'ordre zéro dans l'espace (Makhlouf, 1994).

- Le modèle distribué et semi-distribué

Ici, l'étendue ou l'hétérogénéité du cadre physique sur le système peut conduire à faire une discrétisation de l'espace des entrées et des paramètres. On construit alors un modèle

distribué (Makhlouf, 1994). La forme des unités élémentaires qui seront représentées par un modèle global peut être arbitraire, par exemple, des mailles carrées ou fondées sur les divisions naturelles, ou encore, un découpage par sous-bassin. Certains modèles globaux en hydrologie essaient de prendre en compte l'hétérogénéité de l'occupation du sol dans les bassins versants en les découpant en parcelles fictives, correspondant chacune à un type d'occupation du sol, ces niveaux de découpages n'ayant pas un ordre hiérarchique les uns par rapport aux autres.

- Le modèle conceptuel

Lorsque la structure du système et les lois qui le régissent sont inconnues ou, quand la mise en œuvre d'un modèle mécaniste devient très compliquée, on procède à une simplification du système. Ainsi, les modèles conceptuels sont réducteurs de la complexité naturelle, bien qu'ils aient l'avantage d'introduire une référence physique (Makhlouf, 1994).

- **Caractéristiques du modèle utilisé : GR4J**

Plusieurs auteurs ont travaillé sur ces modèles notamment Makhlouf Z. (2004) , Perrin C. , (2000) ; Perrin C et Andressian V. (2011) , nous reprenons un résumé bibliographique de ces travaux.

Bien que les modèles GR1A, GR2M, GR4J, soient parfois apparentés à des modèles conceptuels du fait de leur structure à réservoirs, ce sont en fait des modèles empiriques: leur construction s'est faite sur la base de grands jeux de données et en découvrant progressivement la structure permettant de reproduire au mieux le comportement hydrologique du bassin versant (c'est-à-dire sa réponse aux pluies). Comme tout modèle hydrologique, les modèles GR développés par le CEMAGREF opèrent une triple globalisation (triple considération de moyenne) du système bassin versant

- au niveau des processus ;
- au niveau de l'espace ;
- au niveau du temps.

- Description du modèle pluie-débit journalier GR4J

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) est un modèle pluie-débit global à quatre paramètres. Son développement a été initié au Cemagref au début des

années 1980, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications de gestion de la ressource en eau et d'ingénierie (dimensionnement d'ouvrage, prévision des crues et des étiages, gestion de réservoirs, détection d'impact...).

1.6.3.3- Traitement des données enregistrées au niveau de la station PK-50

Nous avons utilisé le modèle GR4j dont une application sous excel développé par C.PERRIN et V.ANDRESIAN (2011) disponible sur le web

Pour le calage du modèle l'année hydrologique 1991-1992 a été choisie parce que les valeurs enregistrées (entrées-sorties) sont très proches des moyennes interannuelles d'une part et les valeurs de l'évapotranspiration ont été calculées pour cette année.

Nom du bassin	saida	
Superficie du bassin (km²)	176	
Paramètres modèle	Transf.	Réels
x1: Capacité rés. production (mm)	5,90	365,04
x2: Paramètre d'échange (mm)	0,30	0,30
x3: Capacité rés. routage (mm)	1,00	2,72
x4: Délai (jours)	0,35	1,92
Valeurs initiales		
Taux de remplissage initial S0/x1	0,00	
Taux de remplissage initial R0/x3	0,00	
Période		
Longueur de la période de mise en route (j)	365	
Durée de la période test (j)	4670	
Date de départ	24/09/1980	
Date de fin	13/10/1996	
Moyenne des pluies observées (mm/j)	0,729	
Moyenne des ETP observées (mm/j)	2,652	
Moyenne des débits observés (mm/j)	0,154	
Moyenne des racines des débits observés	0,276	
Moyenne des log des débits observés	-2,964	
Critères d'efficacité (%)		
Nash(Q)	14,6	
Nash(VQ)	16,4	
Nash(ln(Q))	-13,3	
Bilan	104,9	

Tableau 33 : Paramètres de calage GR4J.

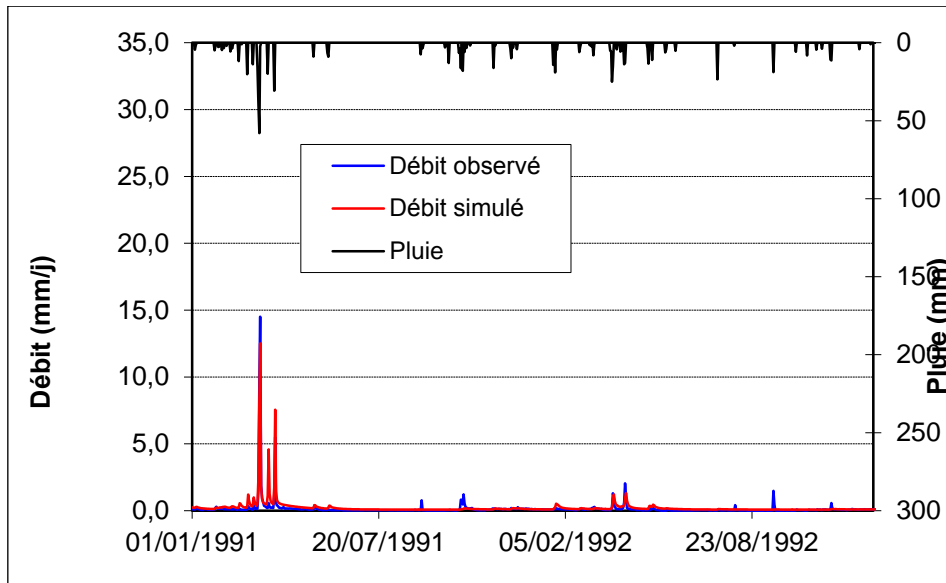


Figure 74 : Débit mesuré, débit calculé -calage du modèle- 1991-1992.

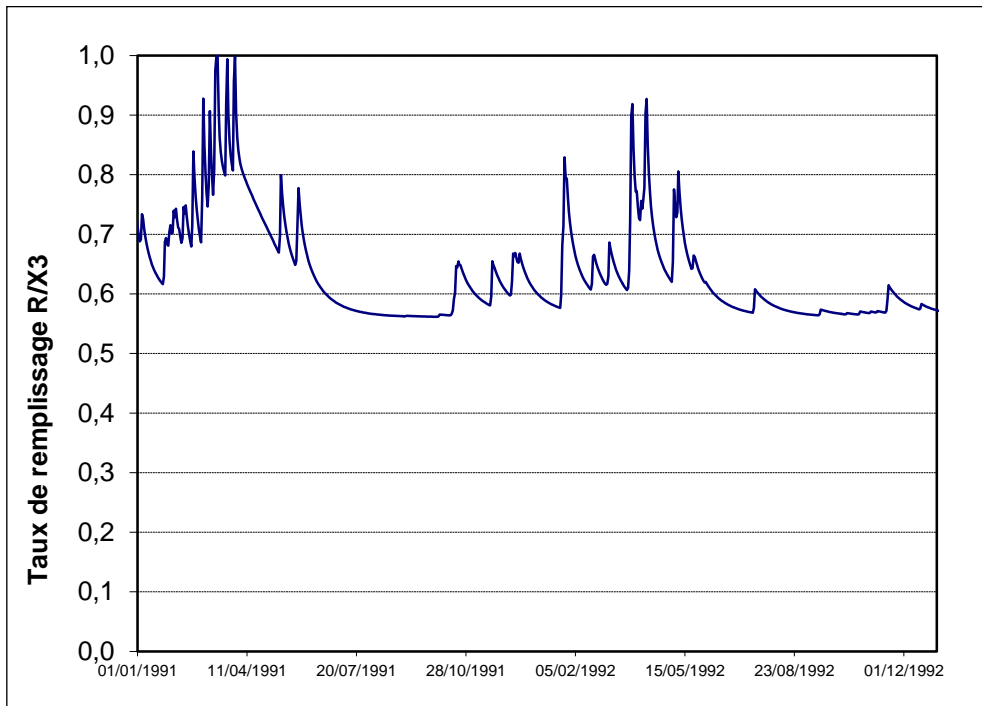


Figure 75 : Evolution de remplissage du réservoir de routage.

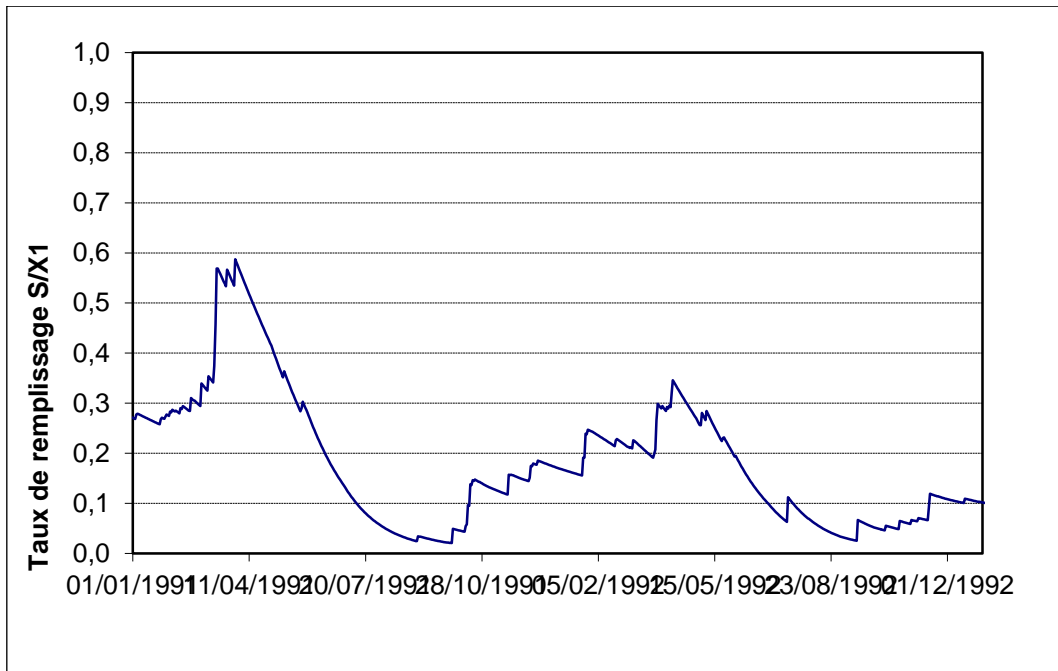


Figure 76 : Evolution de remplissage du réservoir de production.

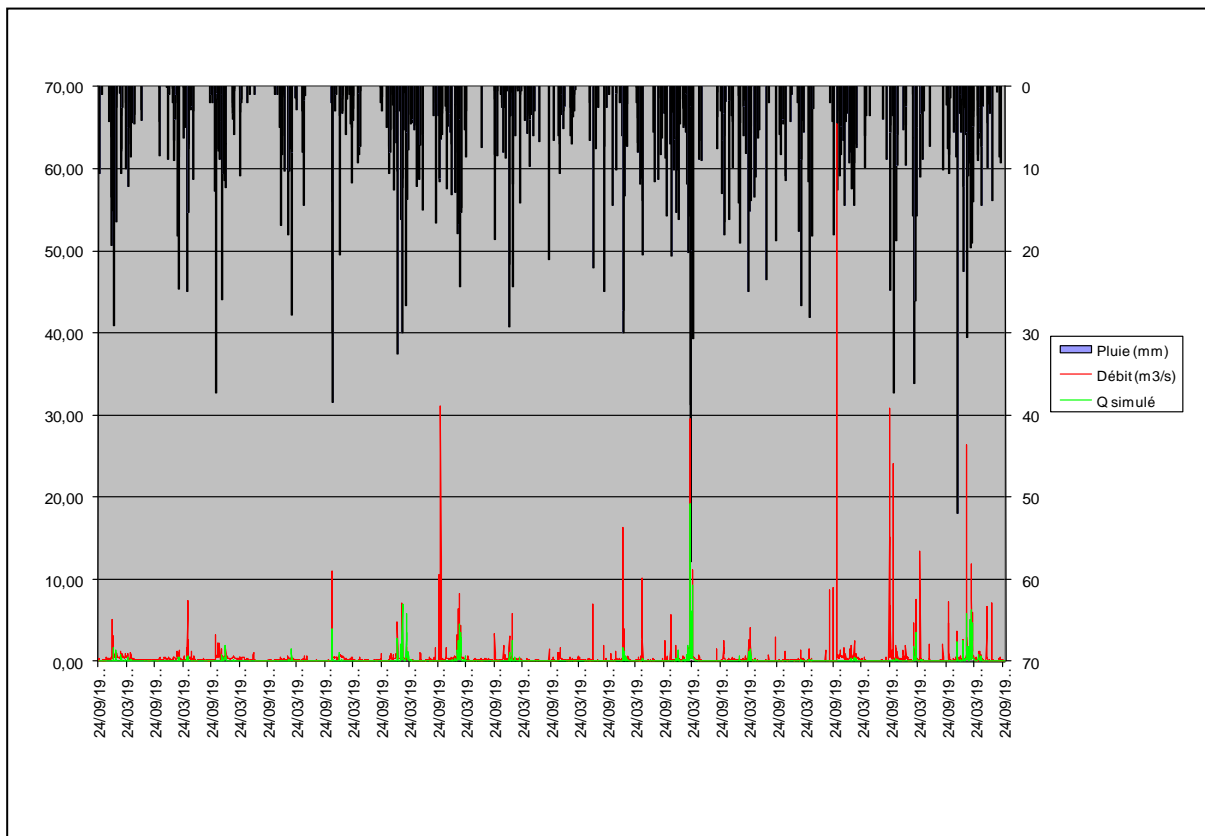


Figure 77: Hydrogrammes des chroniques des débits mesurés et simulés à l'endroit de PK50 (1984-1996).

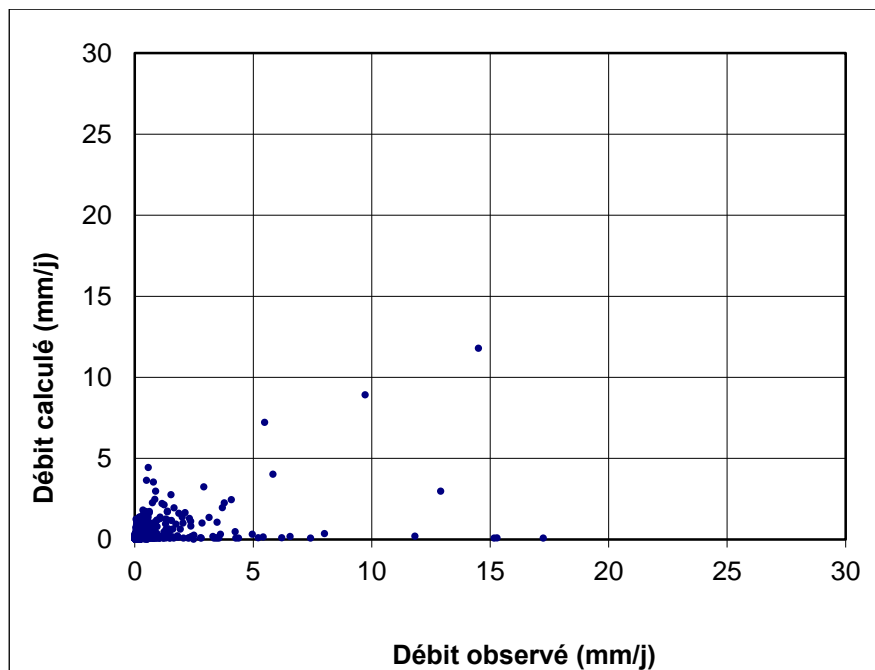


Figure 78: Comparaison débits observés -débits calculés PK50-1984-1996.

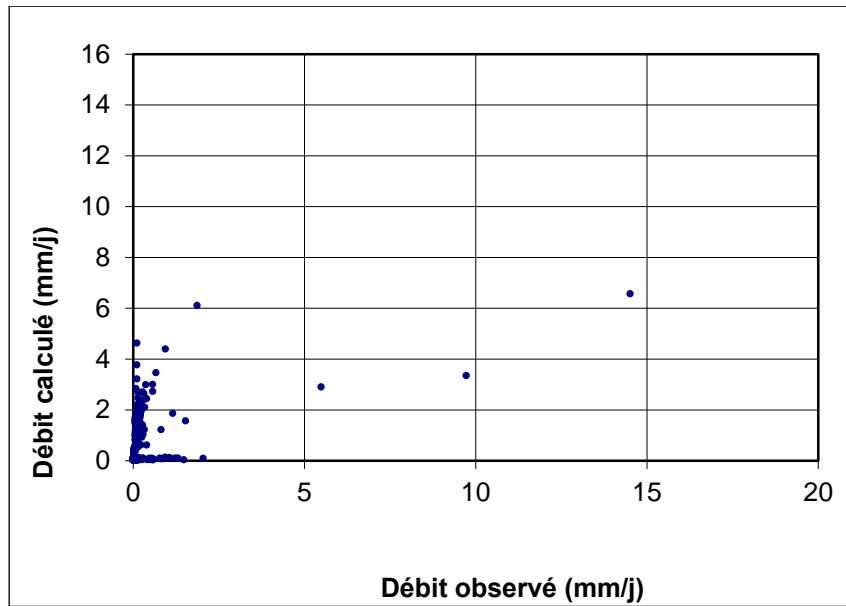


Figure 79: Comparaison débits observés -débits calculés PK50-1991-1992.

L'application du logiciel GR4J à la chronique des débits a permis de visualiser les chroniques des débits observés et simulés (hydrogrammes) et de les comparer (fig.79).

Les résultats sont moyens dans l'ensemble, les points ne sont pas assez dispersés autour de la première bissectrice. Pour certaines chroniques de débit plusieurs valeurs sont douteuses et/ou entachées d'erreurs de saisie, d'observations ou par d'autres facteurs tels que celui du pompage illicite et irrégulier à partir de l'oued par les riverains pour les besoins d'irrigation de parcelles agricoles situées le long de la vallée.

- **Conclusion**

L'analyse corrélatoire et spectrale a permis de mettre en évidence la structure de la totalité des chroniques d'entrée (pluie) et de sortie (débits). En effet, nous avons pu constater le déficit pluviométrique durant les décennies 1980 et 1990, conséquence d'une longue période de sécheresse qui a sévit dans tout l'ouest algérien. La faible quantité de données avec des séries discontinues et comportant des lacunes et/ou des valeurs douteuses a compliqué beaucoup l'interprétation. Les écoulements au niveau des deux stations représentent sensiblement les mêmes caractéristiques hydrologiques. Le système hydrogéologique étudié s'avère complexe et varié, système karstique plus développé et mieux structuré au niveau de Saïda est composite à Sidi Mimoun. Les résurgences (Aïn Zerga , , Soltane, Piscine Poirier , Tebouda , source Ronde Tifrit) et les pertes sont

nombreuses (gorges du vieux Saïda , Boukhors, , gouffres de O. Amira, Bir Hmam, Rhar Slouguia,...) . Les temps de réponses courts. Bien mal connu dans l'ensemble, ce type d'aquifère complexe doit être soumis à des investigations approfondies afin de bien comprendre les conditions de genèse de ses réseaux de drainage karstique.

Les systèmes hydrologiques du bassin des Monts de Saïda ont un effet mémoire traduisant la présence de réserves considérables. Les analyses ont montré aussi un comportement complexe des différents sous systèmes hydrologiques avec à la fois les caractéristiques : d'un système bien drainé (ruissellement de surface important) et d'un système inertiel, avec des réserves importantes.

Quant à la réponse à ces pluies, l'analyse corrélatrice et spectrale montre que le sous bassin de Saïda ne réagit pas de la même façon que celui de Sidi Mimoun. En effet l'oued Saïda représente bien l'exutoire d'un système hydrogéologique bien karstifié et bien drainé. L'information du signal pluie est bien restituée. Pour le bassin de l'oued Mimoun, avec une superficie plus importante, la réponse aux entrées pluie montre, qu'il s'agit d'un système où la partie Karstique n'est pas importante.

L'examen des ACS des cycles de la région permet de constater qu'il est possible de les diviser en deux catégories:

- la première correspondant à la période du 24/09/80 au 04/11/84), où il est mis en évidence un effet mémoire non négligeable donc avec un stockage et un écoulement souterrain.

- la deuxième allant de la fin du cycle précédent (05/11/84 au 13/10/96) qui correspondrait à un système sans effet mémoire où la quasi-totalité du débit mesuré provient d'un écoulement de surface.

Plusieurs facteurs peuvent être à l'origine de cette situation, ce qu'il devra être confirmé par des investigations plus poussées : la situation de sécheresse qu'a connue la région durant les décennies 1980-1995

la surexploitation des eaux souterraines particulièrement au niveau de la vallée de l'oued Saïda

la période de changement coïncide avec le déplacement de plusieurs carrières d'agrégats qui exploitaient les formations carbonatées situées aux environs immédiats de la ville de Saïda. L'extraction des roches se faisait au moyen d'explosifs ce qui pourrait colmater certaines fissures, en élargir d'autres et modifier ainsi l'écoulement des eaux souterraines.

Le modèle GR4J utilisé a permis de tester le modèle conceptuel malgré un faible nombre de données contenant des valeurs douteuses. Ce handicap majeur a présenté de nombreuses difficultés lors du calage du modèle.

CHAPITRE 2

TRAITEMENT DES DONNEES HYDROCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

Dès 1992, le Centre de Développement des Techniques Nucléaires a mis en œuvre l'approche hydrogéochimique pour caractériser l'aquifère des formations dolomitiques de Saida. Les questions relatives « *à l'aspect hydrochimique des eaux, la détermination des aires de recharge et de décharge ainsi que la mise en évidence des mélanges éventuels, des échanges avec l'encaissant et l'estimation du temps de séjour dans l'aquifère* » (CDTN, 1994) y sont traitées, assorties de recommandations pour élucider certains points moyennant un redéploiement de la stratégie d'échantillonnage.

Cet aspect de l'étude a été réalisé à partir de l'examen systématique des chimiogrammes et des diagrammes binaires des traceurs naturels de l'eau ainsi que par la recherche deux à deux des intercorrélations qui en expriment les liens mutuels. Les limites de ces techniques permettent difficilement d'appréhender certaines des questions soulevées dans toute leur complexité du fait que leur traitement partiel des données omet la recherche « *des liens de causalité entre les traceurs* » (Plagnes, 1997). Pour cette raison, nous proposons de remédier à cette défaillance méthodologique en réinterprétant les données via le recours à l'analyse multidimensionnelle sous sa version Analyse des Composantes Principales (ACP). Ainsi, en focalisant l'analyse sur la matrice des corrélations, toutes les relations qui existent entre les variables sont appréhendées dans l'espace des directions propres (vecteurs propres) et les données classées et synthétisées en combinaisons linéaires de variables (axes factoriels) à même de rendre compte de la structure du tableau des données.

Dans une seconde étape, nous avons procédé à la description et à l'interprétation de nouvelles données chimiques portant sur des échantillons collectés au cours de campagnes effectuées en 2007, 2008, 2009 et 2010.

2.1-Etat des connaissances

Cet état résulte de l'interprétation des résultats de l'analyse chimique et isotopique des échantillons des eaux de pluie, des eaux de surface (oueds) et des

eaux souterraines collectées et interprétées par la division hydrologie isotopique du CDTN dès 1992. Cette interprétation du CDTN nous a paru discutable et nous a conduits à la reprendre totalement grâce aux enseignements apportés par l'analyse multidimensionnelle.

Les données dont il s'agit résultent de l'analyse de prélèvements effectués au cours de quatre campagnes : octobre 1991; mai 1992; novembre 1992 et mai 1993 au cours desquelles 110 points d'eau échantillonnés à concurrence de 14 sources, une cinquantaine de puits et une quarantaine de forages. Les forages, surtout concentrés dans la vallée de Saïda, captent pour la plupart l'aquifère carbonaté du Jurassique. Les puits, souvent très proches des forages, de profondeur inférieure à 20 m, permettent de faire une comparaison entre les eaux des nappes profondes et superficielles. Certaines sont alimentées par les eaux profondes au travers des alluvions, les autres par les eaux des formations du Tertiaire ou du Quaternaire.

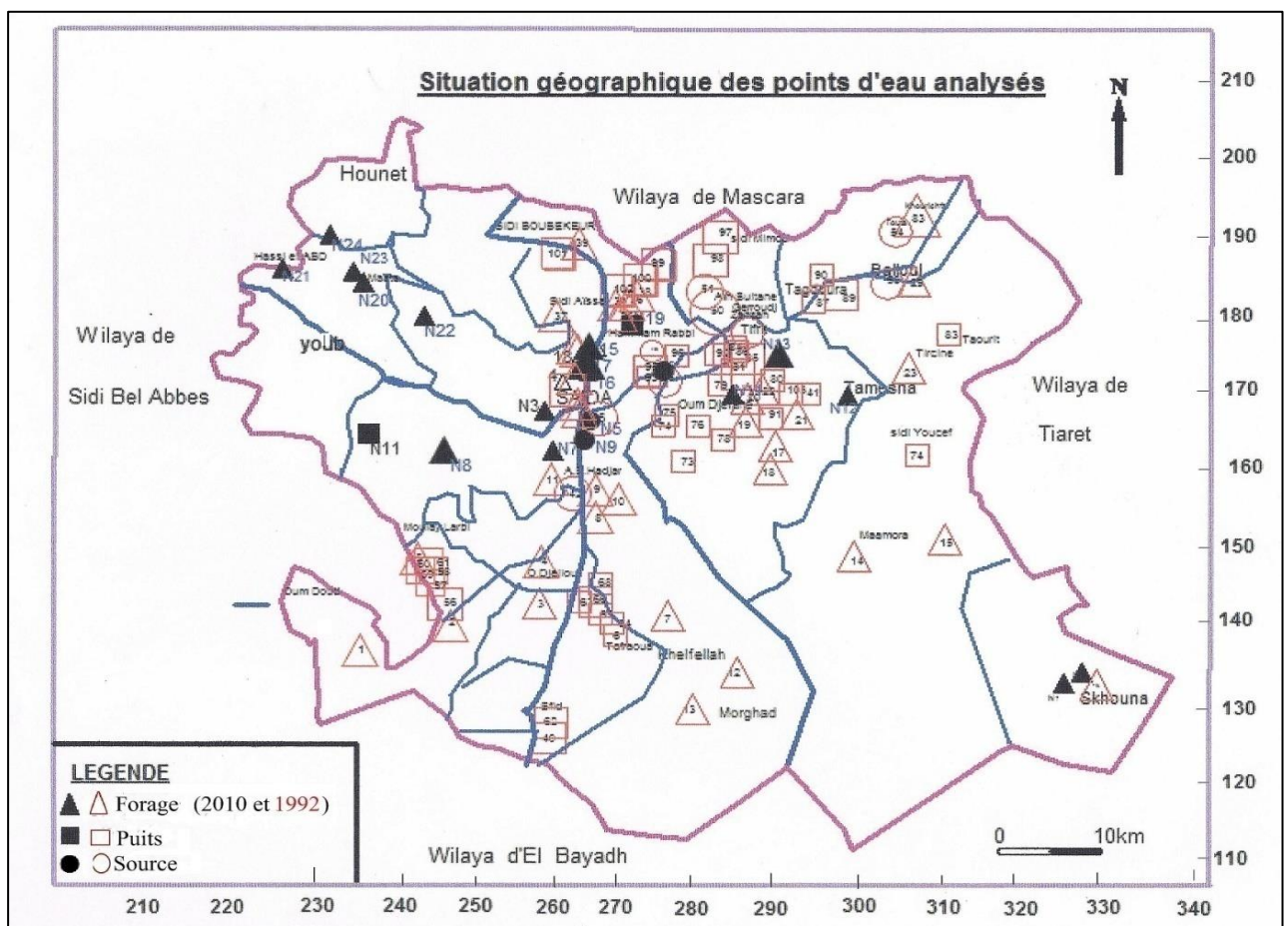


Figure 80 : Position géographique des points d'eau analysés (campagnes 2010 et 1992).

2.1.1- Caractéristiques hydrochimiques et isotopiques des précipitations

Les concentrations en Cl, SO₄ et Na (Tab. 33) organisent les stations pluviométriques selon les directions nord-sud et ouest-est. Dans cette configuration, la station d'Ain Zerga apparaît comme la station à partir de laquelle ces valeurs augmentent de part et d'autre ces deux directions. Cette distribution montre que l'origine de ces ions n'est pas seulement océanique.

Les teneurs en oxygène-18, en moyennes pondérées mensuelles et annuelles, sont peu variables d'une station à une autre. En revanche, les variations saisonnières sont importantes. Le classique effet d'altitude donne un gradient de -0.25% /100 m, dans la gamme de ceux observés (Bakalowicz, Blavoux et Mangin, 1974 ; Mudry, 1987) dans les régions méditerranéennes (-0.15 à -0.30% /100 m). La répartition des teneurs en ¹⁸O dans les pluies met en évidence des directions de décroissance similaires à celles observées pour les compositions chimiques. Les effets qui déterminent les teneurs en oxygène-18 des pluies sont donc la distance à la mer, l'effet d'altitude, la température et à un degré moindre l'exposition des stations, tous effets bien connus autour de la Méditerranée.

Pour cette période 1991-1993, les teneurs annuelles moyennes en tritium des pluies sont comprises entre 8.8 et 15.1 UT selon les stations, avec des teneurs mensuelles comprises entre 7.3 et 19.1 UT.

L'évolution saisonnière fait ressortir le classique pic de printemps et le minimum hivernal. Les variations spatiales sont complexes et différentes de celles observées pour la composition chimique et la teneur en ¹⁸O.

Stations	P (mm)	T °C	z (m)	pH	C μS/cm	Cl	SO ₄	Na	SO ₄ / Cl	Na/Cl	Na/ SO ₄	¹⁸ O ‰
Daoud	182.6	16.1	670	6.72	315.0	1.09	0.56	0.61	0.51	0.56	1.09	-5.08
PK50	191.5	18.4	605	7.10	492.0	1.23	0.78	0.89	0.63	0.72	1.14	-4.86
S.Mimoun	187.5	16.1	680	7.48	164.0	0.87	0.48	0.32	0.55	0.37	0.67	-4.51
Aïn Zerga	185.1	14.5	980	7.13	136.0	0.72	0.32	0.36	0.41	0.50	1.13	-5.63
Tamesna	335.5	13.7	1115	7.63	211.0	0.98	0.31	0.68	0.32	0.69	2.19	-5.88
Khelfellah	316.6	13.7	1125	7.36	206.0	0.85	0.50	0.53	0.59	0.62	1.06	-6.19

Tableau 34: Caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des précipitations par station (C.D.T.N, 1994).

2.1.2- Composition chimique et isotopique des eaux souterraines

-Description et interprétation sommaires des données physico-chimiques

En règle générale, les concentrations en éléments dissous augmentent entre les hautes

et les basses eaux, conformément à ce qui est observé dans les aquifères karstiques. Cet accroissement, bien montré par la conductivité, correspond à des concentrations plus fortes en sulfates et calcium de certaines eaux, ou en chlorure, sodium et magnésium pour d'autres. Dans les deux cas, compte tenu des fortes concentrations mesurées, ces éléments sont caractéristiques d'évaporites lessivées par certaines eaux souterraines. L'indice de saturation du gypse, toujours très inférieur à 0¹¹, montre que la participation d'eaux ayant été en contact prolongé avec des évaporites sulfatées reste dans l'ensemble minoritaire, sauf très localement. Toutefois cette sous-saturation peut aussi être due à un mélange d'eaux très minéralisées avec des eaux pauvres en sels d'évaporites. La température des eaux varie entre 10.4 à 44.7 °C avec une moyenne de l'ordre de 23.0°C pour les forages, 17.5°C pour les sources et 16.0°C pour les puits. Les températures inférieures ou égales à la température moyenne annuelle de l'air à Saïda (15.7°C), observées dans certains puits et sources, reflètent les conditions thermiques locales et les échanges éventuels avec les oueds. Les forages et les sources sont dans l'ensemble marqués par une participation d'eaux profondes thermales, ce qui n'est pas le cas des puits. Ainsi, ces eaux thermales, émergeant dans les secteurs de Hammam Rabbi et Sidi Aïssa, et Kerkab et Sidi Amar, présentent une température élevée entre 26 à 45°C.

Paramètres	Forages			Sources			Puits			Moy
	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	
T(°C)	18.1	44.7	24.2	16.8	19.5	17.98	13.5	23.2	16.3	19.35
pH	6.52	8.2	7.2	6.81	7.41	7.17	6.77	8.6	7.35	7.27
C (µS/cm)	273	2820	784	392	629	487	343	4800	1098	897
pCO ₂ (10 ⁻² atm)	0.15	9.6	2.44	0.76	5.8	2.08	0.06	6.5	1.34	1.85
Ca	4.0	116.2	40.7	8.0	32.1	18.6	6.0	32.1	18.6	39.7
Mg	12.2	138.8	65.0	49.6	80.0	61.8	17.3	637.2	94.1	78.8
Na	6.0	920.0	97.8	6.0	32.0	15.6	0.9	730.0	83.0	79.4
Cl	35.9	862.7	146.6	23.1	123.9	49.0	29.1	1371.0	207.0	162.9
SO ₄	51.8	1516.8	289.0	21.1	125.8	76.8	15.4	5041.9	392.6	311.0
HCO ₃	115.9	378.2	288.5	225.7	372.1	277.6	128.1	530.1	269.6	278.2
NO ₃	3.1	60.1	22.9	18.6	62.0	33.5	3.7	140.7	55.8	40.3
¹⁸ O	-8.4	-4.8	-6.7	-7.1	-5.7	-6.6	-7.6	-2.3	-6.3	-6.5
³ H	0	15.1	7.6	0	17.8	8.9	0	25.4	12.7	9.7

Tableau 35: Principales teneurs en éléments chimiques (concentrations en mg/l) et isotopiques pour les échantillons recueillis pendant le mois de mai 1992 – (CDTN, 1994)

¹¹A l'exception des eaux des forages de Sidi Aïssa et Kerkab qui deviennent saturées en novembre

Paramètres	Forages			Sources			Puits			Moy
	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	
T(°C)	16	44	22.9	14.3	19	17.04	10.4	19.5	15.69	18.42
pH	6.94	7.8	7.32	6.97	7.56	7.35	6.96	8.06	7.5	7.41
C (μS/cm)	446	4500	1238	328	1031	721	383	7680	1608	1340
pCO ₂ (10 ⁻² atm)	0.3	2.9	1.11	0.51	2.8	1.18	0.12	2.23	0.76	0.95
Ca	12.0	292.6	49.5	12.0	62.1	35.7	8.0	314.6	66.7	54.1
Mg	42.5	111.8	69.3	32.8	77.8	62.4	20.7	736.7	92.0	79.4
Na	9.2	556.6	75.0	9.2	57.5	22.5	4.6	418.6	87.6	73.6
Cl	32.0	852.0	157.6	32.0	134.9	47.6	28.4	1356.1	213.0	168.6
SO ₄	9.6	1099.2	153.1	14.4	62.4	39.8	9.6	1953.6	184.8	152.2
HCO ₃	73.2	402.6	245.2	128.1	451.4	276.9	79.3	494.1	255.6	255.0
NO ₃	5.6	74.4	27.9	18.6	71.3	38.4	6.2	607.6	93.6	151.9
¹⁸ O	-8.6	-6.8	-7.6	-7.9	-6.3	-7.3	-7.9	-6.0	-7.0	-7.3
³ H	0	23.9	11.9	2.0	25.9	12.9	1.1	36	18.5	14.4

Tableau 36: Principales teneurs en éléments chimiques (concentrations en mg/l) et isotopiques pour les échantillons recueillis pendant le mois de novembre 92. (CDTN, 1994)

2.2- Description et réinterprétation sommaire des données du système calco-carbonique

Le faciès chimique de toutes les eaux, issues de calcaires et de dolomies, est naturellement carbonaté calcique et souvent magnésien. Mais il est souvent plus complexe à cause d'une contribution évaporitique sulfatée calcique et/ou chlorurée sodique. Le système chimique calco-carbonique est donc un informateur privilégié, à condition de considérer non seulement les variables mesurées ou analysées (pH, Ca, Mg, HCO₃), mais également celles fournies par le calcul : la pression partielle en CO₂, pCO₂, et les indices de saturation de la calcite, Sic, et de la dolomite, Sld (Bakalowicz, 1994).

Le pH moyen (7.4), identique pour toutes les familles d'eaux, dans la gamme 6.52 – 8.6, est classique pour des eaux de terrains carbonatés. Il rend compte de la relation entre le CO₂ dissous à une pCO₂ donnée, l'eau et la roche, cela en fonction du temps de contact et/ou de la présence de l'atmosphère externe susceptible de provoquer un dégazage (Bakalowicz, 1994). Les valeurs supérieures à 8.0 correspondent à des eaux dégazées, issues notamment de puits largement ouverts ou d'écoulements de surface. Les valeurs les plus faibles correspondent à des pCO₂ élevées.

Le pH des eaux des puits est légèrement supérieur à celui des forages et sources qui sont proches, du fait du dégazage du CO₂ dissous. Les eaux de certains forages présentent des pH <7.0, auxquels correspondent des pCO₂ pouvant atteindre environ 0.1 atm. Or, les pCO₂

calculées présentent une très large distribution, entre 0.06 et $9.6 \cdot 10^{-2}$ atm, c'est-à-dire depuis des valeurs à peine supérieures à celle de l'atmosphère jusqu'à des valeurs très largement supérieures à celles habituellement rencontrées dans les sols¹² et les eaux souterraines. Cela signifie que les eaux de l'aquifère carbonaté sont localement très enrichies en CO_2 . La comparaison entre les deux campagnes de 1992 montre un appauvrissement en CO_2 généralisé, très net en basses eaux (Tab.35). De toute évidence, la recharge a favorisé les apports de CO_2 dans la zone noyée, clairement identifiable par les pCO_2 largement supérieures à $3 \cdot 10^{-2}$ atm. Mais y a-t-il du CO_2 d'origine profonde et lié au thermalisme ?

Le carbone minéral total dissous (CMTD), somme des concentrations en HCO_3^- et CO_2 hydraté¹³, est compris entre 2.16 à 10.22 mmoles/l, autour de 5.0 en moyenne. Les sources, intégrant l'ensemble des écoulements dans un aquifère, présentent une dispersion moindre des concentrations en CMTD que les puits et les forages. Celles des puits, très dispersées, sont dans l'ensemble plus faibles que celles des forages, certainement du fait de la précipitation de carbonate de calcium dans certains puits par dégazage du CO_2 . Les valeurs maximales, associées aux plus fortes concentrations en NO_3 , sont la conséquence de pollutions.

L'indice de saturation¹⁴ de la calcite, Isc , indique si un dégazage de CO_2 s'est produit ($\text{Isc} > 0$), donc si l'eau souterraine est en relation avec une phase gazeuse, ou bien si le temps de contact de l'eau souterraine avec la roche carbonatée a été très court ($\text{Isc} < 0$). Un $\text{Isc} = 0$ signifie que le temps de séjour de l'eau au contact du calcaire a été d'au moins quelques semaines, et que l'eau est restée confinée dans la zone noyée, sans écoulement à surface libre.

Tous les points d'eaux de la campagne de mai présentent des $\text{Sic} \leq 0$, à l'exception des

¹²Les sols fournissent habituellement aux eaux souterraines des pCO_2 de l'ordre de 1 à $3 \cdot 10^{-2}$ atm au maximum.

¹³les ions CO_3^{2-} étant négligeables à ces pH inférieurs à 8.3.

¹⁴Les indices de saturation indiquent si l'eau a été en contact suffisamment longtemps avec un minéral abondant ($\text{IS} \leq 0$) pour le dissoudre. Lorsque les indices de saturation sont positifs ($\text{IS} > 0$), ils indiquent que l'eau a subi un changement important au cours de son parcours, dégazage du CO_2 dissous pour les minéraux carbonatés, abaissement de température ou apport d'un ion commun pour les autres. Par conséquent les indices de saturation sont des informateurs des conditions d'écoulement des eaux souterraines (Bakalowicz, 1994).

eaux sursaturées du forage SNMC (n° 18). En novembre seuls cinq forages ont des $ISc < 0$; pour tous les autres, $ISc \geq 0$. De même, en hautes eaux la plupart des sources ont des $Sic < 0$; en fin de basses eaux, la plupart ont des $ISc > 0$. En mai, les eaux des puits ont des $ISc \leq 0$. Cette évolution générale traduit une tendance, après la saison de recharge, au dégazage du CO_2 des eaux souterraines, favorisant la précipitation de calcite.

L'indice de saturation de la dolomite, ISd , indique si l'eau peut encore dissoudre de la dolomite ($ISd < 0$). Contrairement à ISc , $ISd > 0$ n'indique pas la possibilité de précipitation de dolomite, mais témoigne d'une précipitation de calcite, produisant un enrichissement relatif de la solution en Mg. En mai comme en fin d'été, la plupart des forages sont sous-saturés ou saturés ($ISd \leq 0$), de même que les eaux des sources.

Cependant, une évolution générale de la sous-saturation vers la saturation, parfois même la sursaturation, indique une tendance, au cours de l'été, au dégazage du CO_2 et à la précipitation de calcite dans l'aquifère ou dans les puits. Cette tendance confirme celle indiquée par ISc . L'indice de saturation du gypse, ISg , est toujours très inférieur à 0, à l'exception des eaux des forages de Sidi Aissa et Kerkab qui deviennent saturées en novembre. Ceci montre que la participation d'eaux ayant été en contact avec des évaporites sulfatées reste dans l'ensemble minoritaire, sauf très localement.

2.3- Description et interprétation des données des forages au moyen des analyses multidimensionnelles

Pour tirer le meilleur parti des données chimiques recueillies aux exutoires et dans les forages, afin de caractériser la structure et le fonctionnement des aquifères étudiés, l'analyse en composantes principales (ACP) a été utilisée (Bakalowicz, 1994). L'ACP est un moyen de condenser un nombre important de données de façon à regrouper les paramètres dont les variations sont liées les unes aux autres, en fonction de facteurs expliquant ces regroupements. La recherche de la signification de ces facteurs conduit à proposer des hypothèses sur les causes de variations, spatiales et/ou temporelles, des variables étudiées. L'examen de l'espace des variables permet de visualiser les relations existant entre les variables et les facteurs structurant l'ensemble des données. L'espace des échantillons permet d'analyser les relations entre les points par rapport à ces mêmes facteurs. Ainsi les

facteurs responsables des variations du chimisme des eaux étudiées peuvent être identifiés et leur rôle peut être quantifié.

L'analyse a porté sur un tableau de 15 variables et 36 échantillons de forages, correspondant à la campagne de mai 1992. L'objectif de cette analyse est de rechercher comment les caractéristiques des eaux thermales d'origine profonde s'intègrent dans les systèmes hydrogéologiques étudiés.

Les variables prises en considération sont : la température T et la conductivité C, corrélée à la minéralisation de l'eau ; les concentrations en composés dissous majeurs et mineurs (Ca, Mg, Na, K, HCO₃, SO₄, Cl, NO₃, SiO₂) ; les paramètres du système calco-carbonique, pCO₂ et indices de saturation de la calcite, ISc, de la dolomite, ISd ; l'indice de saturation du gypse, ISg.

L'ensemble est faiblement structuré. En effet, les trois facteurs principaux F1, F2 et F3 expriment respectivement 27, 21 et 11% de la variance totale, soit au total à peine 60%. Dans l'espace des variables, l'axe F1 est déterminé par Slc, Sld, Slg et Ca opposés à C, Cl et plus faiblement Mg ; l'axe F2, par pCO₂, Na, Cl et C ; l'axe F3, assez mal défini par pCO₂, SiO₂, HCO₃ et T, opposés à Na, K, Cl et Sld (Fig. 81,82).

La température n'est pas un caractère propre à l'un des facteurs, car elle est portée à peu près également par les trois. Ceci prouve que le thermalisme s'exprime au travers de facteurs multiples, associé à des histoires géochimiques différentes selon les lieux de l'aquifère. Cette caractéristique peut être la conséquence d'un compartimentage géologique de l'aquifère, en horsts et grabens, comme cela a été déjà constaté dans l'aquifère karstique thermal de Hammam (Constantine) [Djebar & al, 2004]. Elle peut également être due à un fort gradient thermique régional affectant plus ou moins tous les écoulements souterrains.

Dans l'espace des échantillons, l'axe F1 oppose dans la continuité de l'ensemble, le groupe A au groupe B (Fig.82, 83). L'axe F2 est clairement déterminé par le site 23 (Tircine), opposé à tous les autres. L'axe F3 oppose faiblement le groupe D au groupe C. Le groupe A constitue donc un ensemble de sites caractérisés par des concentrations en calcium et des indices de saturation élevés; les concentrations en sulfates ne contribuent pas à ce facteur. Le groupe B présente les caractères opposés. Mg et NO₃, trop éloignés du cercle de corrélation, ne contribuent pas à la détermination de F1, donc à la distinction entre ces deux groupes.

L'axe F2 opposant Tircine (23) à toutes les autres eaux caractérise une eau riche en Na et Cl, donc à conductivité élevée, et à forte pCO₂. Ceci conduit à considérer que Tircine est une eau majoritairement profonde, qui a lessivé des évaporites et s'est enrichie en CO₂. Il existe en fait d'autres eaux qui présentent des caractères comparables, mais nettement moins concentrées en Na et Cl : Redjem (15), Sidi Gacem (28), Rebahia F27 (29) et Sidi Mimoun P 47 (97).

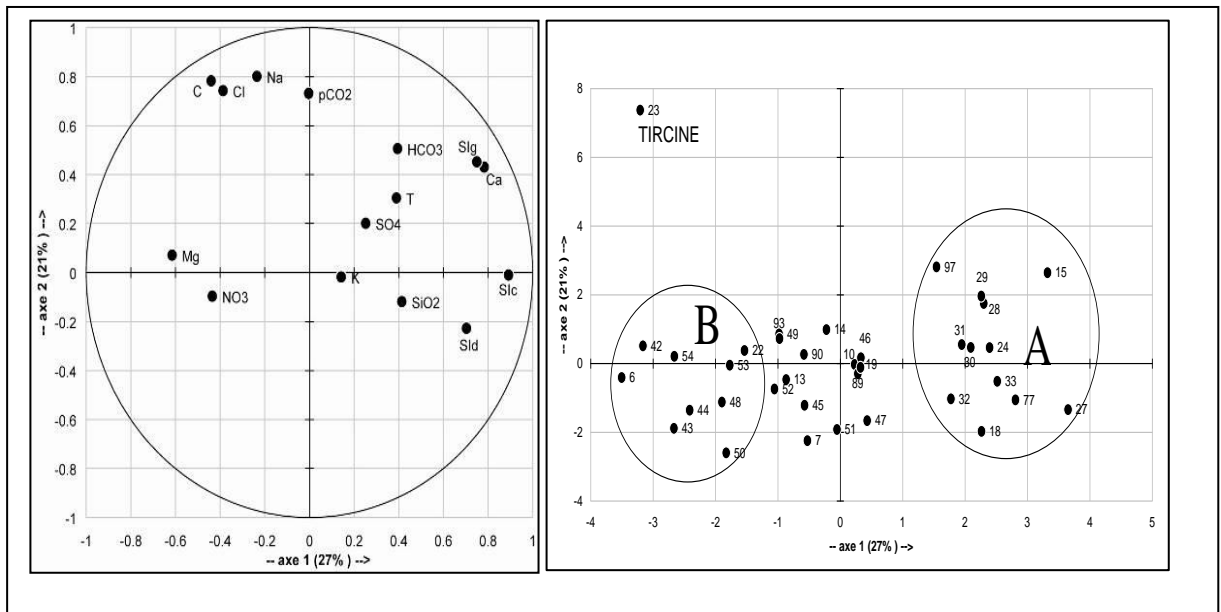


Figure 81: ACP de la campagne de mai 1992 pour les forages. Plan principal F1-F2 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).

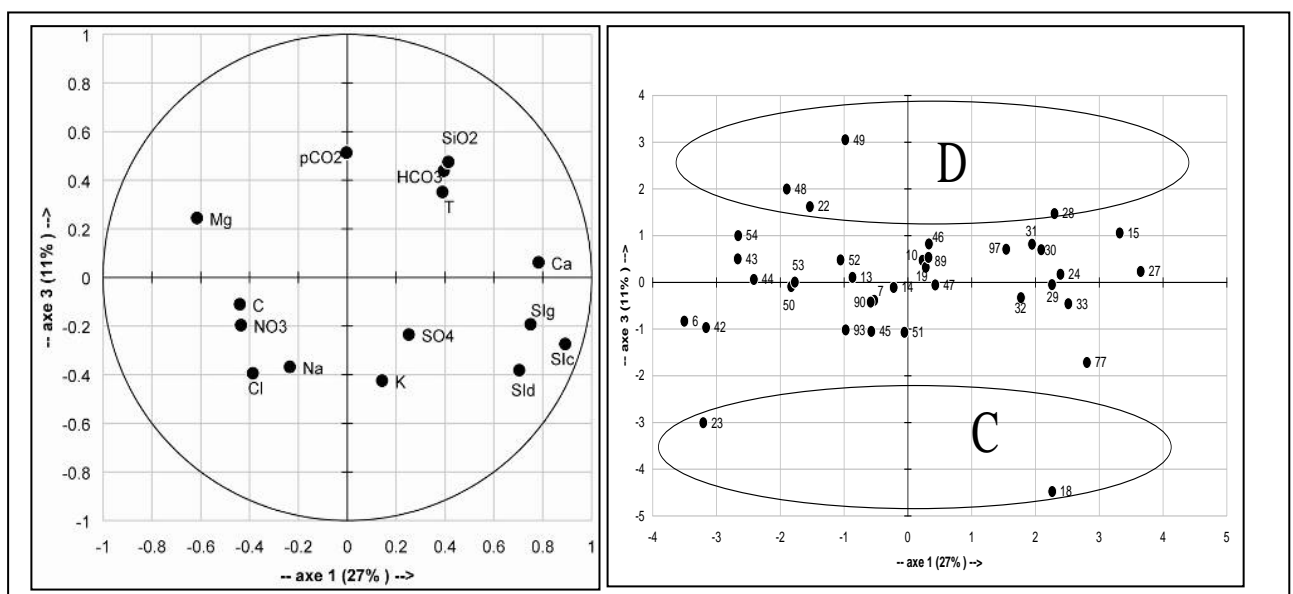


Figure 82: ACP de la campagne de mai 1992 pour les forages. Plan principal F1-F3 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).

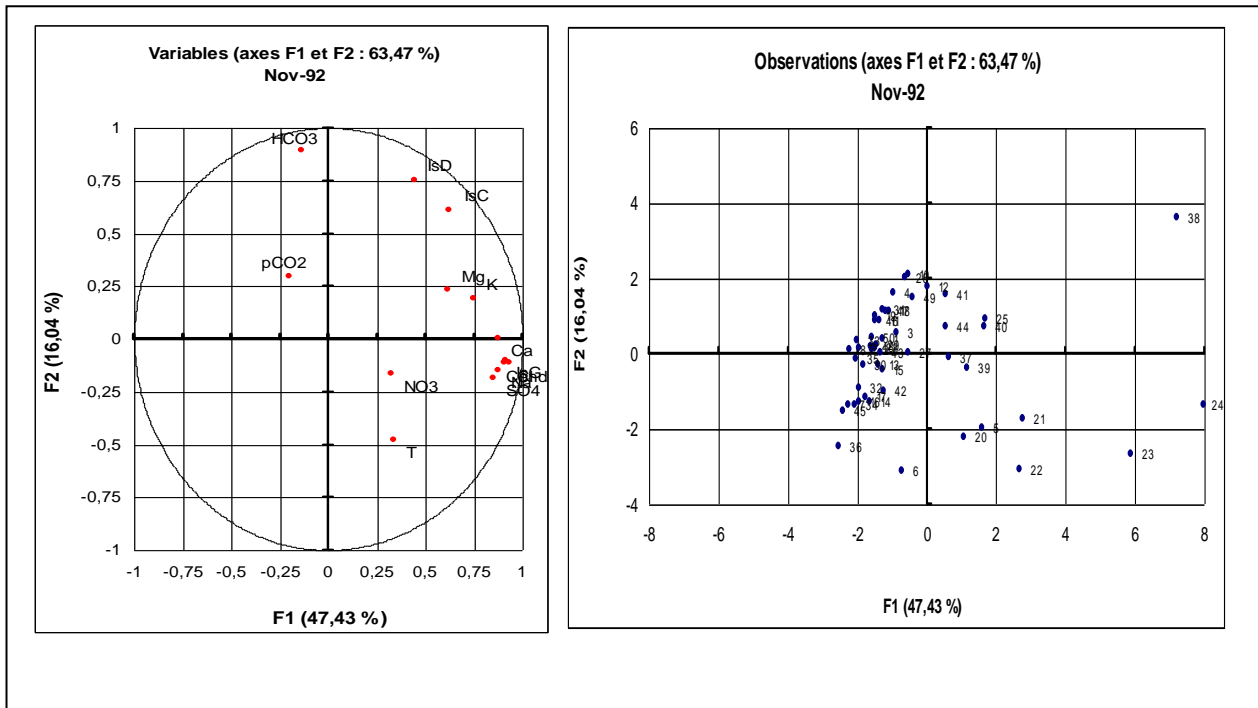


Figure 83: ACP de la campagne de novembre 1992. Plan principal F1-F2 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).

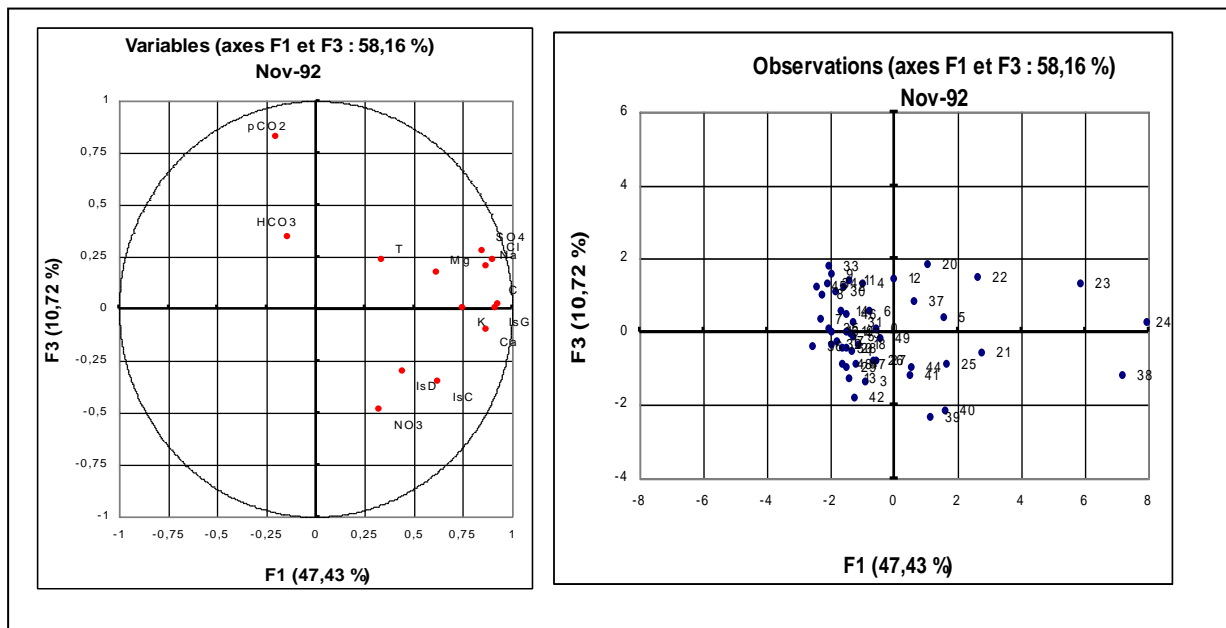


Figure 84: ACP de la campagne de novembre 1992. Plan principal F1-F3 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).

Aucune organisation géographique, ni géologique n'apparaît dans les groupes ainsi définis. Ils s'enchevêtrent et couvrent tout l'espace étudié. Cette analyse montre qu'il existe à la fois une forte hétérogénéité spatiale et une faible structuration des données chimiques.

Cette situation peut être due à un compartimentage de l'aquifère carbonaté, conséquence soit de la structure en grabens et horsts, soit d'une organisation particulière du drainage karstique. L'analyse des autres campagnes donne des résultats comparables, montrant que cet échantillonnage de mai 1992 est bien représentatif du chimisme des forages. Il aurait fallu disposer de données supplémentaires, comme les caractéristiques des forages (profondeur, débit pompé), pour déterminer les causes de ces associations.

De même, la distribution du CO₂ ne semble pas être structurée par la géologie. La pCO₂ est portée par le facteur F2, auquel le forage de Tircine (23) contribue très fortement, en sorte qu'il est opposé à tous les autres forages. D'autres forages (15, 29, 97) sont également marqués par des pCO₂ élevées, supérieures à 10 10⁻² atm. Ils sont localisés en majorité entre Saïda et Sidi Mimoun (Figure 81), là où existe le plus grand nombre de forages. Ces pCO₂ très élevées ont dû contribuer à une karstification développée dans la zone noyée de l'aquifère, localisée dans des zones favorables aux venues de CO₂ profond.

2.4- Composition isotopique des eaux souterraines

2.4.1-Composition isotopique en oxygène 18 des eaux souterraines

Les teneurs en ¹⁸O varient d'une saison à l'autre, avec des eaux plus appauvries en novembre, en fin d'étiage, qu'en mai (Tableau 37) ; mais pour un même point d'eau la variation reste faible. Les eaux des forages sont plus pauvres, en moyenne -6.7 à -7.6% respectivement en mai et novembre, que celles des puits, en moyenne -6.3 à -7.0%. Pour la majorité des eaux, la variation est inférieure à 1%, ce qui traduit une certaine homogénéisation des eaux dans l'aquifère. Cependant, la littérature montre que, dans les aquifères karstiques, les variations de teneurs en ¹⁸O sont souvent de cet ordre de grandeur [10, 12, 19, 21, 26, 29].

Les altitudes de recharge ont été évaluées à partir de l'altitude des sources et du gradient d'altitude de ¹⁸O des précipitations dans cette région, soit -0.25% par 100 m. Les altitudes calculées sont compatibles avec la situation géologique et géographique des sources, sauf pour deux d'entre elles, Aïn Skhouna et les thermes de Hammam Rabbi. Pour la première, l'altitude de recharge est celle de la source ; pour la seconde, elle est nettement inférieure : ces eaux sont donc enrichies en ¹⁸O par rapport à la recharge actuelle. Or ces deux sources, particulièrement Hammam Rabbi, présentent un très net

thermalisme. Certains forages (Ouled Djelloul 4, Sidi Aïssa 37, Kerkab 38) et puits (94, 102 et 103) présentent également ce même enrichissement. Il a été montré (Fritz et Fontes, 2003) que des eaux thermales subissent un enrichissement isotopique en ^{18}O dans l'aquifère, du fait des interactions eau – roche à des températures égales ou supérieures à 80-100°C. *L'enrichissement isotopique constaté dans certaines eaux souterraines de la région de Saïda est interprété comme la conséquence de la contribution d'eaux à température élevée, d'au moins 80°C, circulant soit très profondément, soit dans une zone à fort gradient géothermique.* C'est pourquoi les géothermomètres silice et (Na + K) ont été appliqués aux sources et forages thermaux principaux. Le géothermomètre (Na + K + Ca) n'a pas été appliqué, du fait que la formation aquifère, majoritairement carbonatée, fournit Ca en abondance et que le CO_2 profond joue un rôle notable dans sa mise en solution. Les températures diffèrent peu entre les deux géothermomètres ; les moyennes, entre 75 et 110°C, sont bien conformes à ce que laisse prévoir l'enrichissement de ces eaux en ^{18}O . Dans le cas d'un gradient géothermique normal, ces températures correspondent à des profondeurs de circulation de l'ordre de 2000 à 3000 m, compatibles avec l'épaisseur connue des séries sédimentaires et le rejet des failles des grabens.

2.4.2- Teneurs en tritium dans les eaux souterraines

Généralement les forages présentent des valeurs nulles ou très faibles et les puits les valeurs les plus fortes. Dans l'ensemble les teneurs en tritium sont plus élevées en octobre qu'en mai. Trois groupes peuvent être distingués :

- Eaux récentes à teneurs supérieures à 14 UT, essentiellement des puits et quelques sources.
- Eaux anciennes à teneurs inférieures à 4 UT, essentiellement des forages et deux sources (42 et 54). Elles proviennent de recharges anciennes à très anciennes.

Eaux à teneurs comprises entre 4 et 14 UT. Elles correspondent soit à des recharges d'âge intermédiaire, soit à un mélange entre les pôles récent et ancien. Le fait que de nombreux puits captant les formations superficielles appartiennent à cette catégorie plaide en faveur de mélanges.

Les différences observées entre la fin de la recharge et la fin de l'étiage, variant entre 3 et 8 UT, rendent compte des variations des proportions d'eaux anciennes en fonction des

apports par la recharge et de leur distribution dans l'aquifère. Dans l'ensemble, les puits sont plus sensibles à ces variations que les sources et les forages, car soumis à la recharge directe des formations récentes.

2.4.3- Composition isotopique en carbone-13 et carbone-14 des eaux souterraines

Les analyses de carbone-13 et carbone-14 ont porté sur le CMTD préalablement précipité. Leur intérêt réside dans la possibilité de déterminer les différentes sources de carbone minéral entrant en jeu. Les teneurs en ^{13}C varient dans une large gamme entre -12.2 à -3.0‰ vs PDB.

Les quatre échantillons à teneurs supérieures à -5.3‰ proviennent des sources et forages thermaux artésiens de Kerkab, Sidi Amar, Ain Skhoua et Hammam Rabbi thermes. *Les teneurs en ^{13}C des eaux souterraines de la région sont donc comprises entre un pôle de carbone pédologique, vers -12‰ PDB et un pôle de carbone géologique, provenant soit d'un échange avec la roche ou de décarbonatation (0‰), soit de CO_2 d'origine mantellique (vers -3‰).*

Les activités en ^{14}C de ces eaux sont toutes inférieures à 92% pmc, la plupart ayant une activité inférieure à 70% pmc, inférieure même à 50% pmc pour la moitié d'entre elles. Les teneurs en ^{13}C et en ^{14}C ne sont pas corrélées au CMTD ($r=0.14$, $n=30$), mais sont fortement corrélées entre elles ($r=0.76$). Cette corrélation est significative d'un enrichissement des eaux souterraines en « carbone mort », par échanges entre le CMTD et la roche carbonatée [R. Gonfiantini, G. M. Zuppi, 2003]. Malheureusement, les données disponibles sont insuffisantes pour estimer l'âge de ces eaux par la méthode proposée par ces auteurs, ainsi que le rapport entre la surface des vides ouverts exposés à l'échange eau – roche et le volume d'eau souterraine [M. Bakalowicz, 2004].

2.4.4- Discussion et conclusion

La recharge concentrée au contact imperméable – carbonates indique un fonctionnement karstique dans les zones de recharge. En revanche dans les zones de décharge, il semble que ce ne soit pas le cas, car les sources sont nombreuses et dispersées dans le graben de Saïda où l'aquifère carbonaté est en charge sous les formations plus récentes ; les quatre principales sources débitent environ 30% de l'écoulement souterrain total.

La structure géologique régionale en horsts et grabens, affectée par une tectonique récente, favorise la présence de discontinuités et le compartimentage de la formation carbonatée aquifère. Ceci peut expliquer en partie la multiplication des points de décharge de l'aquifère. Mais surtout la karstification n'a pas pu organiser dans la zone noyée un réseau de drainage achevé, aboutissant à un exutoire unique, parce que les flux d'eau mis en jeu sont limités sous ce climat semi-aride, ce qui nécessite une longue durée de fonctionnement pour mettre en place un drainage karstique.

Les données physico-chimiques et isotopiques montrent très clairement l'existence d'une composante thermique, de température relativement élevée en profondeur (80- 100°C), ainsi qu'un flux général de CO₂ d'origine profonde. Cependant ce flux de CO₂ profond n'est pas clairement associé au thermalisme, probablement parce que les venues carbo-gazeuses sont plus localisées que le flux de chaleur et d'eaux chaudes. Ces eaux thermales proviennent d'une recharge ancienne, comme en témoignent l'absence de tritium et les faibles activités en carbone-14. Il n'est pas possible de dater cette recharge ancienne, ni de la caractériser climatiquement, parce que les échanges eau – roche, facilités à la fois par les températures élevées et l'abondance du CO₂ profond, ont perturbé les signaux isotopiques.

Cette composante thermique carbo-gazeuse est nécessairement à l'origine du développement de drainages karstiques dans la zone noyée, créés par les flux ascendants d'eau et de CO₂. Certains forages, dont ceux de la région de Tircine, au nord-est, bien marqués par le CO₂ profond, ont effectivement recoupé en profondeur des cavités, provoquant des pertes de boue. Ces circulations profondes hydrothermales, avec apports de CO₂ profond, ont donc favorisé des karstifications très localisées dans les zones les plus favorables à la remontée de ces eaux carbo-gazeuses chaudes. Ce sont elles qui ont privilégié la localisation des sources. Cette karstification particulière, hydrothermale, décrite dans différentes régions du monde (Bakalowicz,1986; Bakalowicz, Ford, Miller, Palmer, Palmer, 1994;Klimchouk, Ford,2000), peut alors s'interconnecter avec les karstifications classiques à proximité de la surface, comme cela a été décrit plus à l'est dans la région de Constantine (Djebbar & al,2004).

À côté de la composante de recharge ancienne liée au thermalisme existe une recharge actuelle, assurée par l'infiltration directe sur les affleurements carbonatés et les pertes karstiques absorbant les écoulements superficiels. C'est elle qui est responsable de la variabilité des débits, de la piézométrie et de la qualité de l'eau. Comme elle modifie la

charge dans la zone noyée en fonction des saisons, elle modifie les conditions d'émergence des eaux thermales et du CO₂ profond, comme le montre l'analyse des campagnes saisonnières des années 1991 et 1992. Par conséquent les proportions de mélange des deux composantes sont soumises non seulement aux conditions climatiques, mais également à la distribution des structures d'écoulement karstique, que ce soit celles mises en place classiquement depuis la surface, ou celles créées par les écoulements thermaux chargés de CO₂ profond.

L'aquifère karstique de Saïda présente donc une organisation complexe, où les écoulements ont créé des conduits et des vides commandés depuis la surface ou depuis la profondeur, selon les cas. Ces réseaux de conduits s'interconnectent en partie. Quand ils sont recoupés par les forages, ils permettent des débits d'exploitation intéressants, mais qui peuvent rapidement contribuer à une surexploitation locale, sinon même régionale, de l'aquifère. Outre l'abaissement des niveaux de charge dans l'aquifère et le tarissement des sources, les prélèvements excessifs peuvent rapidement conduire à accroître localement la part d'eaux thermales, dont certaines peuvent alors posséder des caractéristiques géochimiques (richesse en sels d'évaporites, observée à certains forages) les rendant impropres à la consommation humaine, ou même à l'irrigation, comme cela a été constaté en Espagne (Ceron-Garcia, Pulido Bosch, 1993).

Ces structures karstiques mêlent des eaux profondes, anciennes, de bonne qualité chimique, à des eaux superficielles, très récentes, parfois marquées par des pollutions d'origine agricole ou domestique comme en témoignent les concentrations élevées en nitrates. Ces pollutions sont la conséquence de la vulnérabilité des affleurements carbonatés et de l'absence de mesures de protection de la ressource.

Les connaissances insuffisantes des caractéristiques et du fonctionnement de ce vaste aquifère n'ont pas permis la mise en place de pratiques d'exploitation et d'aménagement du territoire qui permettent la gestion durable de cette ressource en eau essentielle à l'activité économique régionale. La dégradation de cette ressource en quantité et en qualité, depuis une vingtaine d'années, est maintenant un fait avéré. La prise en compte des résultats de cette étude, complétée par l'analyse de la vulnérabilité de l'aquifère, devrait permettre d'établir des scénarios de gestion et de protection de la ressource.

Cependant il est clair que les données disponibles sont notablement insuffisantes, notamment pour l'évaluation de la ressource et de la réserve, puisque aucun bilan hydrologique sérieux ne peut être proposé. Un réseau de mesures hydrologiques sur les sources et certains forages paraît indispensable, sous peine de devoir constater une surexploitation très rapide de cette ressource, associée à une profonde altération de sa qualité.

2.5- Description et interprétation des données physico-chimiques de 2010

Les données à la base de cette caractérisation sont issues des campagnes de prélèvements effectuées par la Direction de l'hydraulique de la wilaya de Saïda au cours des années 2007, 2008, 2009 et 2010.

2.5.1- Matériels et méthodes

Il s'agit de prélèvements effectués en 18 et 24 points d'eau selon la campagne considérée. Il s'agit là d'ouvrages hydrauliques et de sources exploités pour l'alimentation en eau potable des populations ainsi que pour la promotion du thermalisme (Hammam Rabbi et Skhouna).

-Les sources

La plupart de ces sources sont concentrées dans le bassin versant de l'oued Saïda :

Aïn Tebouda, Source ronde, Aïn Beïda, Sidi Maamar, Vieux Saïda, Aïn Sultane, Aïn Zerga, Source du Poirier) et de bien d'autres qui se sont tarées depuis telles celles d'Aïn Kerma, Hallouf, Srarit, Messaoud,...).

Seules celles de Aïn sultane, Aïn Zerga, Aïn Tebouda, Poirier sont captées et exploitées. La plus importante et la seule qui fait l'objet d'un suivi régulier reste celle d'Aïn Zerga.

La majorité de ces sources émerge au contact tectonique entre terrains karstiques et niveaux imperméables du Callovo-oxfordien ou Mio-pliocène. Ce sont les sources les plus importantes, pérennes même durant et après les périodes sèches.

-Les forages

Au nombre de 10, ces forages sont exploités pour l'alimentation en eau potable de la ville de Saïda.

- Les forages C3 et C5 de Skhouna captent le réservoir carbonaté du Sénonien. Leurs eaux, fortement minéralisées et de température élevée, sont mélangées à celles de forages des régions alimentées.
- Les 8 autres forages sont pratiquement tous situés dans la vallée de l'oued Saïda et captent le réservoir des dolomies et calcaires du Bajocien - Bathonien. Ils sont exploités pour l'alimentation en eau potable de Saïda et des régions avoisinantes : Rebahia, Aïn El Hadjar, El Bordj, Benadouane, ...

Le tableau ci-dessous présente les résultats des analyses physico-chimiques effectuées au mois d'avril 2010 avril.

Sources	pH	T°C	Cond	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃
Aïn Zerga	8.01	21	575	51	41	25	2	43	64	218	
S/Mamar2	7.77	22	598	58	20	53	2	50	68	207	51
S/Mamar1	7.78	22	1020	71	30	78	4	145	86	201	62
Aïn Beida	7.96	22	619	58	37	25	2	50	24	241	61
Source Ronde	7.86	22	612	58	39	25	2	43	61	248	45
Poiret	7.90	21	576	51	51	18	1	28	62	273	30
Tifrit	8.11	20	542	47	41	14	2	28	59	246	38

Tableau 37-a : Données physico-chimiques sur les sources (ANRH, avril 2010).
(Concentrations en mg/l).

Le tableau ci-dessous présente les résultats des analyses de la campagne de septembre 2010

Réf.	pH	Cond.	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃
1	7,44	2290	158,3	73,28	200	7,82	237,4	396	456,3	6,82
2	7,21	887	58,32	42,29	57,47	2,737	305,1	111,3	36,98	15,5
3	7,08	784	79,36	44,36	13,79	2,346	355,1	41,48	64,84	21,7
4	7,14	806	79,36	44,36	13,79	1,955	286,8	48,57	92,7	44,64
5	7,16	802	54,11	59,18	16,09	1,564	352,1	48,57	61	32,86
6	7,43	794	58,32	56,27	20,69	0,782	293,5	76,22	24,97	45,26
7	7,2	736	83,37	33,78	16,09	1,173	266	83,31	24,97	22,94
8	7,09	1204	74,95	78,51	50,58	2,346	286,8	152,8	126,8	60,76
9	7,54	1811	117,4	103,3	103,5	4,692	389,3	278	208	68,83
10	7,06	1049	79,16	75,95	29,89	1,173	426,5	76,22	74,92	50,22
11	7,02	887	63,33	66,35	18,39	1,173	393	48,57	73,96	36,58
12	7,1	806	58,32	66,23	11,49	1,173	389,3	34,74	48,99	34,72
13	7,07	962	75,35	61,37	27,59	1,955	396	69,49	89,81	28,52
14	7,16	897	41,88	81,3	18,39	1,173	389,3	48,57	87,89	30,38
15	7,21	961	63,33	61,37	45,98	2,346	389,3	76,22	79,25	13,64
16	7,02	2235	175,4	67,45	202,3	10,95	327,7	312,7	464,9	12,4
17	6,98	1638	104,2	90,41	94,26	5,083	375,9	285	144,1	24,8
18	7,6	1254	87,37	61,37	73,57	7,038	410	152,8	123	2,48
19	7,33	1124	70,74	51,28	85,06	7,038	375,9	139	78,29	1,86
20	7,29	1234	71,34	61,37	80,46	7,038	348,4	166,6	133	3,72
21	7,4	1236	75,35	66,35	71,27	4,692	368,5	152,8	146	3,72

Tableau 37-b: Résultats des analyses effectuées sur les forages (ANRH, sept. 2010).

1 :F/C3 ; 2 :F/C5 ; 3 :Benadouene ; 4 :ELBorj ; 5 :A,Sultane ; 6 :A.Zerga ; 7 :F1 ; 8 :F1ITGC ; 9 :S.Embarek ; 10 :A.S.Maamar ; 11 :P/Zerouki ; 12 :F/Tamesna ; 13 :F/Tifrit ; 14 :F62 ; 15 : F4 ; 16 :F27 ; 17 :F/A,Tghat ; 18 :P/Hamam Rabi ; 19 : F1 ; 20 :F/Hassi ElAbd ; 21 : F/Maata ; 22 : F02 ; 23 : F/Bouriche.

Le traitement préalable des données des 04 campagnes montre que seuls les résultats de 2010 et 2009 sont fiables et viables. Elles sont malheureusement redondantes dans la mesure où les prélèvements ont été effectués quasiment à la même période (respectivement, septembre 2010 et août 2009) assimilables à une collecte effectuée en basses eaux. La campagne de 2008, réalisée sous les mêmes conditions hydrologiques que les précédentes, ne dispose que de 13 résultats fiables. Quant aux résultats de la campagne de décembre 2007, effectuée en hautes eaux, ils sont majoritairement inutilisables avec une balance ionique à 2 chiffres.

Les tableaux 37-a et 37-b consignent les résultats des analyses physico-chimiques des eaux des sources et forages échantillonnées au cours de la campagne de septembre 2010 retenue pour cet examen. Leur bilan ionique n'excède pas 5%.

2.5.2- Description et interprétation des données physico-chimiques de la campagne de 2010

Ces analyses ont porté sur le pH, la température, la conductivité et les ions majeurs des eaux des sources et forages. Les profondeurs des ouvrages hydrauliques recensés donnent à penser que dans le lot concerné, il n'y a pas de puits.

Dénomination	X	Y	Z	Réservoirs	Prof	Q (l/s)	Observations
C3	327,0	131,0	985	Calc.sénomien	130	250	mélange
C5	328,5	137,0	989	Calc. sénomien	120	250	mélange
Benadouane	262,3	168,6	945	Dolomie bajo-bathonien	250	7	
Ain Tghat	266,6	181,7	703	Calc-dolomie bajo-bath	428	7.5	
F27	266,8	179,4	747	Dolomie bajo Bath	200	45	
F62	267,0	179,7	727	Dolomie bajo Bath	180	52	
F4	267,6	180,0	750	Dolomie bajo Bath	320	26	
Fitgc	263,0	166,5		Dolomie bajo Bath	145	40	
H/ Rabi	271,9	185,9		Aaléno bajocien	140	10	
Bordj	266,7	172,8	813	Grès callovo-oxfordien	284	11.5	
Tamesna	294,8	174,8	1100	Bajo-bath	130	4	
S/ Gacem	277,8	166,9	1140	Bajo bath	111	8.5	
S/ M'barek	243,8	163,0		Bajo bath	-	10	
Ain Soltane	281,7	188,1	988	Bajo bath	168	3	
Maata	242,5	187,5		Grès barremien	200	20	
Daoud F1	234,8	184,1	650	Grès barremien	332	7	
Daoud F02	234,5	187,9	645	Grès barremien	250	6	
Bouriche	238,0	191,0	634	Grès barremien	300	10.5	
Hassi El Abd	225,7	190,7	640	Grès barremien	400	6	
F/Tifrit	290.1	182.6		Dolomie bajo-bath ?	?	30	source captée
Zerouki	246.4	168.5		Dolomie bajo-bath	120	11	
Aïn Zerga	275.1	175.7				30	source captée
S/ Maamar1	266.3	168.7					source non captée
S/ Maamar2	266.4	170.0					source non captée

Tableau 38: Points d'eaux analysés au cours de la campagne de septembre 2010

- **Les sources et forages**

Le pH des eaux des sources est compris entre 7.8 et 8.1 ($\overline{pH} = 7.9$), légèrement supérieur à celui des forages ($\overline{pH} = 7.2$). Ces valeurs restent dans la gamme de celles des eaux karstiques. Dans l'ensemble ce sont des eaux pratiquement neutres, parfaitement compatibles avec la nature géochimique des formations captées.

Les températures de l'eau restent élevées. Celle des eaux des forages varie entre 18.5°C et 35°C avec une moyenne de 23.5°C. Celle des sources oscille entre 20 et 22°C. Certains forages présentent une température proche de celle des sources mais sensiblement moins élevée que celle mesurée au niveau d'autres forages. Cette disparité est en rapport avec l'origine thermique ou météoritique des eaux. La température de ces sources et forages est l'expression d'un relatif équilibre thermique entre les eaux souterraines et l'atmosphère ce qui montre que ces eaux à la différence de celles de certains forages ne s'enracinent pas à de grandes profondeurs.

La conductivité moyenne, et donc la minéralisation, est plus élevée dans les forages que dans les sources. La valeur moyenne des eaux est respectivement 1162 et 649 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec une dispersion plus forte pour les forages que pour les sources. Elle s'expliquerait par l'influence de la température avec laquelle elle est en corrélation positive. Les faibles valeurs relatives relevées au niveau des sources sont à rapporter à un plus bref temps de contact entre l'eau et l'encaissant.

Ces valeurs de la conductivité sont dues essentiellement aux teneurs élevées du calcium, magnésium, sodium, pour les cations, et aux bicarbonates et chlorures pour les anions. Elles contribuent à plus de 70% à la conductivité des eaux des forages. Au niveau des sources, les teneurs en bicarbonates sont nettement plus faibles.

Paramètres	Forages			Sources ¹⁵		
	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy
T (°C)	18.5	35	23.7	21	28	22.1
				20	22	21.4
pH	7.0	7.6	7.2	7.09	7.16	7.12
				7.77	8.11	7.91
C (µS/cm) ⁱ	736	2290	1162	736	794	765
				542	1020	649
pCO ₂ (10 ⁻² atm)	5.1	20.5	12.3	10.8	15.3	13.0
				0.2	0.3	0.3
Ca	42	175	83.8	54	79	66.5
				47	71	56.3
Mg	34	103	65.5	44	79	62
				20	51	37
Na	12	203	64.5	14	51	23.3
				14	78	34
K	0.78	3.63	10.95	1	2.1	4
				1	4	2.14
Cl	35	397	142.5	49	153	71.5
				24	86	60.6
SO ₄	25	465	130.9	93	127	82.5
				201	273	233.4
HCO ₃	237	426	353.8	287	389	328.8
				28	145	55.3
NO ₃	2	69	25.7	45	61	43.5
				25	62	44.6

Tableau 39: Statistiques des données physico-chimiques des campagnes de septembre et d'avril 2010 (sources).

	Forages	Sources	Moyenne
Minimum	21.50	3.40	12.45
Maximum	42.30	4.58	23.44
Moyenne	33.26	3.91	18.58

Tableau 40 : Distribution des espèces carbonées en solution.

2.5.2.1- Distribution des espèces carbonées en solution

Le pH des eaux étant inférieur à 8,3, les principales espèces carbonées en solution sont constituées par l'acide carbonique H₂CO₃ et les bicarbonates HCO₃ qu'on appellera le carbonate inorganique total dissous (C.I.T.D.). L'acide carbonique et les bicarbonates sont assez bien présentés de 3,40 à 42,20 millimoles/l (Tableau 39). Sur l'ensemble des points

¹⁵ Données septembre 2010 à 2 effectifs (2 (ligne 1) ; données avril 2010 (ligne 2)

d'eau toutes les teneurs en C.I.T.D. sont assez élevées et varient entre 3.40 et 42.30 mmoles /l. Les valeurs les plus extrêmes et les plus élevées sont celles des forages alors que celles des sources sont les plus faibles, entre 3.40 et 4.58mmoles/l. La moyenne est de l'ordre de 18.58 mmoles/l où les moyennes des eaux des forages et sources sont respectivement de 33.26 et 3.91 mmoles/l éloignées de la moyenne de l'ensemble du secteur.

S'agissant des indices de saturation, toutes les eaux des points d'eau exhibent des valeurs compatibles avec la géochimie des eaux esquissée au terme de l'interprétation des campagnes précédentes.

Les indices de saturation de la calcite sont ou positifs (forages de Zerouki, El Abd et sources de Ain Zerga, Ain Beida et accessoirement source ronde et Poirier) ou nuls (forages de Benaddou, ITGC, Embarek, Tamesna, F62, Youb et la source de Ain Sultane), symptomatiques en cela d'un dégazage quasi général des eaux (fig.87), prélude à la précipitation de la calcite .

En revanche, la totalité des sources échantillonnées en avril 2010 et la quasi-totalité des forages donnent des indices de saturation de la dolomite positifs, particulièrement au niveau de C3, Zerrouki, El Abd, Souilah, F27, Maâta, Bouriche . Seuls les forages TGC et Tifrit ainsi que l'échantillon de la source de Ain Sultane prélevé en août 2010 présentent des ISd dans la gamme + 0.05 et -0.05, signe d'un confinement de l'écoulement dans la zone noyée. Les indices de saturation de l'aragonite se situent pour partie dans les marges de la gamme d'équilibre ($ISa < -0.05$ et $ISa > 0.05$).

Quant aux indices de saturations des principaux minéraux du cortège des évaporites, ils sont tous révélateurs d'une sous-saturation ($IS < 0$) attestant du fait que les eaux de l'ensemble des forages n'ont pas lessivé d'évaporites. Cette dernière observation, ainsi que celle relative à la tendance de l'évolution de la concentration en calcite de la sous-saturation vers la saturation au cours de l'étiage, avaient déjà été relevées au cours des précédentes campagnes de prélèvements.

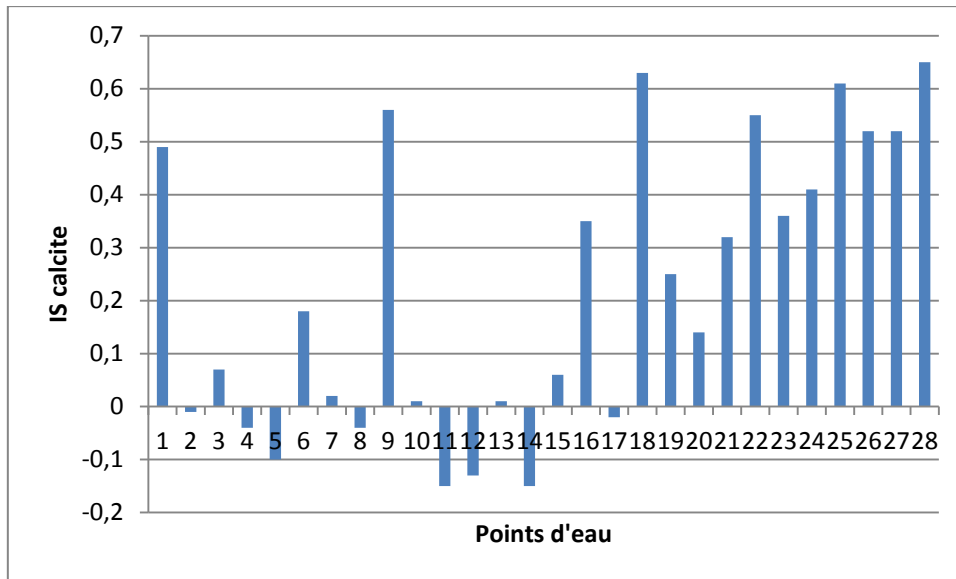


Figure 85: Indices de saturation de la calcite dans les eaux des forages (1-21) et dans les sources (22-28).

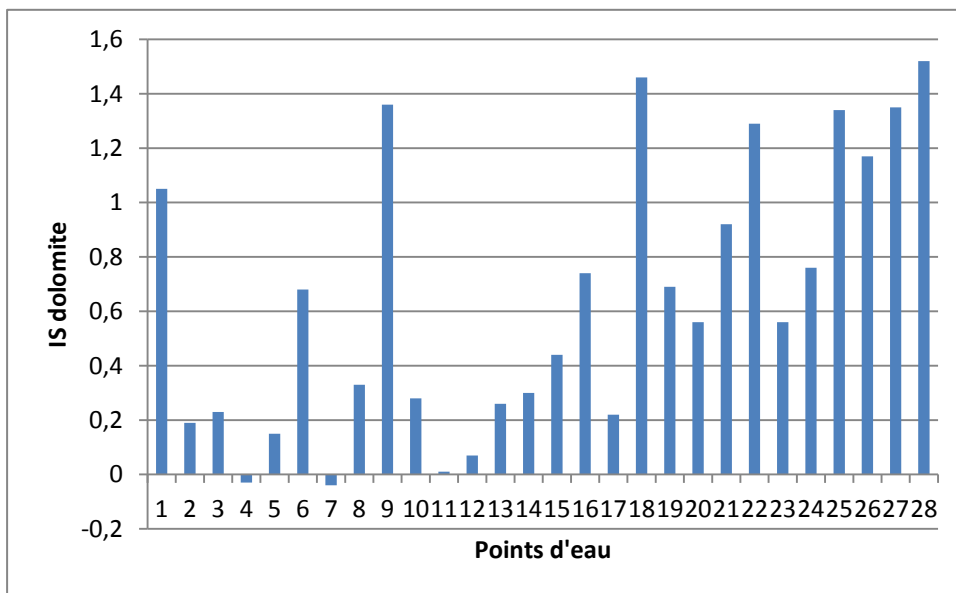


Figure 86: Indices de saturation de la dolomite dans les eaux des forages (1-21) et dans les sources (22-28)

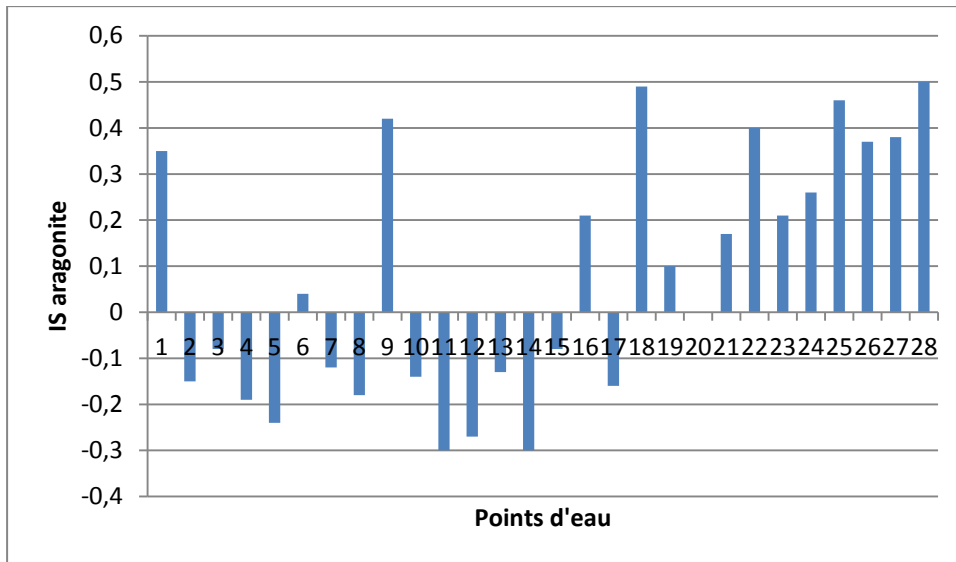


Figure 87: Indices de saturation de l'aragonite dans les eaux des forages (1-21) et dans les sources (22-28).

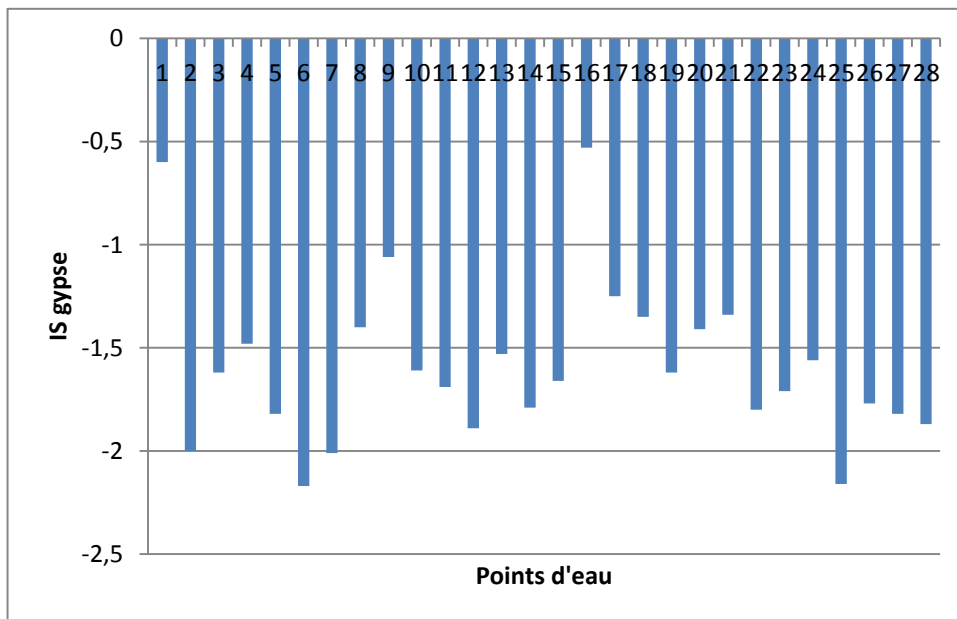


Figure 88: Indices de saturation du gypse dans les eaux des forages (1-21) et dans les sources (22-28).

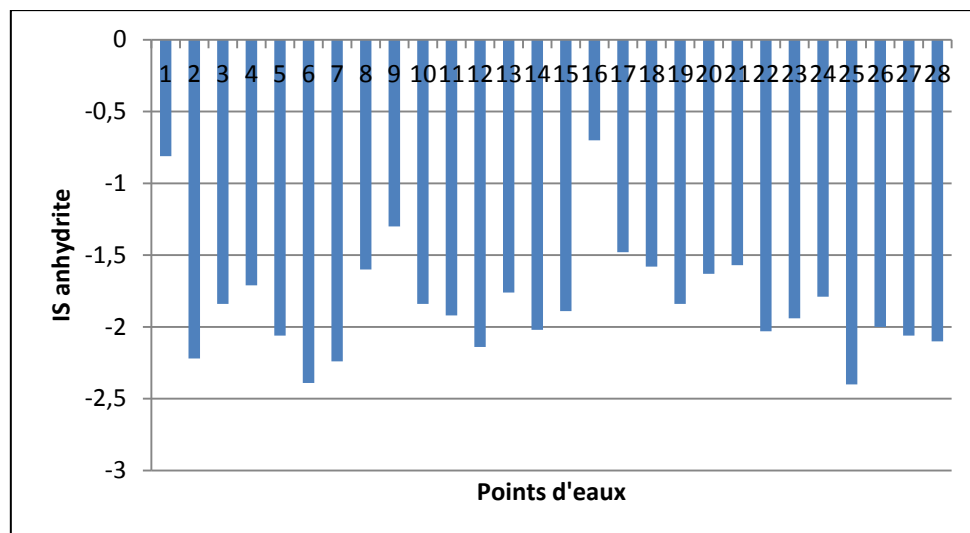


Figure 89: Indices de saturation de l'anhydrite dans les eaux des forages (1-21) et dans les sources (22-28).

2.5.2.2- Rapports caractéristiques

Le tableau ci-dessous présente les rapports caractéristiques des points d'eau analysés

Nom	Ca/Mg	Na/K	SO ₄ /Cl	Cl/Na	Na/Cl
For F/C3	1.31	42.52	0.85	1.29	0.78
F/ Benaddou	0.84	32.88	0.24	1.25	0.80
ForELBorj	1.09	11.90	1.14	1.95	0.51
F1(Souillah	0.63	35.71	0.24	2.35	0.43
F1ITGC	1.48	27.21	0.22	3.40	0.29
FS,Embar	0.58	43.37	0.61	1.95	0.51
P/Zerouki	0.70	35.37	0.55	1.73	0.58
F/Tamesna	0.63	51.02	0.73	1.64	0.61
F/Tifrit	0.58	32.31	1.11	1.67	0.60
F/S.Gacem	0.53	20.41	1.03	1.89	0.53
F62	0.73	23.81	0.95	1.62	0.62
F4	0.31	32.31	1.33	1.67	0.60
F27	0.62	39.12	0.78	1.07	0.93
P/H.RABBI	1.56	31.39	1.10	1.00	1.00
F1(Youb)	0.69	31.97	0.37	1.97	0.51
F/H.ElAbd	0.85	17.98	0.59	1.34	0.75
F/Maata	0.84	20.65	0.41	1.06	0.94
F02(Youb)	0.69	19.68	0.59	1.34	0.75
F/Bouriche	0.69	24.15	0.70	1.40	0.72
Moyenne F	0.81	30.20	0.71	1.66	0.65
Min	0.314	11.900	0.22	0.051	0.641
Max	1.561	51.020	1.326	3.404	1.000

Tableau 90 : Rapports caractéristiques de quelques éléments de la campagne de septembre 2010.

- Le rapport Ca/Mg moyen est de 0.81 pour les forages avec des valeurs qui varient de 0.31 à 1.56.
- Le rapport Na/Cl oscille entre 0.64 et 1.00 avec une valeur moyenne de 0.65 plus faible que celle relevée au niveau des sources (0.95)
- Le rapport SO₄/Cl, en moyenne de 0.71, varie de 0.22 à 1.33.

La forte suspicion à l'endroit des résultats des analyses de la campagne de décembre 2007 ne permet pas de disposer d'un état des lieux du chimisme des eaux à même de rendre compte de son évolution entre les périodes de hautes eaux et de basses eaux.

Comparativement aux campagnes de 1992, les fortes variations des rapports caractéristiques peuvent s'expliquer par le fait d'une différence des conditions hydroclimatologiques.

2.5.2.3- Les faciès chimiques

Les eaux des périodes de mai et novembre représentées par type d'ouvrage sur les diagrammes de PIPER font ressortir 3 types de faciès chimiques :

- Les eaux bicarbonatées sulfatées calciques et magnésiennes.

La formule caractéristique est de type :

• r Mg	>	r Na K	>	r Ca
• rCl NO ₃	>	rHCO ₃	>	rSO ₄
• rCl NO ₃	>	rSO ₄	>	rHCO ₃
• rHCO ₃	>	rCl NO ₃	>	r SO ₄
• rSO ₄	>	rCl NO ₃	>	rHCO ₃

Les eaux des forages sont manifestement plus représentées que celles des sources. Aux forages et sources précédents viennent s'ajouter les eaux de la station le sondage de Hammam Rabbi, Sidi Aïssa, Aïn Soltane et Aïn Branis.

Les eaux de ces nouveaux points d'eau ont subi un changement de faciès entre les deux périodes probablement du à une dilution ou lessivage durant la période humide. Pour les puits ce sont pratiquement les mêmes points qui représentent le faciès et ceci pour les deux campagnes. Ce faciès correspond à la plupart des forages, sources et puits dont la minéralisation est élevée (plus de 1 000µmho/cm) et ou les teneurs en chlorures sont supérieures à la moyenne observée. Il se confirme que les eaux des sources sont en

moyenne des eaux peu minéralisées moins que celles des forages ainsi qu'une participation d'eaux profondes dans les eaux de sub-surface.

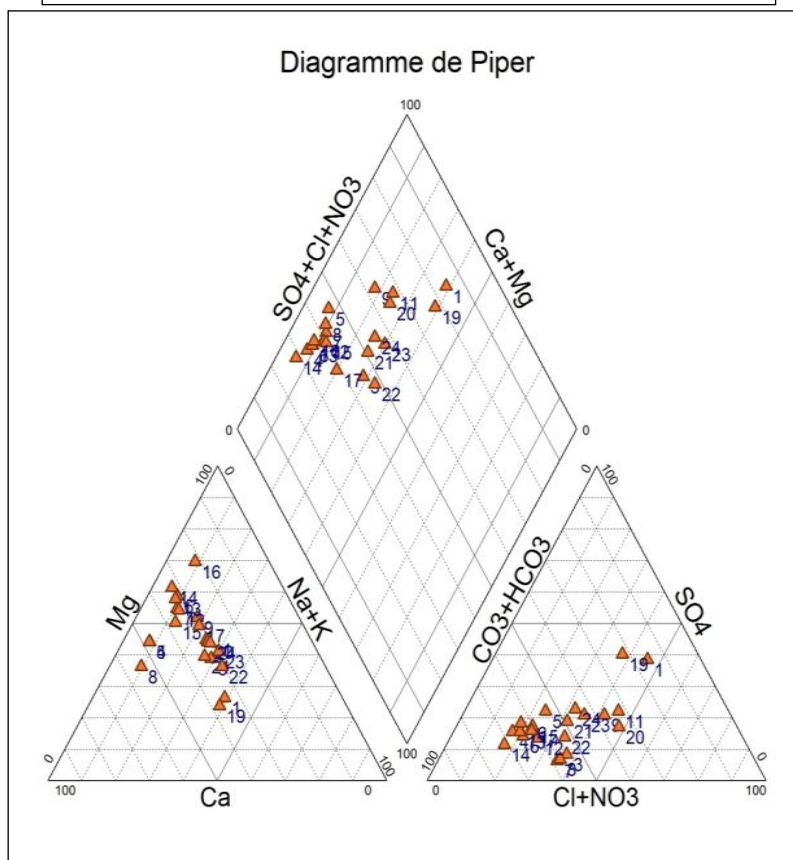
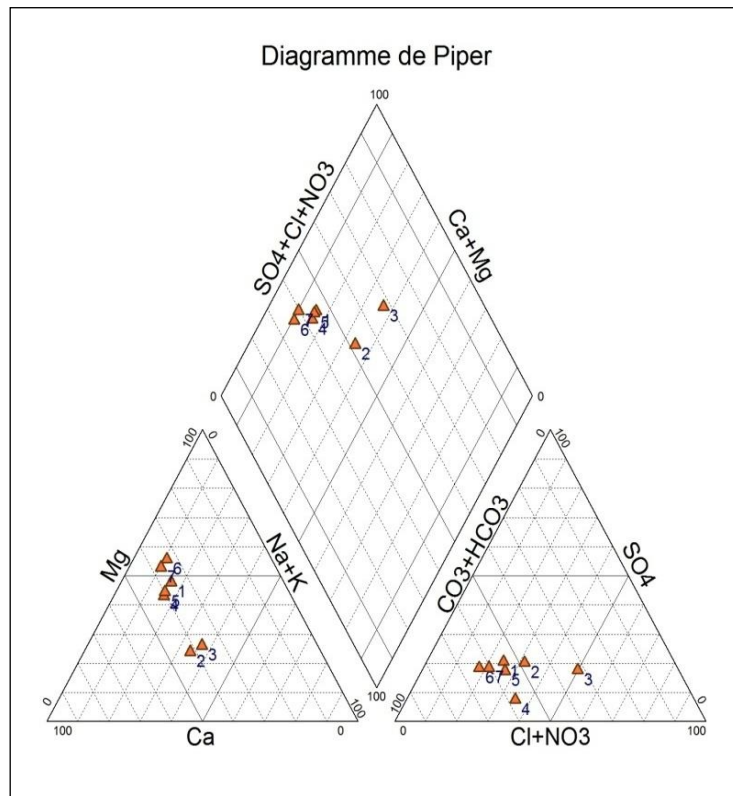


Figure 90: Diagrammes de Piper des points analysés : en haut : sources – (avril 2010-), en bas : les forages et sources - (septembre 2010).

- **Le SAR (Sodium Adsorption Ration)**

Ce paramètre sert à déterminer l'alcalinité, il est donné par la formule:

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{(Ca + Mg)/2}}$$

Na, Ca, Mg sont exprimés en meq/l

Par la méthode de Richards et le logiciel Diagramme, on obtient le graphe ci-dessous qui permet d'observer l'absence d'alcalinisation sauf pour le point 19 où elle est la plus élevée relativement mais reste faible et pourrait être exploité pour les besoins d'irrigation .

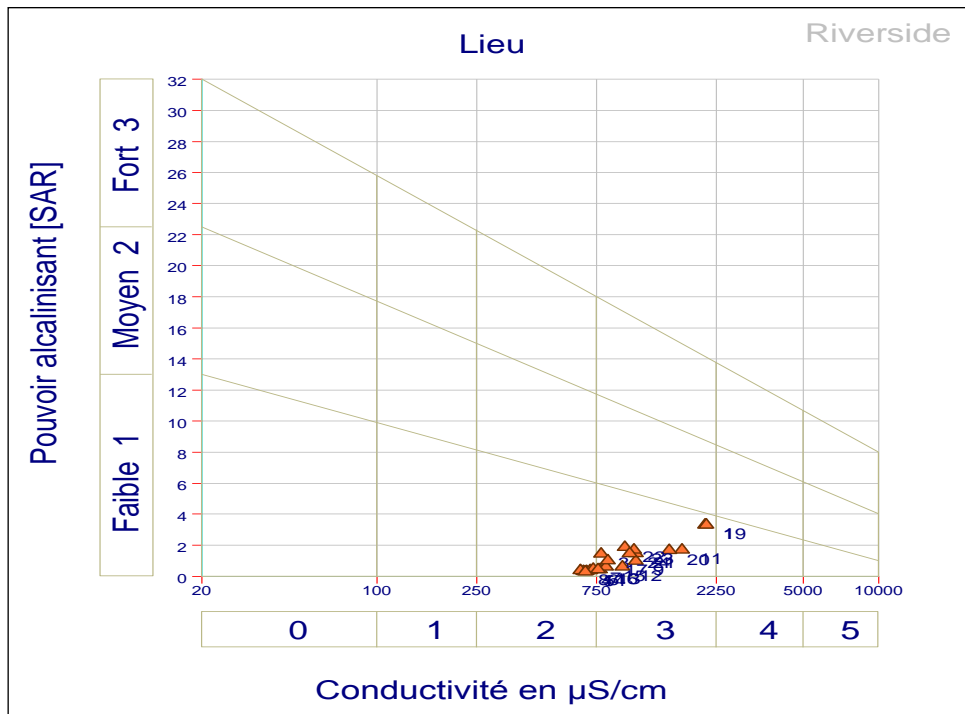


Figure 91: Variation du SAR et de la conductivité.

2.5.3- Interprétation des résultats de l'Analyse en Composantes Principales de la campagne de 2010

2.5.3.1- ACP des sources (avril 2010)

L'analyse a porté sur un tableau de 14 variables et 7 échantillons prélevés sur des sources en avril 2010 (fig 93 et 94). Les variables prises en considération sont : la température T et la conductivité C, corrélée à la minéralisation de l'eau ; les concentrations en composés dissous

majeurs et mineurs (Ca, Mg, Na, K, HCO₃, SO₄, Cl, NO₃.); les paramètres du système calco-carbonique, pCO₂ et indices de saturation de la calcite, ISc, de la dolomite, ISd et l'indice de saturation du gypse, ISg.

L'ensemble semble structuré. En effet, les trois facteurs principaux F1, F2 et F3 expriment respectivement 62, 15 et 12% de la variance totale, soit au total 89%.

Dans l'espace des variables, l'axe F1 est déterminé par, Na, K, pCO₂ ; Ca, Cl, opposés à HCO₃, Mg, ISd et ISc;

- l'axe F2 est défini faiblement par ISg, SO₄ opposés à T et NO₃;

- l'axe F3 n'est défini par aucune variable voire très faiblement par pCO₂.

La température n'est pas un caractère propre, elle est portée à peu près également par les axes F2 et F3.

Dans l'espace des échantillons l'axe F1 est clairement défini par les points 1,6 et 7 opposés aux points 2,3,5 l'axe F2 est défini par la seule source 4 (Aïn Beida).L'axe F3 est assez bien défini par la source 5 (qui définit aussi F1).

Une organisation géographique et géologique apparaît clairement dans les groupes ainsi définis. Pratiquement toutes les sources définissent le facteur F1, en effet elles sont toutes du même réservoir constituées principalement par les formations carbonatées du bajo-bathonien et se trouve dans de quelques kilomètres, la majorité (Aïn Beida, source ronde, Sidi Mamamar1, Sidi Mamamar2) se trouvent sur la même ligne (Aïn El Hadjar- Saïda)

Ce sont toutes des résurgences (la plus importante au point de vue débit est celle d'Aïn Zerga) qui jaillissent à la faveur d'un contact d'une faille perpendiculaire au sens général de l'écoulement souterrain, mettant en contact les dolomies de Zerzour (Bajo-bathonien) et les formations détritiques du mio-pliocène et /ou des formations argilo-gréseuses du callovo-oxfordien. Le sens d'écoulement s'effectue le long de larges fissures de direction générale sud-ouest.

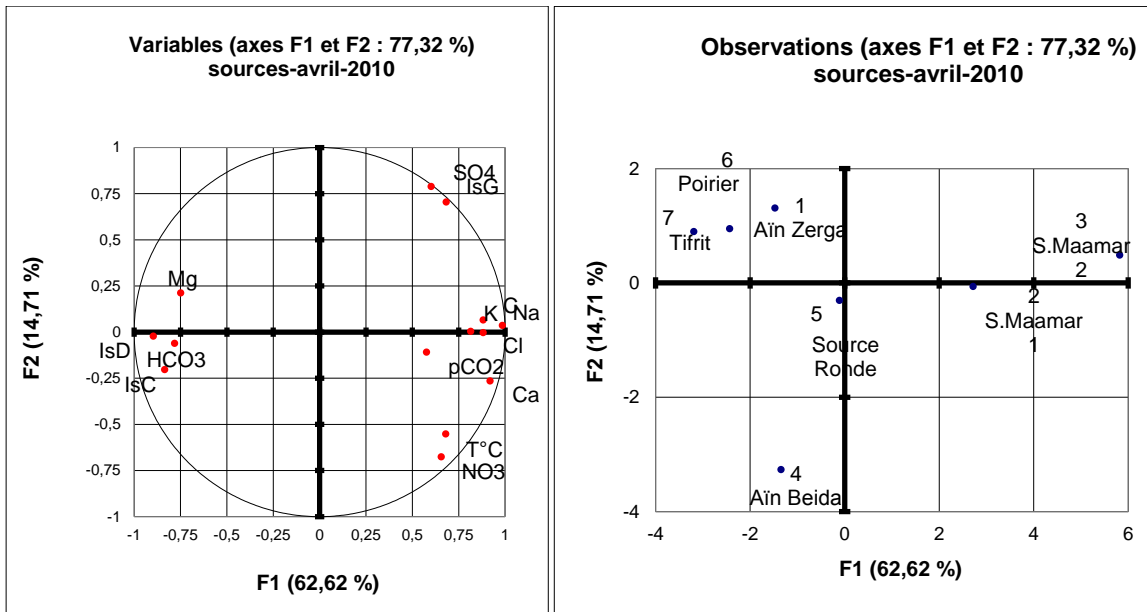


Figure 92 : ACP de la campagne d'avril 2010 Plan principal F1-F2 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).

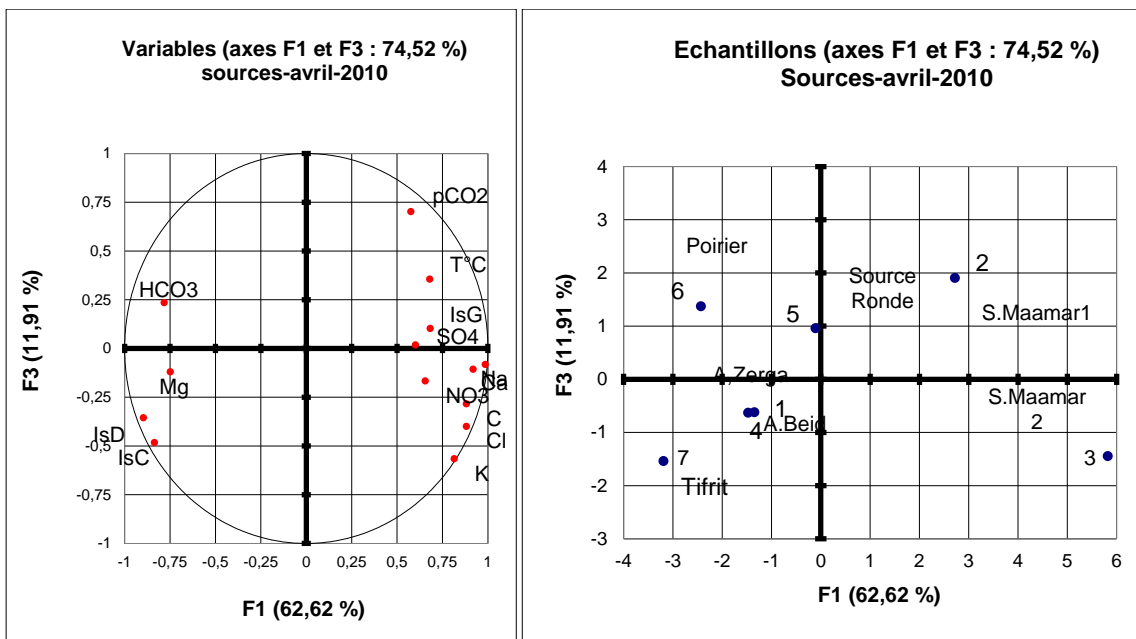


Figure 93: ACP de la campagne d'avril 2010 Plan principal F1-F3 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).

2.5.3.2- Interprétation des résultats de l'analyse en composantes principales de la campagne des analyses de septembre 2010.

L'analyse a porté sur un tableau de 15 variables et 20 échantillons dont la balance ionique est équilibrée, correspondant à la campagne de septembre 2010 (fig.95 et 96). Les variables

prises en considération sont : la température T et la conductivité C, corrélée à la minéralisation de l'eau ; les concentrations en composés dissous majeurs et mineurs (Ca, Mg, Na, K, HCO₃, SO₄, Cl, NO₃, SiO₂) ; les paramètres du système calco-carbonique, pCO₂ et indices de saturation de la calcite, ISc, de la dolomite, ISd et l'indice de saturation du gypse, ISg.

Dans l'analyse retenue pour l'interprétation deux plans représentant 82.72% de la variance totale ont été retenus : F1-F2, et F1-F3. La structure des variations observées est plus forte que dans l'échantillonnage précédent. Dans l'espace des variables,

- le facteur F1 (55,14% de la variance) est défini par T, C, Ca, K, Na, Cl, SiO₂, SO₄, ISc, ISd, ISg et faiblement par Mg.
- le facteur F2 (14,27 %), est mieux défini par Mg, pCO₂, HCO₃⁻ et NO₃
- le facteur F3 (13,67 %) est bien défini par pCO₂ opposée à Mg, HCO₃ et NO₃

Les figures ci-dessous présentent les ACP de 2010.

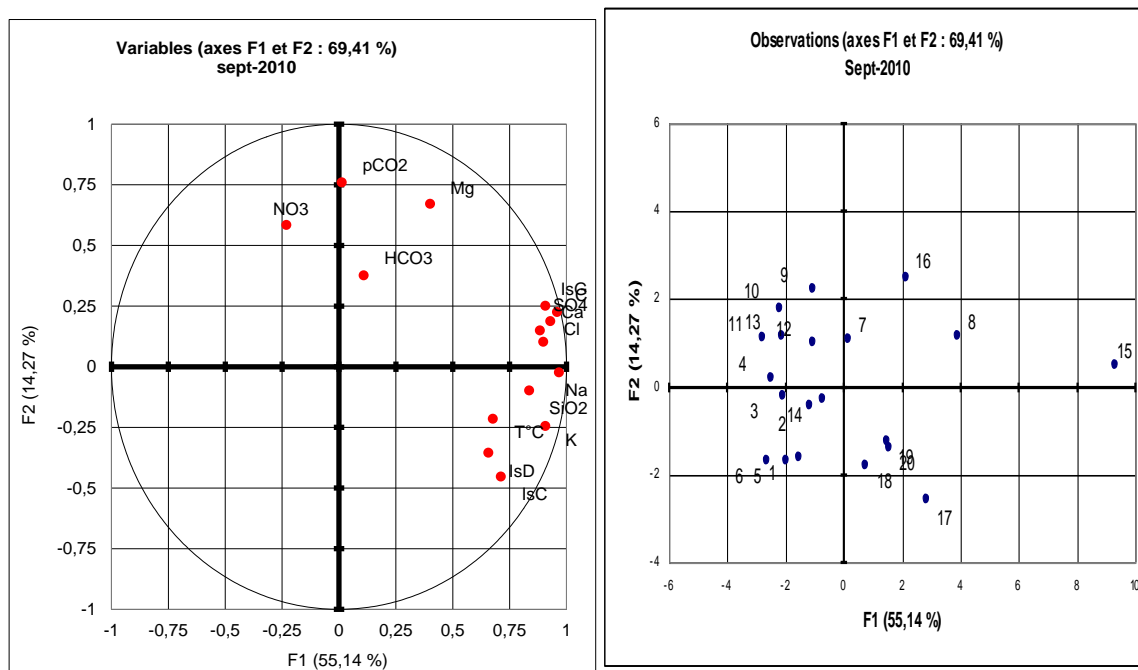


Figure 94: ACP de la campagne de septembre 2010 Plan principal F1-F2 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).

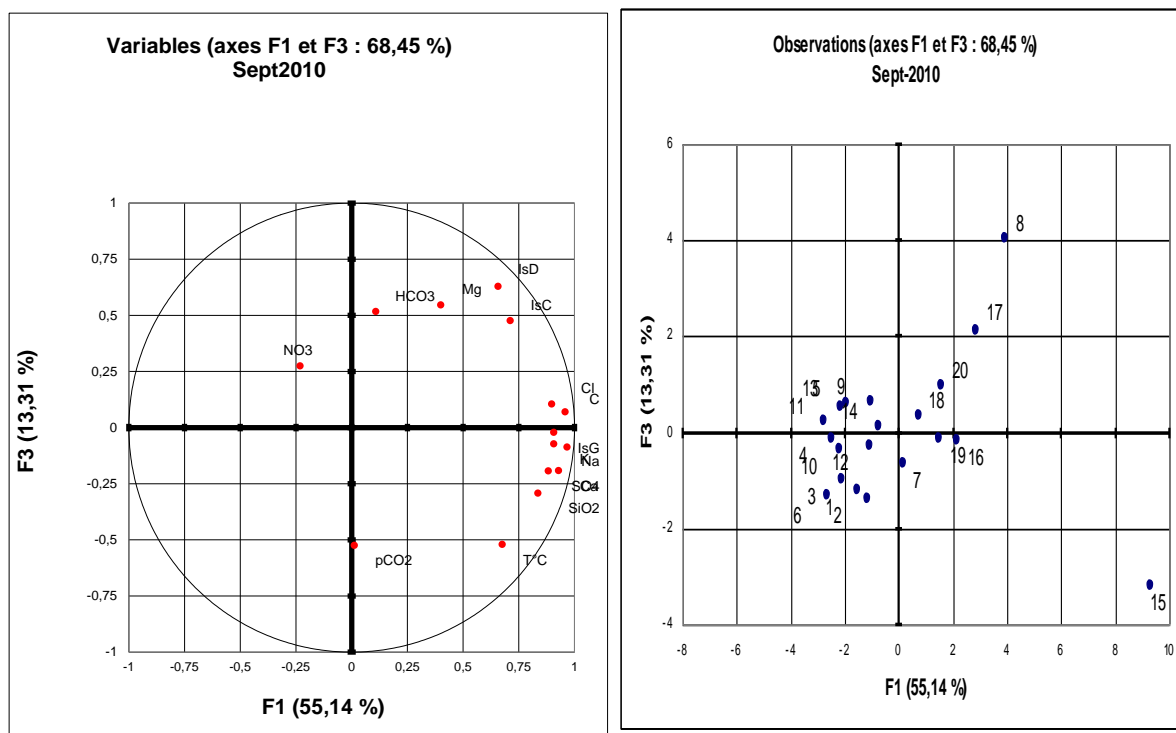


Figure 95: ACP de la campagne de septembre 2010 Plan principal F1-F3 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).

Le tableau ci-dessous donne la matrice de corrélations

Variables	T°C	C	Ca	Mg	Na	K	HCO3	Cl	SO4	NO3	SiO2	IsC	IsD	IsG	pCO2
T°C	1	0,548	0,592	-0,080	0,682	0,638	-0,338	0,492	0,697	-0,299	0,755	0,332	0,277	0,542	0,101
C	0,548	1	0,874	0,590	0,943	0,810	0,147	0,952	0,913	-0,046	0,710	0,594	0,571	0,906	0,111
Ca	0,592	0,874	1	0,270	0,840	0,720	-0,060	0,808	0,894	-0,024	0,766	0,542	0,383	0,855	0,188
Mg	-0,080	0,590	0,270	1	0,342	0,153	0,503	0,529	0,395	0,451	0,088	0,188	0,379	0,487	0,190
Na	0,682	0,943	0,840	0,342	1	0,917	0,037	0,912	0,897	-0,294	0,793	0,619	0,563	0,833	0,026
K	0,638	0,810	0,720	0,153	0,917	1	0,089	0,789	0,785	-0,528	0,771	0,680	0,606	0,782	-0,086
HCO3	-0,338	0,147	-0,060	0,503	0,037	0,089	1	0,005	0,033	-0,115	0,077	0,162	0,302	0,189	0,287
Cl	0,492	0,952	0,808	0,529	0,912	0,789	0,005	1	0,783	-0,079	0,588	0,604	0,564	0,797	-0,033
SO4	0,697	0,913	0,894	0,395	0,897	0,785	0,033	0,783	1	-0,100	0,822	0,484	0,431	0,919	0,210
NO3	-0,299	-0,046	-0,024	0,451	-0,294	-0,528	-0,115	-0,079	-0,100	1	-0,377	-0,231	-0,162	-0,075	0,089
SiO2	0,755	0,710	0,766	0,088	0,793	0,771	0,077	0,588	0,822	-0,377	1	0,539	0,453	0,706	0,168
IsC	0,332	0,594	0,542	0,188	0,619	0,680	0,162	0,604	0,484	-0,231	0,539	1	0,946	0,535	-0,566
IsD	0,277	0,571	0,383	0,379	0,563	0,606	0,302	0,564	0,431	-0,162	0,453	0,946	1	0,482	-0,566
IsG	0,542	0,906	0,855	0,487	0,833	0,782	0,189	0,797	0,919	-0,075	0,706	0,535	0,482	1	0,204
pCO2	0,101	0,111	0,188	0,190	0,026	-0,086	0,287	-0,033	0,210	0,089	0,168	-0,566	-0,566	0,204	1

Tableau 42: Matrice de corrélations.

2.6-Discussion et conclusion

Les données physico-chimiques et isotopiques montrent très clairement l'existence d'une composante thermique, de température relativement élevée en profondeur (80- 100°C), ainsi qu'un flux général de CO₂ d'origine profonde. Cependant ce flux de CO₂ profond n'est pas clairement associé au thermalisme, probablement parce que les venues carbo-gazeuses sont plus localisées que le flux de chaleur et d'eaux chaudes. Ces eaux thermales proviennent d'une recharge ancienne, comme en témoignent l'absence de tritium et les faibles activités en carbone-14. Il n'est pas possible de dater cette recharge ancienne, ni de la caractériser climatiquement, parce que les échanges eau – roche, facilités à la fois par les températures élevées et l'abondance du CO₂ profond, ont perturbé les signaux isotopiques.

Cette composante thermique carbo-gazeuse est nécessairement à l'origine du développement de drainages karstiques dans la zone noyée, créés par les flux ascendants d'eau et de CO₂. Certains forages, dont ceux de la région de Tircine, au nord-est, bien marqués par le CO₂ profond, ont effectivement recoupé en profondeur des cavités, provoquant des pertes de boue. Ces circulations profondes hydrothermales, avec apports de CO₂ profond, ont donc favorisé des karstifications très localisées dans les zones les plus favorables à la remontée de ces eaux carbo-gazeuses chaudes. Ce sont elles qui ont privilégié la localisation des sources. Cette karstification particulière, hydrothermale, décrite dans différentes régions du monde (Bakalowicz,1986,1989; Klimchouk, Ford,2000), peut alors s'interconnecter avec les karstifications classiques à proximité de la surface, comme cela a été décrit plus à l'est dans la région de Constantine (Djebbar,2004).

À côté de la composante de recharge ancienne liée au thermalisme existe une recharge actuelle, assurée par l'infiltration directe sur les affleurements carbonatés et les pertes karstiques absorbant les écoulements superficiels. C'est elle qui est responsable de la variabilité des débits, de la piézométrie et de la qualité de l'eau. Comme elle modifie la charge dans la zone noyée en fonction des saisons, elle modifie les conditions d'émergence des eaux thermales et du CO₂ profond, comme le montre l'analyse des campagnes saisonnières des années 1991 et 1992.

Par conséquent les proportions de mélange des deux composantes sont soumises non seulement aux conditions climatiques, mais également à la distribution des structures

d'écoulement karstique, que ce soit celles mises en place classiquement depuis la surface, ou celles créées par les écoulements thermaux chargés de CO₂ profond.

L'aquifère karstique de Saïda présente donc une organisation complexe, où les écoulements ont créé des conduits et des vides commandés depuis la surface ou depuis la profondeur, selon les cas. Ces réseaux de conduits s'interconnectent en partie. Quand ils sont recoupés par les forages, ils permettent des débits d'exploitation intéressants, mais qui peuvent rapidement contribuer à une surexploitation locale, sinon même régionale, de l'aquifère. Outre l'abaissement des niveaux de charge dans l'aquifère et le tarissement des sources, les prélèvements excessifs peuvent rapidement conduire à accroître localement la part d'eaux thermales, dont certaines peuvent alors posséder des caractéristiques géochimiques (richesse en sels d'évaporites, observée à certains forages) les rendant impropres à la consommation humaine, ou même à l'irrigation, comme cela a été constaté en Espagne .

Ces structures karstiques mêlent des eaux profondes, anciennes, de bonne qualité chimique, à des eaux superficielles, très récentes, parfois marquées par des pollutions d'origine agricole ou domestique comme en témoignent les concentrations élevées en nitrates. Ces pollutions sont la conséquence de la vulnérabilité des affleurements carbonatés et de l'absence de mesures de protection de la ressource.

Les connaissances insuffisantes des caractéristiques et du fonctionnement de ce vaste aquifère n'ont pas permis la mise en place de pratiques d'exploitation et d'aménagement du territoire qui permettent la gestion durable de cette ressource en eau essentielle à l'activité économique régionale. La dégradation de cette ressource en quantité et en qualité, depuis une vingtaine d'années, est maintenant un fait avéré. La prise en compte des résultats de cette étude, complétée par l'analyse de la vulnérabilité de l'aquifère, devrait permettre d'établir des scénarios de gestion et de protection de la ressource.

Cependant il est clair que les données disponibles sont notablement insuffisantes, notamment pour l'évaluation de la ressource et de la réserve, puisque aucun bilan hydrologique sérieux ne peut être proposé. Un réseau de mesures hydrologiques sur les sources et certains forages paraît indispensable, sous peine de devoir constater une surexploitation très rapide de cette ressource, associée à une profonde altération de sa qualité.

CHAPITRE 3

CARTOGRAPHIE MULTICRITERE DE LA VULNERABILITE DE LA NAPPE KARSTIQUE DE SAIDA

La méthode EPIK est appliquée aux formations aquifères carbonatées du karst de Saida (Algérie) pour cartographier la vulnérabilité du bassin d'alimentation des puits et captages affectés par les actions anthropiques. La nappe, alimentée par infiltration directe des pluies et par les pertes karstiques sises sur les horsts, se décharge dans le graben de Saida. Son contexte hydrogéologique, particulièrement favorable aux risques de pollutions accidentelles, expose ses eaux à de multiples dégradations. La carte de vulnérabilité, établie en prenant en compte le développement de l'épikarst, l'importance de la couverture protectrice, les conditions d'infiltration et le développement du réseau karstique, a permis de délimiter les zones de protection S1, S2 et S3 en fonction de l'importance des risques de pollution.

3.1. Méthodologie

La méthode **EPIK** est une méthode multicritère à indices dont l'acronyme renvoie aux quatre critères pris en considération par ses initiateurs (Doerfliger et Zwahlen, 1997). Ce sont, en substance : l'Épikarst (**E**), la couverture Protectrice (**P**), les conditions d'Infiltration (**I**) et le développement du réseau Karstique (**K**). Selon les concepteurs de la méthode, ces critères correspondent à quatre caractéristiques spécifiques responsables de l'organisation des écoulements et donc du transport des contaminants au sein des systèmes karstiques. A ce titre, ils permettent de prendre la mesure du degré de protection de l'eau du système aquifère qui, dans la conception usuelle, réfère à la notion de vulnérabilité i.e. niveau de protection assuré par la synergie des éléments structurants du milieu physique.

Chaque critère est subdivisé en indices et ces derniers sont cartographiés sur l'ensemble du bassin d'alimentation des sources ou captages avec les limites de leurs aires d'influence respectives. Les résultats de l'algèbre cartographique des critères (Crestin, 2001) mené à son terme permettent de dresser des cartes de vulnérabilité qui peuvent être converties en cartes de protection sur la base du modèle de sommes pondérées spécifique à la méthode EPIK.

Les systèmes d'information géographiques sont l'instrument idoine pour mettre en œuvre la méthode. Pour cela, les ressources des logiciels MapInfo et Idrissi ont été sollicitées pour

constituer et traiter les éléments de la base de données puisés d'un environnement multisource et constitués de :

- Documents cartographiques relatifs à la topographie, la géologie, la lithologie, la microfissuration, ...;
- Fichiers Excel de résultats d'analyse chimique et bactériologique de l'eau et de données piézométriques

Avec un choix de pas de résolution de 50 m pour la représentation matricielle des éléments digitalisés.

Système de pondération. Afin d'évaluer quantitativement le degré de vulnérabilité F_p i.e. le facteur de protection, en chaque cellule du bassin d'alimentation, l'algèbre des critères consiste à combiner les valeurs pondérées des indices consignées dans les cellules des 4 cartes. Le facteur de protection de chaque cellule i est estimé par la formule :

$$F_p^i = \alpha E_i + \beta P_j + \gamma I_k + \delta K_l$$

où F_p^i désigne le facteur de protection, α, β, γ et δ les coefficients de pondération relative et E_i, P_j, I_k et K_l les valeurs des indices des classes de critères E, P, I, K.

Compte tenu de ces considérations et des différents essais de pondération effectués, les valeurs suivantes des indices des classes de critères (tableau 56) et celles des coefficients de pondération correspondants (tableau 43) ont été retenues pour le calcul du facteur de protection.

E ₁	E ₂	E ₃	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	I ₁	I ₂	I ₃	I ₄	K ₁	K ₂	K ₃
1	2	3	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3

Tableau 43: Pondération des indices des critères E, P, K et I.

(La plus petite valeur correspond à la situation la plus vulnérable).

Le rôle des critères E et I étant relativement plus important pour la protection des eaux du karst que ceux des critères P et K, un poids relatif plus important (vulnérabilité plus grande) leur a été attribué. Le poids affecté au critère E est identique à celui du critère I.

α	β	γ	δ
3	1	3	2

Tableau 44 : Poids des critères E, P, I et K.

Le calcul du facteur de protection F_p , pour les différentes combinaisons possibles, donne les résultats qui permettront de dresser la cartographie zonale de sa répartition où les pertes et les cours d'eau sont en zone I i.e. à vulnérabilité élevée, les dolines et les lapiez en zone I ou II i.e. à vulnérabilité élevée à moyenne.

3.2. Caractéristiques de la zone d'étude

❖ Critère Epikarst

Les affleurements intensivement fracturés des formations calcaires et dolomitiques montrent une morphologie karstique typique au sud et à l'est de la ville de Saida ainsi que le long de l'Oued et les axes routiers. A l'ouest de la ville, la fissuration n'est que partielle. En revanche, sur le plateau elle est plus prononcée. La limite inférieure de l'épikarst est constituée par les calcaires et dolomies du bajo-bathonien qui surmontent les formations marneuses et calcaires attribuées au Toarcien.

Les informations sur le niveau de développement de l'épikarst ont été extraites des cartes géologiques et topographiques au 1/50.000. Elles ont été corroborées par les observations de terrain des affleurements et des objets géomorphologiques (fig. 96).

On y relève les caractéristiques suivantes :

L'épaisseur de l'épikarst varie entre 0.50 m et 2 m. Elle peut atteindre localement 5 à 10 m. Sur le plan fonctionnel, cet épikarst peut être assimilé à un aquifère perché temporaire caractérisé par un contraste de conductivité tel que l'eau stockée peut soit percoler à travers les fissures, soit être rapidement drainée au profit de conduits verticaux.

Les observations de terrain montrent aussi des emplacements dépourvus d'épikarst comme en témoignent les affleurements intensément fracturés ainsi que la présence des grottes et des gouffres de plusieurs mètres de diamètre (Boukhors, Ain Zerga, Vieux Saida, Bir H'mam).

Les considérations ci-dessus mettent en évidence la difficulté à caractériser les zones épikarstiques à partir de leur développement et leur degré de connexion avec le réseau karstique. Il est, notamment, difficile d'identifier sur le terrain un épikarst sous une faible couverture avec les outils géophysiques actuels et dans un contexte ne présentant pas de morphologie prononcée. Compte tenu de ces difficultés, l'épikarst ne peut être défini qu'indirectement. A partir de caractéristiques morphologiques, aisées à cartographier, trois indices lui sont attribués :

- l'indice E_1 correspond au cas le plus vulnérable. Y sont associés les gouffres et dépressions absorbants les cours d'eau, les dolines ainsi que les affleurements intensément fracturés qui peuvent correspondre à des bords de voies de communication (routes, chemins de fer,..) ou à des carrières.
- l'indice E_2 , correspond à toutes les zones intermédiaires, dans les alignements de dolines ainsi que les vallées sèches.
- l'indice E_3 recouvre le reste du bassin d'alimentation ne recelant pas les objets morphologiques précités.

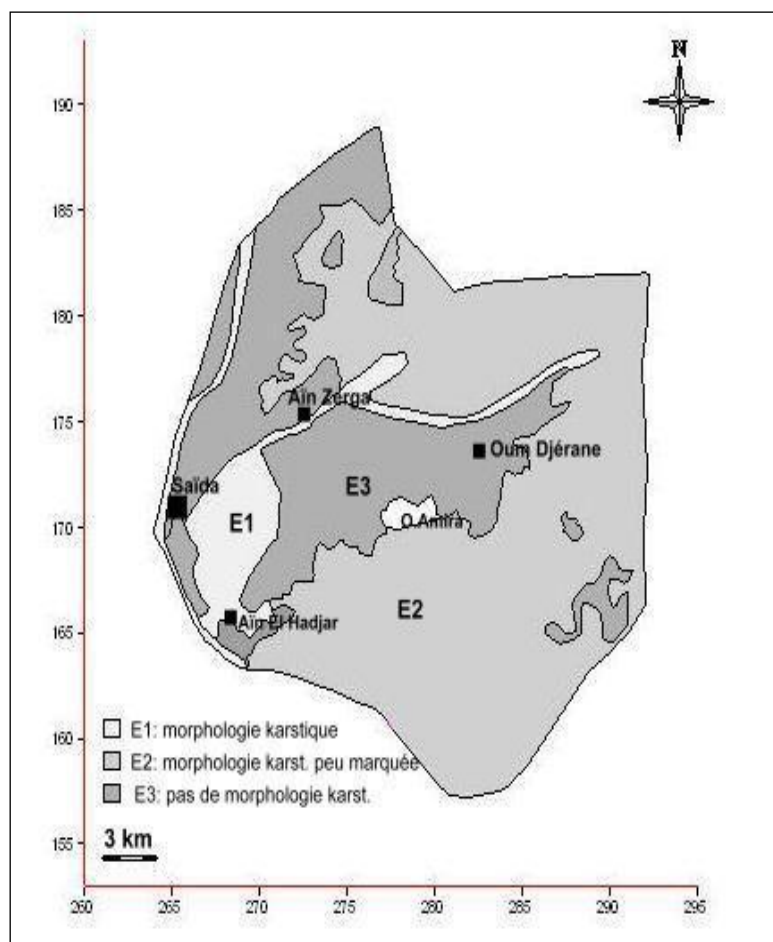


Figure 96: Couche Epikarst.

❖ Critère couverture Protectrice

Son évaluation est réalisée sur la base de la nature, l'épaisseur et la texture des niveaux pédologiques potentiellement en mesure de différer l'infiltration des eaux météoriques vers l'aquifère karstique. A cet effet, la couche d'information (fig. 97) a été élaborée à partir de l'examen de la carte géologique au 1/50.000 et de la carte d'occupation des sols (SATEC,

1976 ; I.T.E.C., 1998), des observations sur le terrain et de l'examen de quelques coupes géologiques de forages. En outre, là où les formations calcaires et dolomitiques n'affleurent pas, la couverture est assurée soit par les épaisses formations argilo-gréseuses du callo-oxfordien, soit par les formations plus récentes du Mio-Plio-Quaternaire dont l'épaisseur varie de zéro à quelques mètres. Ces surfaces d'affleurements ont été planimétrées par Pitaud (1973) en termes de formations carbonatées – formations non-carbonatées.

La cartographie de ce critère a été effectuée à l'aide de 4 indices P1, P2, P3 et P4 affectés sur la base suivante :

- P1 fait référence à l'affleurement de l'impluvium carbonaté qui représente plus de 57% de la superficie totale. Il est situé principalement dans la partie sud-est de la ville de Saida;
- P2 et P3 sont relatifs aux affleurements des formations non-carbonatées, constitués d'alluvions et de roches non-consolidées récentes, relativement perméables et peu épaisses;
- P4 concerne le reste des sols constitué, principalement, par d'épaisses formations argileuses du Callovo-oxfordien (Saida ville).

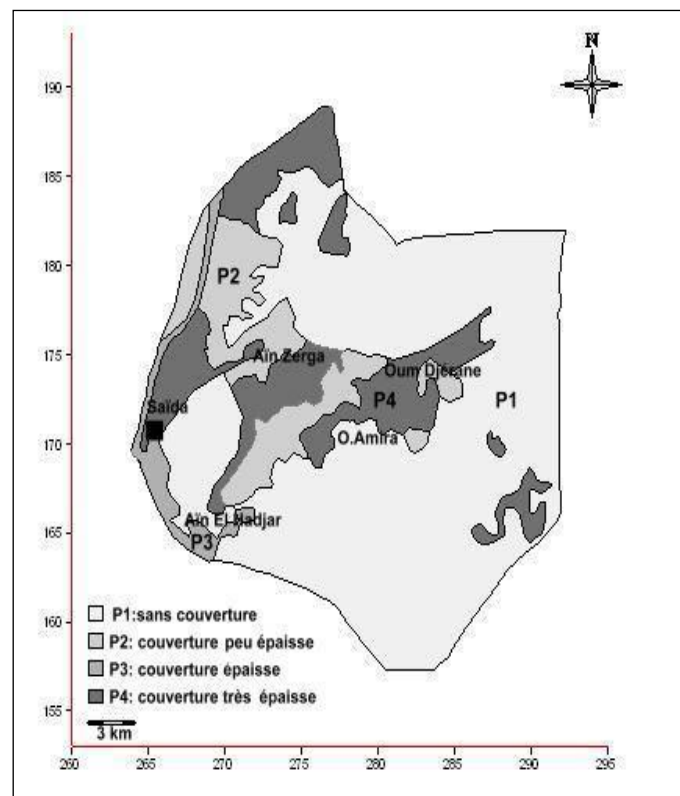


Figure 97: Couche Protection.

❖ **Critère conditions d'Infiltration**

Ce critère est déterminant dans la quantification du facteur de protection des eaux. Son appréciation se fait sur la base de la localisation des zones propices à une infiltration concentrée et rapide par opposition aux zones à infiltration lente et différée (Pranville, 2007). Cette couche thématique dépend de la pente du terrain, de la pédologie et de la nature géologique. Elle a été obtenue à partir de la carte géologique (1/50.000), la carte topographique, la carte des pentes, générée à partir d'un modèle numérique de terrain et la carte d'occupation des sols (SATEC, 1973; I.T.G.C., 1998).

L'infiltration rapide a lieu en écoulement libre suivant les discontinuités les plus larges ainsi qu'au niveau des pertes où elle prend l'allure d'un véritable ruissellement (fig.96). Dans le reste du bassin d'alimentation, les fissures de dimensions plus réduites sont le siège d'un écoulement diphasique caractéristique de l'infiltration lente.

La carte Infiltration (figure 98) est générée à partir de la combinaison de deux couches :

- la carte des classes de pentes composée de 5 classes (0 à 3% ; 3 à 6% ; 6 à 12.5%, 12.5 à 25% et plus de 25%), elle-même obtenue à partir de l'outil M.N.T au pas de 50 m ;
- la carte des objets de la géomorphologie karstique.
- L'indice I1 correspond aux zones à infiltration très concentrée qui comprend les pertes pérennes et temporaires (Slouguia, O.Amira, Bir H'mam), les lits et rivages des cours d'eau pérennes et temporaires alimentant une perte ou une doline et les berges de l'oued Saida.
- L'indice I2 (Infiltration concentrée) indexe la partie du bassin versant de pente supérieure à 25% sans drainage artificiel des pertes et cours d'eau mentionnés en I1 ;
- L'indice I3 (infiltration intermédiaire) se rapporte à la partie du bassin versant non drainée artificiellement et dont la pente est inférieure à 10% pour les zones de culture, 25% pour les prés et les champs (formations récentes du plio-quadernaire, alluvions, terrasses) ;
- L'indice I4 (infiltration diffuse) caractérise le reste du bassin d'alimentation. (formations argileuses du Callovo-oxfordien).

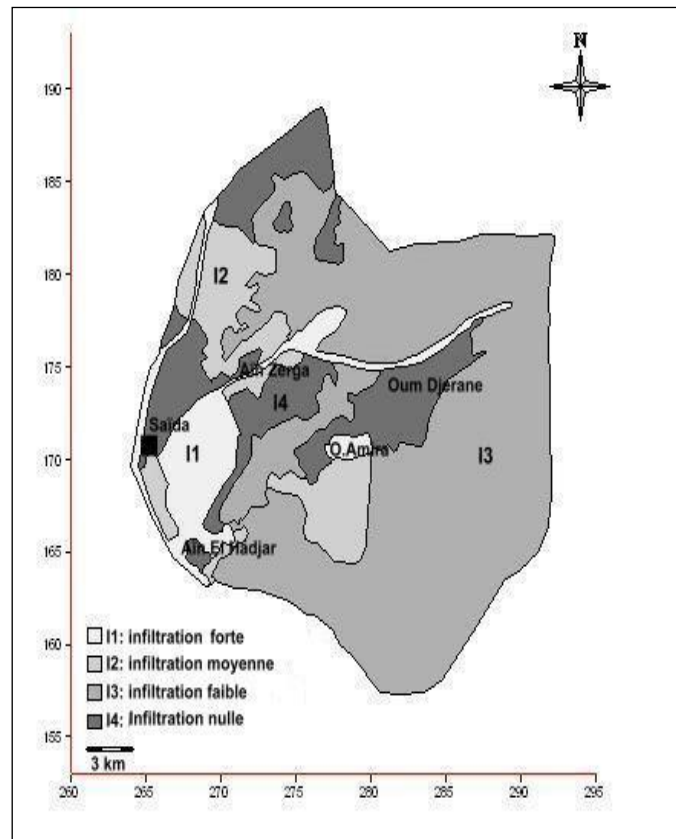


Figure 98: Couche Infiltration.

❖ Critère Karst

L'appréciation de ce critère nécessite la connaissance de la structure et du fonctionnement du système karstique.

Structure de l'aquifère : L'aquifère comporte une partie libre sur le plateau et une partie captive dans la région de la vallée de l'Oued Saida, attestée par l'artésianisme des nombreux forages réalisés le long de l'Oued. Leur débit peut atteindre 100 l/s comme dans le forage F62. Les directions tectoniques majeures qui affectent l'aquifère sont celles relevées dans la vallée de l'Oued Saida et celles qui constituent le "plexus" d'Oum Djerane dans le plateau. Dans la région de Saida-Nazereg, les deux zones communiquent et laissent sourdre un nombre important de sources. A priori, ce sont là les indices d'une hiérarchisation de réseau souterrain inachevée. Ce type de karst est dit type binaire (Salomon, 2006) car il possède dans son bassin d'alimentation des terrains non karstiques imperméables constitués principalement par l'épaisse formation des argiles du callovo-oxfordien, siège d'un ruissellement. Les écoulements superficiels ne pénètrent dans l'aquifère qu'à la faveur des pertes situées dans les limites de contiguïté des impluviums perméables-imperméables (cas des pertes de Ouled Amira, Bir H'mam, Slougua). Le rôle de l'impluvium non karstique est

fondamental car il concentre l'énergie disponible en un point, ce qui accélère et augmente le développement de la structure de drainage. De plus, il est responsable des apports d'eau de surface susceptibles d'influer sur le colmatage et la qualité des eaux.

Fonctionnement du système aquifère : L'examen de l'hydrogramme de la source d'Aïn Zerga montre des pics de crues très aigus. En 1979, son débit est passé de 592 l/s à 1272 l/s en moins de 24 heures ! En première instance, cette soudaine montée des eaux pourrait être imputée au raccordement de la source à la perte de Bir H'mam qui draine le bassin de Rhar Ouled Amira. Elle pourrait, aussi, être dû au fait qu'à l'amont des sources, l'aquifère serait en charge de sorte que sa fonction transmissive y est démultipliée. Quoiqu'il en soit ce sont là, les caractéristiques d'un système très peu inertiel. Toutes les informations actuellement disponibles sur la variabilité du chimisme des eaux et des teneurs isotopiques donnent à penser que le réseau karstique y est encore fonctionnel et bien développé.

La structure du système aquifère met en évidence :

- un karst de surface, représenté surtout par des dolines, des pertes et des reculées (Tidernatine). Sur le plateau, ces dolines, fort nombreuses, donnent naissance à de spectaculaires entonnoirs accessibles (Rhar Ouled Amira, Rhar Slouguia) et au plus grand poljé d'Algérie (Rhar Edick). Au fond de ces dolines et de ce poljé, les avens montrent une évolution par effondrement du vide karstique sous-jacent (puits de Bir H'mam).
- un karst profond dont la partie la plus connue est celle drainée par la source d'Aïn Zerga, la rivière souterraine de Bir Hamama et la célèbre perte de Rhar Ouled Amira. Cette rivière pourrait constituer le collecteur principal du système karstique du Causse de Tidernatine. Les pertes explorées pourraient alimenter la rivière souterraine de Bir H'mam' et la résurgence d'Aïn Zerga qui alimente la ville de Saida (Figure 4). Nul doute qu'une investigation par traçage serait particulièrement instructive pour étayer ces observations à l'instar des enseignements acquis de l'invocation d'une karstification fonctionnelle mixte, classique et hydrothermale (Djidi et al., 2008).

Les paramètres hydrodynamiques de la nappe donnent des transmissivités variant dans la gamme 10^{-2} - 10^{-4} m² /s (TES, 1973) avec des plages de valeurs plus élevées dans la vallée de Saida, entre les forages F62 et F27, et çà et là sur le plateau. Des valeurs plus faibles sont

discernables dans la vallée de Saida, au nord du forage, du fait de la réduction de l'épaisseur saturée de l'aquifère ainsi qu'en quelques rares endroits sur le plateau.

La cartographie des transmissivités reproduit cette distribution et oppose, dans la vallée de l'Oued Saida, de part et d'autre d'une limite E-W passant par le forage F62, une zone de grande hétérogénéité à une zone de moindre hétérogénéité. Cette zonalité régionale serait liée au degré de karstification du système, lui-même en rapport avec l'intensité de la tectonique, reflétée par la densité des fissures et des failles. Elle serait aussi assujettie à l'épaisseur de l'aquifère requise par les rejets verticaux pour permettre les relations hydrauliques entre les blocs.

Pour ce qui est des coefficients d'emmagasinement, ils sont de l'ordre de 10^{-5} m² /s, à l'intérieur des limites d'artésianisme de la nappe et de 10^{-3} m² /s, là où la nappe, quoique en charge, n'est plus jaillissante. Ailleurs, au niveau des parties non confinées, les données manquent pour donner une idée sur les fonctions capacitives de l'aquifère. A l'endroit du forage 80, une valeur égale à $5 \cdot 10^{-2}$ aurait été estimée à la suite des mesures effectuées lors d'une campagne d'étude (T.E.S. ,1973).

La classification du critère K est établie sur l'affectation des indices :

- K1 (réseau karstique bien développé) correspond aux zones comportant un réseau à conduits décimétriques à métriques, très peu colmatés et bien connectés. (vallée de l'oued Saida où sont concentrés la majorité des forages artésiens (F62, F4, F27, Daoudi Moussa, Sidi Gacem, Aïn Tghat, ...), les nombreuses résurgences situées sur l'axe de l'Oued Saida et les environs de la source d'Aïn Zerga (Aïn Hallouf, Aïn Kerma, Poirier ...). Cette zone est caractérisée par la présence de plusieurs pertes (O.Amira, Bir H'mam, Ghar Edick, Slouguia, ..) ;
- K2 (réseau karstique mal développé) se rapporte aux zones où s'est développé un réseau à drains et conduits mal connectés ou mal colmatés voire de faibles dimensions (en deçà de 10^{-1} m) : plateau de Hassasna, Aïn El Hadjar, Oum Djerane ;
- l'indice K3 (réseau karstique mixte) concerne la zone où l'exutoire est soit en milieu poreux soit en milieu fissuré et non karstifié. Les analyses bactériologiques effectuées en 1982 y ont révélé plusieurs points contaminés dont le forage F27 (tableau 5).

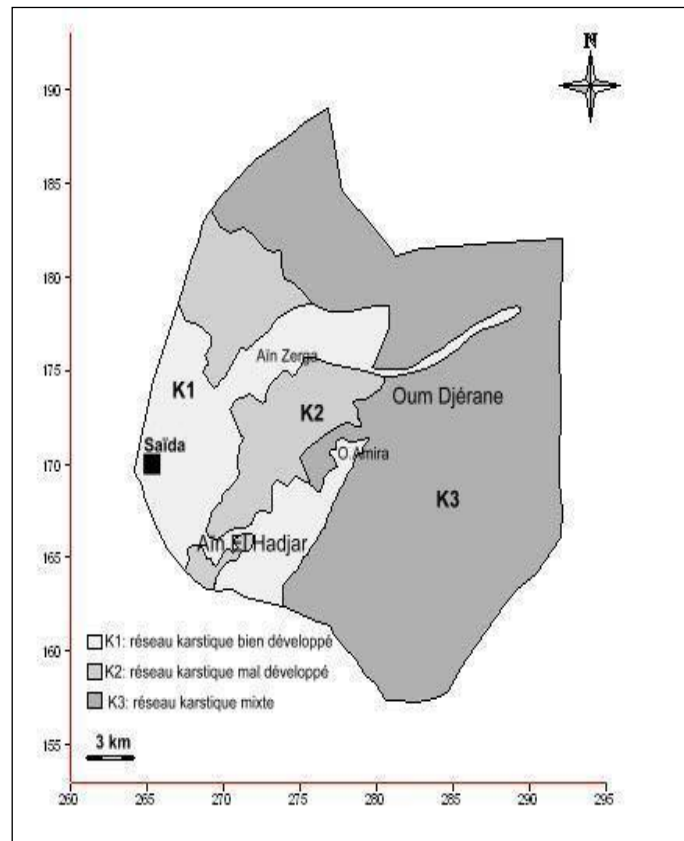


Figure 99: Couche Karst.

La classification du critère K est établie sur l'affectation des indices K1, K2 et K3 dont la signification est :

- K1 (réseau karstique bien développé) correspond aux zones comportant un réseau à conduits décimétriques à métriques, très peu colmatés et bien connectés. (vallée de l'oued Saida où sont concentrés la majorité des forages artésiens (F62, F4, F27, Daoudi Moussa, Sidi Gacem, Aïn Tghat, ...), les nombreuses résurgences situées sur l'axe de l'Oued Saida et les environs de la source d'Aïn Zerga (Aïn Hallouf, Aïn Kerma, Poirier ...). Cette zone est caractérisée par la présence de plusieurs pertes (O. Amira, Bir H'mam, Ghar Edick, Slougua, ..) ;
- K2 (réseau karstique mal développé) se rapporte aux zones où s'est développé un réseau à drains ou conduits mal connectés ou mal colmatés voire de faibles dimensions ($>10^{-1}$ m) : plateau de Hassasna, Aïn El Hadjar, Oum Djerane ;
- l'indice K3 (réseau karstique mixte) concerne la zone où l'exutoire est soit en milieu poreux soit en milieu fissuré et non karstifié. Des analyses bactériologiques

effectuées en 1982 ont montré que plusieurs points étaient pollués dont le forage F27, la source d'Aïn Sultane, ...

Toutes ces observations sont consignées sur deux couches d'information spécifiques intitulées « Sensibilité » et « Transmissivités ». De leur croisement, résulte la cartographie du critère "Développement du Karst" effectuée à l'aide de valeurs allant de 2 à 31 (figure 100).

3.3-Résultats

Les cartes thématiques EPIK (fig. 96 à 99) ont été élaborées après évaluation et digitalisation. Elles ont été, ensuite, superposées et puis combinées deux à deux pour élaborer la carte du facteur de formation F_p . Le diagramme de la figure 100 rend compte du mode opératoire de son calcul.

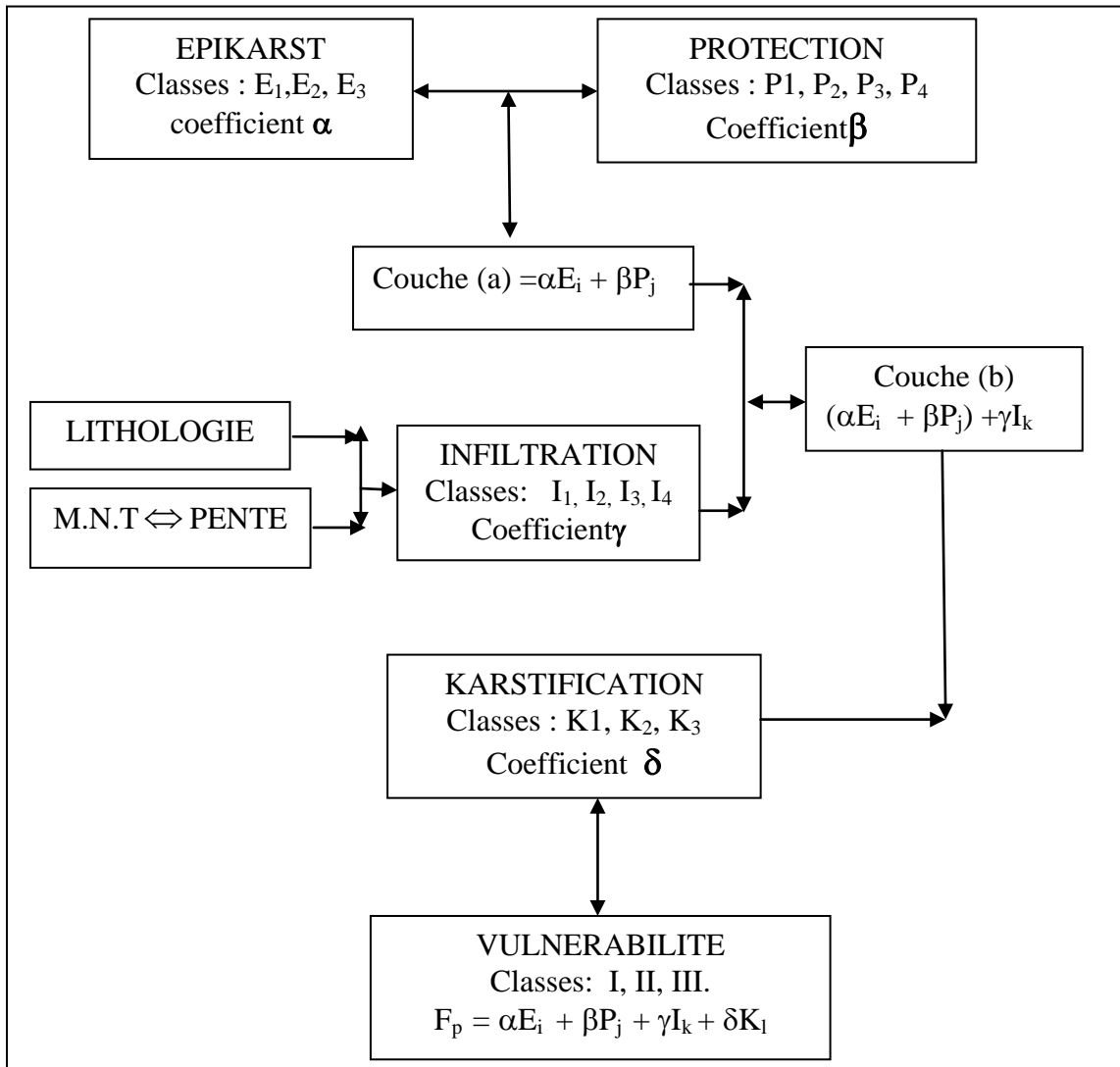


Figure 100: Diagramme des croisements de couches d'information EPIK.

A l'issue de ce calcul, la gamme des valeurs obtenues permet un découpage en quatre classes du facteur de formation dont les trois premières, relatives aux valeurs les plus faibles du facteur de formation, réfèrent à aux tranches de vulnérabilité les plus vulnérables (Tab.44).

$F_p^I \leq 19$	zone I \Leftrightarrow Vulnérabilité élevée
$20 \leq F_p^{II} \leq 25$	zone II \Leftrightarrow Vulnérabilité moyenne
$F_p^{III} \geq 25$	zone III \Leftrightarrow Vulnérabilité faible

Tableau 45: Détermination des zones de vulnérabilité.

La carte finale (fig.101) en donne une expression cartographique en trois zones de protection S1, S2 et S3 qui reflètent ces niveaux de vulnérabilité de la nappe.

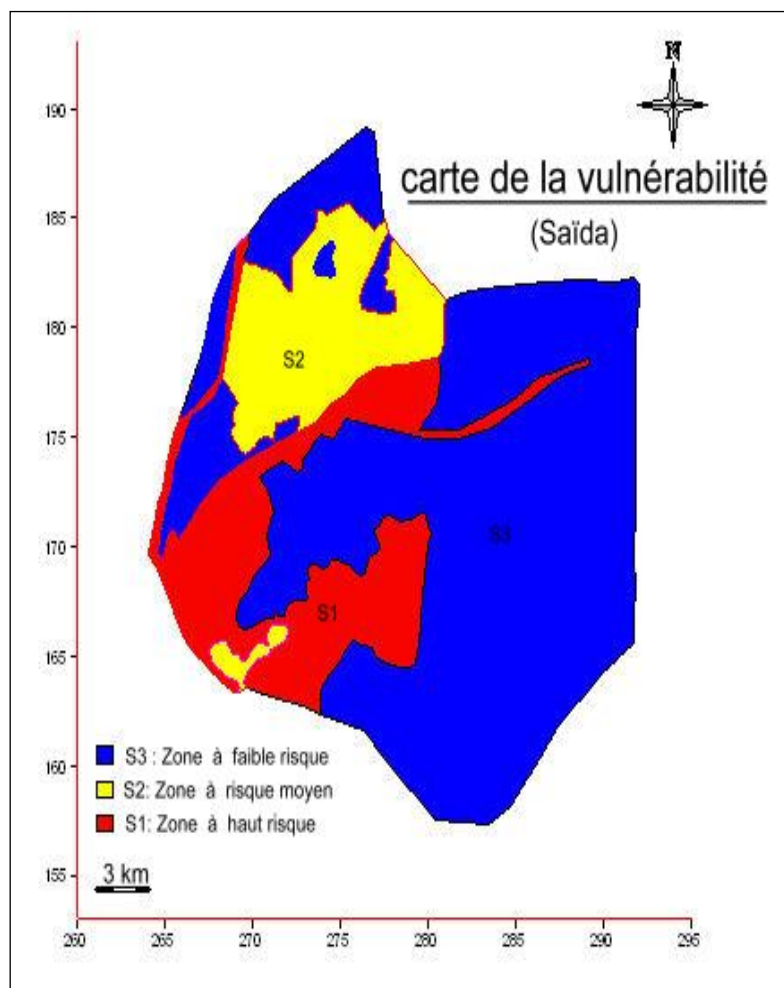


Figure 101: Carte de vulnérabilité de la zone d'alimentation de l'aquifère karstique de Saïda.

3.4- Conclusion

L'aquifère karstique de Saida présente la singularité des systèmes binaires dont les caractéristiques sont encore mal élucidées. Son réseau karstique est particulièrement bien développé dans les parties Est et Sud où ses modalités d'infiltration empruntent les voies rapides des pertes et celles plus diffuses de l'épikarst.

La cartographie de sa vulnérabilité indique que les zones les plus exposées aux risques de pollution s'identifient aux champs de lapiaz, peu ou mal protégés par la couverture protectrice des argiles de Saida ou du mio-plio-quaternaire. Les pertes, les pieds de pente et les berges de l'oued y sont également inclus. Les zones moyennement vulnérables se rapportent aux formations calcaires, caractérisées par un modelé géomorphologique peu développé, ou recouvertes par une couverture protectrice relativement épaisse. L'indice de vulnérabilité minimal est confiné aux formations imperméables qui couvrent la partie Ouest du périmètre d'étude. La transposition des zones de vulnérabilité en zones de protection S définit de grandes zones S1, de périmètre de protection immédiate au niveau des unités intensément karstifiées à l'Est et au Sud de la ville de Saida ainsi qu'au niveau du plateau. Les zones S2, de périmètre de protection rapprochée sont principalement localisées dans les formations calcaires peu karstifiées, alors que les zones S3 de périmètre de protection éloignée sont généralement associées aux formations à l'origine de sous-bassins non karstiques mais comportant, néanmoins, pour quelques-uns, des terrains susceptibles d'être drainés par des pertes.

Ces résultats obtenus avec la méthode EPIK gagneraient en résolution par une meilleure connaissance de l'aquifère karstique. Ils gagneraient aussi à être comparés avec ceux obtenus par l'utilisation conjointe d'autres méthodes. Ils seraient plus fiables s'ils venaient à être éprouvés par leur confrontation avec les cartes de la pollution par les nitrates mesurées sur le terrain.

CONCLUSION GENERALE

Une synthèse des interprétations à partir des deux approches hydrogéochimique et hydrodynamique nous permet d'avancer une première conclusion sur la caractérisation du système aquifère de la région qui devrait être affinée en se basant sur des données plus fiables et cohérentes. Il s'agit d'un hydrosystème complexe, composé d'une rivière, drainant un aquifère karstique, composé probablement de plusieurs sous-systèmes karstiques plus ou moins indépendants, et où le ruissellement de surface peut jouer parfois un rôle très important dans la recharge ponctuelle.

L'aquifère karstique de Saïda (vallée de l'oued Saïda et Tifrit) présente la complexité des systèmes binaires ; ses caractéristiques sont encore mal élucidées. Son réseau karstique est particulièrement bien développé dans les parties est et sud où ses modalités d'infiltration empruntent les voies rapides à partir de pertes et celles plus diffuses de l'épikarst. Mais cette complexité est grandement accentuée par le rôle très particulier joué par les eaux thermominérales auxquelles sont associées en profondeur une production de CO₂ et des échanges chimiques et isotopiques entre l'eau et la roche.

Au point de vue structural, l'aquifère comporte une partie libre sur le plateau et une partie captive dans la région de la vallée de l'Oued Saïda, attestée par l'artésianisme des nombreux forages réalisés le long de l'Oued. Leur débit peut atteindre 100 l/s comme au forage F62. Les directions tectoniques majeures qui affectent l'aquifère sont celles relevées dans la vallée de l'Oued Saïda et celles qui constituent le « plexus » au niveau d'Oum Djerane dans le plateau. Dans la région de Saïda-Nazereg, les deux zones communiquent et permettent l'émergence d'un nombre important de sources. A priori, ce sont là les indices d'une hiérarchisation d'un réseau souterrain de drainage inachevé.

Pour ce qui est du fonctionnement du système aquifère, l'examen de l'hydrogramme de la source d'Aïn Zerga montre des pics de crues très aigus. En 1979, son débit est passé de 592l/s à 1272l/s en moins de 24 heures. Elle doit cette soudaine montée des eaux à des précipitations alimentant un écoulement de surface aboutissant à la perte de Bir H'mam qui draine le bassin de Ghar ouled Amira. Cette perte paraît bien connectée au réseau de drainage karstique qui semble bien développé. La structure du système

aquifère met en évidence :

- un karst de surface, représenté surtout par des dolines, des pertes et des reculées (plateau de Tidernatine). Les dolines, fort nombreuses sur le plateau, donnent naissance à des entonnoirs accessibles et spectaculaires (Ghar Ouled Amira, Ghar Slouguia). Au fond de ces dolines, les avens évoluent par effondrement du vide karstique sous-jacent (puits de Bir H'mam).
- un karst profond dont la partie la plus connue est celle drainée par la source d'Ain Zerga, la rivière souterraine de Bir Hmam et la célèbre perte de Ghar Ouled Amira. Cette rivière pourrait constituer le collecteur principal du système karstique du causse de Tidernatine. Les pertes explorées pourraient alimenter la rivière souterraine de Bir H'mam et la résurgence d'Ain Zerga qui alimente la ville de Saïda.

Les transmissivités de l'aquifère varient dans la gamme 10^{-2} - 10^{-4} m² /s. Les plus fortes valeurs se rencontrent dans la vallée de Saïda entre les forages F62 et F27 et plus rarement sur le plateau. Des valeurs plus faibles apparaissent dans la vallée de Saïda, au Nord du forage, du fait de la réduction de l'épaisseur saturée de l'aquifère. Ces faibles valeurs se rencontrent aussi sur le plateau. La cartographie des transmissivités oppose, dans la vallée de l'Oued Saïda, de part et d'autre d'une limite E-W passant par le forage F62, une zone de grande hétérogénéité à une zone de moindre hétérogénéité localisée. Cette zonalité régionale serait liée au degré de karstification du système, lui-même en rapport avec l'intensité de la tectonique, reflétée par la densité des fractures et des failles. Elle serait aussi liée à l'épaisseur de l'aquifère requise par les rejets verticaux pour permettre les communications hydrauliques entre les blocs.

Les valeurs des coefficients d'emmagasinement sont de l'ordre de 10^{-5} à l'intérieur des limites d'artésianisme de la nappe et de 10^{-3} , là où la nappe est toujours en charge. Ailleurs, au niveau des parties non captives, les données manquent pour avoir une idée des fonctions capacitives de l'aquifère. Au forage 80, on aurait, toutefois, mesuré une valeur égale à $5 \cdot 10^{-2}$.

L'aquifère régional de Saïda inclut une composante hydrothermale caractérisée par des températures relativement élevées en profondeur (80-100 °C) et un flux de CO₂ profond, les deux n'étant pas nécessairement liés, probablement parce que la montée de CO₂ profond

est localisée. Ces eaux thermales indiquent la présence d'une paléorecharge, qui ne peut pas être datée, ni climatiquement définie, en raison des interactions eau-roche aux températures élevées en profondeur et à la présence du CO₂.

La composante thermique de CO₂ est nécessairement liée à l'origine des conduits karstiques dans la zone phréatique, qui ont été constitués par un flux d'eau et de CO₂. Des systèmes de grottes d'origine hydrothermale ont été décrits et étudiés dans plusieurs régions du monde.

Les conduits rencontrés en profondeur dans la région de Saida dans quelques forages, en particulier dans la partie du nord-est, où le CO₂ profond est abondant, montrent l'importance du CO₂ profond dans le développement des karsts hydrothermaux. D'ailleurs, la variabilité saisonnière du contenu chimique et isotopique dans les eaux souterraines montre également l'existence d'un certain fonctionnement karstique dans la zone phréatique.

À la différence des karsts classiques se développant à partir de la surface, les karsts hydrothermaux se développent plutôt dans les zones profondes favorables à l'augmentation du CO₂, en liaison avec les fractures ouvertes créées par la distension géologique régionale dans les horsts et les grabens.

En surface, la recharge concentrée au contact entre la roche imperméable et la roche carbonatée favorise un fonctionnement karstique dans les zones de recharge, contrairement aux zones de décharge, où les sources sont nombreuses et dispersées dans le graben. En effet les quatre principales sources présentent autour de 30% du débit des sorties. Dans un système karstique classique bien développé, l'écoulement des eaux souterraines est organisé un réseau de conduits depuis la zone de recharge jusqu'à une sortie simple, ce qui n'est pas observé dans l'aquifère karstique de Saida.

Dans notre zone d'étude, les processus karstiques classiques n'ont pas pu développer complètement un réseau de conduits dans la zone phréatique convergeant à un seul point de décharge, parce que l'écoulement des eaux souterraines dans ces conditions semi-arides est très faible, exigeant une période beaucoup plus longue pour le développement karstique que dans les conditions humides. Le développement du karst a été certainement modifié par des phénomènes hydrothermaux. Le grand nombre de sources est susceptible d'être la conséquence des développements de karst hydrothermal dans la zone phréatique en relation avec le flux de CO₂ profond. Sans compter la paléorecharge du système thermal profond, l'aquifère est actuellement rechargé par infiltration directe à partir des affleurements de roches carbonatées concentrées dans les pertes.

Cette recharge actuelle, s'écoulant par des conduits karstiques bien développés, est responsable de la variabilité des débits des sources, des niveaux d'eau dans les puits et du contenu chimique dissous. Comme le montrent les échantillonnages saisonniers, la qualité de l'eau change périodiquement et par conséquent la proportion de l'eau thermale et de CO₂ profond dans le mélange aux sources et dans la nappe.

Ces deux composantes, recharge actuelle et eaux souterraines thermales, dans les proportions variables dans le temps et l'espace, dépendent aussi bien, de l'intercommunication locale entre les conduits karstiques hydrothermaux et classiques près de la surface, que des conditions climatiques. Le fonctionnement et la structure de ce système aquifère devraient être comparés à ceux d'aquifères étudiés en Algérie orientale, dans la région de Constantine, où existe une tectonique active et des flux profonds de CO₂, comme cela est observé également en France méridionale, mais de façon plus modeste. L'organisation complexe des écoulements dans l'aquifère karstique de Saida a des conséquences pratiques importantes.

Quand des conduits reliés ensemble sont recoupés par un forage, le débit de pompage peut être élevé, ce qui peut conduire à une surexploitation, accentuée par une augmentation de la partie des eaux thermales qui peuvent avoir des caractéristiques géochimiques impropres à la consommation ou à l'irrigation, comme cela a été observé en Espagne. Ces conduits complexes permettent le mélange en profondeur d'eaux souterraines anciennes, non polluées, avec des eaux potentiellement polluées, récentes et peu profondes.

La cartographie de sa vulnérabilité indique des zones les plus exposées aux risques de pollutions s'identifient aux gouffres, pieds de pente et les berges de l'Oued Saïda peu ou mal protégés par la couverture protectrice des argiles de Saida ou du Mio-plio-quadernaire. Les pertes, y sont également incluses. Les pollutions des eaux dans la région de Saida sont la conséquence de la vulnérabilité des affleurements rocheux carbonatés et de l'insuffisance de mesures de protection. Généralement mal connu, ce type d'aquifère complexe devrait être étudié à fond afin de déterminer les conditions du développement des conduits et drains karstiques pour suggérer des plans appropriés de gestion pour leur protection et leur exploitation durables et appropriés.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aquilina L, Ladouche B, Doerfliger N, Bakalowicz M. (2003) Deep water circulation, residence time and chemistry in a karst complex. *Ground Water*, 41 (3) pp790-805.

Atrops F, Benest M. (1993) Mise en évidence d'une série réduite de haut-fond pélagique de l'Oxfordien au Berriasien dans les blocs calcaires sud-telliens de l'Ouest algérien : implications paléogéographiques et structurales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, n° 2, pp. 107-114.

Auclair D, Biehler, Augier J. (1967) Etude géologique des hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saida, publ. Serv. Geol. Alg. Bull.34.

Bakalowicz M (1996) Les processus de karstification et les différents types de karst associés. *Mém.Soc. géol. France*, 169,pp 363-371.

Bakalowicz M (1999) Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques, Guide technique du SDAGE Rhone-Méditerranée-Corse,40 p.

Bakalowicz M (2003) Le karst objet géologique particulier Caractéristiques et concepts. Méthodes d'étude et de reconnaissance. Problèmes posés. Cours DESS Geotechnique Université Paris-6.

Bakalowicz M, (1986 La karstification: processus, modèles et exemples, 9th International Congress of Speleology, pp 59-63.

Bakalowicz M, D. Ford, Miller C.T , A.N. Palmer , M.V. Palmer.,(1989): Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 99, pp 729-738.

Bakalowicz M, Mangin.A. (1980) L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. *Mém. h. sér. Soc. géol. France*, 11, pp 71-79.

Bakalowicz M, Plagnes V. (1998) La protection des ressources en eau souterraine en région karstique. Eléments de réflexion pour une politique d'aménagement raisonné. *Hydrogéologie*, (4), ,pp 23-27.

Bakalowicz M. (1979) Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de sa karstification, Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Paris VI, 269.

Bakalowicz M. (1994) Water geochemistry: water quality and dynamics

Bakalowicz M. (1995) La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie* 4, pp 3-21.

Bakalowicz M. 1979b L'anhydride carbonique dans la karstogenèse. Actes du Symposium International sur l'Erosion Karstique, U.I.S, Aix-Marseille-Nîmes, pp 41-48.

Bakalowicz M. 1980 Un précieux informateur hydrogéologique : le système chimique CO₂-H₂O-carbonate. Colloque de la Société Géologique de France, pp 11-23.

Bakalowicz M.(1996) Le traçage naturel des aquifères karstiques. Les apports de la chimie des eaux et des isotopes du milieu. Pour une gestion active des ressources en eau d'origine karstique. Séminaire national 27,28 et 29 novembre 1996.pp 197-221.

Bakalowicz M. (1976) Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains. Proceedings 2^{ème} Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon, Annales scientifiques de l'Université de Besançon.

Bakalowicz M., Blavoux B., Mangin A. (1974) Apport du traçage isotopique naturel à la connaissance d'un système karstique. Journal of Hydrology 23, pp141-158.

Bakalowicz M., Crochet Ph., D'Hulst D., Mangin A., Marsaud B., Ricard J. & Rouch R. ,1994 Expérience de pompage à fort débit dans un gouffre. Résultats fondamentaux et appliqués. Action Cost 65, Réunion de Millau, Mai 1994.

Bakalowicz M. (1996) Le traçage naturel des aquifères karstiques .Les apports de la chimie des eaux et des isotopes du milieu. Pour une gestion active des ressources en eau d'origine karstique. Séminaire national 27,28 et 29 novembre, pp 197-221.

Bakalowicz M. (2005) Karst groundwater: a challenge for new resources

Bakalowicz M. (2006) : Causes Majeures, J. C. Roux, Aquifères et eaux souterraines en France, Orléans, pp 738-752.

Blavoux B, Burger A, Chauve P, Mudry J., (1979): Utilisation des isotopes du milieu à la prospection hydrogéologique de la chaîne karstique du Jura, Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique, 21 (4), pp 295-306.

Bois Ph, Obled Ch, Zin I. (2007) Introduction au traitement de données en hydrologie E.N.S. d'Hydraulique et Mécanique de Grenoble ENSHMG -7ème édition revue et complétée.

C.D.T.N. (1994) Étude isotopique et hydrochimique des eaux souterraines de la région de Saïda.

Ceron-Garcia J.C., Pulido Bosch A. (1993) Considérations géochimiques sur la contamination par le CO₂ des eaux thermominérales de l'aquifère surexploité de l'Alto Guadalentin (Murcie, Espagne), C.R. Acad. Sci. Paris 317, pp 1121-1127.

Clair A. (1952) Etude hydrogéologique des monts de Saïda. Rapport de synthèse, Agence Nationale des Ressources en Eau, Alger.

Clair A. (1973) Etude hydrogéologique des monts de Saïda.

Decamps P. (1971) : Étude hydrogéologique de la région de Saïda -Tagremaret - Etat des connaissances, DEMRH.

Djebbar M, Bencheikh M, Hocine L, Bakalowicz M, MeniaïH., (2004): Identification hydrogéochimique du karst hydrothermal constantinois (Algérie nord-orientale), Sciences et Technologie B (Algérie), (22) 75-82.

Djebbar M. (2005) Caractérisation du système karstique hydrothermal Constantine-Hamma Bouziane-Salah Bey dans le Constantinois central (Algérie Nord oriental). Thèse Doctorat d'Etat, Université Constantine 1. 232p.

Djebbar M. (2006) Le système karstique hydrothermal constantinois (Algérie nord orientale): structure et fonctionnement. Actes du 8e Colloque d'Hydrogéologie en Pays Calcaire. 21 – 23 Septembre. Presses universitaires de Franche-Comté, Neuchâtel, pp 89-92.

Djidi K, Bakalowicz M, Benali A. (2008) Mixed, classical and hydrothermal

karstification in a carbonate aquifer Hydrogeological consequences. The case of the Saïda aquifer system, Algeria. C. R. Geoscience.

Djidi K, Benali A.(2010) Cartographie multicritère de la vulnérabilité de l'aquifère Karstique de Saida : proposition d'un schéma de protection, AGR VOL 17 N°4 pp 251-264

Doerfliger N, Zwahlen F. (1997) : EPIK, méthode de cartographie de la vulnérabilité des aquifères karstiques pour la délimitation des zones de protection. XII, International Congress of Speleology, Suisse.

Elmi S, Benest M., (1978) : Les " Argiles de Saïda " faciès flyshoïde du Callovo- Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien). Stratonomie, environnements, interprétation et évolution paléogéographique. *Livre Jubilaire J. Flandrin, Lyon.* pp, 203-242.

Fontes J.Ch, Olivry J.C. (1976) Premiers résultats sur la composition isotopique des précipitations de la région du Mont Cameroun. Cahier ORSTOM, série hydrol.Vol XIII N° 3, 1976. pp 180-194.

Fontes J.Ch. (1985) Some considération on groundwater dating using environmental isotopes In Hydrology in tile service of man , Niemores or tile ternational Association of the Hydrogeologist Cambridge.

Fritz P., Fontes J.C. (1980) Handbook of environmental isotope geochemistry, Amsterdam, 545 p.

Gonfiantini R, Zuppi G.M.(2003): Carbon isotope exchange rate of DIC in karst groundwater, *Chemical Geology*, 197 (2003) 319-336].

Guardia A.(1975) Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-occidentale, relations structurales et paléogéographiques entre le Tell extrême et l'avant pays Atlassique. Thèse.Doct.Univ. Nice. 285p + carte au 1/100000

Jourde H (2013) Contribution des eaux souterraines karstiques aux débits des cours d'eau, impact des prélèvements et modalités de gestion Journée Eau Et Connaissance

Kattan Z. (1997) Environmental isotope study of the major karst springs in Damascus limestone aquifer systems: case of the Fighé and Barada springs, *Journal of Hydrology*, 193 161-182.

Khalidi.A., (2005) Ecoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien " Monts de Tlemcen-Saida" Thèse de doctorat d'état.

Kiraly L (1969) Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. *Ecl.Geol.Helv.*, 62 (2)

Kiraly L. (1969b) Statistical analysis of fracturation (Orientation and density).*Geol.Rundschau*, 59,1.

Kiraly L. (1975) Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques.*Hydrogeology of karstic Terrains; A.I.H*

Klimchouk A. (2004) Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution .*Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers The Virtual Scientific Journal*

Klimchouk A., FordD. C. (2000) Type of karst and evolution of hydrogeologic settings.

Makhlouf, Z., Michel C., 1994, A two-parameter monthly water balance model for French watersheds., *Journal of hydrology*, Vol. 162, issues 299-318.

Makhlouf, Zoubir., 1994, Compléments sur le modèle pluie-débit GJ et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Docteur es Sciences. Orsay: Université de Paris XI ORSAY, CEMAGREF d'Antony, 249 p. Annexes 426 pp

Mangin A. (1988): Réflexion sur les mécanismes de l'infiltration dans les karsts à partir de l'exemple de Niaux, *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, 8 3-25.

Mangin A. 1981a *Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques*. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences, Série III, Paris*, t 293, pp 401-404.

Mangin A. 1981b *Apports des analyses corrélatoire et spectrale dans la connaissance des systèmes hydrologiques*. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences, Série III, Paris*, t 293, pp 1011-1014.

Mangin A. 1982b L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. *Reunion Monografica sobre el Karst, Larra*, , pp 141-157

Mangin A. 1984a Ecoulement en milieu karstique. *Annales des Mines*, 56, pp 135-142.

Mangin A. 1984b Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrales. *Journal of Hydrology*, 67, pp 25-43.

Mangin. A. (1975) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. 3ème partie. Constitution et fonctionnement des aquifères karstiques, *Annales de Spéléologie*, 30 (1) 21-124.

Marsaud B.(1996): Structure et fonctionnement de la zone noyée des karst à partir des résultats expérimentaux. Thèse de doctorat.

Mathevet T. (2002) Analyse du fonctionnement du système karstique de Bange-L'eau-Morte (Bauges, Savoie & Haute-Savoie, France) Université Pierre et Marie Curie, Université Paris-Sud, École des Mines de Paris& École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts.

Mudry J. (1987) Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés, Doctorat ès Sciences naturelles, Université de Besançon, 381.

Mudry J., (1981) Sur l'origine des gradients des teneurs isotopiques et géochimiques dans les eaux karstiques du Jura (France), *Journal of Hydrology*, 50 167-178.

Perrin, C., (2000) Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Docteur de l'INPG Spécialité: Mécanique des Milieux géophysiques et Environnement. Antony: CEMAGREF d'Antony, 276 p. Annexes 518 p.

Perrin, C. ; ANDRESSIAN, V. (2011) Application du modèle GR4j sous excel (web)

Perrin. C (2004) Les modèles hydrologiques du génie rural CEMAGREF

Pitaud G. (1973) Etude hydrogéologique de la vallée de l'oued Saïda (Algérie), DEMRH.

Pitaud G.(1973) Etude hydrogéologique de la région de Saïda-Sidi Youcef.

Plagnes V. (1997) Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie. Thèse de doctorat.

Renou A. (1843) Aperçu sur la constitution géologique de l'Algérie, anaales des mines

SETHYOR., (1982) Périmètre de protection de la nappe karstique de Saïda

T.E.S. (1973): Recommandations préliminaires sur l'exploitation des forages F48 et F62
Rapport mission soviétique contrat 93-8713, Batna.

Liste des figures

Figure 1	Extrait de la carte géologique d'Algérie (GUARDIA ,1975).	6
Figure 2	Cadre structural schématique de l'Algérie (in, C.Khemmar ,1981).	7
Figure 3	Grands traits de la structure de l'Algérie du NW in ELMI (1971).	3
Figure 4	Carte de situation géographique de la zone d'étude	14
Figure 5	Carte géologique de la région de Saïda	15
Figure 6	Log stratigraphique de la région de Saïda	18
Figure 7	Lithologie et tectonique de la zone d'étude	20
Figure 8	Coupes géologiques N-S et E-W (Pitaud, 1973)	20
Figure 9	Coupe géologique Est- Ouest (graben de Saïda)	21
Figure 10	Limites des unités hydrogéologiques (Pitaud, 1973)	22
Figure 11	Coupe synthétique du cause de Tidernatine (IFRI, 1988).	27
Figure 12	Coupe géologique axe Saïda-Hammam Rabbi(Etude SATEC,1995).	29
Figure 13	Carte hydrogéologique de la nappe de Saïda (SETHYOR ,1982).	38
Figure 14	Réseau hydrographique de la région de Saïda	42
Figure 15	Réseau hydrographique du plateau d'El Hassasnas (ANRH, 1994)	43
Figure 16	Carte de situation géographique du bassin versant de l'oued Saïda.	43
Figure 17	Carte du réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued SAIDA (Sethyor, 1982)	45
Figure 18	Pluviométries mensuelles et annuelles enregistrées au niveau des stations de Saïda, Tifrit et S.Mimoun	49
Figure 19	Moyennes interannuelles des débits en m ³ /s de 1980 à 1995 (ANRH).	51
Figure 20	Statistiques descriptives de la station du PK50	52
Figure 21	Statistiques descriptives de la station de Sidi Mimoun	54
Figure 22	Hydrogramme du PK50-1980-1997 (données ANRH).	55
Figure 23	Hydrogramme de Sidi Mimoun-1980-1995 (données ANRH).	56
Figure 24	Droite de régression linéaire (Pluie-Débit) PK50-(1980-1997).	57
Figure 25	Droite de régression linéaire (Pluie-Débit)-Sidi Mimoun.	58
Figure 26	Schéma du Causse de Saïda	63
Figure 27	Processus de karstification (Bakalowicz, 2002)	64
Figure 28	Potentiel de karstification (Bakalowicz, 2002)	64
Figure 29	Coupe et plan de la perte de Rhar Slouguia (S.Foin et B.Lips, 1985)	69
Figure 30	Schéma de la perte de Bir H'mam (S.Foin et B.Lips, 1985)	70
Figure 31	Schéma de configuration de la perte de Rhar O.Amira (S.Foin et B.Lips, 1985)	70
Figure 32	Représentation d'un système karstique (d'après A.MANGIN in Groundwater Ecology, 1994)	71
Figure 33	Les différentes configurations des karsts (Marsaud, 1996).	73
Figure 34	Schéma fonctionnel du système karstique (in Marsaud, 1996).	75
Figure 35	Schématisation d'un système karstique (C.Drogue, 1971)	78
Figure 36	Simple cumul PK-SM	107
Figure 37	Double cumul PK-SM	107
Figure 38	Double cumul PK50-Sidi Boubekeur	108
Figure 39	Ajustement des débits moyens mensuels à la loi Log-normale - station- PK50	109

Figure 40	Ajustement des débits moyens annuels à la loi Log-normale - station- PK50	109
Figure 41	Ellipse de Bois - station -PK50	112
Figure 42	Ellipse de Bois - station de Sidi Mimoun	113
Figure 43	Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (Mangin, 1975).	114
Figure 44	Graphique des débits classés à Saïda	115
Figure 45	Courbes des fréquences cumulées des débits classés à Saïda, Sidi Mimoun (Khaldi, 2005).	116
Figure 46	Distributions des BFI mensuels de la période 1980-81 -1994-95 à la station PK50	120
Figure 47	Distribution des BFI mensuels des années 1981-95	121
Figure 48	Distribution des indices d'écoulement de base aux stations PK50 et S/Mimoun	121
Figure 49	Indices d'écoulement de base aux stations(a) PK50 et (b) Sidi Mimoun	121
Figure 50	Décomposition de l'hydrogramme à la station PK 50 Période du 01/09/1980 au 31/08/1984	122
Figure 51	Décomposition de l'hydrogramme à la station PK 50 Période du 05/11/1984 au 13/10/1996	122
Figure 52	Hydrogramme du PK50 -cycle 1980-1981	130
Figure 53	Correlogramme simple des débits à la station du PK50 -cycle 1980-1981.	130
Figure 54	Correlogramme croisé du PK50 -cycle 1980-1981	131
Figure 55	Amplitude croisée et phase PK50 -cycle 1980-1981.	131
Figure 56	Amplitudes spectrales PK50 -cycle 1980-1981.	131
Figure 57	Fonctions de gain et de cohérence et phase -PK50 -cycle 1980-1981.	132
Figure 58	Hydrogramme du PK50 -Période du 24/09/80 au 04/11/84.	133
Figure 59	Hydrogramme du PK50 -Période du 05/11/84 au 13/10 /96	133
Figure 60	Correlogrammes simples du PK50 -Périodes 80-84 et 84-96.	134
Figure 61	Correlogrammes croisés du PK50 -Périodes 80-84 et 84-96.	134
Figure 62	Fonctions de gain et de cohérence du PK50 -Périodes du 80-84 et 84-96.	135
Figure 63	Fonctions d'amplitude croisée et de phase du PK50 -Périodes 80-84 et 84-96.	135
Figure 64	Fonctions d'amplitude spectrale du PK50 -Périodes 80-84 et84-96.	136
Figure 65	Hydrogramme de Sidi Mmioun -Période du 24/09/80 au 03/11/84.	138
Figure 66	Hydrogramme de Sidi Mmioun -Période du 05/11/84 au 31/08/95.	139
Figure 67	Correlogrammes simples de Sidi Mimoun -Période du 80-84 et84-95.	139
Figure 68	Correlogrammes croisés de Sidi Mimoun -Périodes 80-84 et 84-95.	139
Figure 69	Fonctions gain et cohérence de Sidi Mimoun -Période 80-84 et 84-95.	140
Figure 70	Fonctions d'amplitude croisée et de phase de Sidi Mimoun -Périodes 80-84 et 84-95.	140
Figure 71	Amplitudes spectrales de Sidi Mimoun -Périodes 80-84et 84-95.	141
Figure 72	Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession (Mangin, 1975).	147
Figure 73	Classification des systèmes karstiques (Hakim, 2005).	148
Figure 74	Débit mesuré, débit calculé -calage du modèle- 1991-1992.	152
Figure 75	Evolution de remplissage du réservoir de routage.	152
Figure 76	Evolution de remplissage du réservoir de production	153
Figure 77	Hydrogrammes des chroniques des débits mesurés et simulés à l'endroit de PK50 (1984-1996).	154
Figure 78	Comparaison débits observés -débits calculés PK50-1984-1996	154

Figure 79	Comparaison débits observés -débits calculés PK50-1991-1992	155
Figure 80	Position géographique des points d'eau analysés (campagnes 2010 et 1992-1993)	159
Figure 81	ACP de la campagne de mai 1992 pour les forages. Plan principal F1-F2 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).	166
Figure 82	ACP de la campagne de mai 1992 pour les forages. Plan principal F1-F3 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).	166
Figure 83	ACP de la campagne de novembre 1992. Plan principal F1-F2 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).	167
Figure 84	ACP de la campagne de novembre 1992 .Plan principal F1-F3 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).	167
Figure 85	Indices de saturation de la calcite dans les eaux des forages (1-21) et dans les sources (22-28).	180
Figure 86	Indices de saturation de la dolomite dans les eaux des forages (1-21) et dans les sources (22-28)	180
Figure 87	Indices de saturation de l'aragonite dans les eaux des forages (1-21) et dans les sources (22-28).	180
Figure 88	Indices de saturation du gypse dans les eaux des forages (1-21) et dans les sources (22-28).	181
Figure 89	Indices de saturation de l'anhydrite dans les eaux des forages (1-21) et dans les sources (22-28).	181
Figure 90	Diagrammes de Piper des points analysés (à gauche sources -avril-2010), (à droite les forages et sources -septembre-2010)	184
Figure 91	Variation du SAR et de la conductivité.	185
Figure 92	ACP de la campagne d'avril 2010 Plan principal F1-F2 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).	187
Figure 93	ACP de la campagne d'avril 2010 Plan principal F1-F3 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).	187
Figure 94	ACP de la campagne de septembre 2010 Plan principal F1-F2 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).	188
Figure 95	ACP de la campagne de septembre 2010 Plan principal F1-F3 des variables (à gauche) et des échantillons (à droite).	189
Figure 96	Couche Epikarst.	195
Figure 97	Couche Protection.	196
Figure 98	Couche Infiltration.	198
Figure 99	Couche Karst.	201
Figure 100	Diagramme des croisements de couches d'information EPIK.	202
Figure 101	Carte de vulnérabilité de la zone d'alimentation de l'aquifère karstique de Saïda.	203

Liste des Tableaux

Tableau 1	Caractéristiques physico-chimiques de la source de Hammam Rabbi (D.H.W.).	29
Tableau 2	Résultats des analyses physico-chimiques de la source de Hammam Rabbi (ANRH, 2010).	30
Tableau 3	Forages exploités dans la région de Saïda (A.D.E. de Saïda).	32
Tableau 4	Composition chimique des eaux (Pitaud ,1973).	36
Tableau 5	Résumé des potentialités hydrogéologiques de la région de Saïda.	39
Tableau 6	Caractéristiques morphométriques des sous-bassins de l'oued Saïda	44
Tableau 7	Valeurs de la pluviométrie obtenues par planimétrie (Decamps P., 1971).	47
Tableau 8	Indices de concentration des précipitations	48
Tableau 9	Statistiques descriptives de la station PK50.	52
Tableau 10	Discrimination des cycles de la station PK50.	53
Tableau 11	Statistiques descriptives de la station de Sidi Mimoun.	53
Tableau 12	Discrimination des cycles de la station de Sidi Mimoun.	54
Tableau 13	Précipitations et débits moyens interannuels- station -PK50.	56
Tableau 14	Précipitations et débits moyens interannuels- Sidi Mimoun	57
Tableau 15	Constantes de dissociation des principaux minéraux des roches carbonatées (Bakalowicz, 1979).	64
Tableau 16	Quantités d'anhydrite carbonique dissous à l'équilibre pour différentes températures et pressions partielles de CO_2 . (Bakalowicz, 2002)	66
Tableau 17	Solubilité de la calcite dans l'eau associée à une phase gazeuse contenant du CO_2 (Bakalowicz,2003)	67
Tableau 18	Pressions partielles moyennes de CO_2 recueillies au cours des mois de mai et novembre 1992.	67
Tableau 19	Signification hydrogéologique de la pCO_2 et du taux de saturation d'une eau.	86
Tableau 20	Principaux traceurs naturels, sources et processus caractérisés. Application principale aux aquifères carbonatés	89
Tableau 21	Pluviométrie 1970 -71 obtenue à partir des isohyètes et des stations de mesure de Saïda et Ain El Hadjar (Decamps, 1971).	97
Tableau 22	Débits calculés des sources pour une pluviosité moyenne (Pitaud, 1973)	99
Tableau 23	Estimation du bilan hydrologique par sous bassins pour une pluviométrie moyenne de 450 mm (Pitaud, 1973)	100
Tableau 24	Tableau24 : Bilan hydrologique des trois unités pour les années hydrologiques 1970 et 1971. (P=312mm).	101
Tableau 25	Approche du bilan hydrologique pour une pluviométrie moyenne de 450mm par bassin et nature géologique de l'impluvium.	101
Tableau 26	Approche du Bilan hydrologique des trois unités pour une année hydrologique moyenne.	101
Tableau 27	Détection des anomalies systématiques de VT par rapport à VR -station PK-50	110
Tableau 28	Détection des anomalies systématiques de VT par rapport à VR -station Sidi Mimoun	11
Tableau 29	Chronique des pluies annuelles de la station PK50 (période1980-81 à 1995-96)	125
Tableau 30	Tests des tests de détections de tendances/ruptures sur les séries de pluies (PK50)	129
Tableau 31	Récapitulatif des résultats des A.C.S	142
Tableau 32	Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse corrélatoire et spectrale, (Marsaud, 1996).	145
Tableau 33	Paramètres de calage GR4J.	151
Tableau 34	Caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des précipitations par station (C.D.T.N, 1994).	160

Tableau 35	Principales teneurs en éléments chimiques pour les échantillons recueillis pendant le mois de mai 1992 (concentrations en mg/l)	161
Tableau 36	Principales teneurs en éléments chimiques pour les échantillons recueillis pendant le mois de novembre 1992(en mg/l)	162
Tableau 37a	Données physico-chimiques sur les sources (ANRH, avril 2010). (concentrations en mg/l)	174
Tableau 37b	Résultats des analyses effectuées sur les forages (ANRH, sept. 2010).	175
Tableau 38	Points d'eaux analysés au cours de la campagne de septembre 2010	176
Tableau 39	Statistiques des données physico-chimiques des campagnes de septembre et d'avril 2010 (sources).	178
Tableau 40	Distribution des espèces carbonées en solution	178
Tableau 41	Rapports caractéristiques de quelques éléments de la campagne de septembre 2010.	182
Tableau 42	Matrice de corrélations.	189
Tableau 43	Pondération des indices des critères E, P, K et I.	193
Tableau 44	Poids des critères E, P, I et K	193
Tableau 45	Détermination des zones de vulnérabilité.	203

ANNEXES

Code des points d'eau analyses de 1992 à 1994

Code	Dénomination	Code	Dénomination	Code	Dénomination
1	Oum Doud	36	H.Rabbi Sondage	71	Hlilif P44
2	Oued Falette	37	Sidi Aïssa	72	Sidi Youcef P13
3	Timetlas	38	Kerkab	73	Ferme Aouad P34
4	Ouled Djelloul	39	Sidi Amar	74	Ferme Tifour P33
5	Moulay Larbi	40	Sfid	75	Ferme Bouchrit P35
6	Tafraoua	41	Tamesna P16	76	O.Hmidat P43
7	Sidi Khelfellah	42	Aïn Tebouda	77	EDIPAL P26
8	SONATRACH	43	Oum Rekaïel	78	Athmani P22
9	SONAREM	44	Aïn Beida	79	O.NSOUR P42
10	Bourached	45	Aïn Bent Soltane	80	Djiddah P17
11	Fme Syndicat	46	Aïn Zerga	81	Ferme Bouazza P19
12	El Fredj	47	AïnDechra	82	Tircine P18
13	Morghad	48	Source Poirier	83	Touhourouit P41
14	Maamora	49	AïnTifrit	84	Sidi Slimane P28
15	Redjem	50	Gueroudj Zahzah	85	Tifrit P29
16	Aïn Skhouna	51	AïnSoltane	86	Ferme Sekrane P45
17	Tagouraya	52	Source Balloul	87	Tagdoura P24
18	S.N.M.C.	53	Aïn Béranis	88	O.K.Cheikh P32
19	Chaïf	54	AïnTouta	89	Balloul P31
20	Athmani	55	Oum Doud P6	90	Balloul P30
21	Tamesna	56	Falette P7	91	Nekhache P23
22	Djiddah	57	Laoui P8	92	Nadhrbi P48
23	Tircine	58	O.TorbaP9	93	Aïn Zerga P37
24	Balloul	59	P38	94	Hmidat P54
25	Reggada	60	P5	95	E.Khaled P36
26	Khrouichfet	61	Moulay Larbi P4	96	Mathnia P50
27	Daoudi Moussa	62	Sfid P21A	97	Sidi Mimoun P47
28	Sidi Gacem	63	Timetlas P10A	98	A.Berguia P51
29	Rebahia F-27	64	Tafraoua P12	99	Ferme Rouxe P52
30	Rebahia F-62	65	Tafraoua P11	100	Kerkab P51
31	Rebahia F-4	66	Ferme P39	101	Aïn Stit P49
32	Rebahia-Tghat	67	Faid P2	102	EPRO
33	Rebahia Sondage	68	El Menaa P1	103	Tamesna P20
34	H.Rabbi Forage	69	Bicenti P14		
35	H.Rabbi Thermes	70	Bentrif P15		

Position géographique de la région et "pertes"

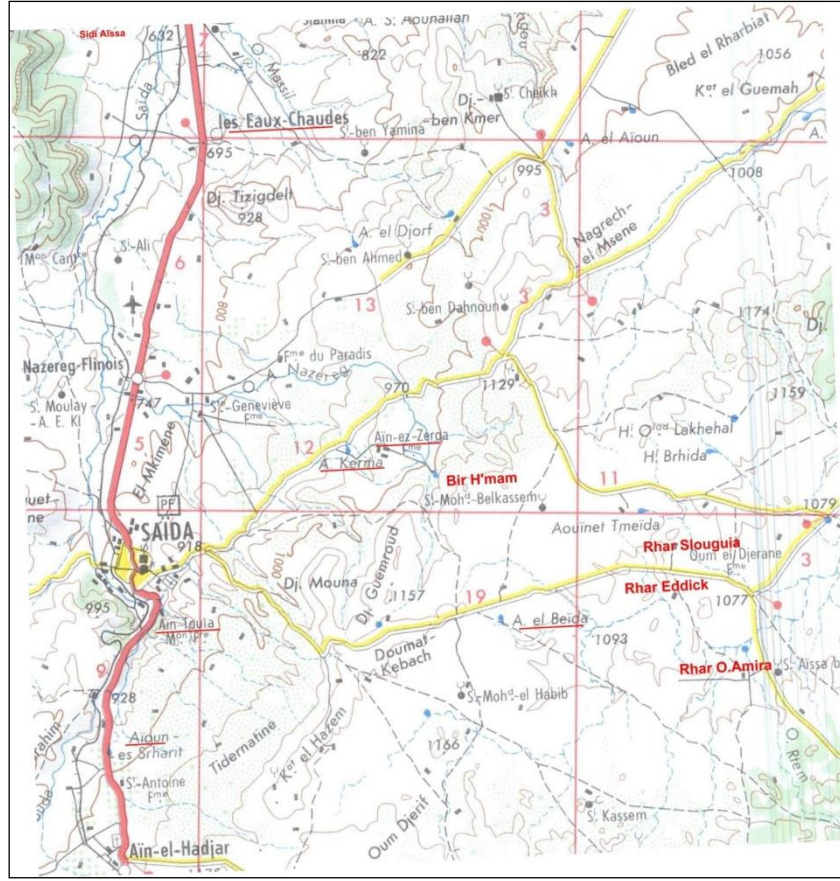


Figure : situation géographique des gouffres et pertes dans la région de Saïda



CANYON DU VIEUX SAÏDA

Photos de morphologie karstique de la région de Saïda (Bir H'mam et Ain Zerga)



Gouffre environs d'Aïn Zerga



Gouffre environs d'Aïn Zerga



Gouffre environs d'Aïn Zerga



Gouffre environs d'Aïn Zerga



Gouffre environs d'Aïn Zerga



Source d'Aïn Zerga



Epikarst Vieux Saïda



Epikarst Vieux Saïda



Grottes (Boukhors) ville de Saïda (extrémité ouest de la ville, 2 à 3 km du centre ville)

Photos de quelques sources captées



Source Ain Tebouda



Source Ain El Beida



Source Sidi Maamar
(Cimetière)



Source Vieux Saïda

Coupes géologiques de quelques forages exploités dont les échantillons ont été
analysés en 2010

SONDAGE BOURICHE

N°

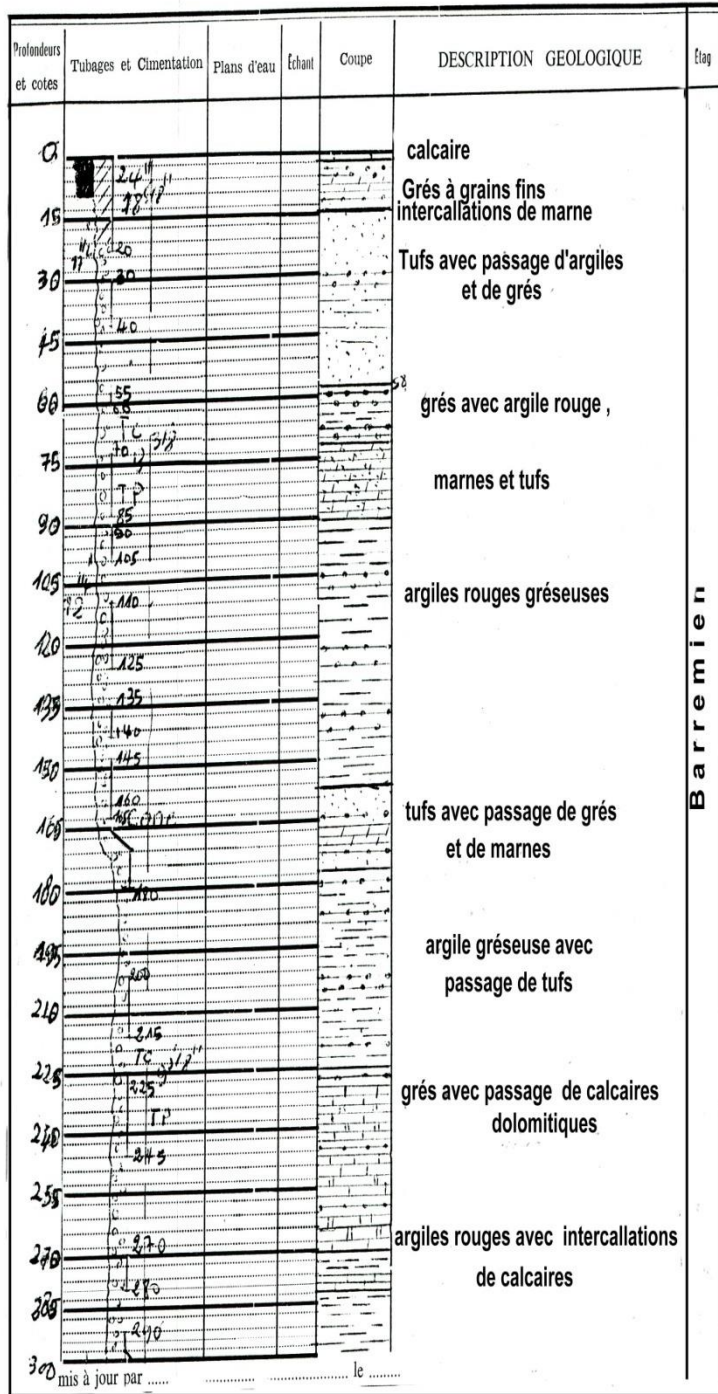
Carte : BERTHÉLOT N° : 273

Date des travaux : 1992

Long. : X = 238,00

Echelle de la coupe : 1:1500

Latit. : Y = 191,00



Coupe géologique du forage de HASSI EL ABD Bouriche

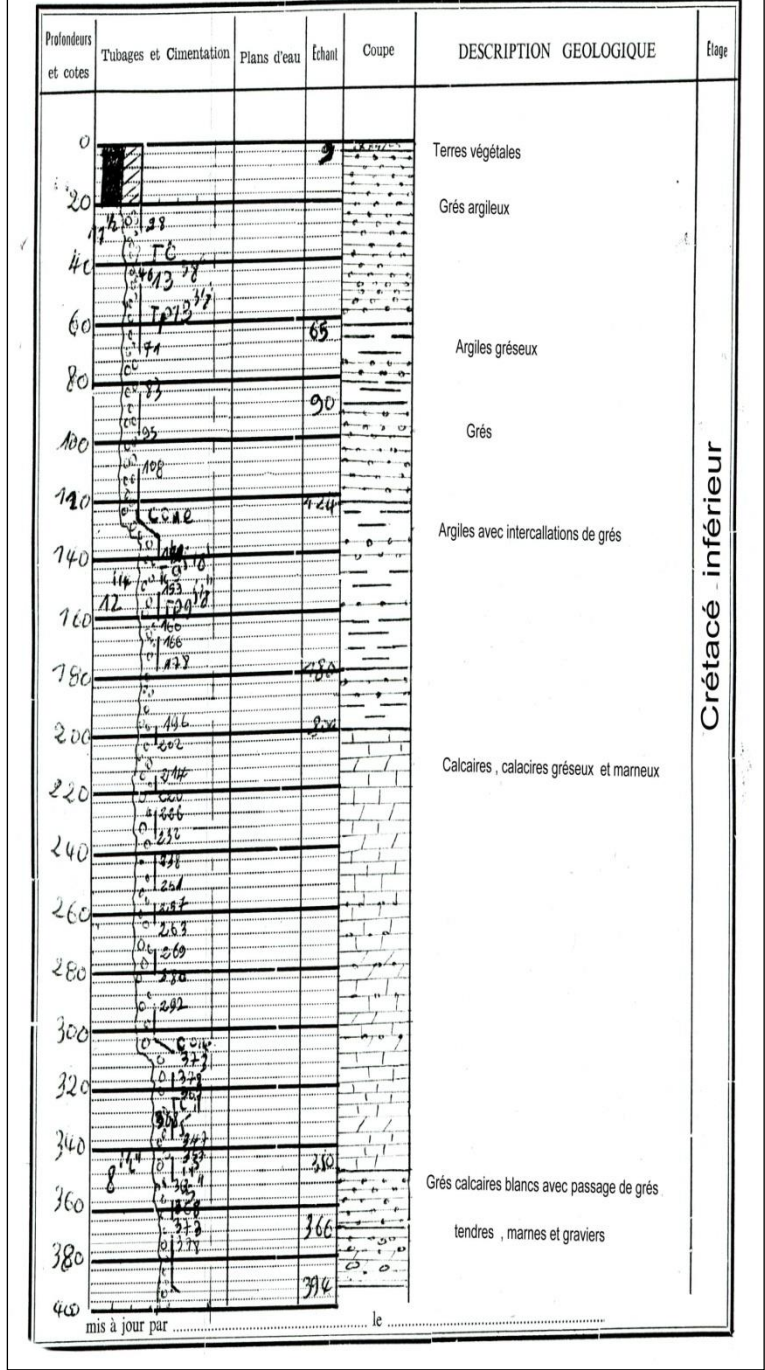
SONDAGE HASSI EL ABD

N°

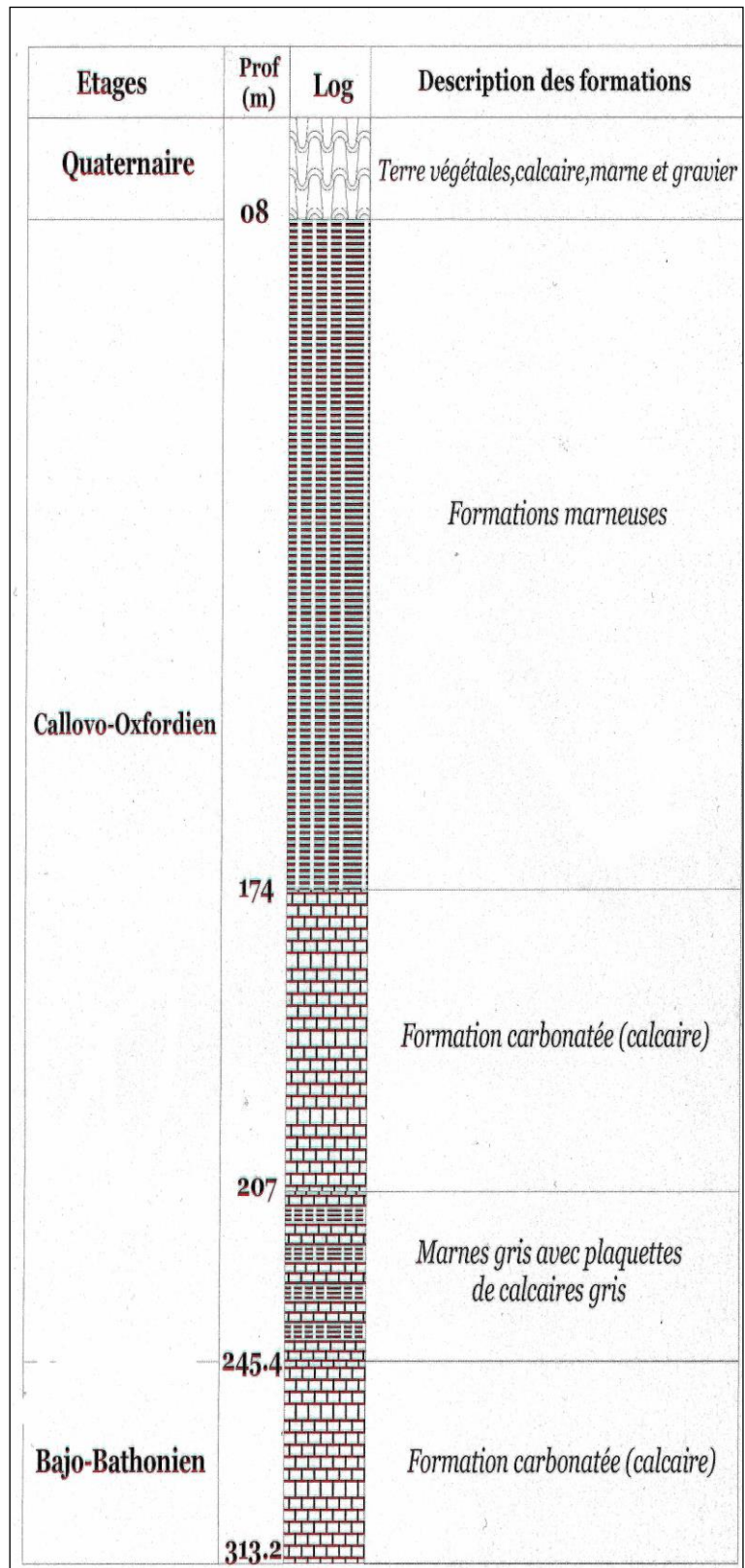
Carte : N° 973

Date des travaux : 6-06-1993-20-12-1993 Long. : X225,72

Echelle de la coupe : 1/2000 Latit. : Y496,42



Coupe géologique du forage de HASSI EL ABD



Coupe géologique du forage de SIDI AÏSSA

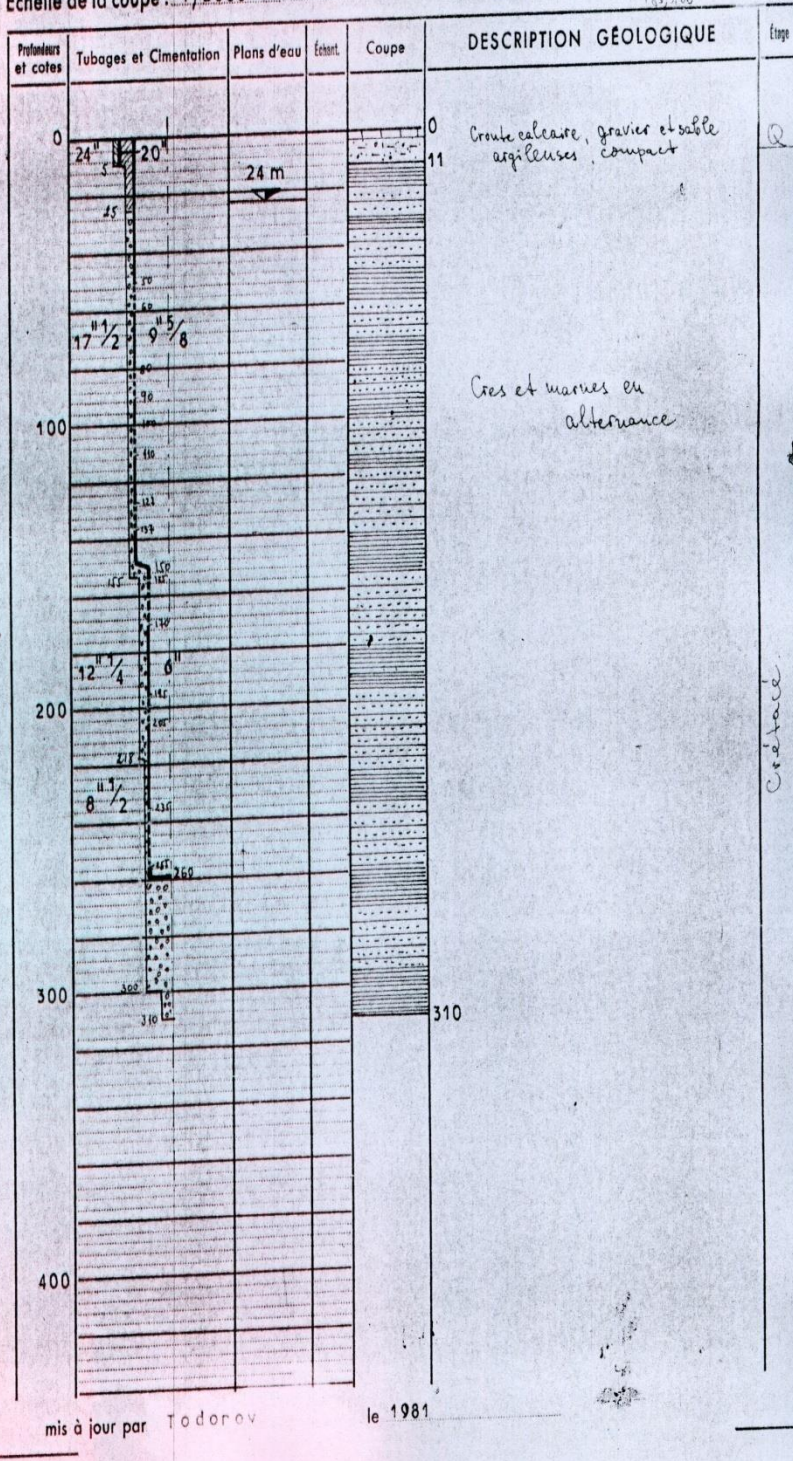
Étages	Prof (m)	Log	Description des formations
Tertiaire Continental	8.6		Argile blanche gypseuse avec niveau marno-calcaire ou blanchâtre
	18		Marno-calcaire brique clair ou blanchâtre
	29		Marne brique claire souvent calcaire
	45.4		Galets calcaires de taille varier plus ou moins enrobés d'argile brique
	65.5		Gros galets calcaires rarement dolomitiques ou siliceux
Sénonien			Calcaires gris clair ou blanc à pate très fine parfois cristallin ou oolithique altéré sur toutes son épaisseur

Coupe géologique du forage de SKHOUNA

SONDAGE de Daoud - N°2
 Carte: 1/50000 - Berthelot - 273
 Date des travaux: 1979
 Echelle de la coupe: 1/2000

N° 124 | -273

Long.: X 238,9
 Latit.: Y 1811 Z



Coupe géologique du forage de DAOUD2

SONDAGE **F4 - SONIC**

N° **341 G.4**

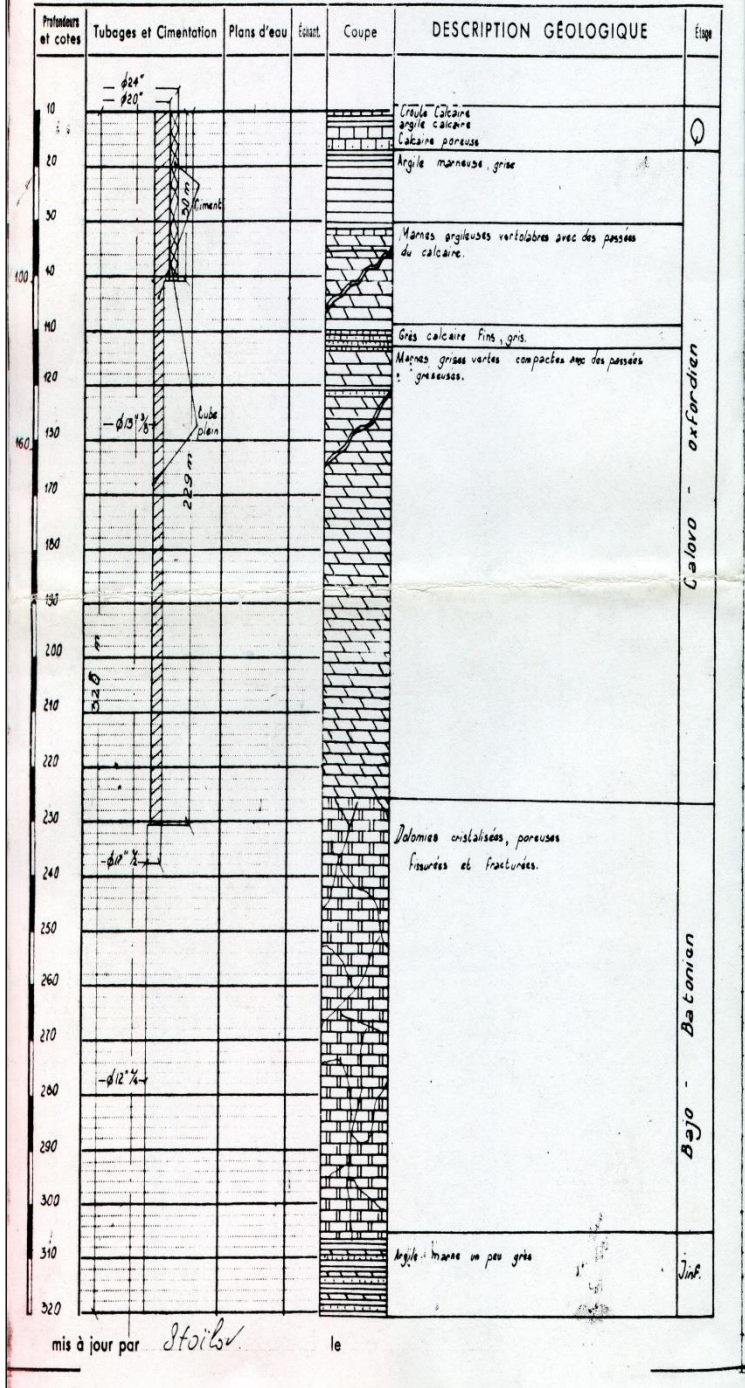
Carte: **1/50000**

Long.: **X 267,650**

Date des travaux :

Latit.: **Y 180,100 Z**

Echelle de la coupe: **1/1000**



Coupe géologique du forage F4

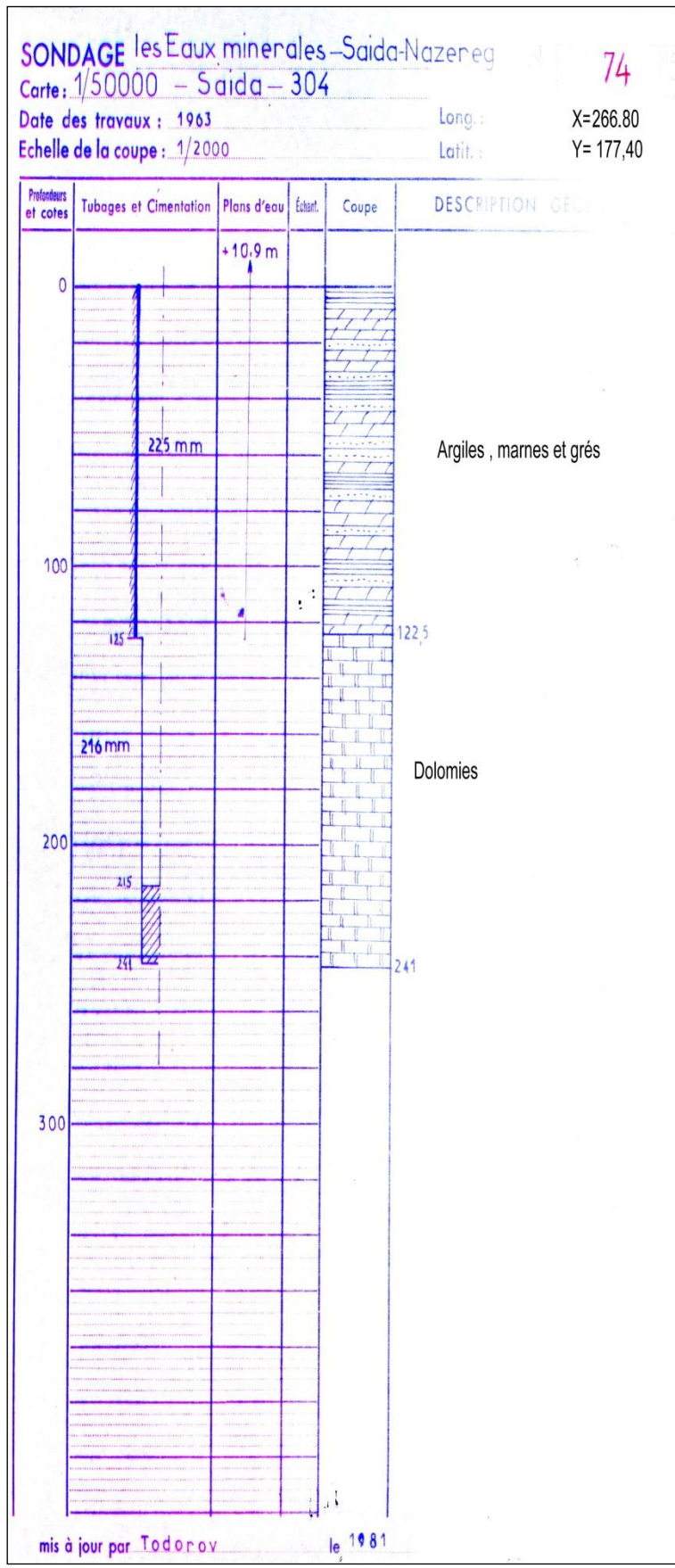


Figure. : Coupe géologique du forage F27

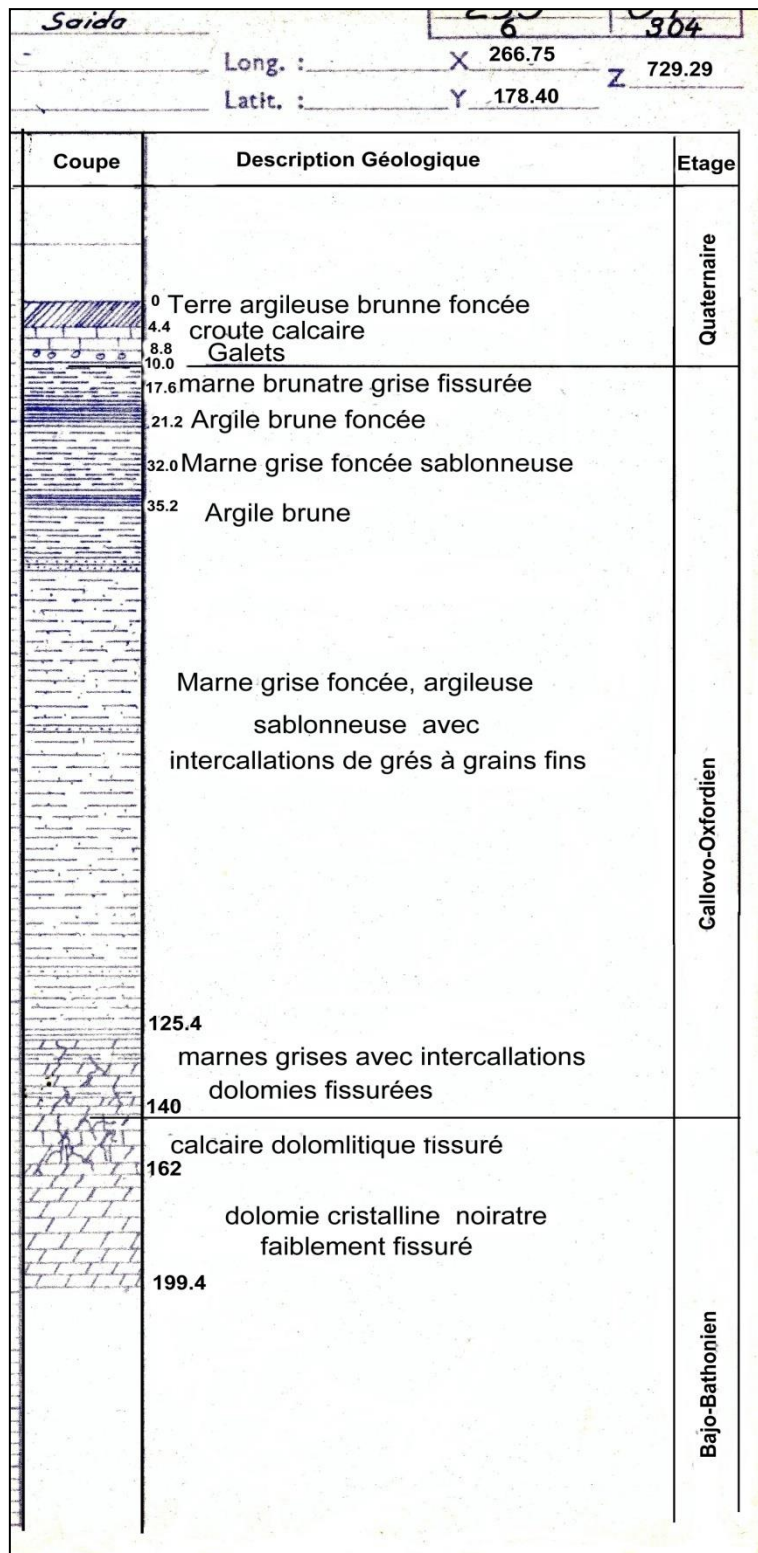


Figure. : Coupe géologique du forage de F62

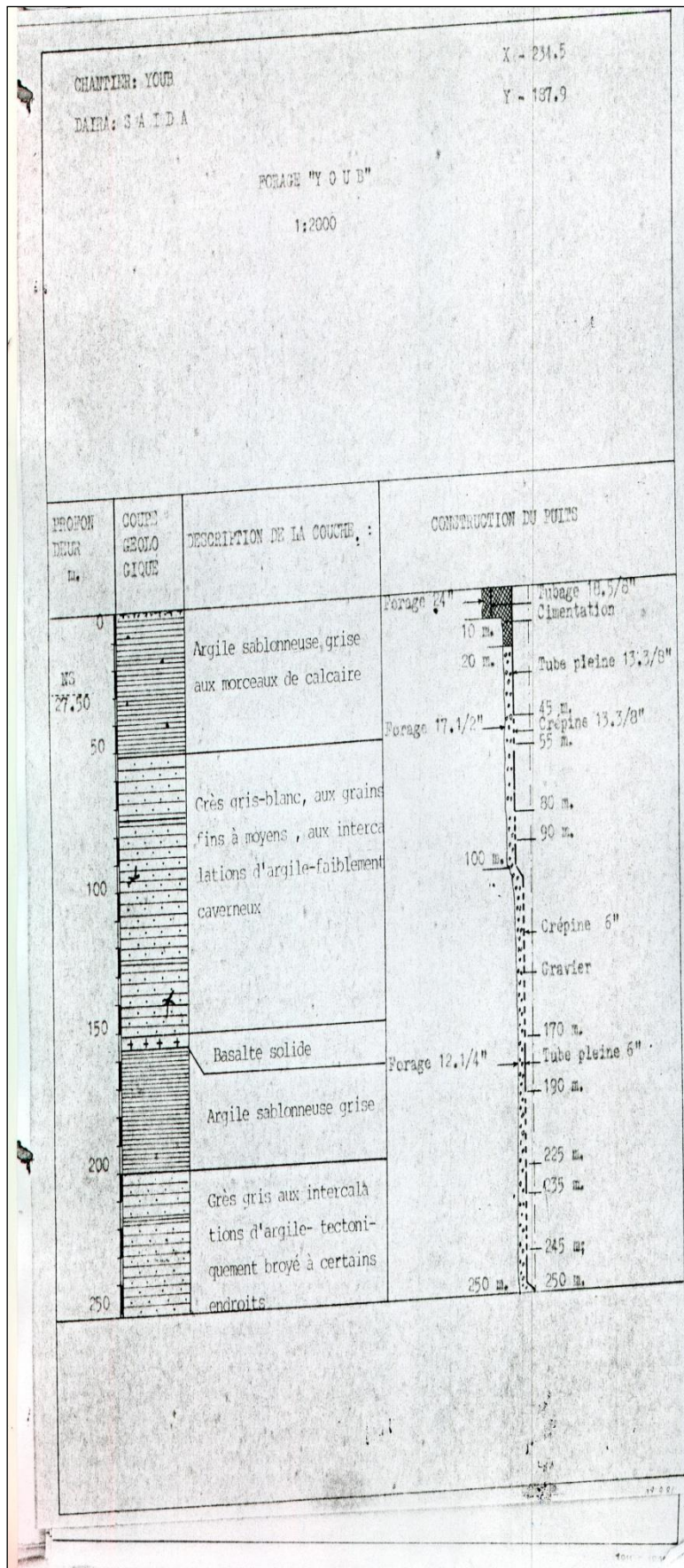
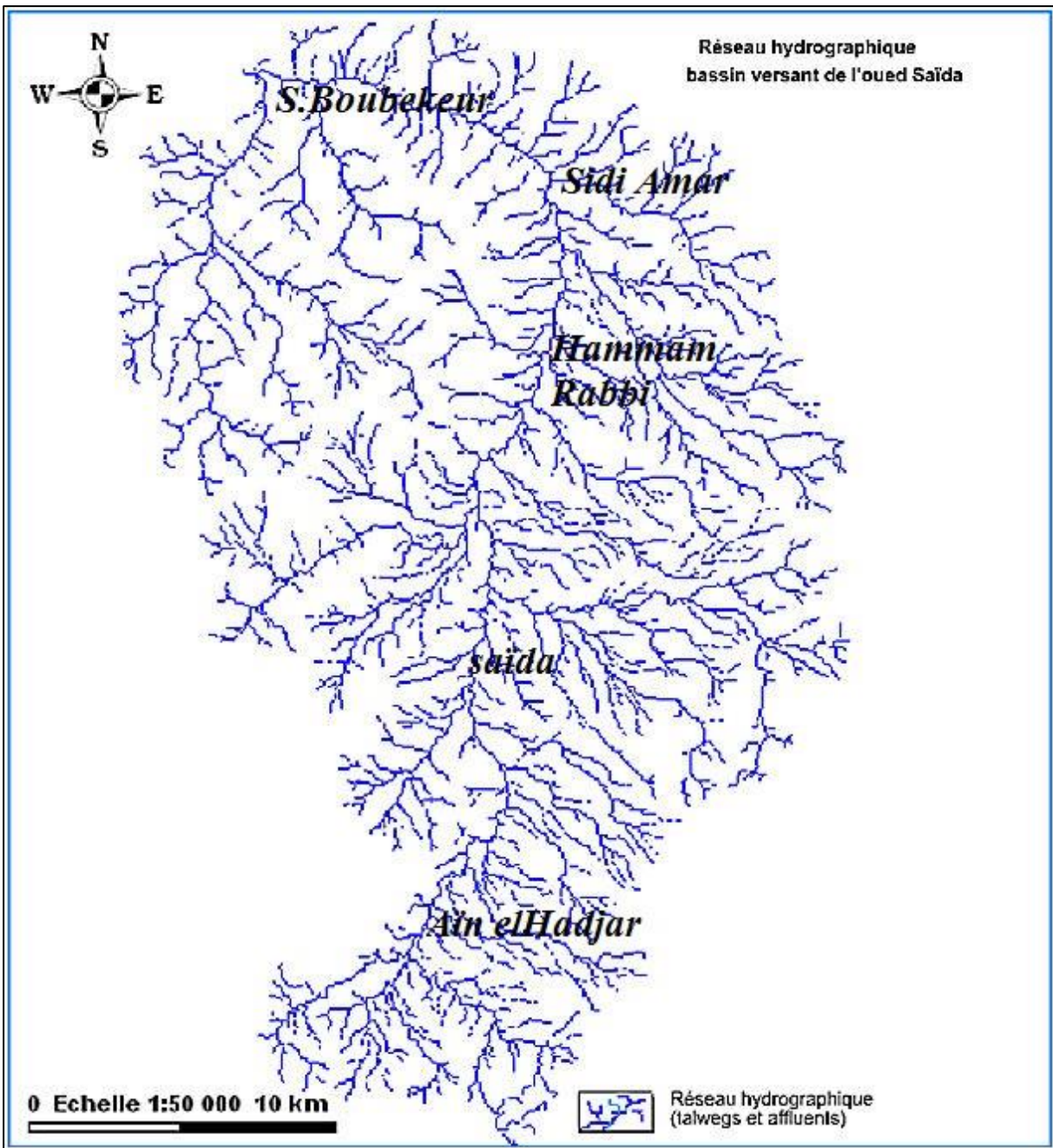
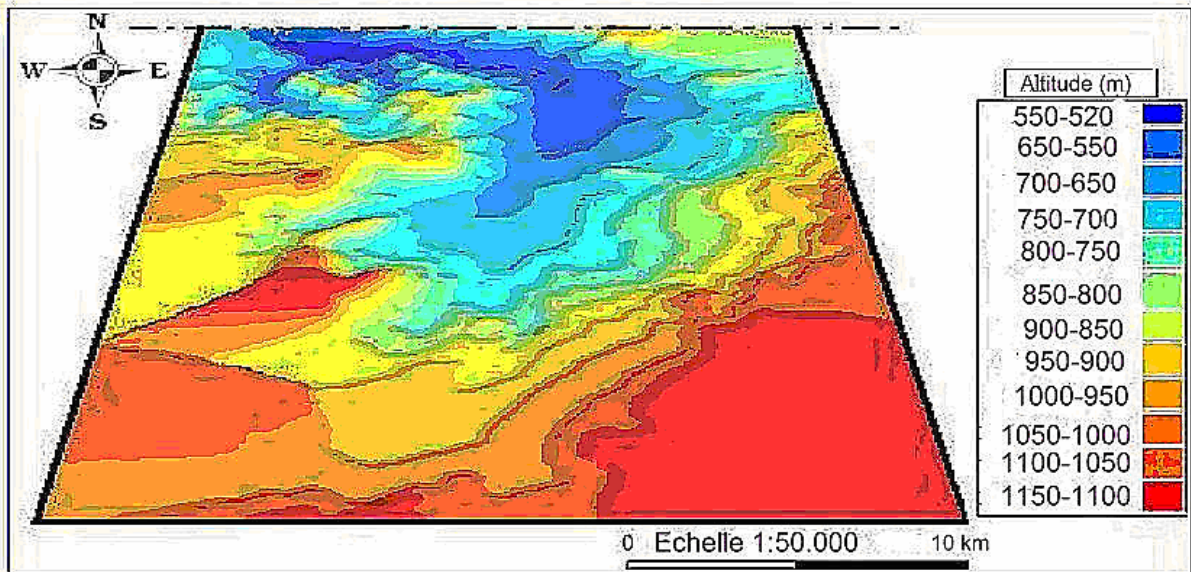
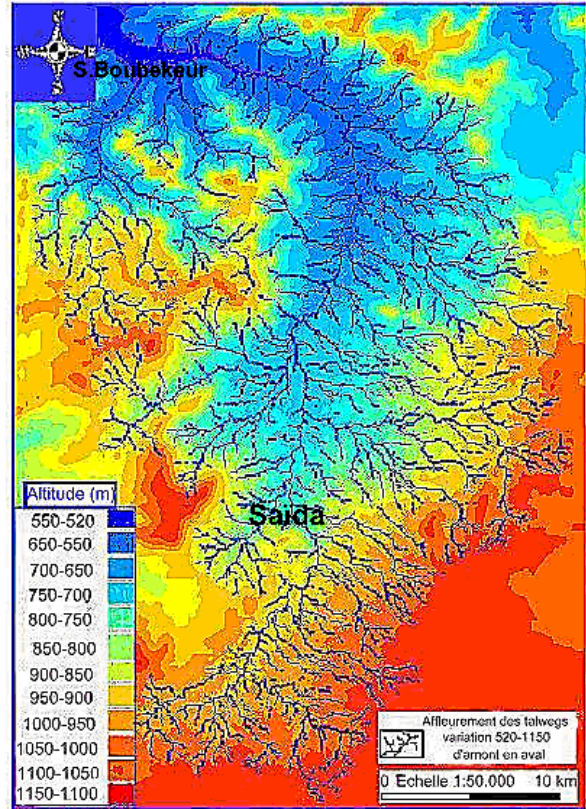
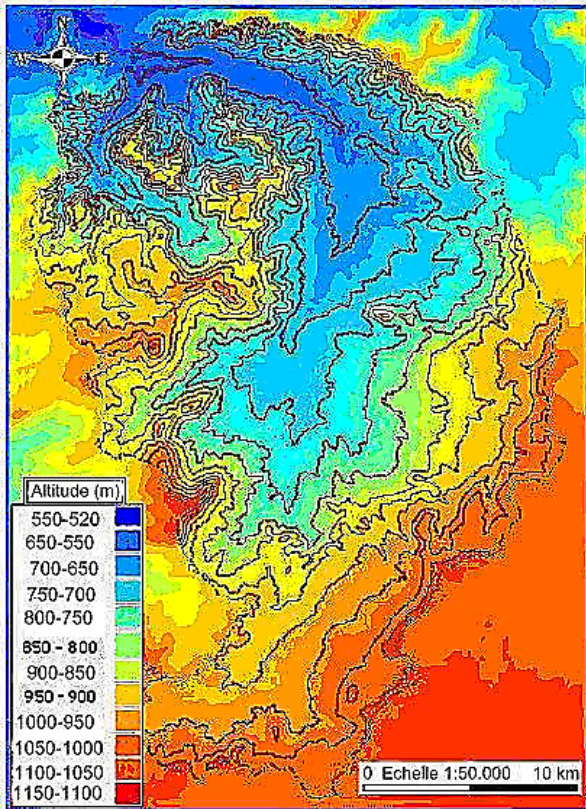


Figure. : Coupe géologique du forage de YOUN.



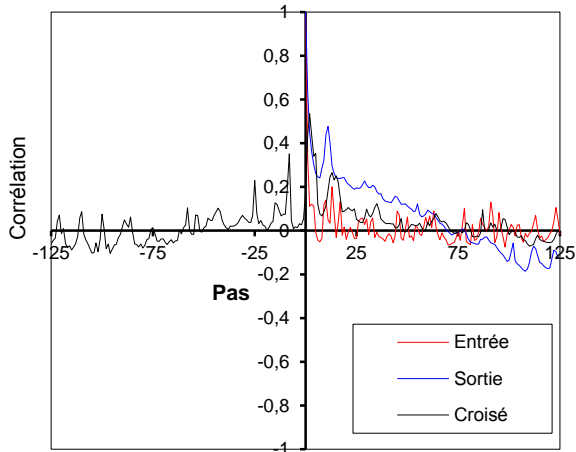
Réseau hydrographique du BV de l'oued Saïda



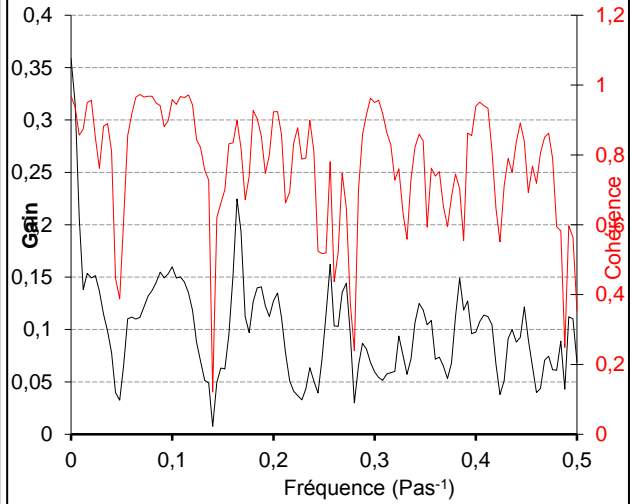
Carte des pentes du BV de l'oued Saïda.

A.C.S. PAR CYCLE HYDROLOGIQUE - STATION DU PK -50

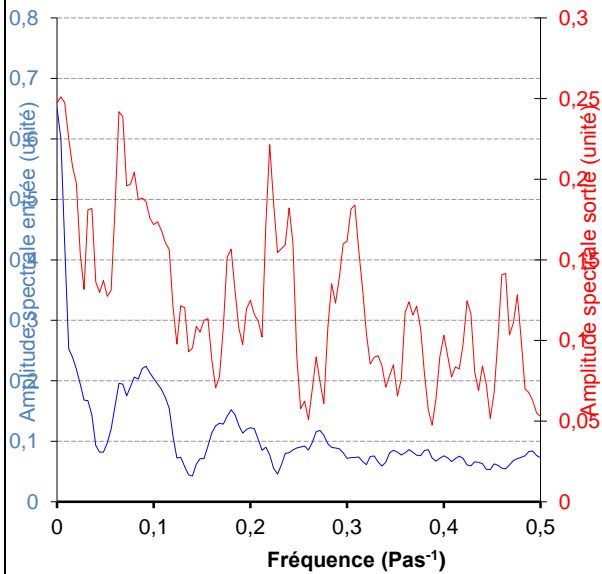
Corrélogrammes simples et croisés
 Troncature : 125 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-80-81



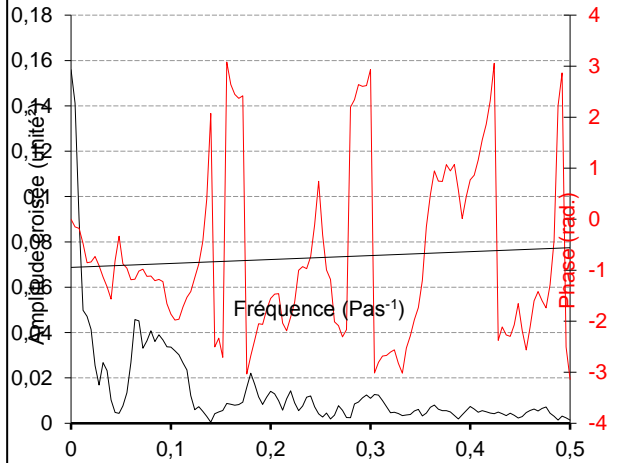
Fonctions de gain et de cohérence
 Troncature : 125 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-80-81



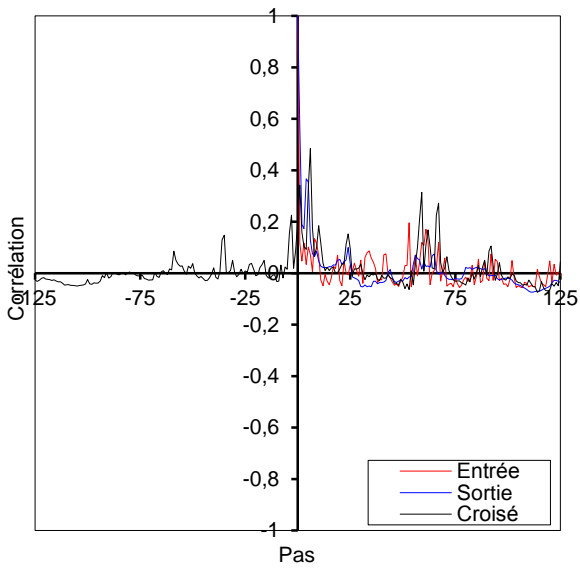
Amplitudes spectrales
 Troncature : 125 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-80-81



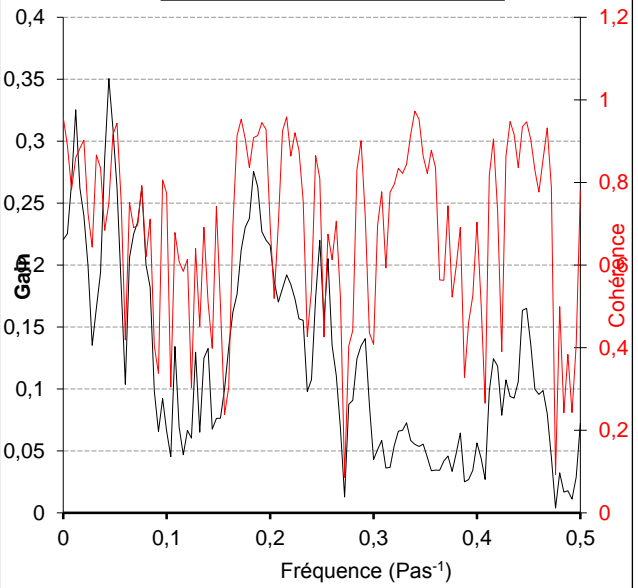
Fonctions d'amplitude croisée et de phase
 Troncature : 125 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-80-81



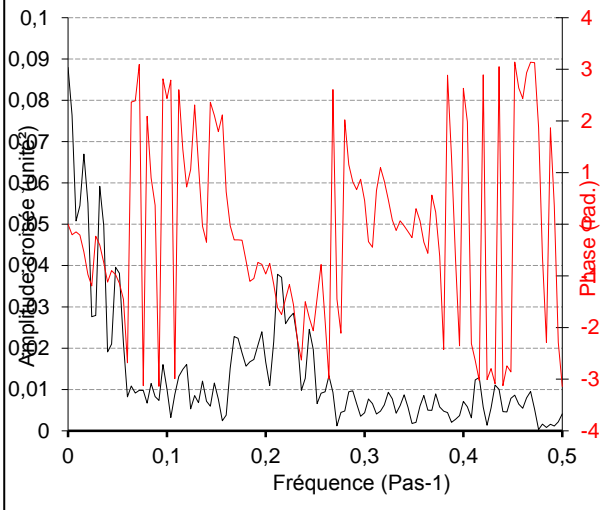
Corrélogrammes simples et croisés
 Troncature : 125 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-81-82



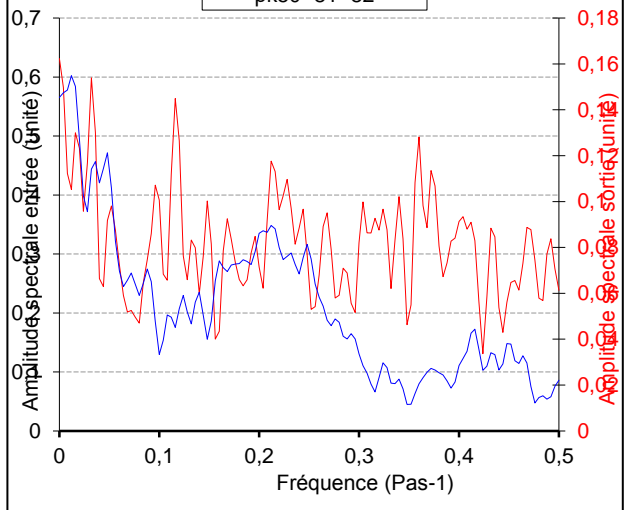
Fonctions de gain et de cohérence
 Troncature : 125 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-81-82

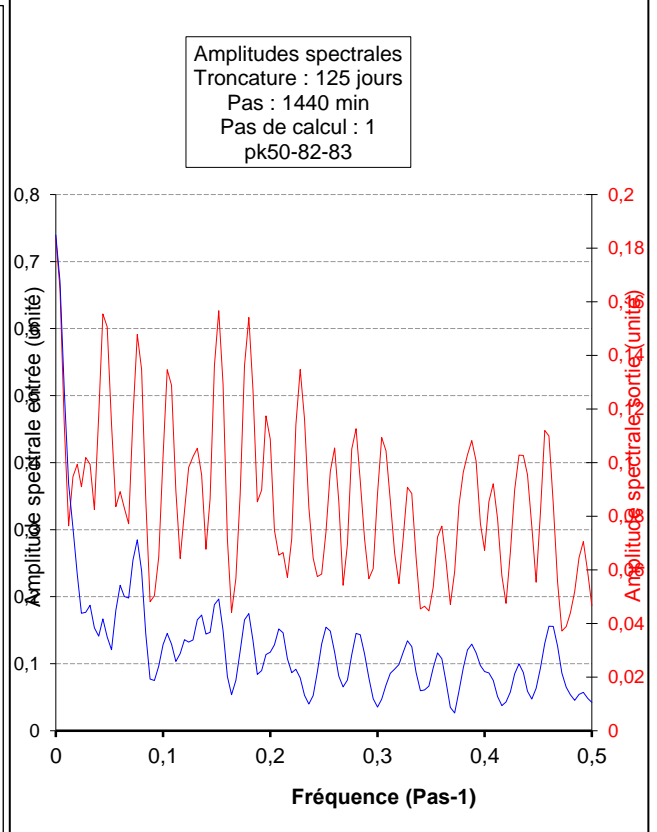
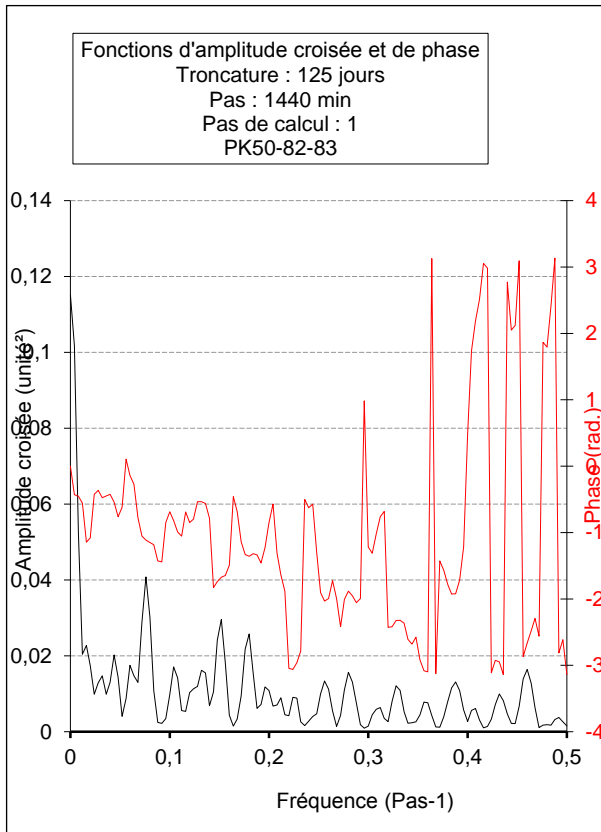
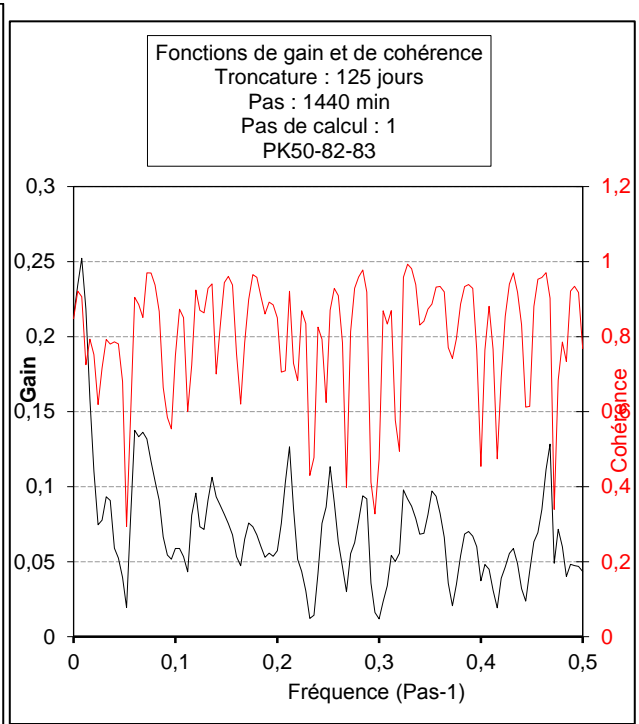
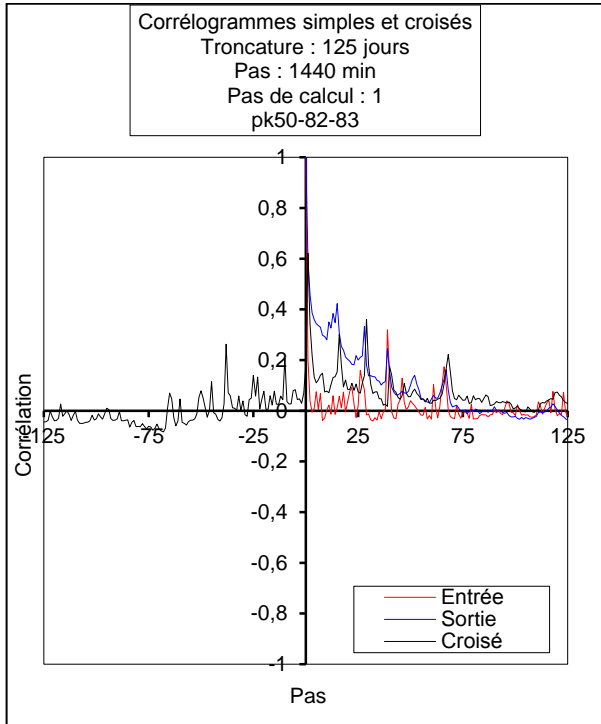


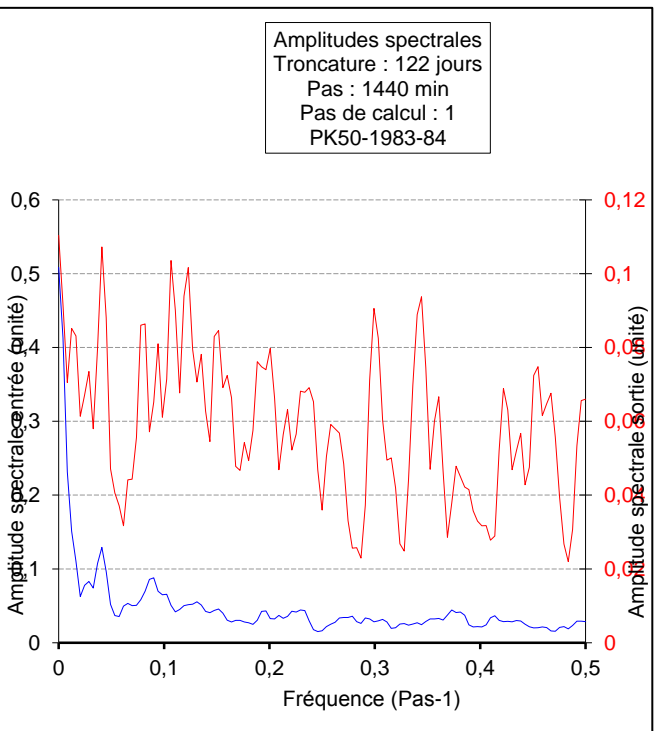
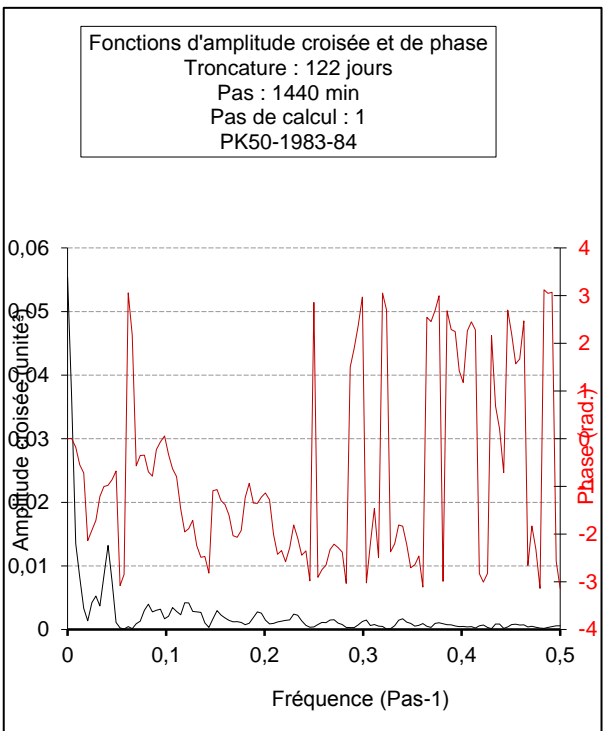
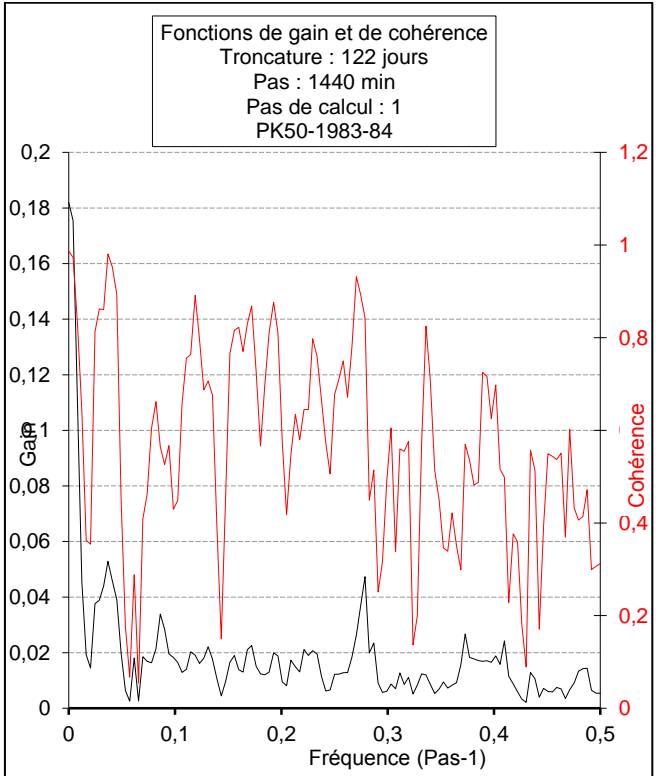
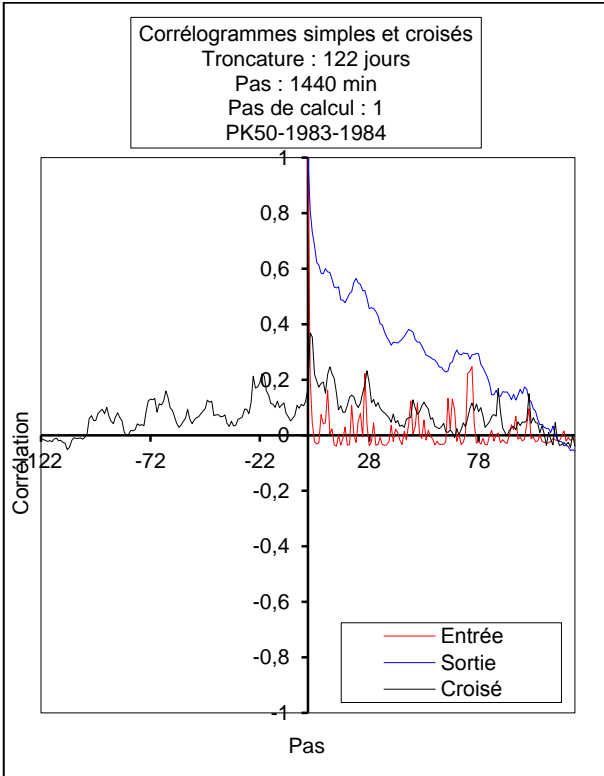
Fonctions d'amplitude croisée et de phase
 Troncature : 125 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-81-82

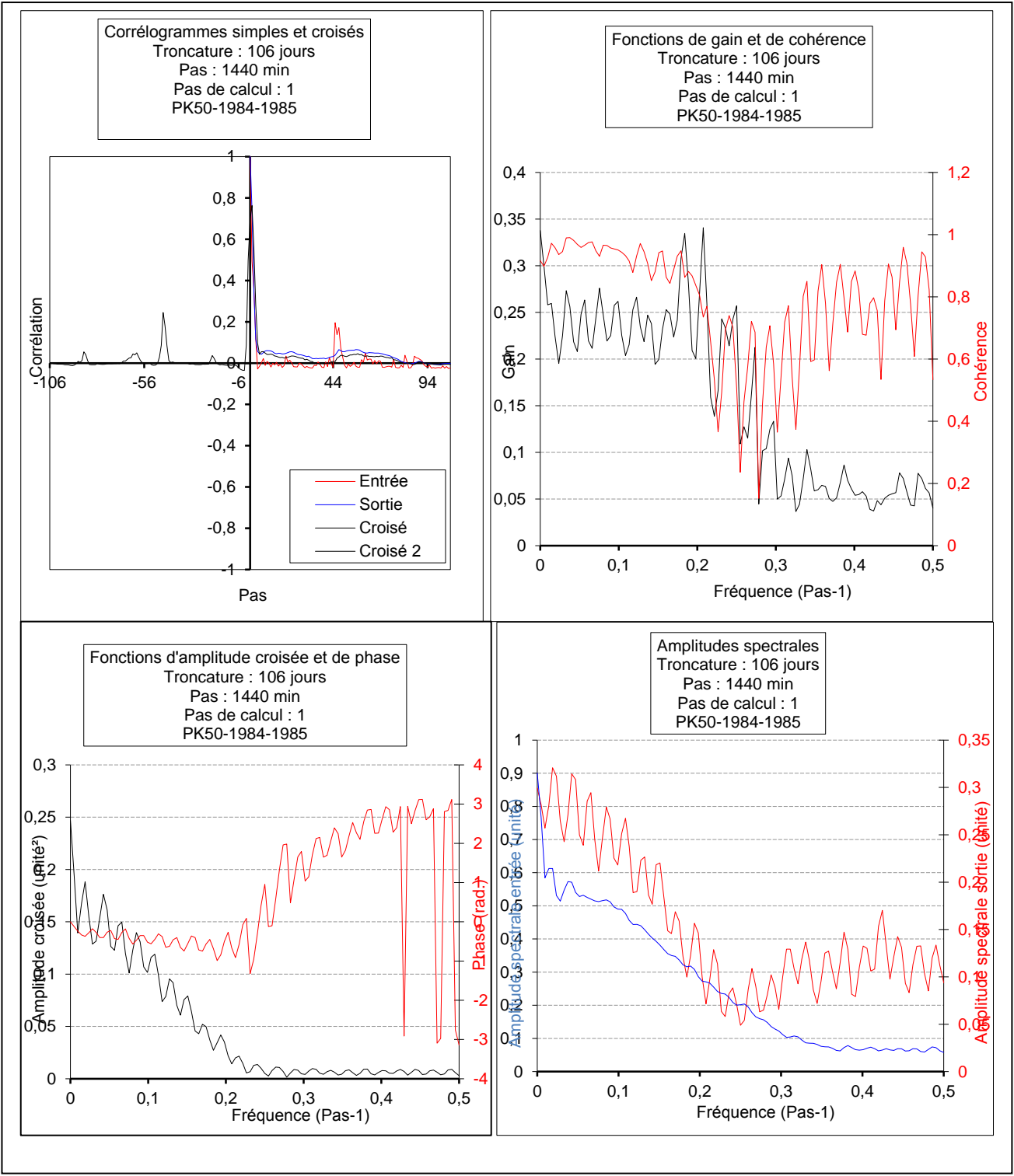


Amplitudes spectrales
 Troncature : 125 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 pk50- 81 -82

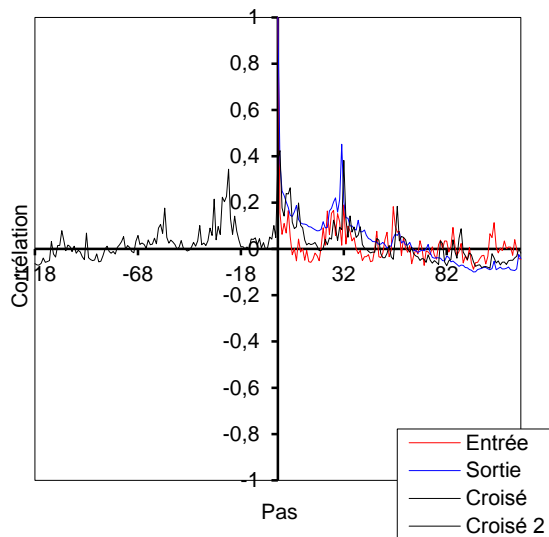




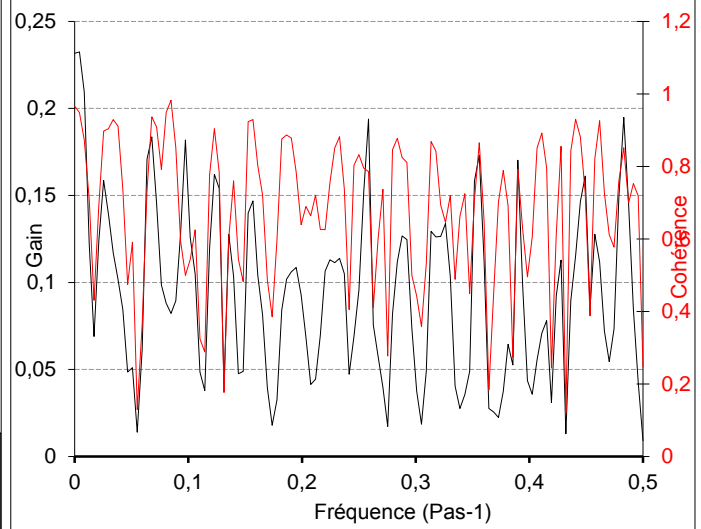




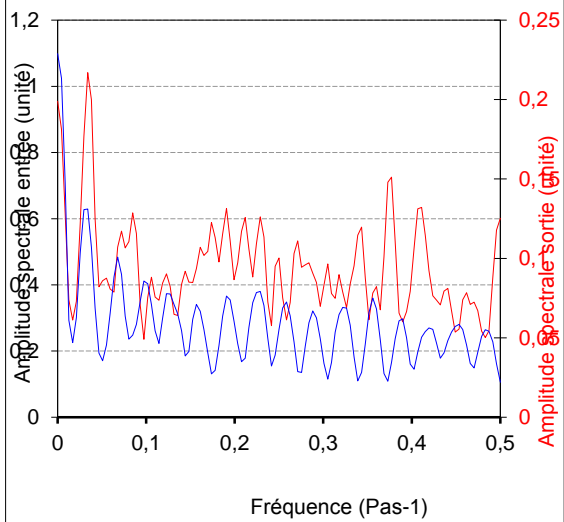
Corrélogrammes simples et croisés
 Troncature : 118 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-1985-86



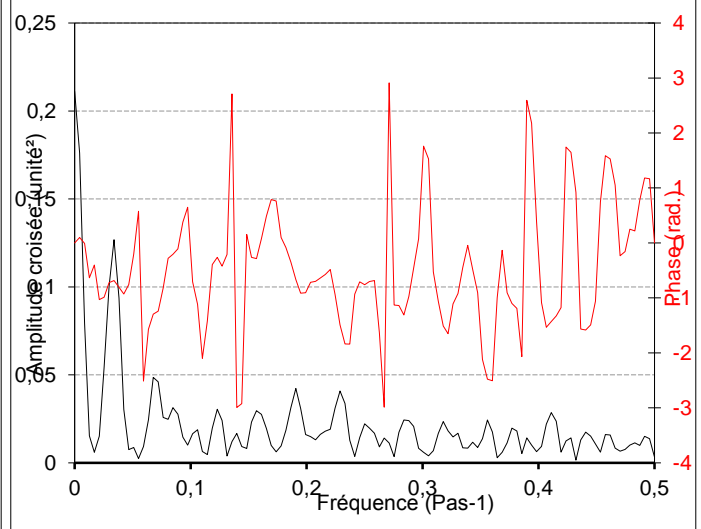
Fonctions de gain et de cohérence
 Troncature : 118 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-1985-86

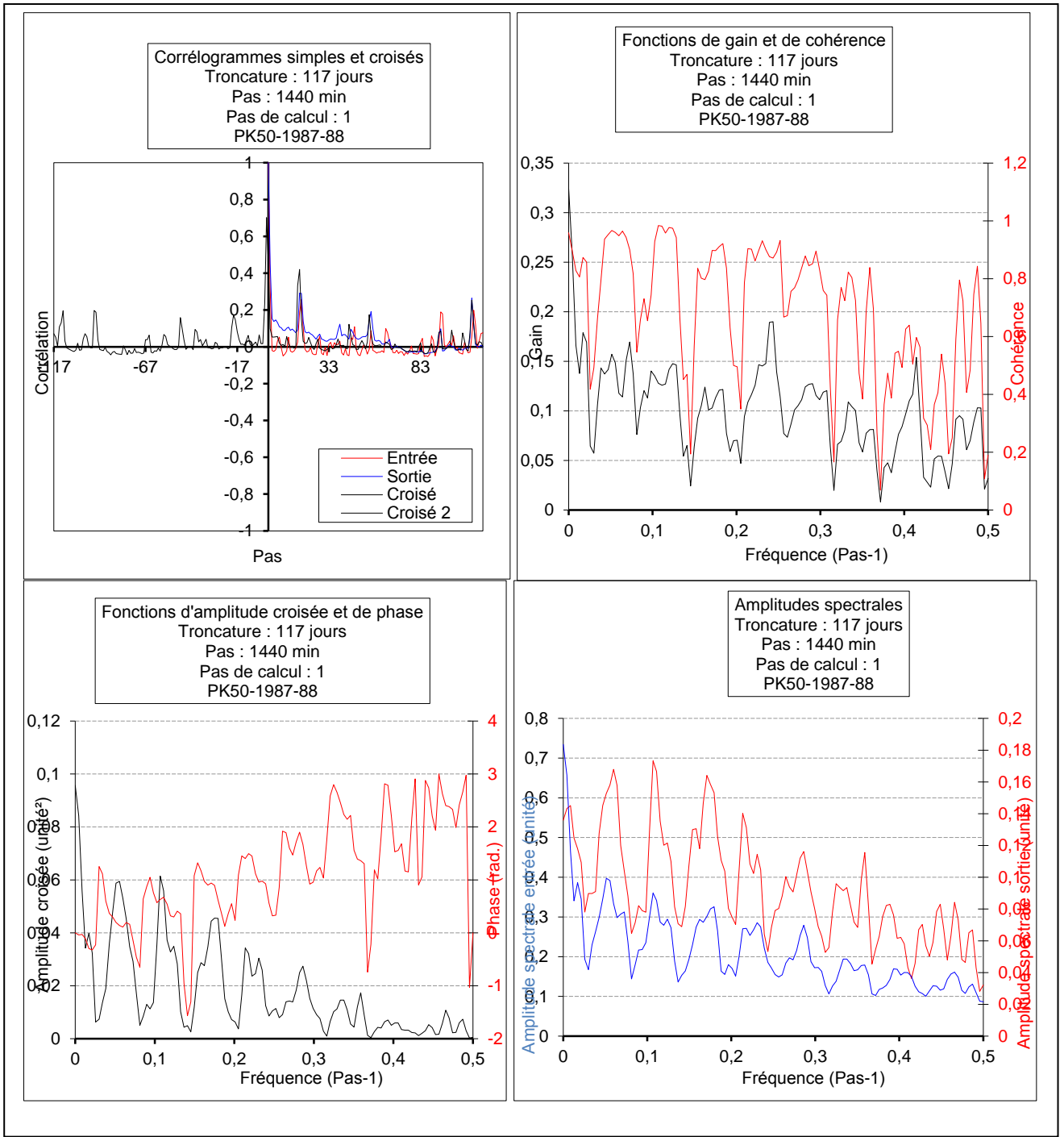


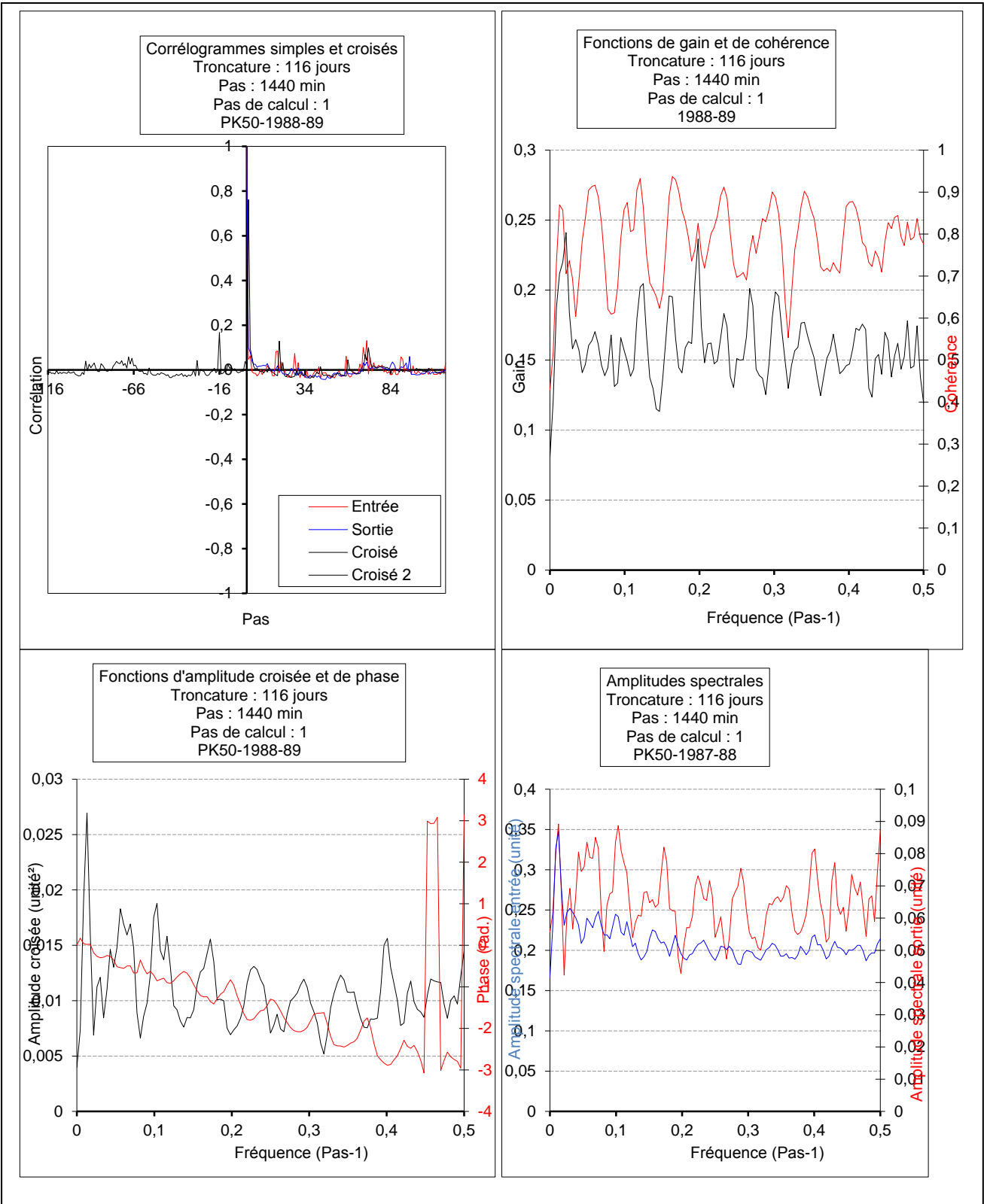
Amplitudes spectrales
 Troncature : 118 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-1985-86



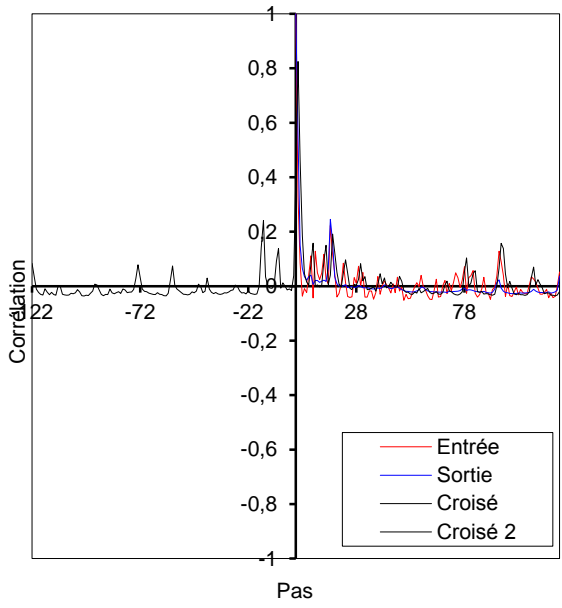
Fonctions d'amplitude croisée et de phase
 Troncature : 118 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-1985-86



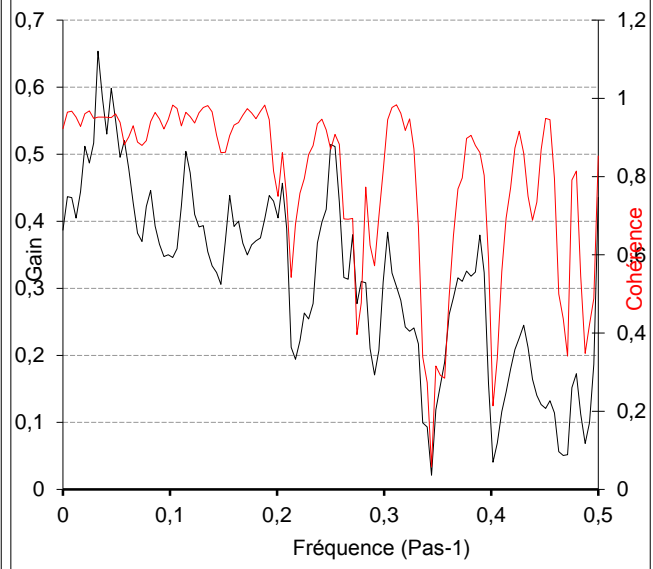




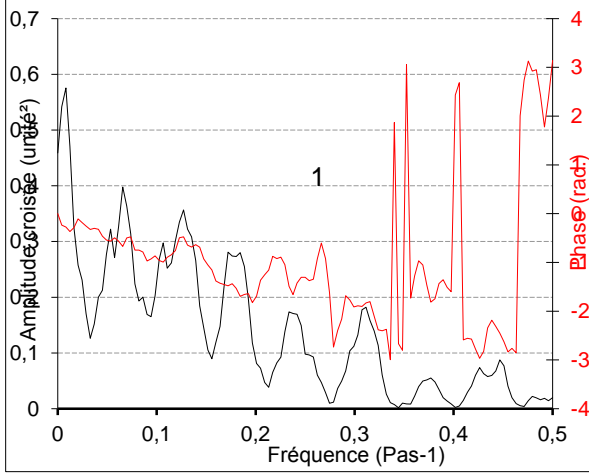
Corrélogrammes simples et croisés
 Troncature : 122 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK-50-1990-91



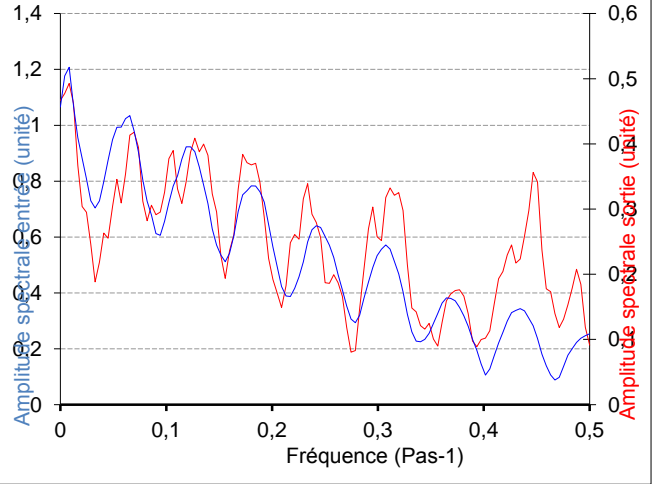
Fonctions de gain et de cohérence
 Troncature : 122 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-1990-91

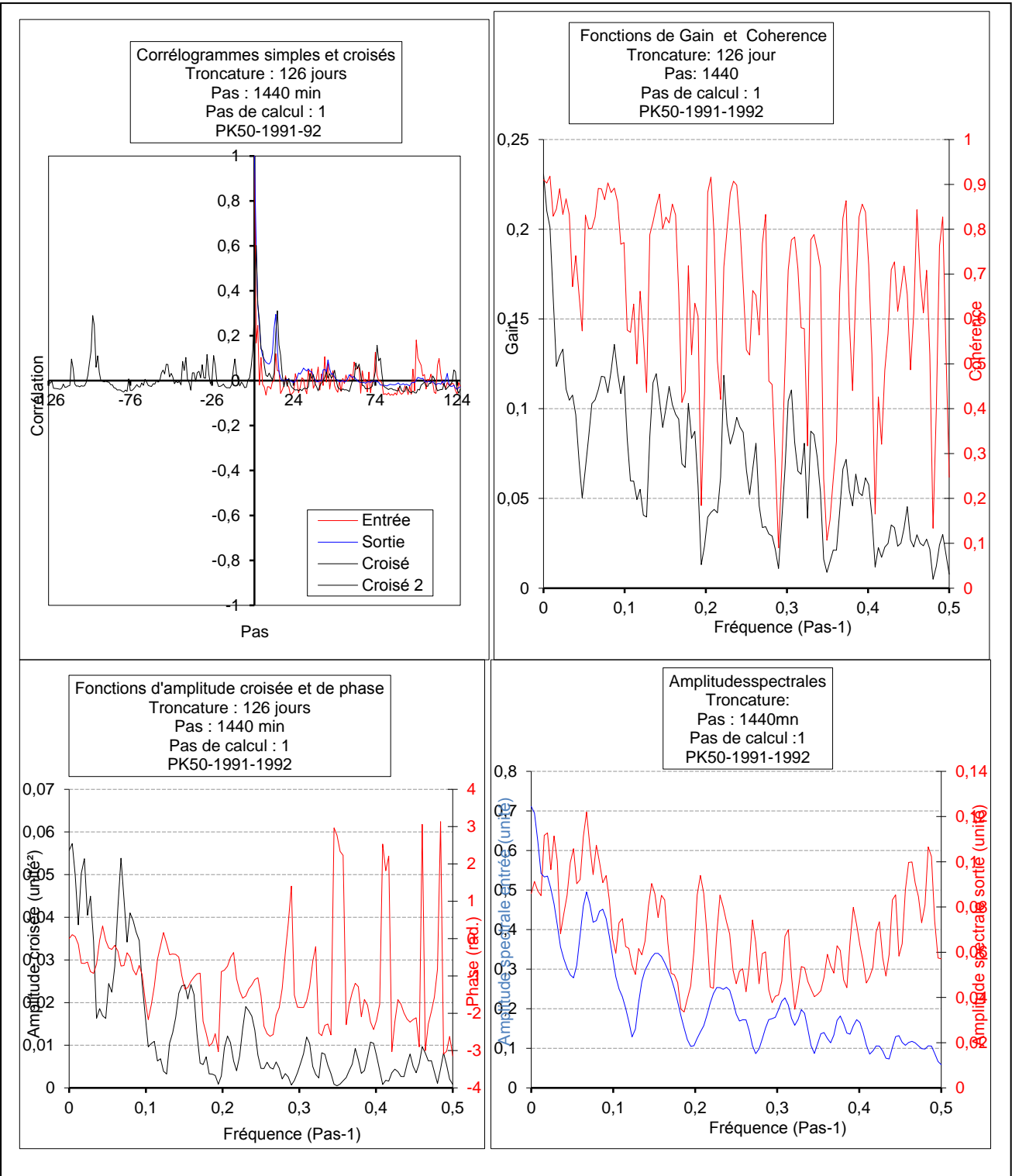


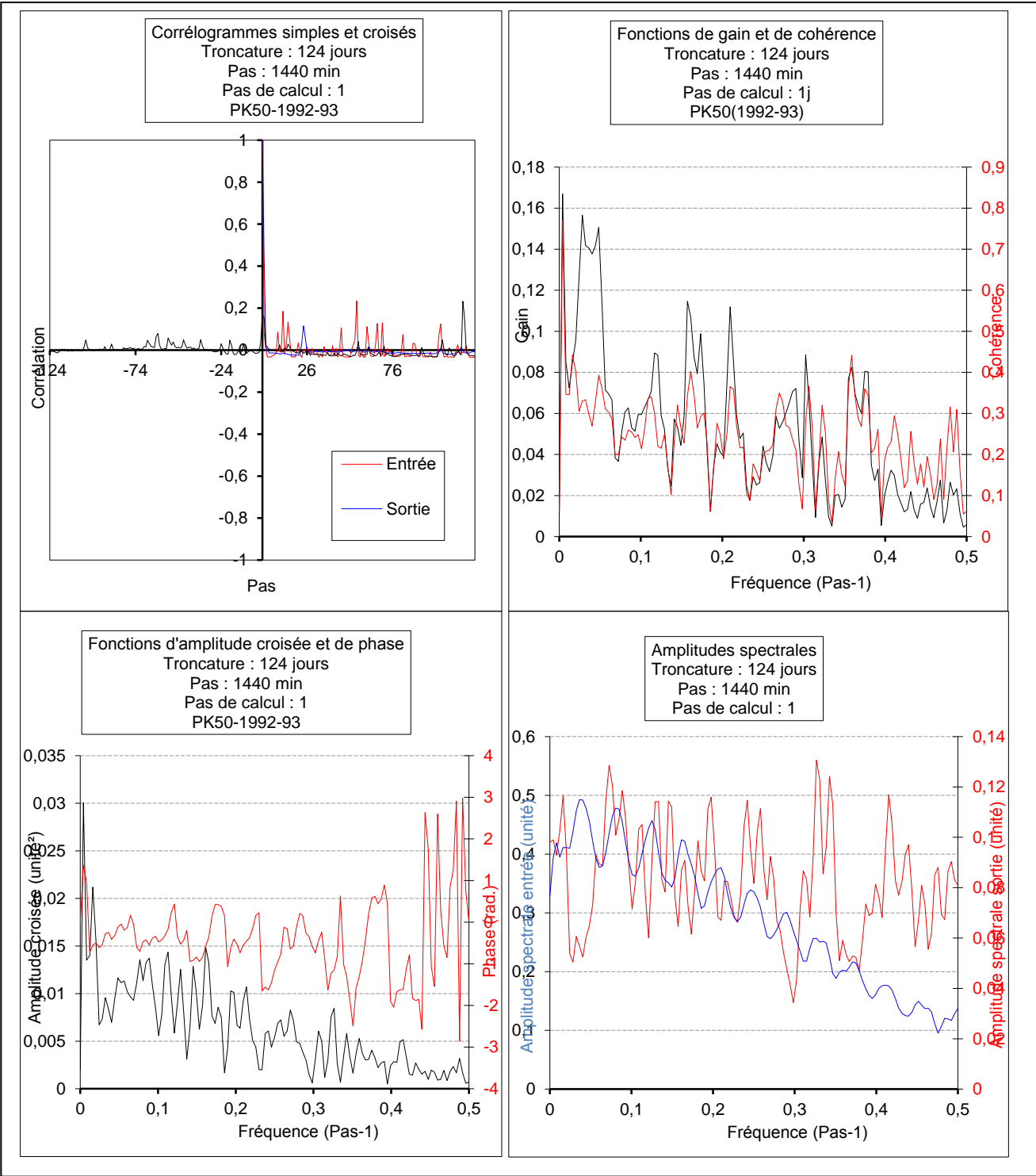
Fonctions d'amplitude croisée et de phase
 Troncature : 122 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50-1990-91

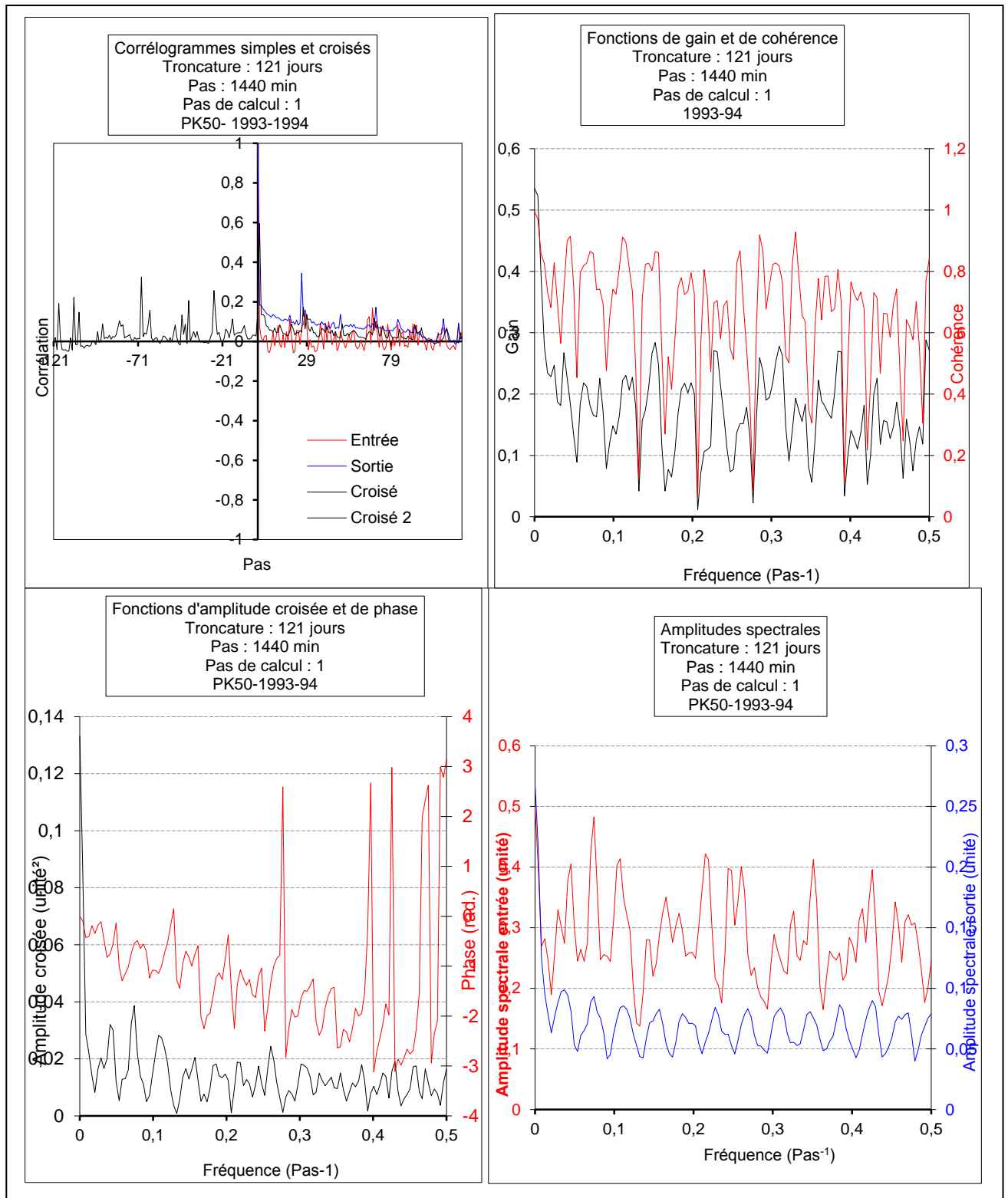


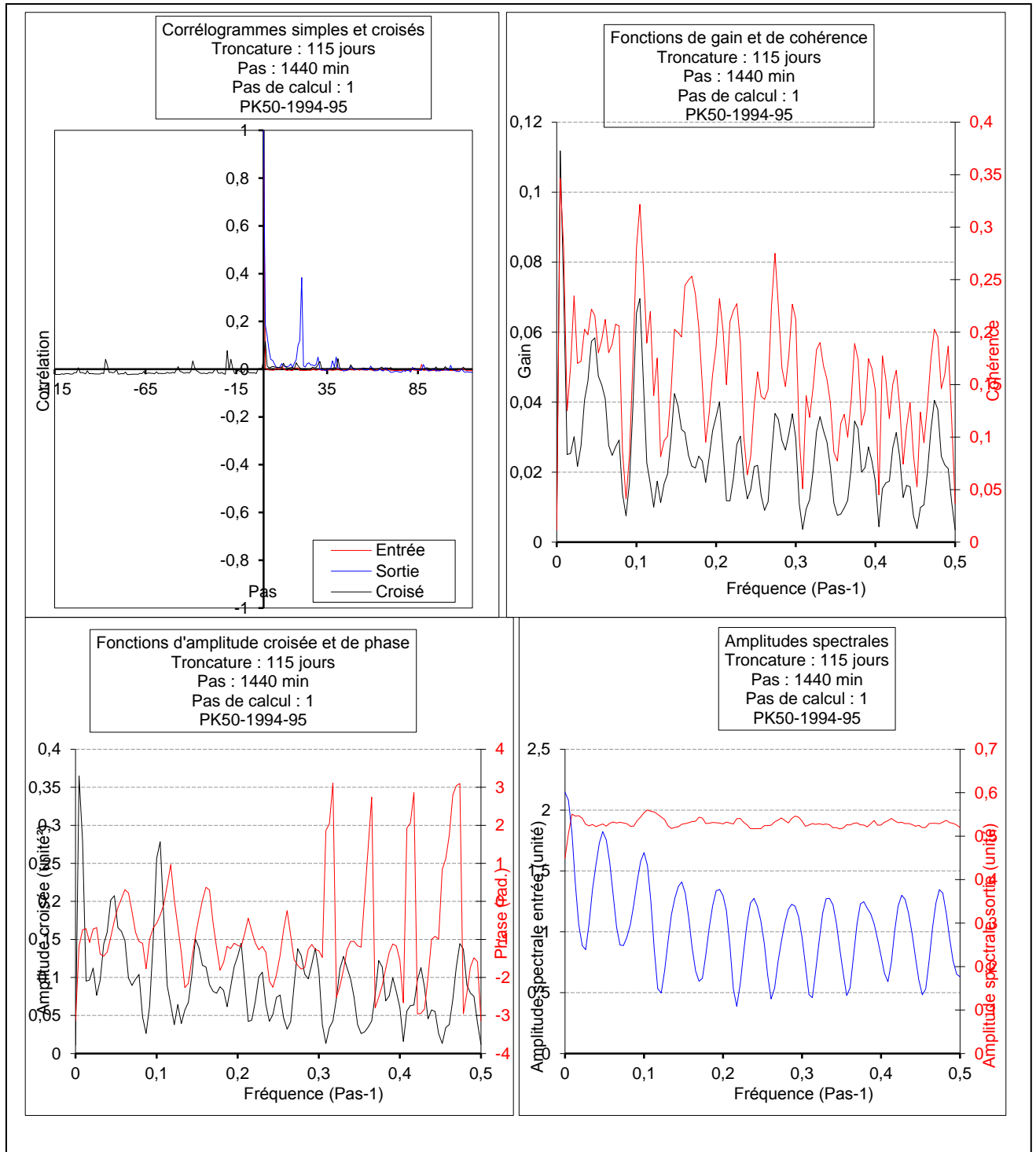
Amplitudes spectrales
 Troncature : 122 jours
 Pas : 1440 min
 Pas de calcul : 1
 PK50 (1990-91)

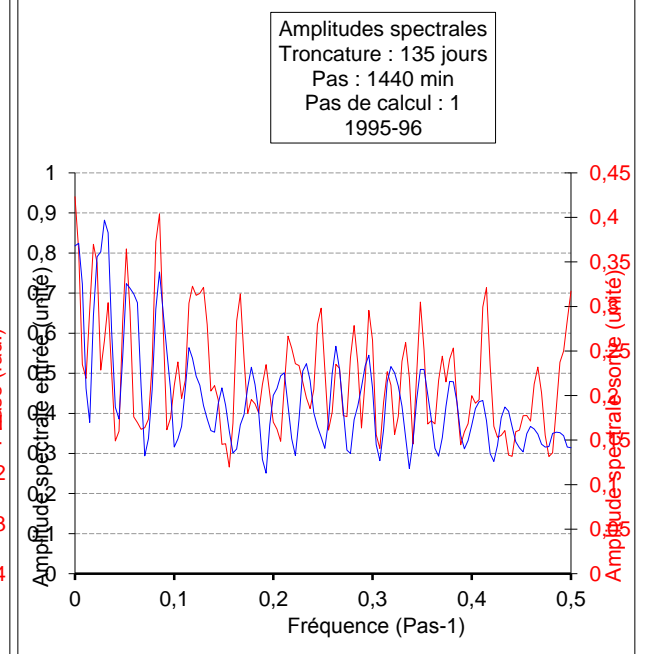
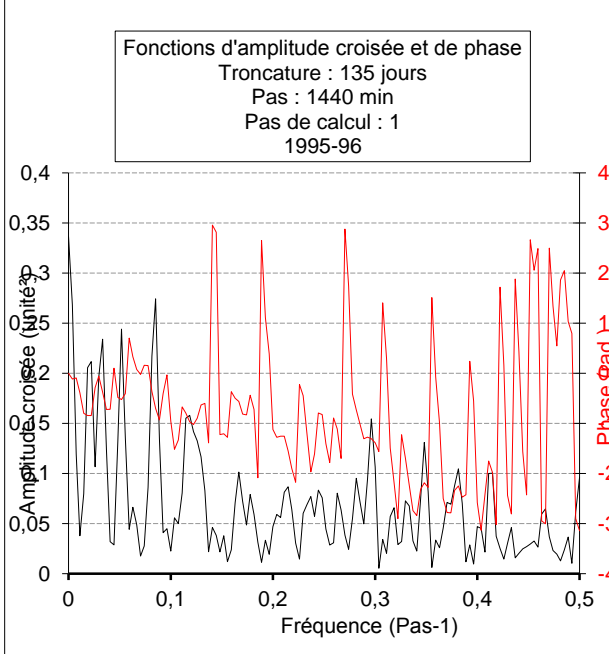
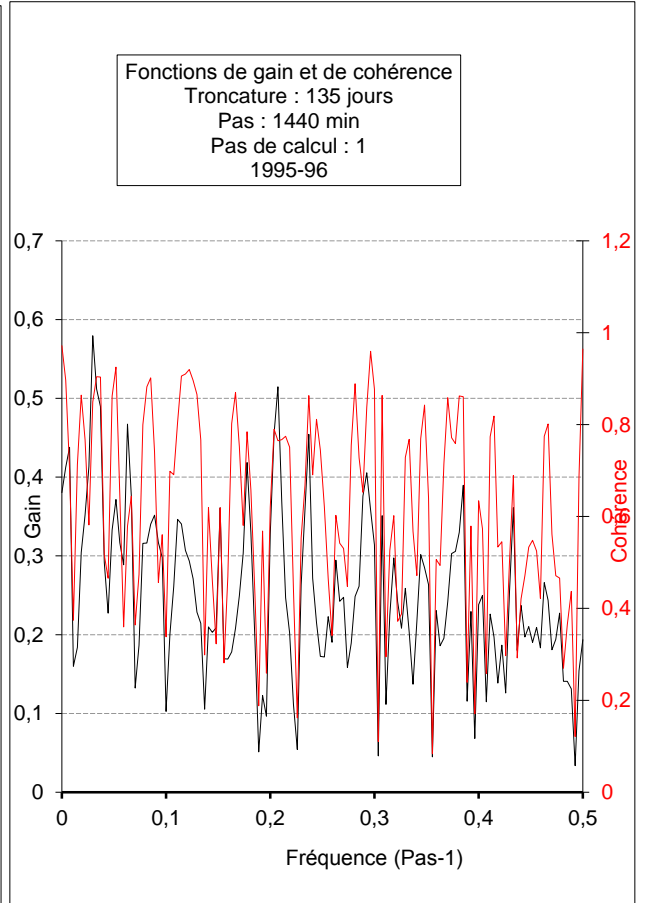
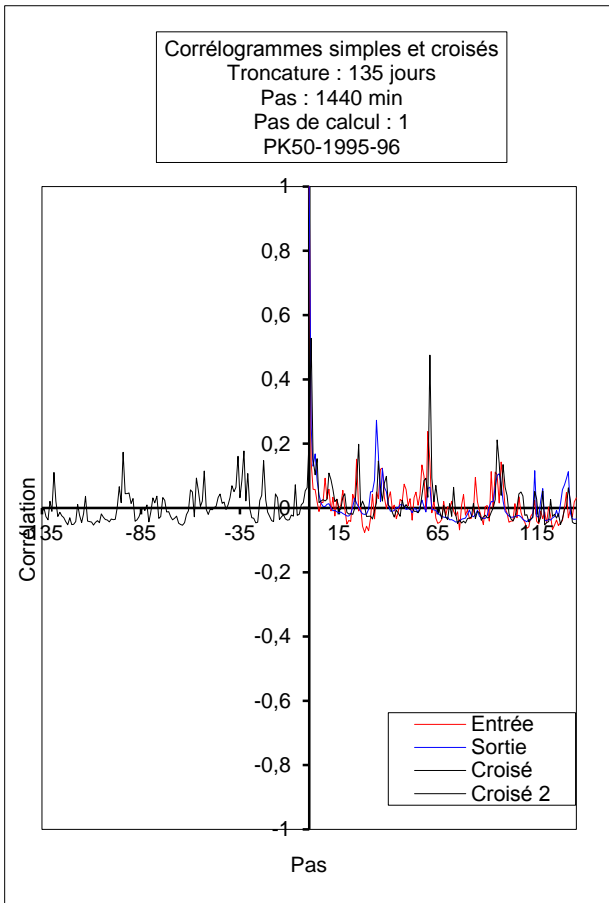




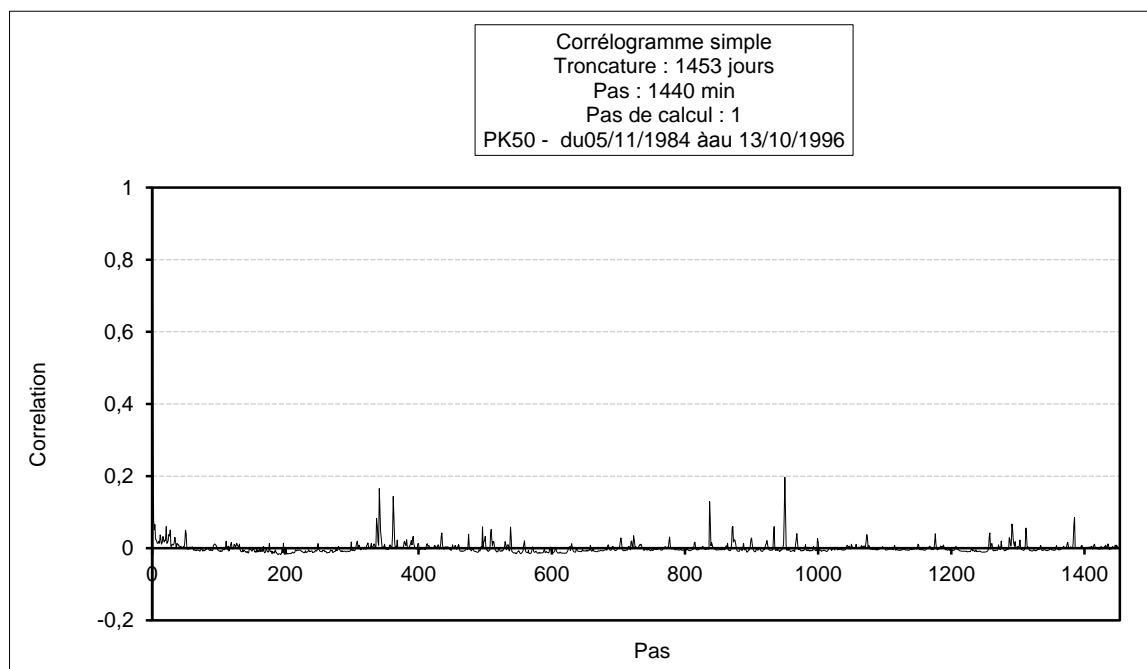
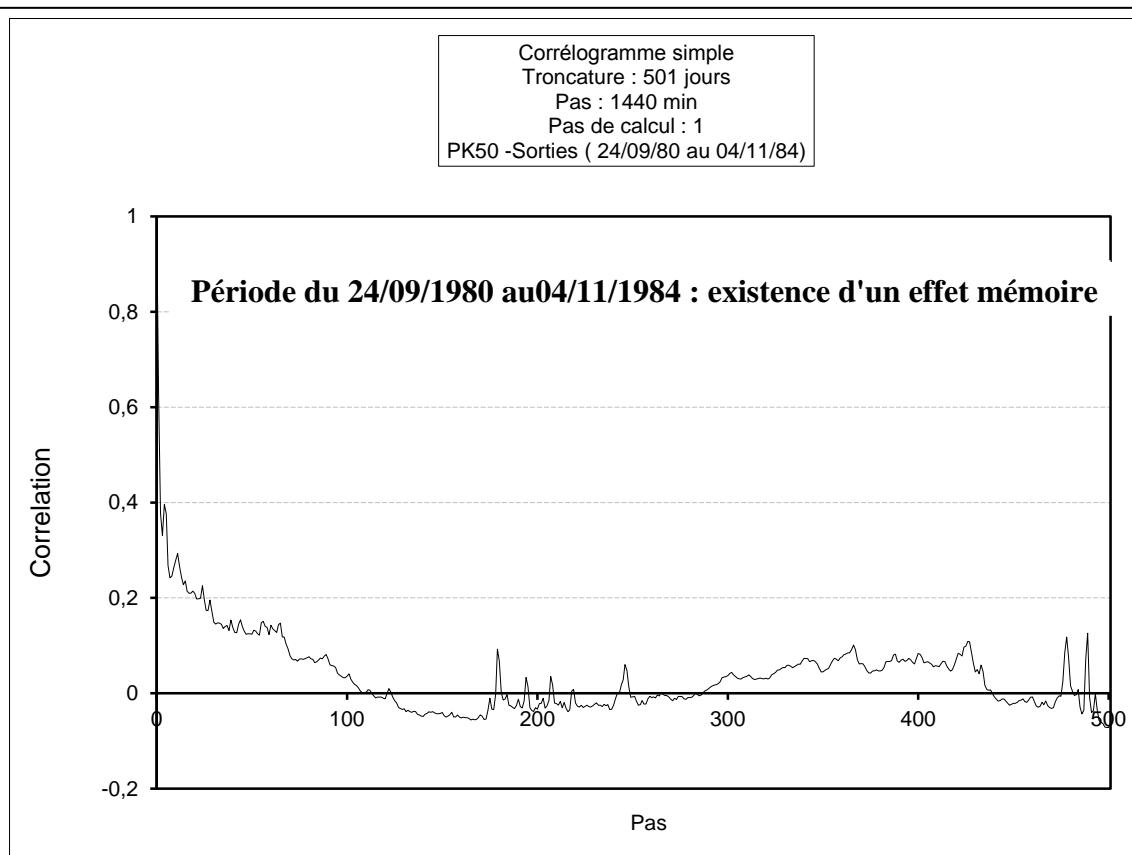








Comparaison des 2 Périodes du 24/09/1980 au 04/11/1984 et du 05/11/1984 au

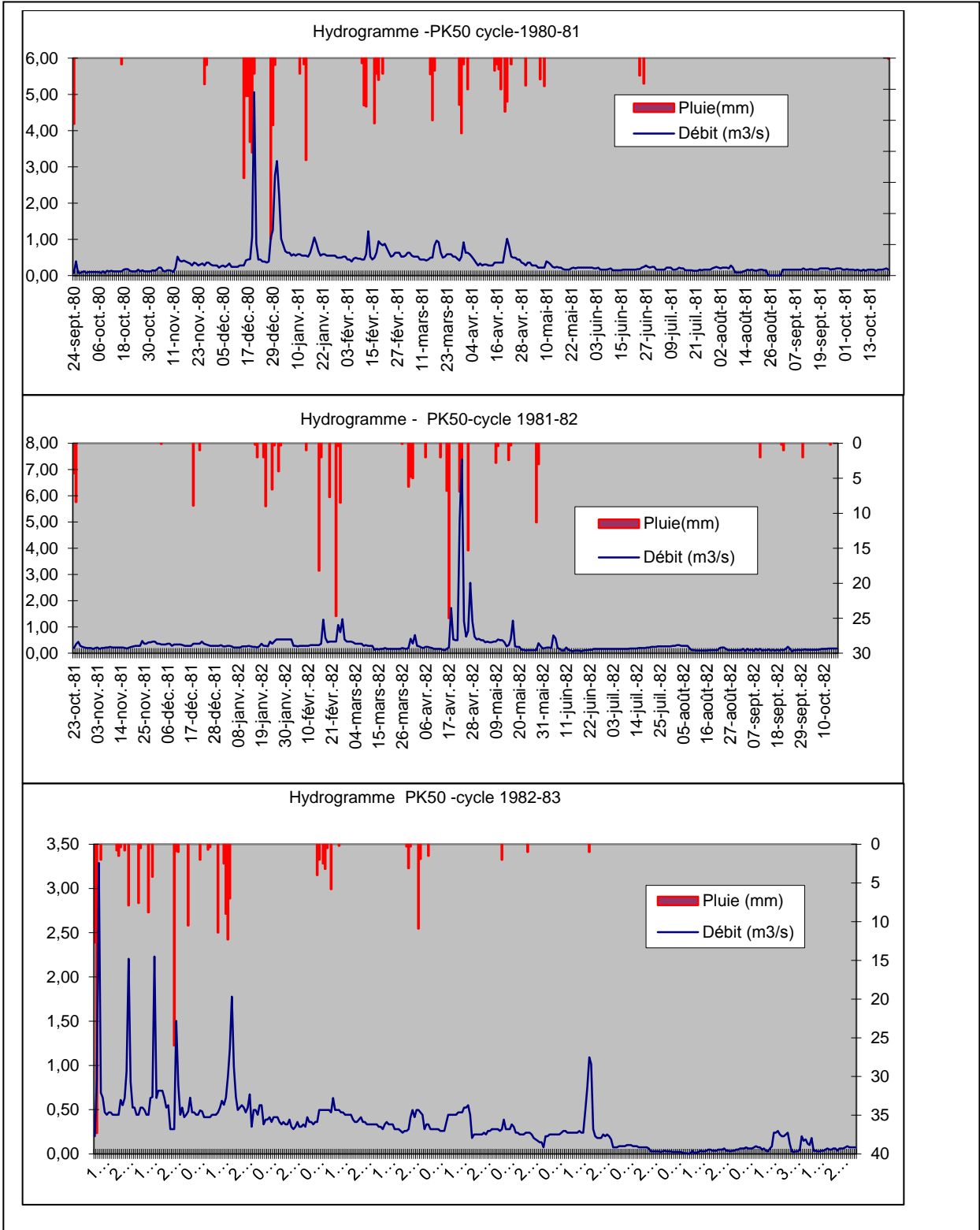


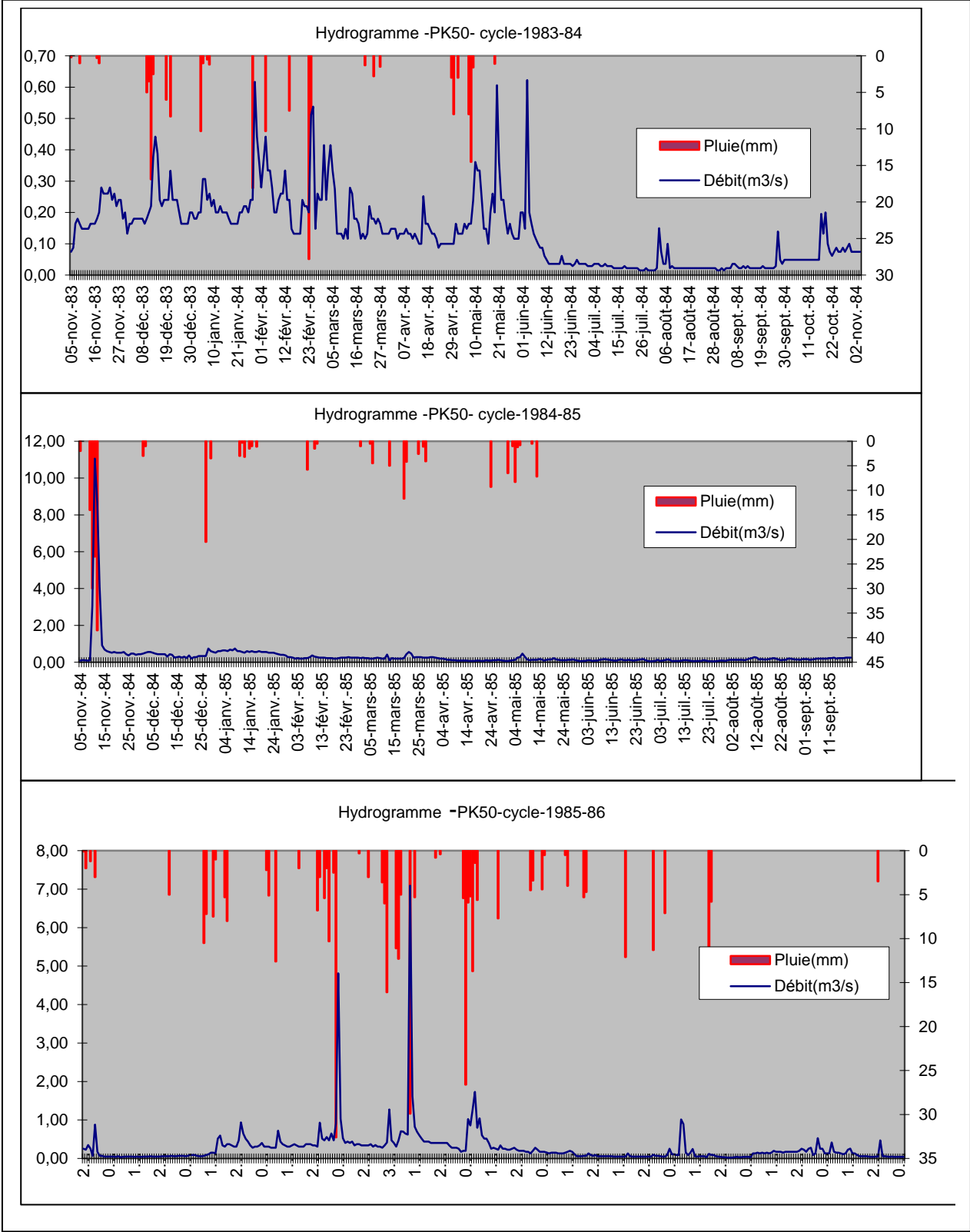
Période du 05/11/84 au 13/10/1996 : pas d'effet mémoire visible négligeable

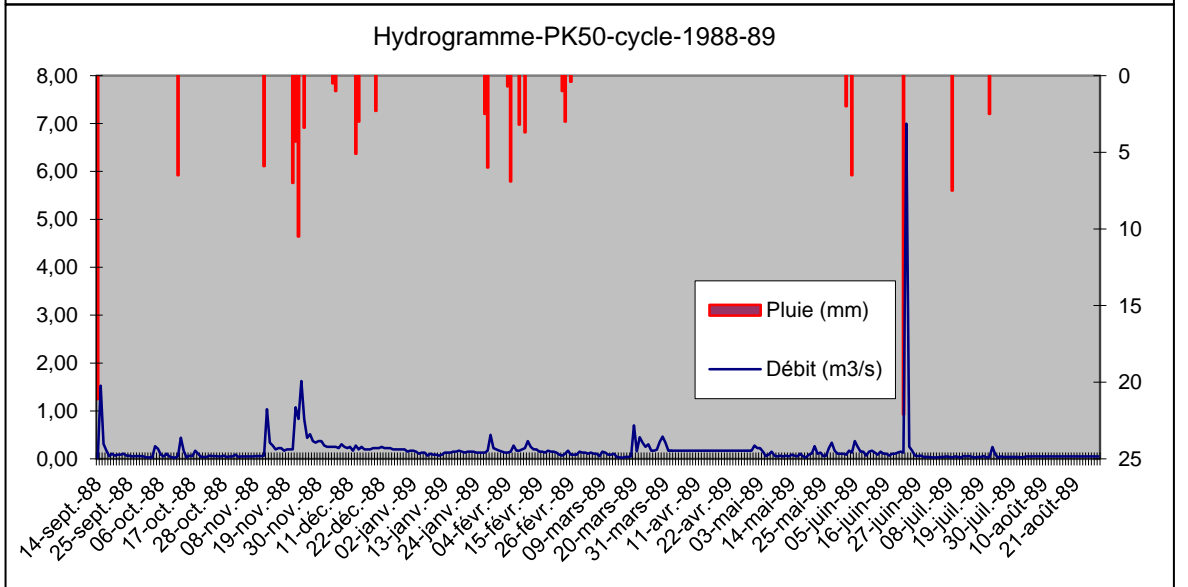
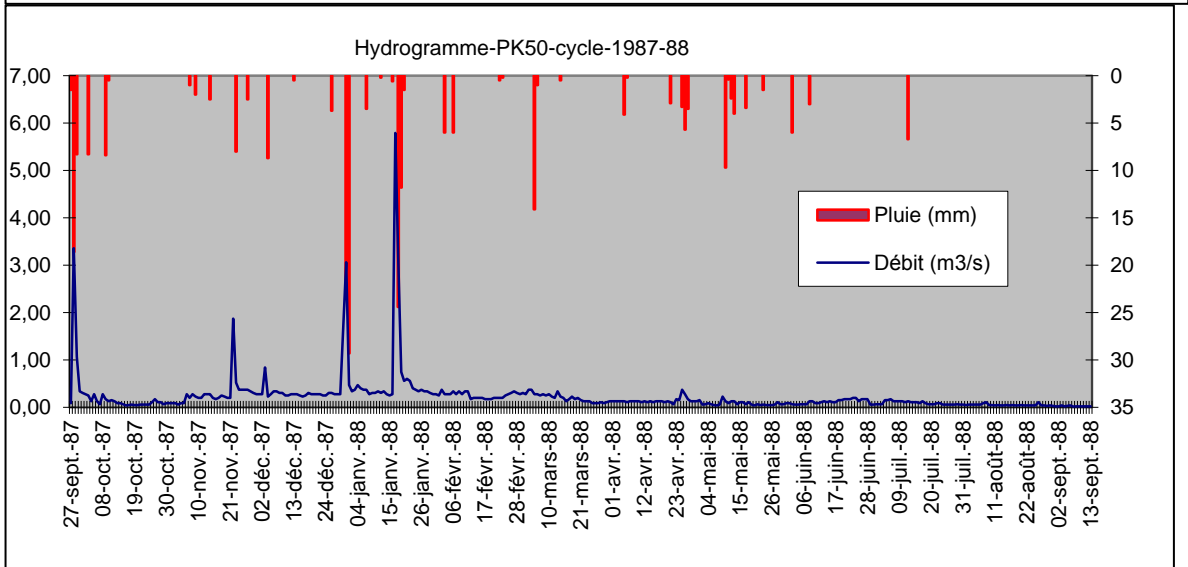
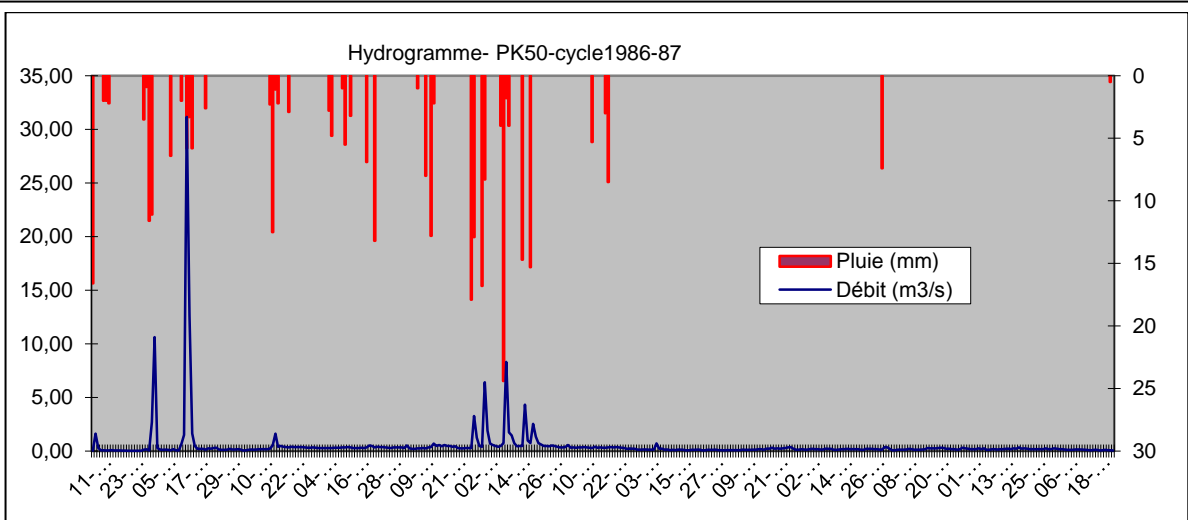
- HYDROGRAMMES PAR CYCLE (PK50)

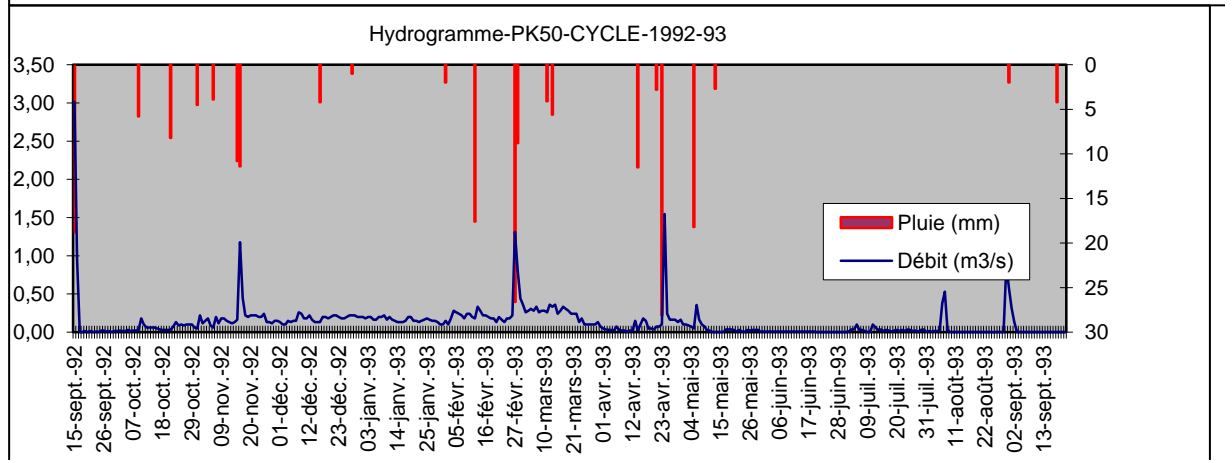
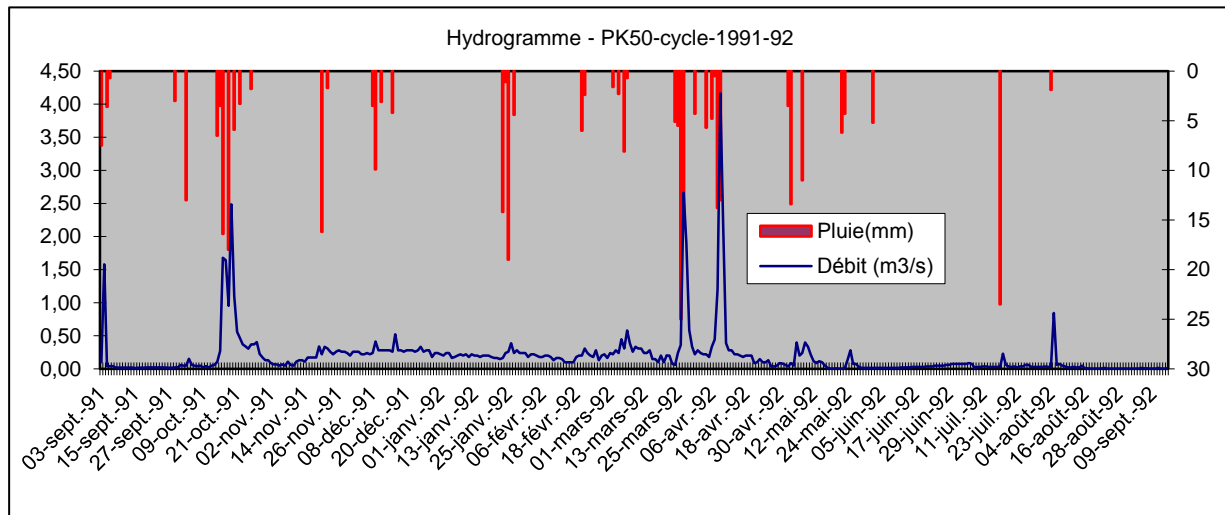
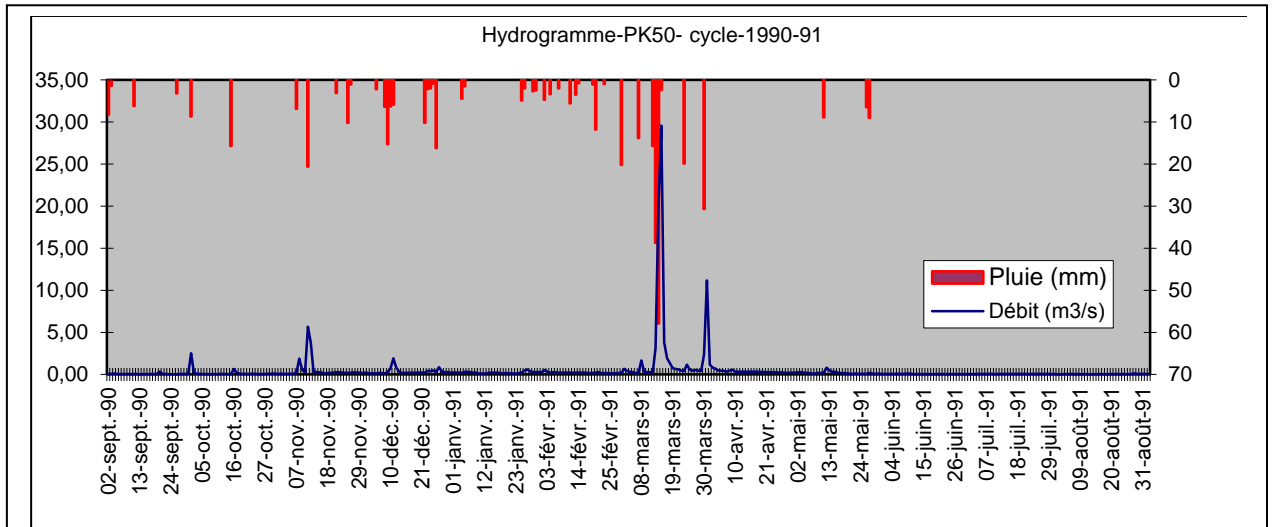
- DEBITS DE BASE (PK50)

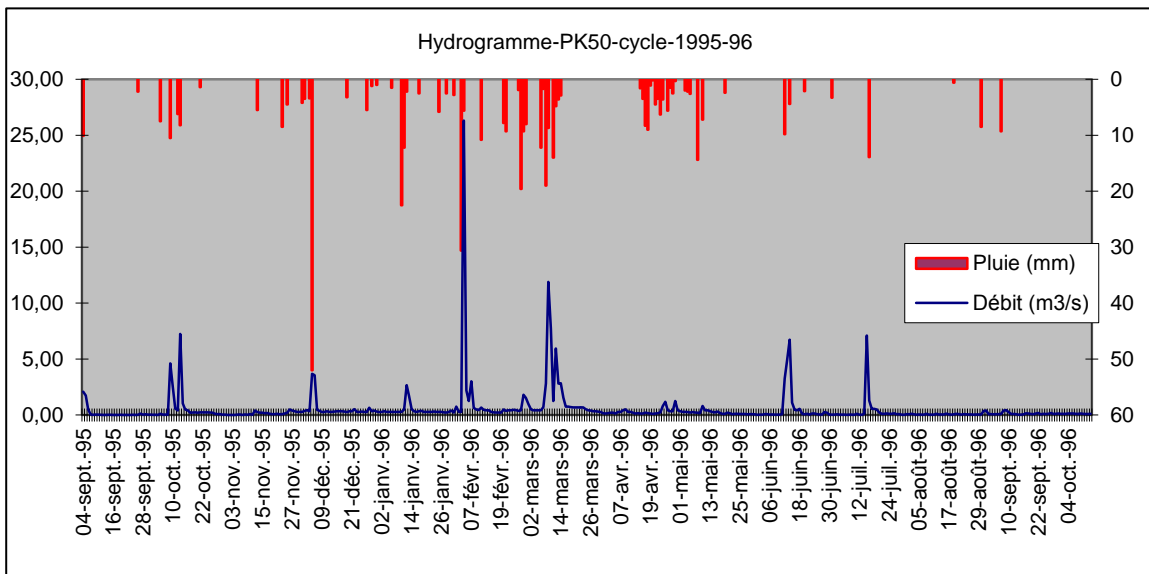
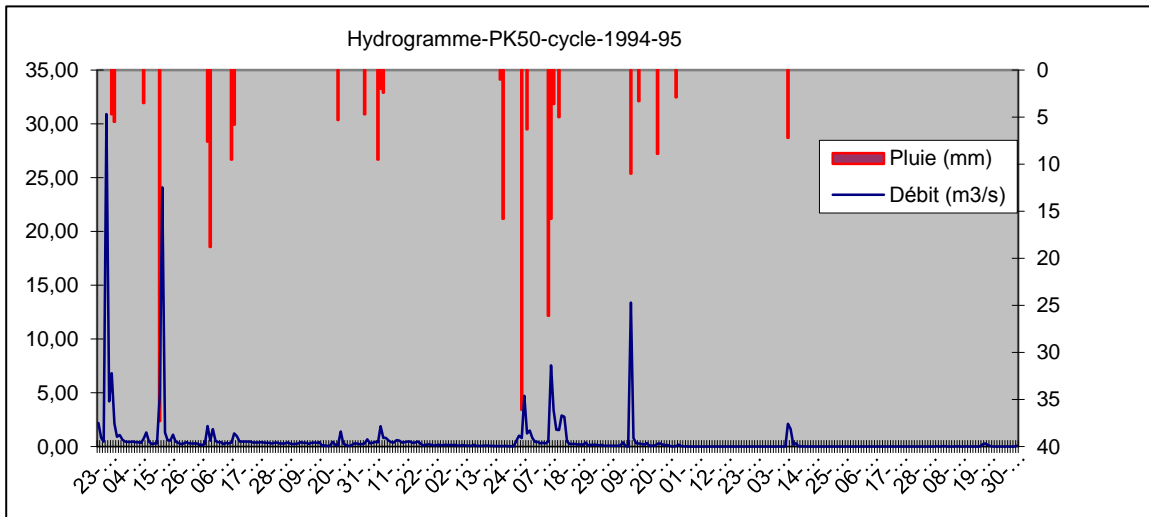
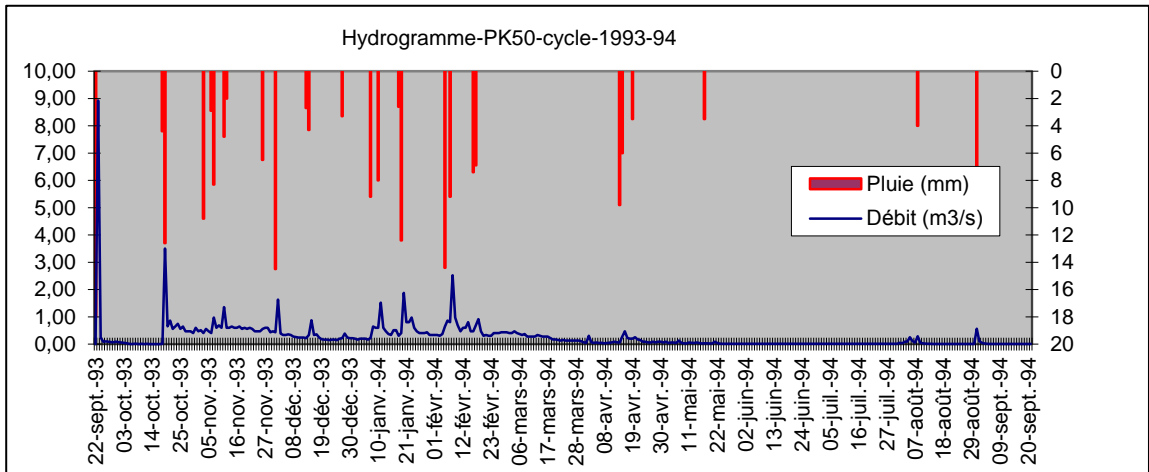
- DEBITS CLASSES (PK50)





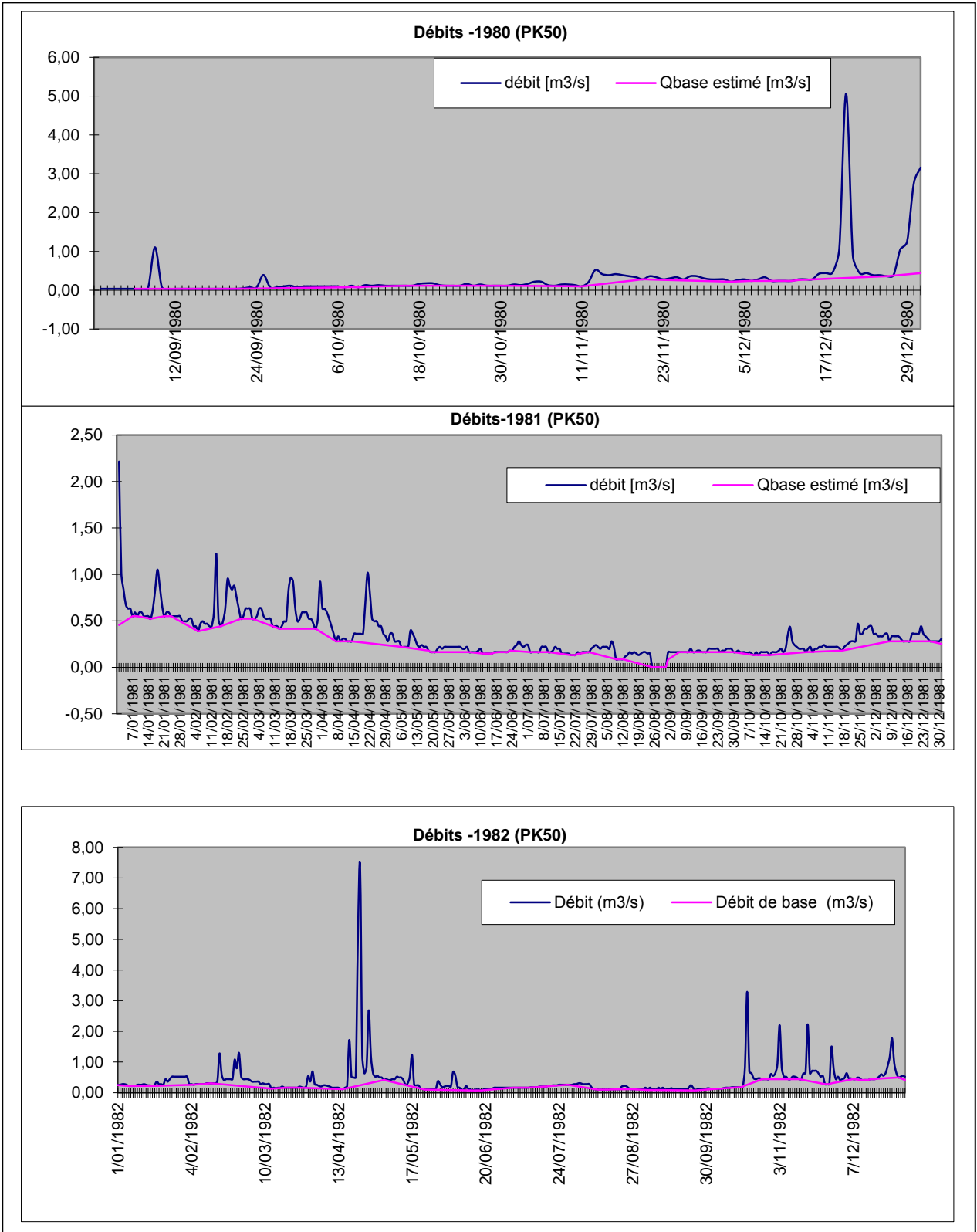


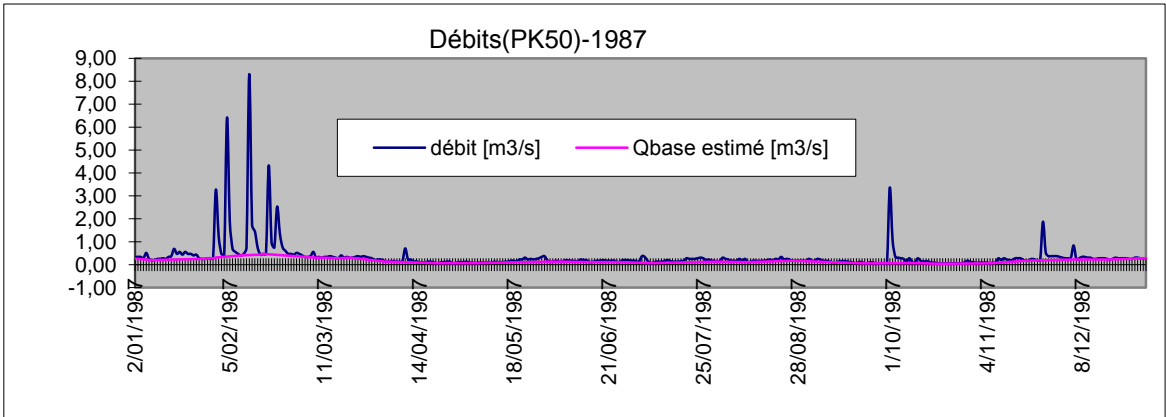
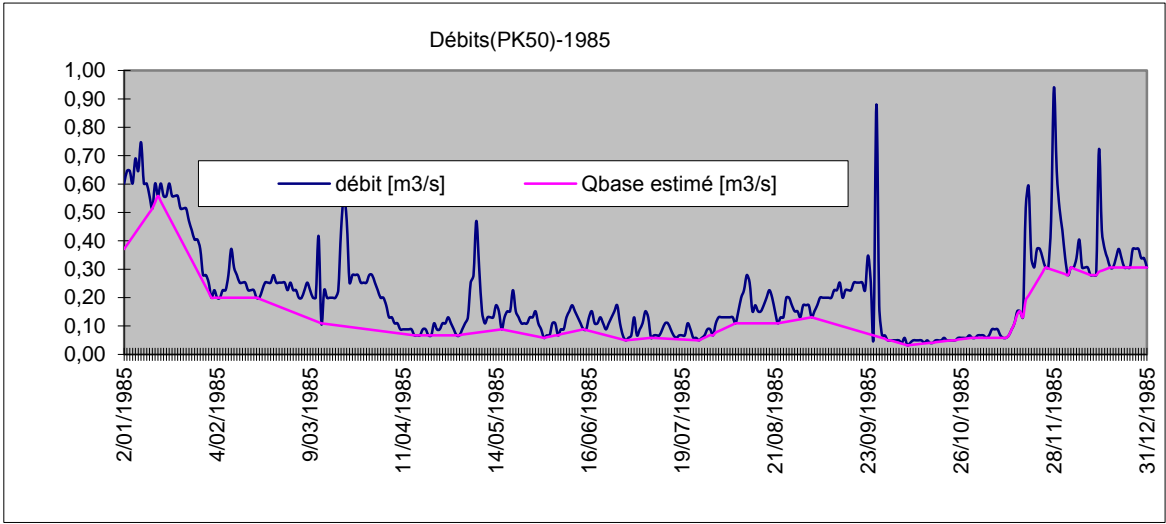
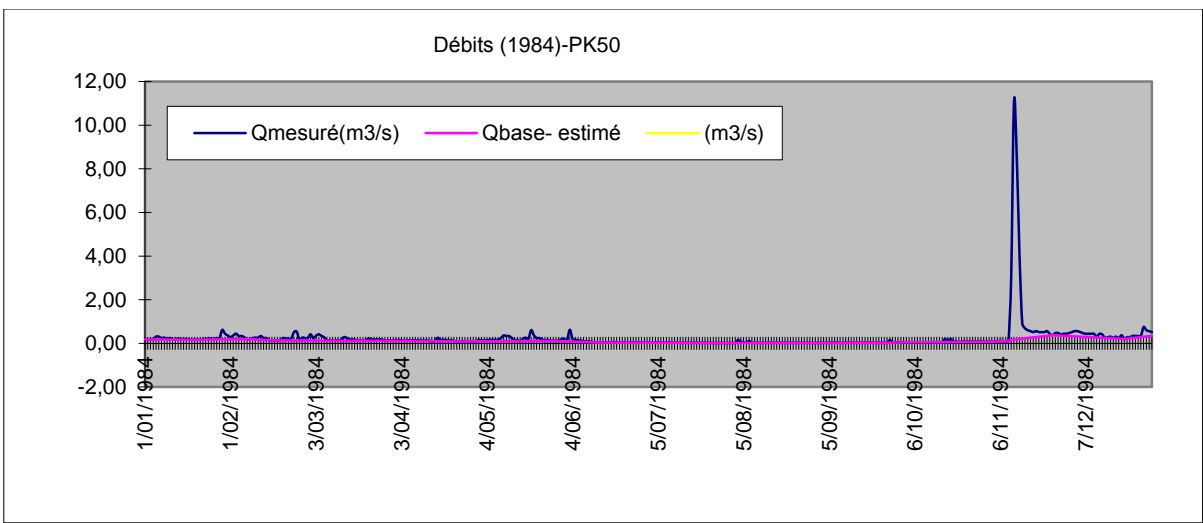


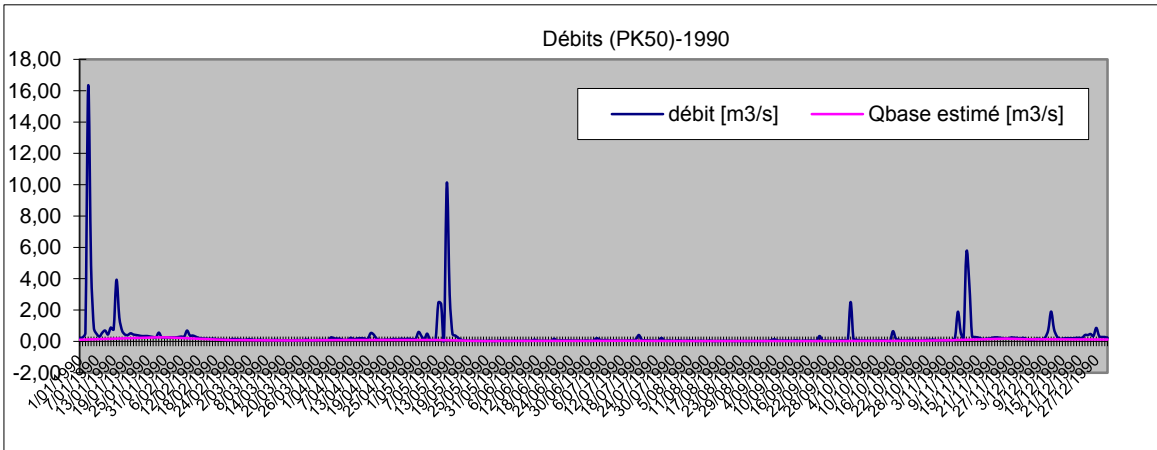
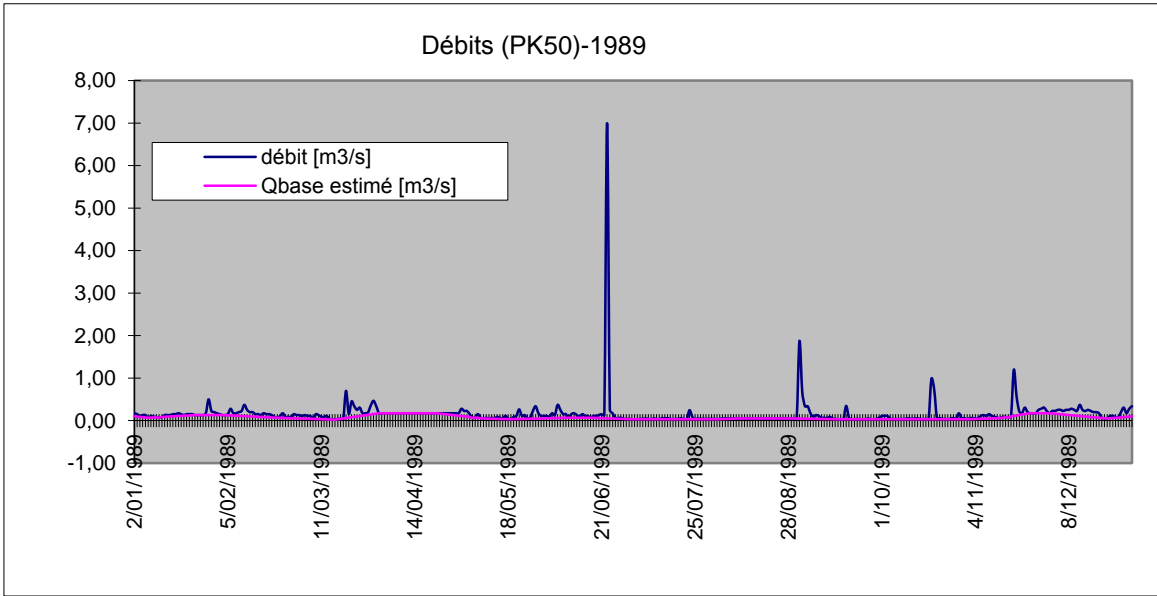
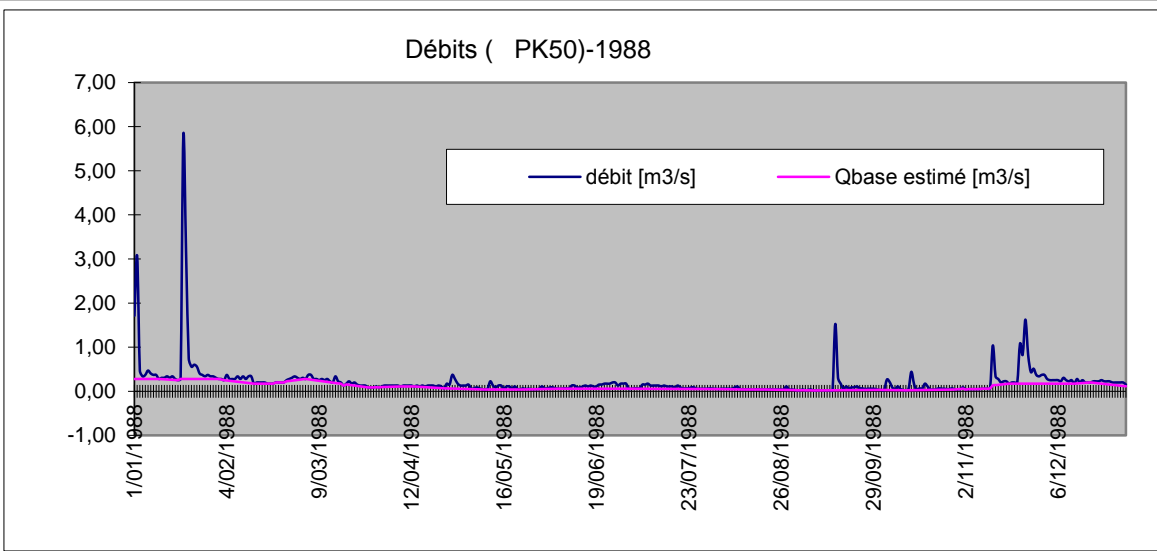


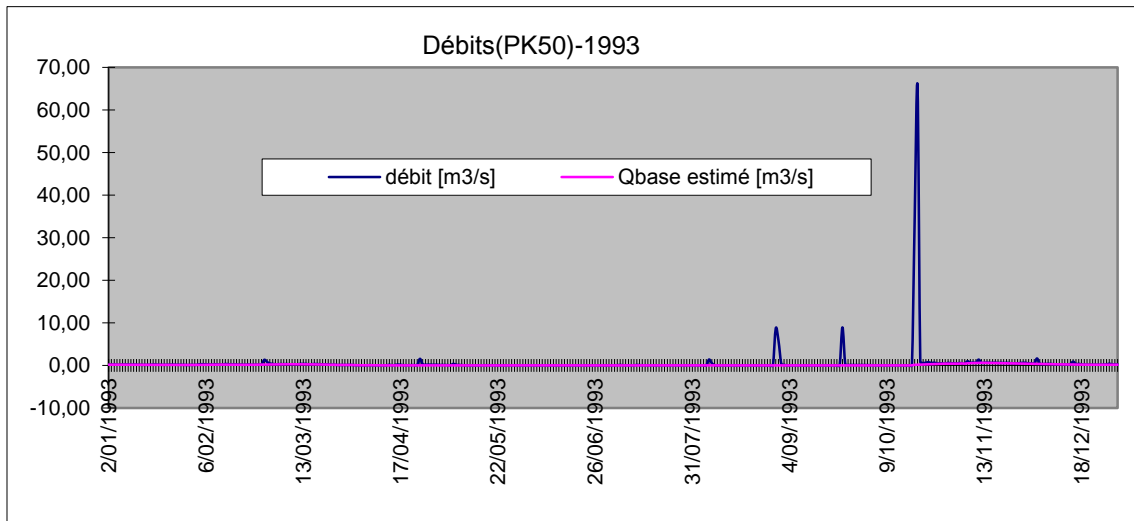
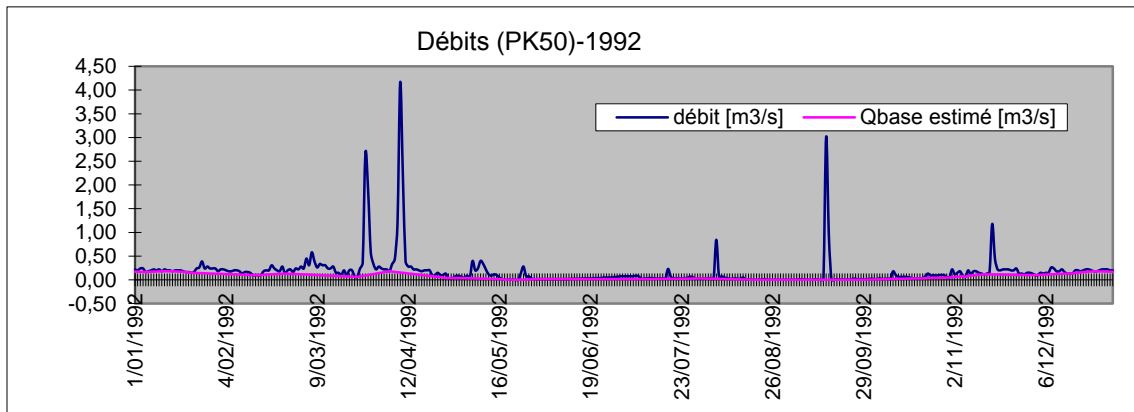
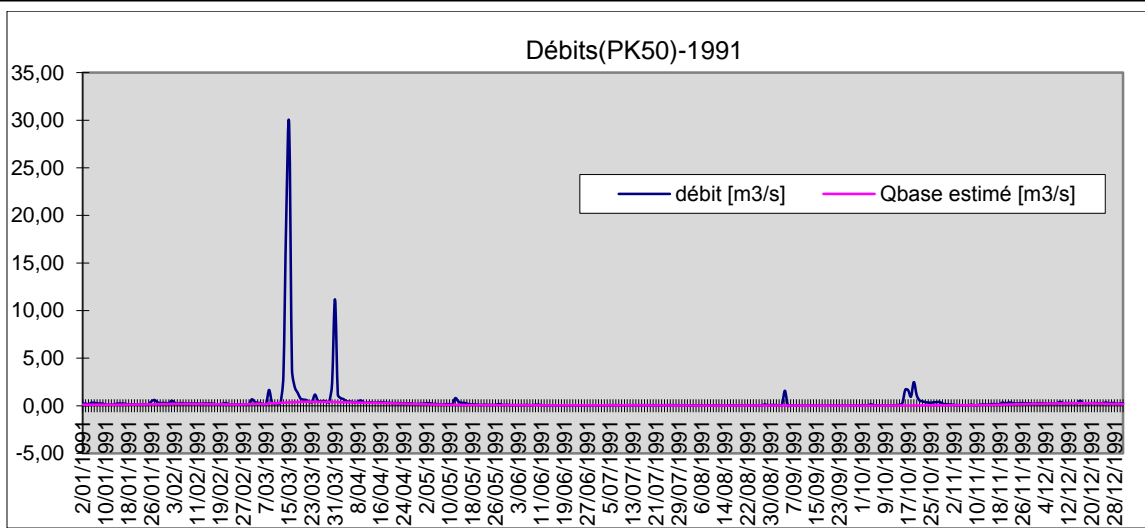
DEBITS DE BASE

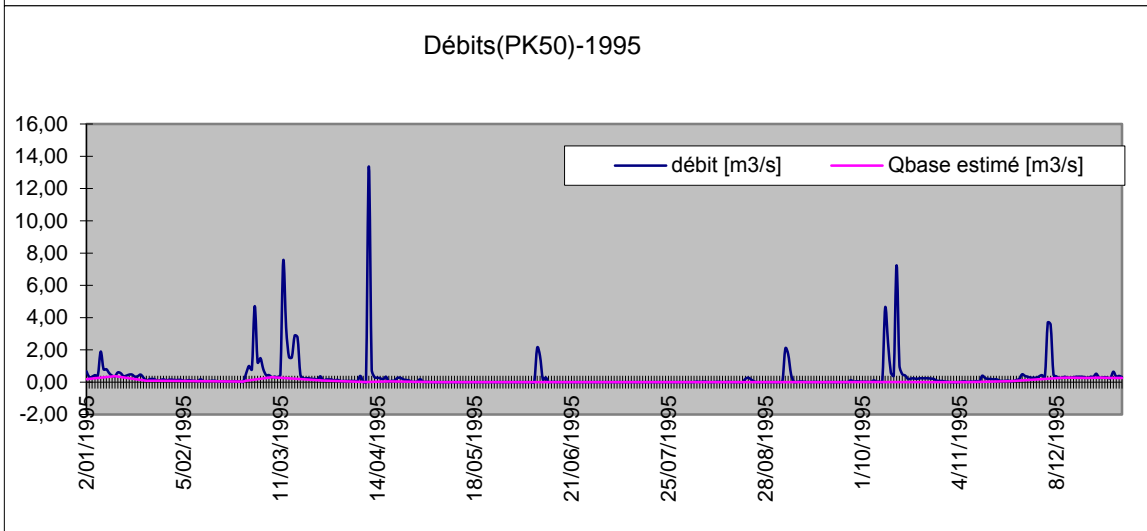
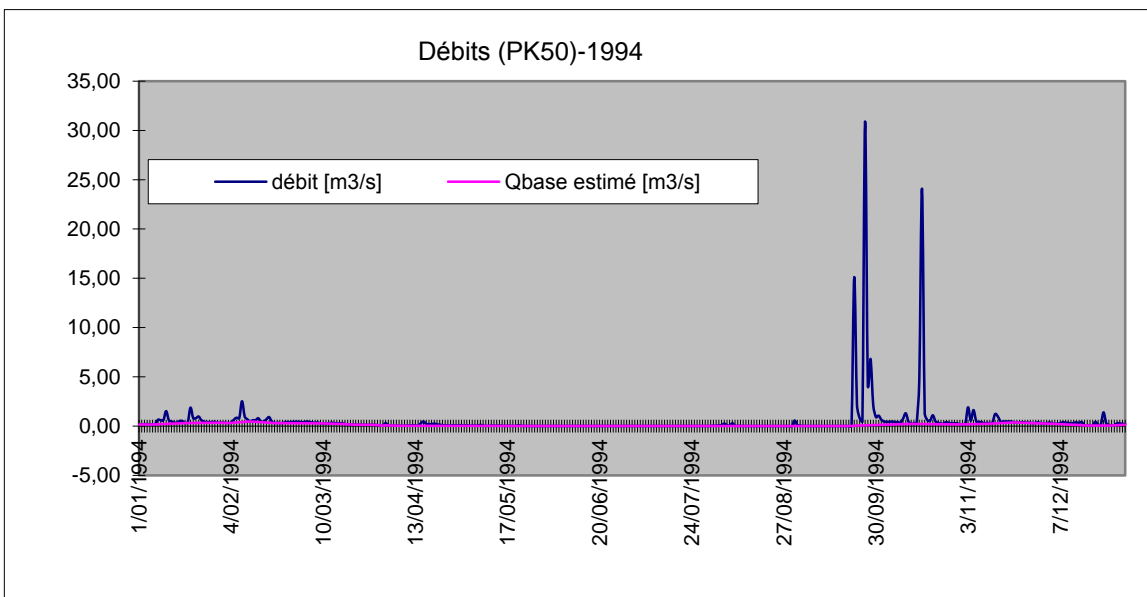
BFI



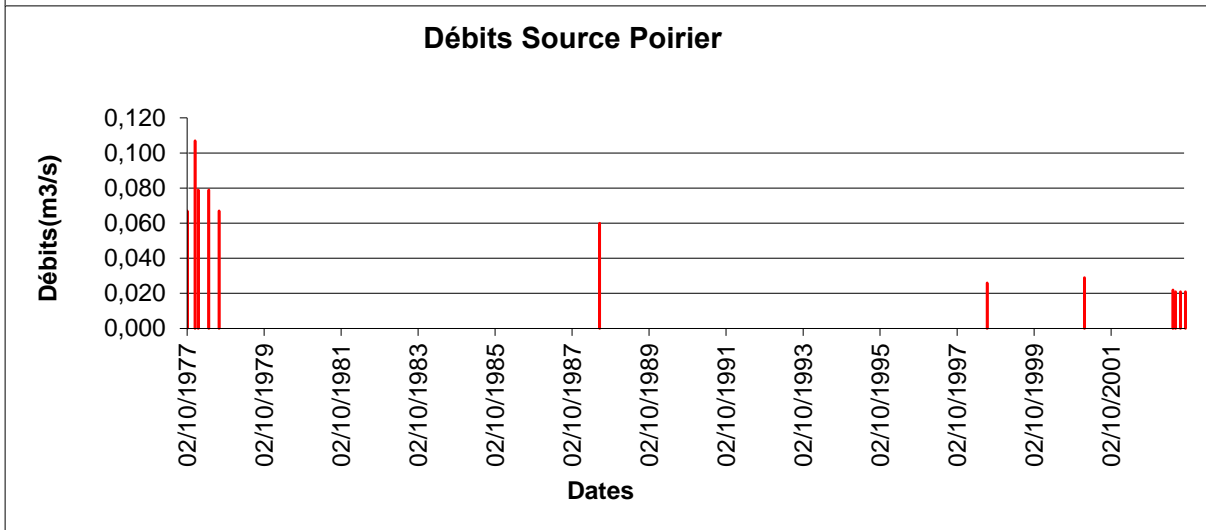
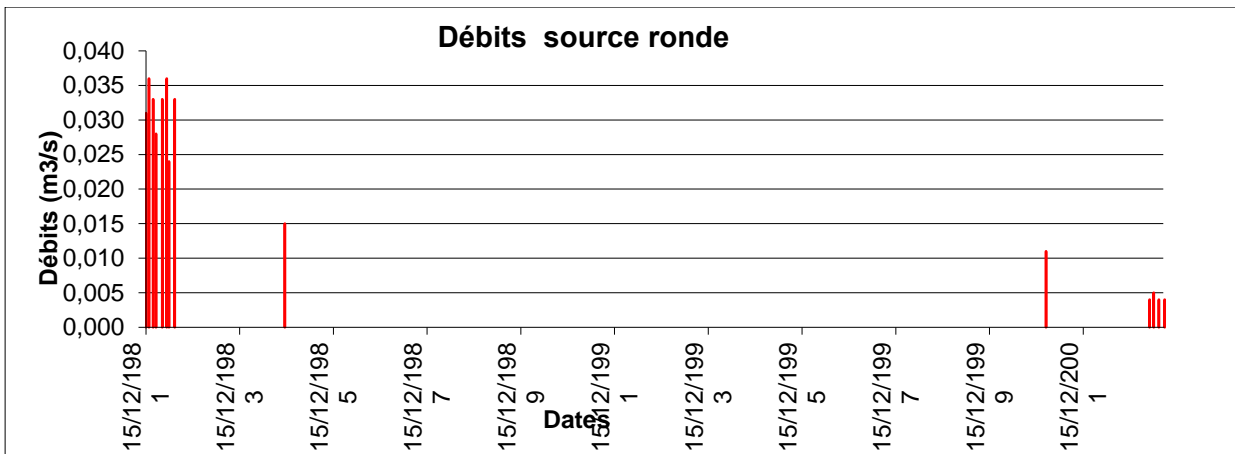
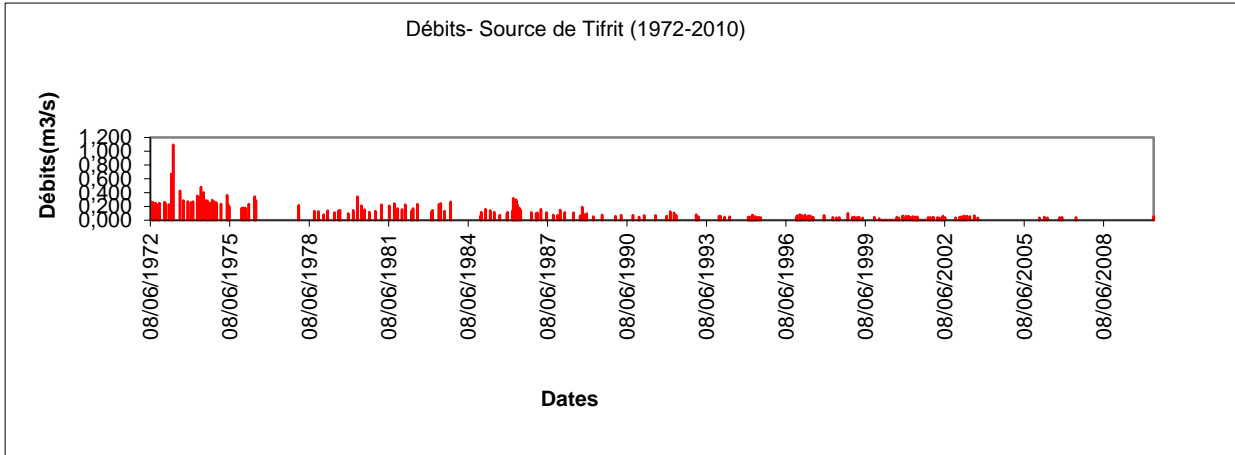






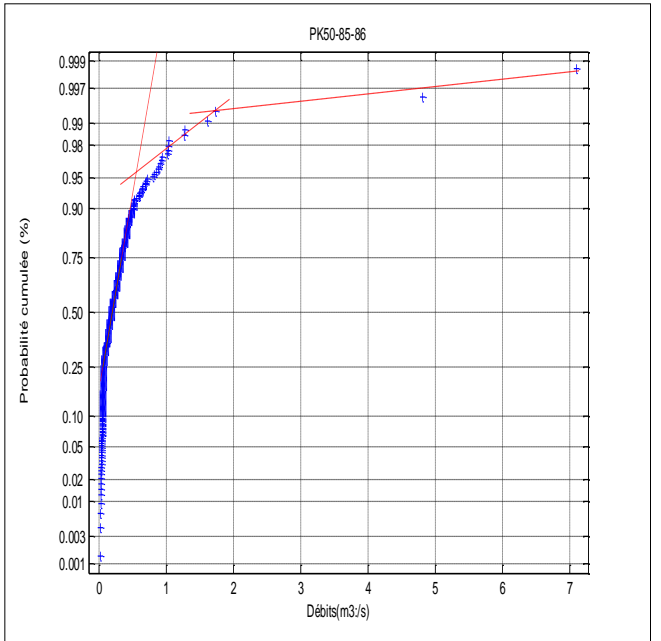
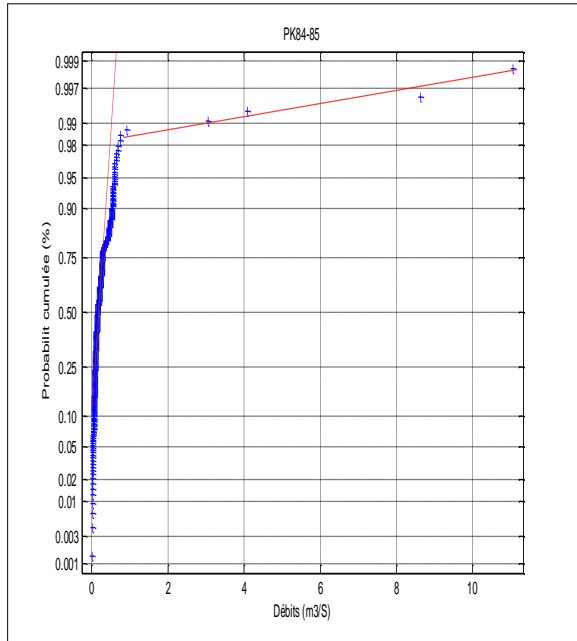
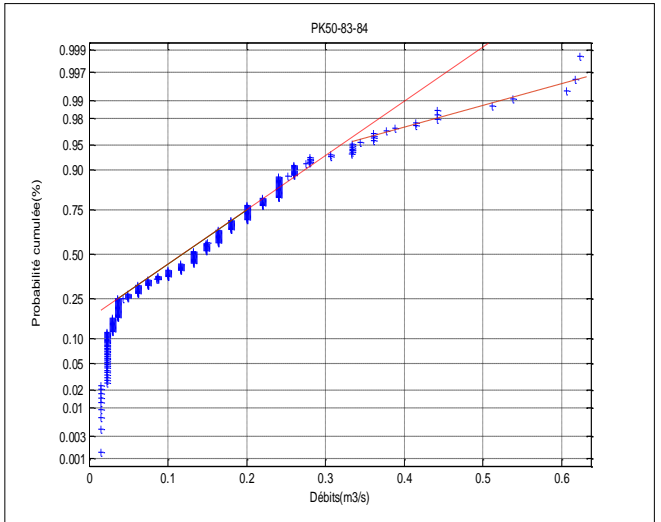
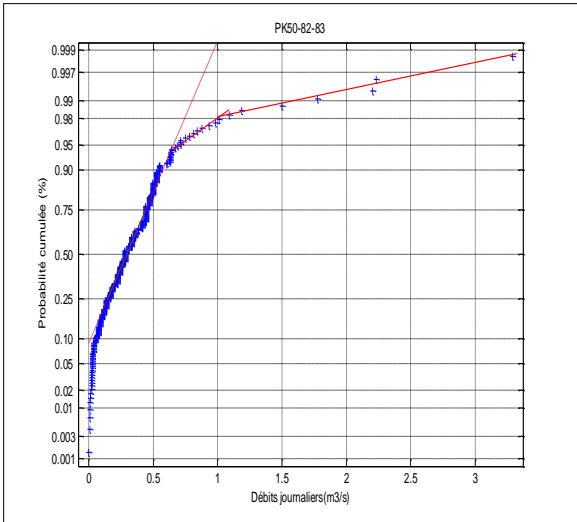
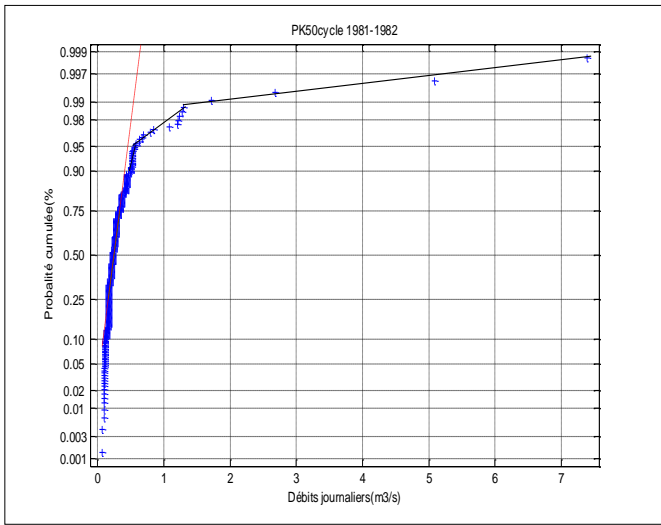
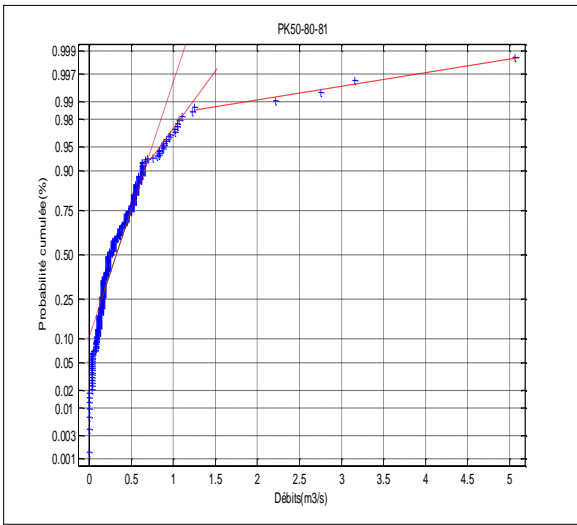


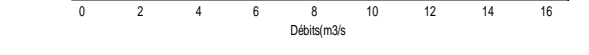
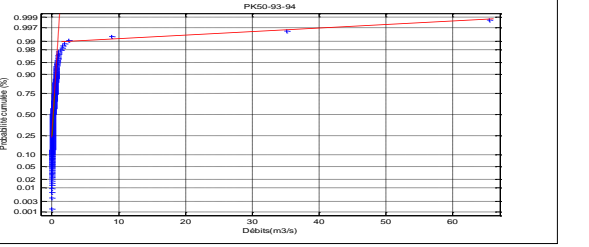
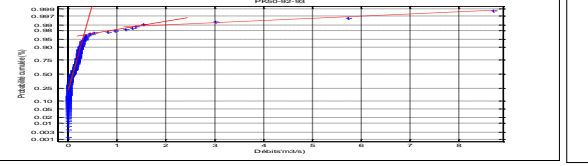
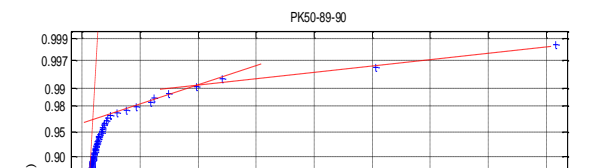
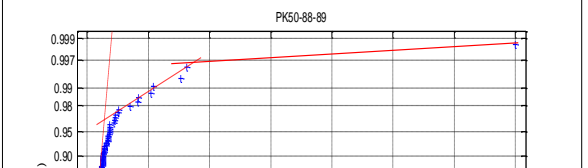
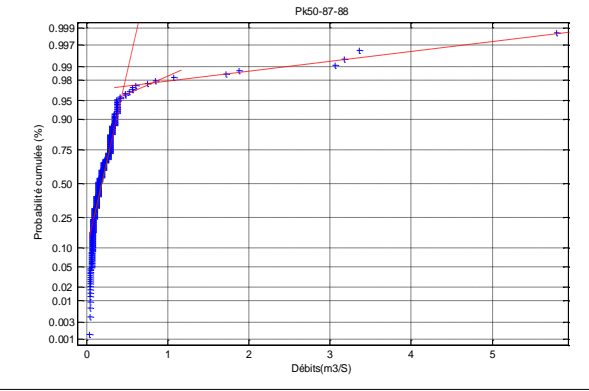
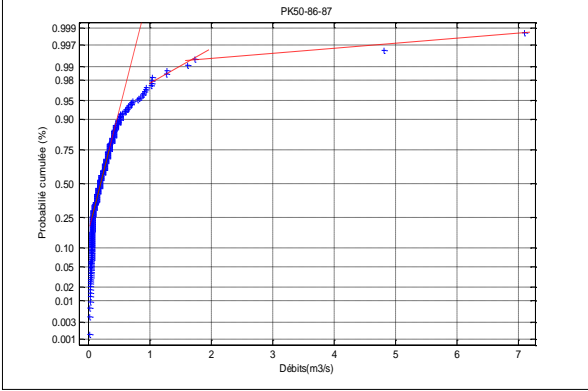
DEBITS DE SOURCES

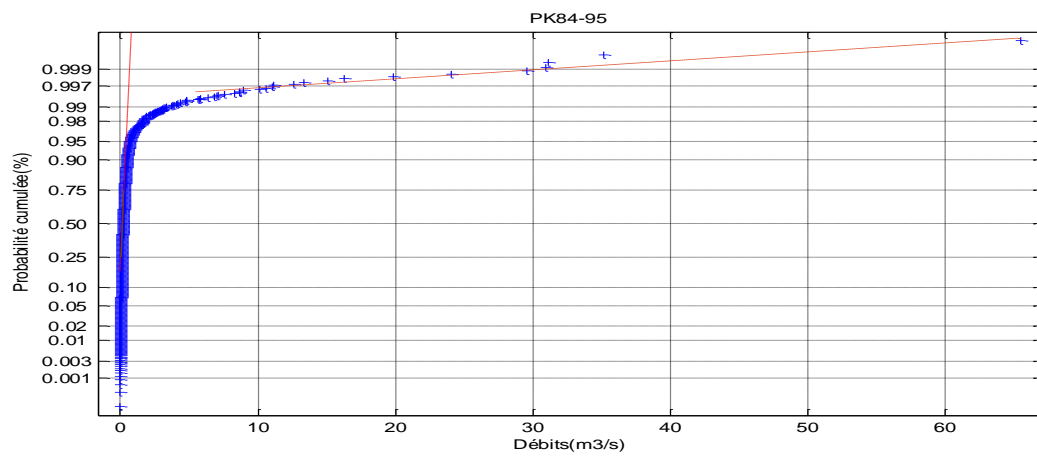
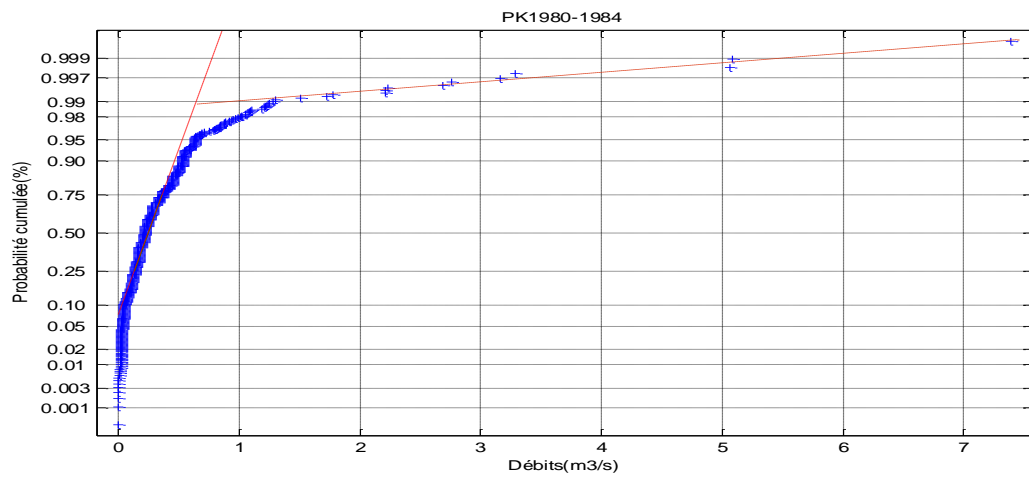
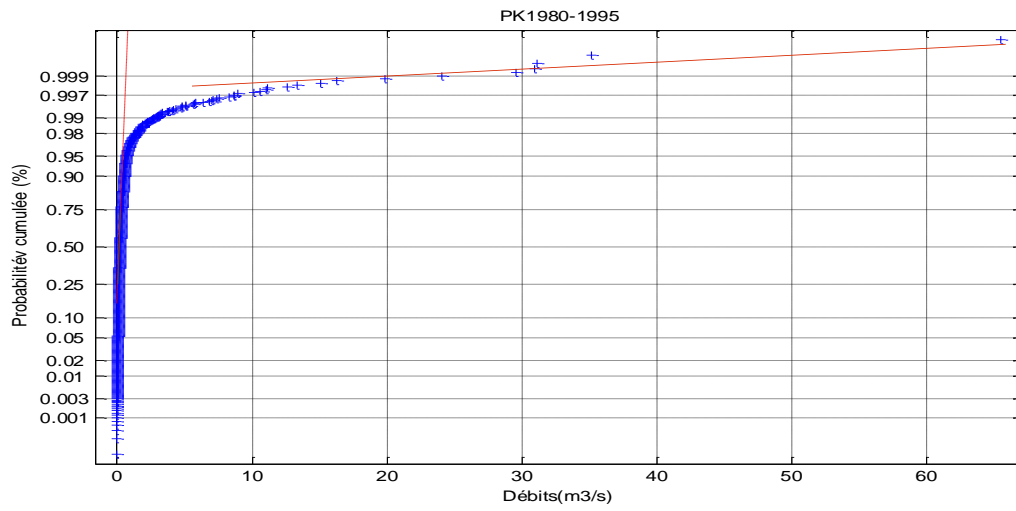


Débits classés

PK-50

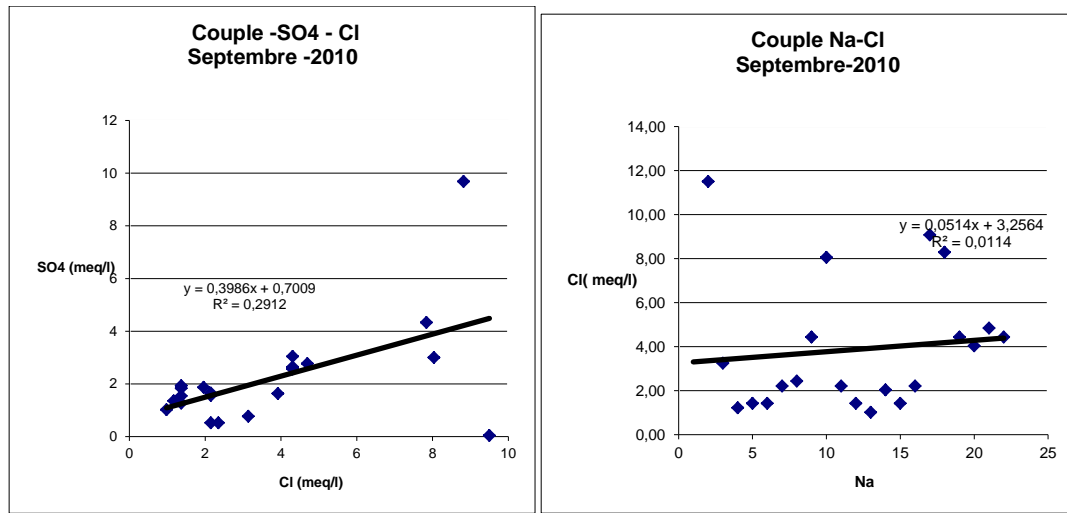






HYDROCHIMIE

Correlations et A.C.P



- Le Couple SO₄–Cl

La concentration des ions sulfates (SO₄²⁻) est très variable dans les eaux de souterraines, où elle dépend des minéraux contenant du soufre. Lorsque ces minéraux sont très abondants (exemple des évaporites des formations triasiques), la teneur en SO₄²⁻ atteint des 465 mg/l pour les points 19Hammam Rabbi et 1 (C3) et dépassant le seuil potabilité des eaux fixé par l’OMS.

Le graphe ne montre pas de tendance à l'alignement des points, indiquant probablement des origines différentes, cependant, deux points (C3 et Hammam Rabbi) présentent un excès de sulfates, et un excès des chlorures. L'importance de l'excès de l'un ou de l'autre élément détermine la dominance du faciès de cet élément sur l'autre

- Corrélation Na-Cl

Le graphe montre un alignement des points, ce qui implique la même origine des deux éléments chimiques qui est probablement la dissolution de l’Halite. Cependant, quelques points présentent un excès de sodium (C3, Hammam Rabbi, Zerouki) d'autres un excès des chlorures. Cette relation se confirme par l'existence du faciès chloruré sodique.

- Corrélation entre Cl - Na et Ca - SO₄

Il est évident, qu'au contact de la solution aqueuse, les sels évaporitiques donnent les spéciations Na^+ , K^+ , Ca^{2+} ou Mg^{2+} , et Cl^- , SO_4^{2-} . L'halite et l'anhydrite sont facilement mises en solution du fait de leurs cinétiques de réaction avec l'eau. Les spéciations, Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , sont alors assez importantes en concentration en raison de la quantité d'évaporites dans le sédiment et en raison de la vitesse de circulation de l'eau.

- **Corrélation Ca-Na**

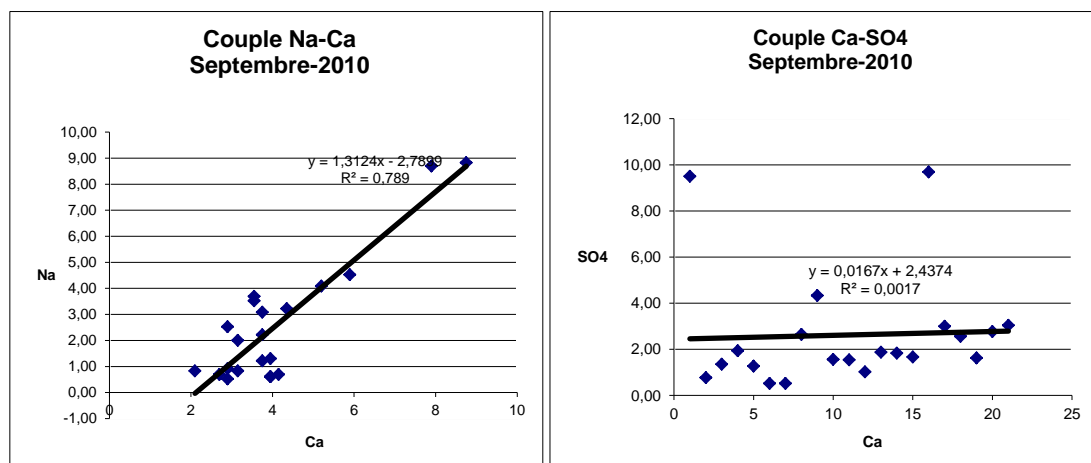
Le calcium, le magnésium et le sodium sont les cations les plus fréquents dans les eaux de surface et souterrains. Ils dépendent principalement de la géologie (dépôts de carbonates ou de gypse présents, etc.).

La répartition des points indique l'existence d'une évolution des deux éléments dans le même sens, l'origine le sodium est attribuée probablement au lessivage d'une autre roche mère que le calcium (les évaporites).

- **Corrélation Ca - SO4**

Au contact de la solution aqueuse, les sels évaporitiques donnent les spéciations Na^+ , K^+ , Ca^{2+} ou Mg^{2+} , et Cl^- , SO_4^{2-} . L'halite et l'anhydrite sont facilement mises en solution du fait de leurs cinétiques de réaction avec l'eau. Les spéciations, Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , sont alors assez importantes en concentration en raison de la quantité d'évaporites dans le sédiment et en raison de la vitesse de circulation de l'eau (Maglione.G, 1974).

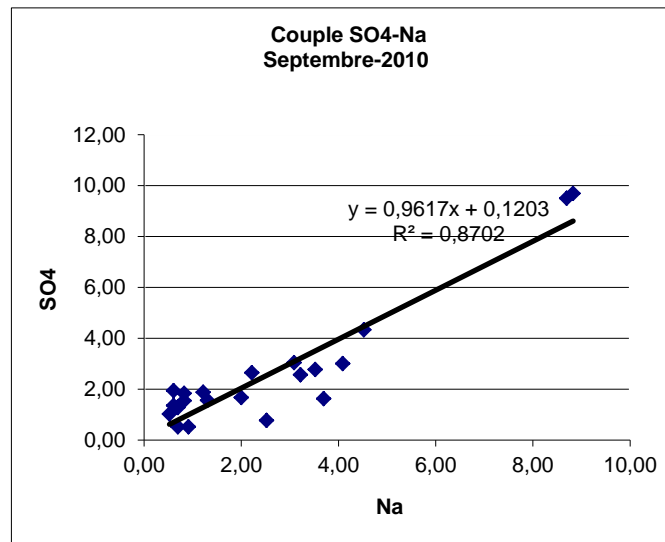
Le graphe montre que le calcium et les sulfates, évoluent indépendamment et qu'ils ont des origines différentes.



Figurexxx: Corrélation Ca-Na et Ca - SO4.

- **Corrélation Na-SO4**

La comparaison de variation des deux éléments (Na et SO4) montre qu'ils sont évolués indépendamment indiquant deux origines différentes.



Figurexxx: Corrélation Na-SO4

- **Conductivité -Température**

La conductivité (qui traduit la minéralisation totale des eaux), est très élevée des points d'eau 1, 2, 11, 19, 20 et 24, en relation avec les fortes concentrations en chlorures, sulfate et sodium. Il existe une relation entre la conductivité et la température (figure 45b).

Le fait que les eaux thermales, les plus chaudes, sont les plus minéralisées notamment par l'abondance de sulfates et de chlorures, montre que certaines eaux souterraines de ce grand ensemble aquifère ont circulé dans des formations plus ou moins évaporitiques. C'est le cas de Hammam Rabbi et de Skhouna où la minéralisation dépasse 2000 mg/l.

Certaines eaux qui n'apparaissent pas clairement comme thermales sont enrichies par dissolution d'évaporites, ce qui signifie que des circulations thermales peuvent contribuer aux écoulements, mais que le caractère thermal a disparu, partiellement ou totalement. (Bakalowicz, 2011).

Pour les sources, seule celle de Sidi Maamar présente la plus forte conductivité 1020 μ S/cm et s'avère impropre à la consommation à cause notamment de la concentration élevée de NO₃.

Toute augmentation de la température de l'eau provoque une augmentation de la mobilité des ions. Les ions migrent à des vitesses de l'ordre de quelques millièmes de millimètre par seconde, les molécules d'eau ne se déplacent que très lentement. Dans la glace, les ions ne migrent plus du tout. Plus l'eau s'échauffe, plus l'agitation moléculaire croît, plus la mobilité augmente ions et ils peuvent se déplacer rapidement en solution.

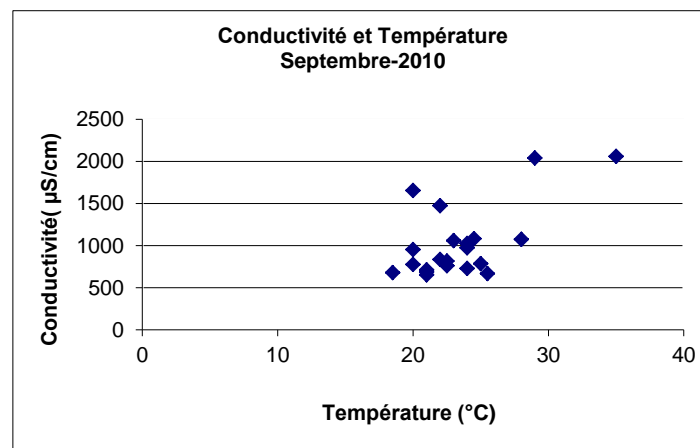
Ils existent plusieurs formules empiriques mettant en évidence la relation entre température et conductivité parmi elles :

$$C_{25} = C_t ((45/t) + 20).$$

$$C_{25} = C_t / (1 + 0.023 (t - 25)),$$

$$C_{20} = C_t (0.022 t + 0.4560),$$

Avec : C_t conductivité à la température t (°C) ; t : température de l'eau.



Figurexxx : Variation température et conductivité (campagne 2010).

- Minéralisation

Une eau potable doit contenir, sans excès, un certain nombre d'éléments minéraux qui lui confèrent une saveur agréable. Elle ne doit pas attaquer les matériaux constituant les canalisations, réservoirs et appareils de robinetterie ou de fontainerie. Pour cela, il faut qu'elle ne soit ni agressive ni corrosive. Cette dernière condition exige que la

concentration en ions chlorures et sulfates ne dépasse pas respectivement 100 et 200 mg/l environ.

La minéralisation d'une eau reflète sa concentration en sels solubles. Par le biais de son pouvoir électrolytique, il existe une relation empirique entre la résistivité et la minéralisation.

une relation empirique citée par plusieurs auteurs exprime la minéralisation (mg/l) en fonction de la résistivité comme suit: $\approx 720.000/\text{résistivité}$; approximativement, il faut diviser la conductivité par 2. Si la conductivité de l'eau est mesurée à 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, alors l'eau contient 400 PPM, soit 400 mg/l de sels minéraux.

La minéralisation totale ne doit pas excéder 2 g/litre. Cette dernière condition exige que la concentration en ions chlorures et sulfates ne dépasse pas respectivement 100 et 200 mg/l environ.

Les forages C3, C5, Hammam Rabi, Zerrouki présentent de très fortes minéralisations qui dépassent les normes de potabilité. Les plus faibles minéralisations sont enregistrées dans les forages de la vallée de l'oued Saïda (F62, F27, F4, Tghat et les sources d'Aïn Zerga, Aïn Sultane, Tifrit. Tous ces points d'eau ont en commun celui d'exploiter le réservoir des formations carbonatées du Bajocien - Bathonien constituant l'aquifère karstique dans la région.

L'origine des sels dissous dans les eaux souterraines est généralement les minéraux contenus dans les roches encaissantes du réservoir des formations traversées, et le mélange avec les eaux provenant des autres nappes profondes. L'origine des éléments chimiques des eaux de la nappe phréatique peut être déterminée à partir de la bonne corrélation qui existe entre eux (méthode des rapports), pour cela, on utilise les mêmes données.

A .C.P. des campagnes 2006 à 2009

Nous repris les résultats des analyse effectuées par l'ADE de Saïda (Algérienne Des Eaux) en éliminant tous les échantillons dont la balance ionique est $>5\%$ ou $< -5\%$

Il est à signaler que les forages C3 et C5 sont situés à Skhouna 80 km au sud-est de Saïda (hors de la zone d'étude) et utilisés pour le renforcement de l'AEP de Saïda.

Les Campagnes retenues sont :

- Juillet-2006,
- Aout-2008,
- Juin 2009

Sont également présentés les écarts de concentrations observés entre les campagnes de Juin 2006 et Septembre 2010.

1- Campagne de Juillet-2006

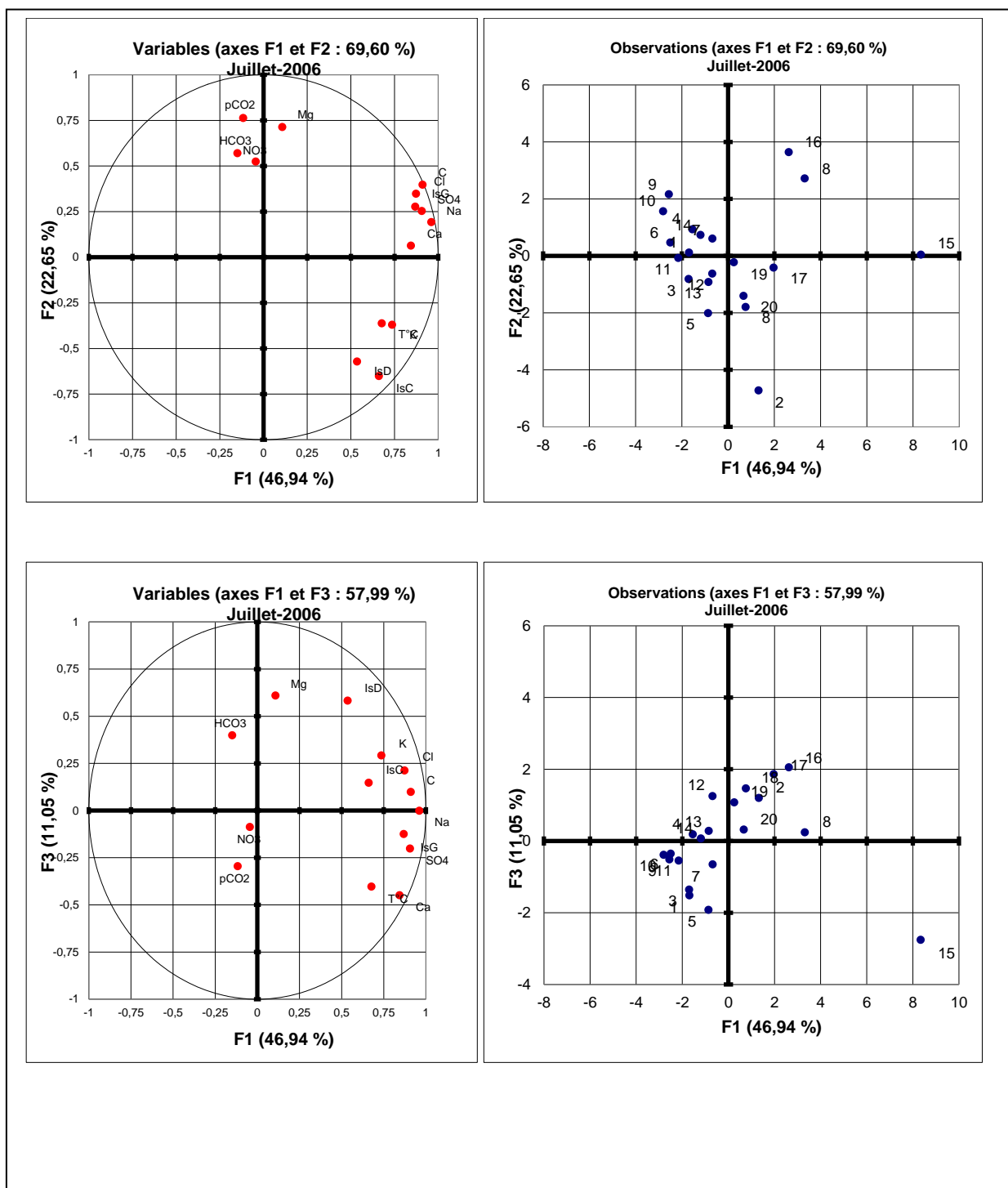


Figure : ACP de Juillet 2006 Plan des variables (à gauche) échantillons (à droite).

1 : ELBorj. 2 : Benadouene ; 3 : A, Sultane ; 4 : F1 ; 5 : F1ITGC ; 6 : A.Zerga ; 7 : S.Embarek ; 8 : P/Zerouki ; 9 : F/Tamesna 10 : F/Tifrit ; 11 : Sidi Gacem ; 12 : F62 ; 13 : F4 ; 14 : F27 ; 15 : P/Hamam Rabi ; 16 : F1-Youb ; 17 : F/Hassi ElAbd ; 18 : F/Maata ; 19 : F2-Youb ; 20 : F/Bouriche.

Campagne Décembre 2007 Mauvaise balance ionique! (3points valables)

2-Campagne du 30 Aout 2008

a) Avec les forages C3 et C5 situés à Skhouna et transférés à Saïda pour renforcement de l'AEP (12 échantillons avec balance ionique équilibrée).

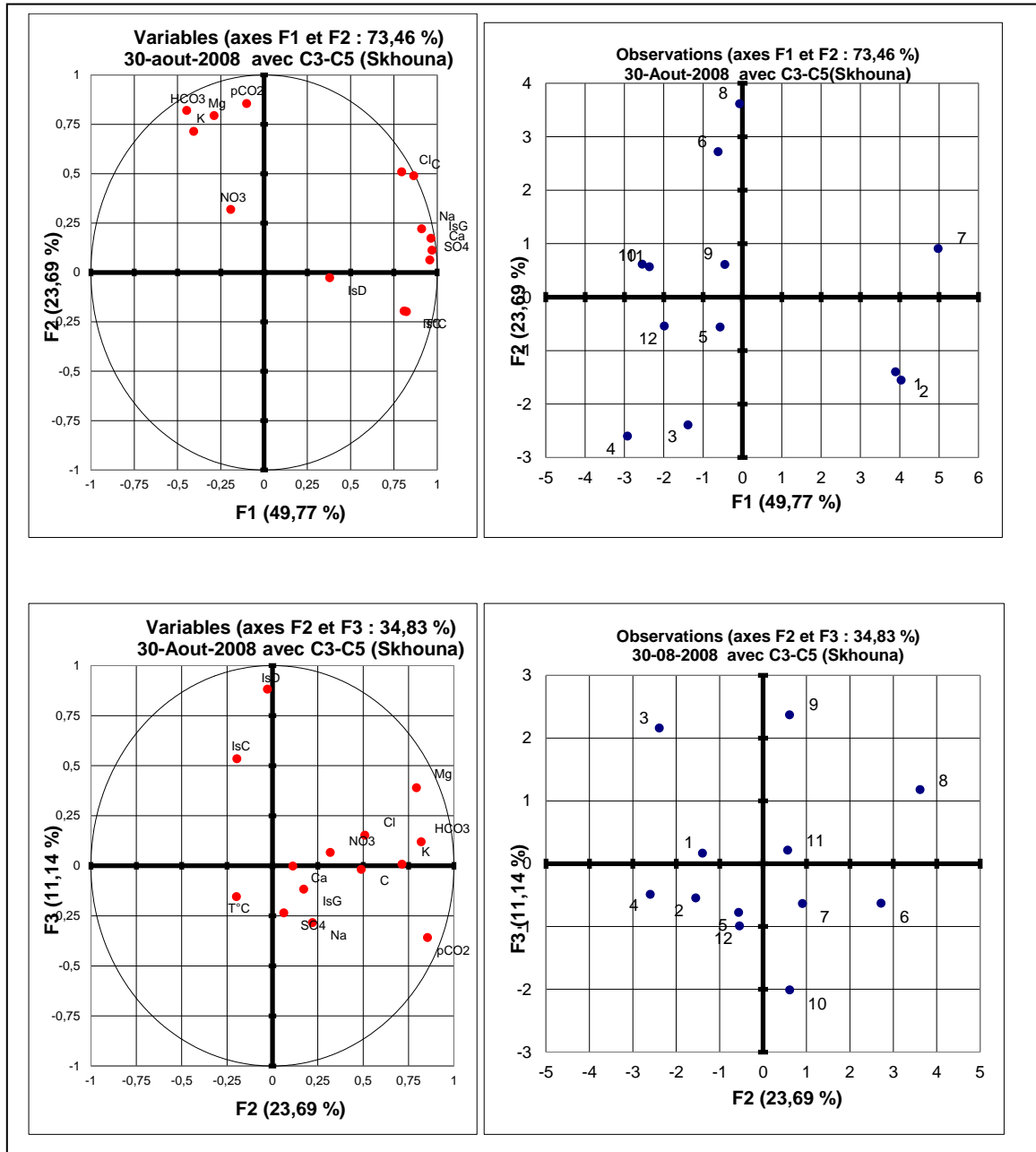


Figure : ACP d'Aout 2008 Plan des variables (à gauche) échantillons (à droite).

1= C3 ; 2 =C5 3:F1 ; 4 :F1ITGC .; 5:S.Embarek; 6 :P/Zerouki ; 7 : P/Hamam Rabi; 8: F1-Youb ; 9 : F/Hassi ElAbd; 10 :F/Maata ; 11:F2-Youb; 12: F/Bouriche.

a) sans les forages C3 et C5 (10échantillons avec balance ionique équilibrée)

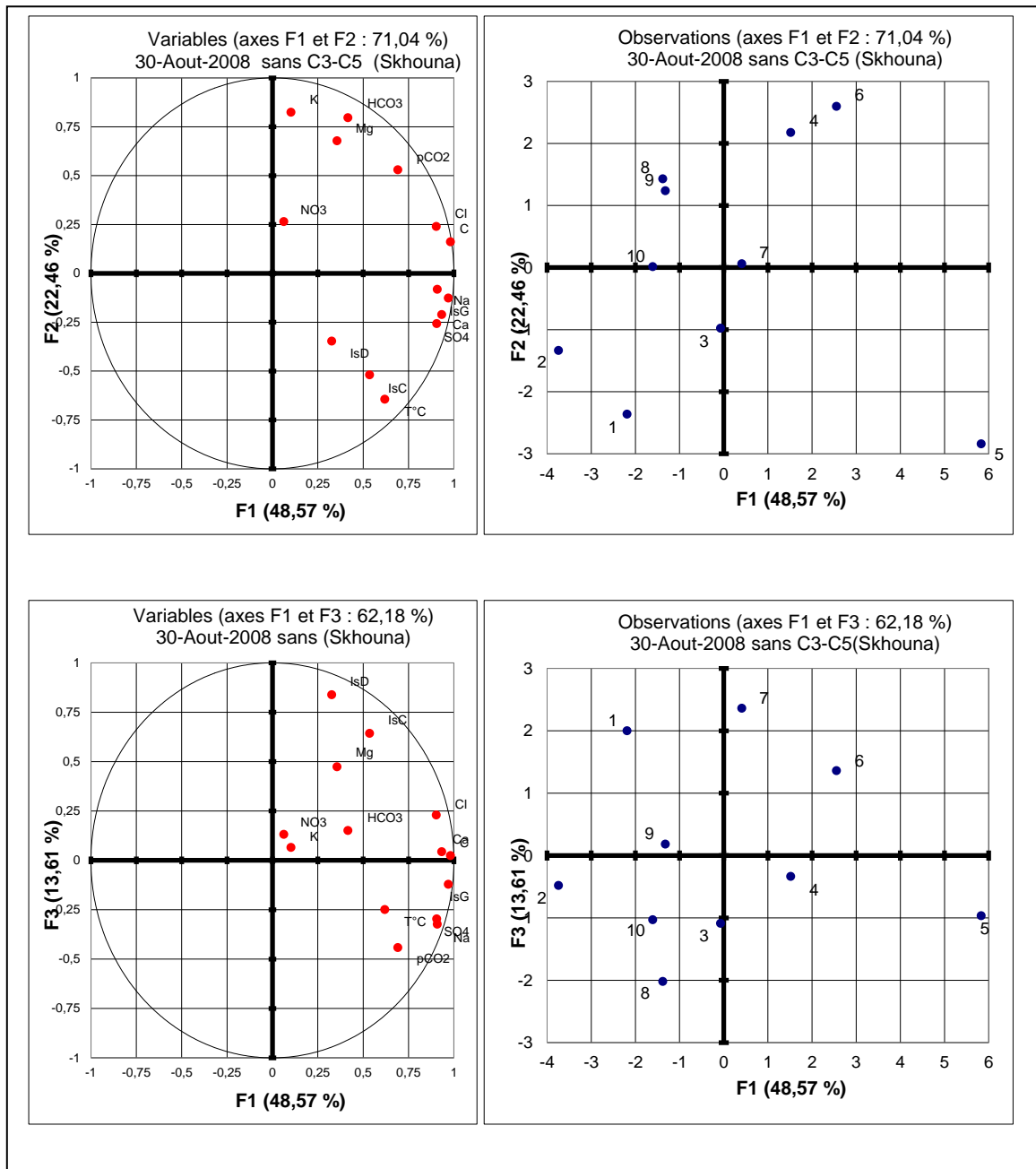


Figure : ACP d'Aout2008 Plan des variables (à gauche) échantillons (à droite).

1:F1 ; 2:F1ITGC.; 3:S.Embarek; 4:P/Zerouki ; 5 : P/Hamam Rabi; 6: F1-Youb ;7: F/Hassi ElAbd; 8 :F/Maata ; 9 :F2-Youb; 10: F/Bouriche.

-b) sans les forages C3 et C5 (18 échantillons avec balance ionique équilibrée)

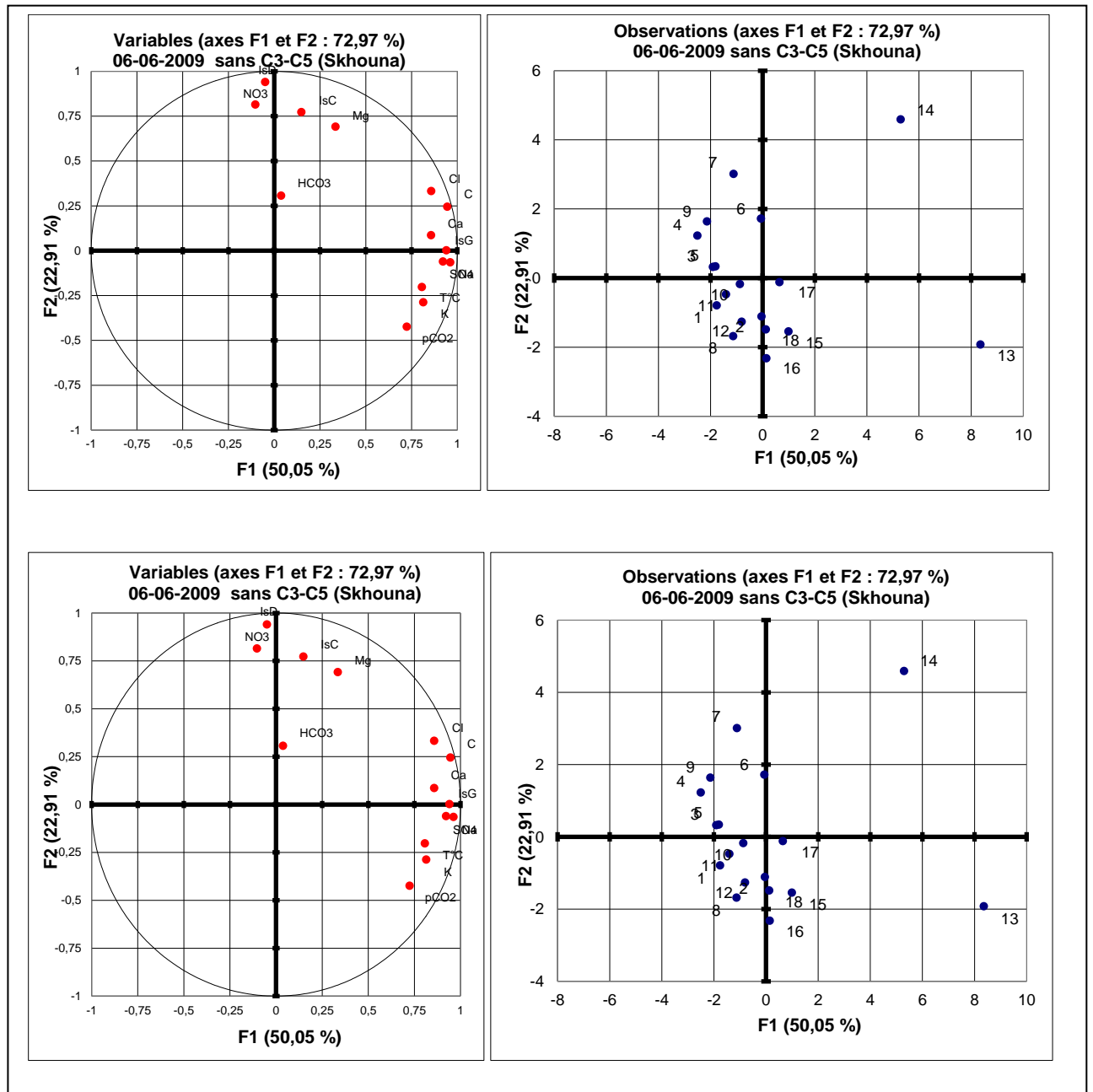


Figure : ACP de Juin 2009 (sans C3etC5) Plan des variables (à gauche) échantillons (à droite).

3:ELBorj. 4 :Benadouene ; 5:A,Sultane ; 7 :F1 ; 8 :F1ITGC .; 6 :A.Zerga ; 9:S.Embarek; 8 :P/Zerouki ;
 10:F/Tamesna 11: F/Tifrit ;12: Sidi Gacem ;13:F62;14: F4; 15: F27 ; 16 : P/Hamam Rabi; 17 : F1-Youb ; 18 :
 F/Hassi ElAbd; 19 :F/Maata ; 20:F2-Youb; 21: F/Bouri

Ecart observé entre les campagnes de Juin 2006 et Septembre 2010

Nom	TDS	pH	Cond (μ S/cm)	Ca [mg/L]	Mg [mg/L]	Na [mg/L]	K [mg/L]	HCO ₃ [mg/L]	Cl [mg/L]	SO ₄ [mg/L]	NO ₃ [mg/L]
ForELBorj	13,00	0,07	10,00	28,36	-9,64	-9,21	0,35	10,10	7,48	-3,16	4,70
F/ Benadouene	-21,00	-0,59	-44,00	-16,68	18,29	-6,53	-13,26	16,10	-24,70	21,98	-2,50
A,Sultane	79,00	-0,20	42,00	36,36	-14,64	-9,21	-0,04	83,80	0,57	-14,30	7,64
F1-Souillah	-167,00	0,33	-172,00	20,32	-33,73	-11,31	-1,22	-112,50	22,22	-61,03	24,26
F1ITGC	-14,00	0,00	-16,00	0,37	-0,22	0,09	0,17	0,00	-0,69	-0,03	-0,06
A,Zerga	4,00	0,06	1,00	11,11	-7,82	-6,91	-0,44	-12,90	0,57	31,00	2,86
FS,Embarek	38,00	-0,05	69,00	6,95	6,51	-11,42	0,35	-17,20	23,80	33,80	10,76
P/Zerouki	-216,00	0,42	-372,00	-1,60	0,30	-69,50	-2,31	64,30	-97,00	-63,00	-27,17
F/Tamesna	57,00	0,10	86,00	32,16	6,95	-9,11	0,17	-6,50	1,22	40,92	8,22
F/Tifrit	19,00	0,04	45,00	16,33	-2,65	-6,61	0,17	-40,00	7,57	49,96	9,58
F/S,Gacem	38,00	-0,07	19,00	-0,68	9,23	-7,51	0,17	50,30	-13,26	16,99	-4,28
F62	-34,00	-0,36	-57,00	37,35	-15,63	-25,41	-0,04	-10,00	1,49	-15,19	8,52
F4	16,00	-0,19	7,00	-14,12	16,30	-13,61	-0,83	37,30	0,57	8,89	-1,62
F27	-89,00	0,03	-140,00	33,33	-15,63	-28,02	-0,65	10,30	-12,78	-59,75	3,64
P/H,RABBI	-329,00	-0,04	-444,00	-24,60	28,45	-124,70	-0,05	2,70	-62,30	-101,10	5,40
F1	-390,00	-0,05	-574,00	28,20	-56,59	-66,74	-1,92	-64,10	-124,00	-69,90	-16,20
F/H,ElAbd	-180,00	0,16	-408,00	36,37	-50,63	-57,43	1,04	85,00	-120,20	-53,00	-2,52
F/Maata	-37,00	-0,21	-67,00	27,74	-15,72	-24,94	0,04	10,90	10,00	-28,71	-2,14
F02	-45,00	-0,02	-59,00	33,34	-18,63	-25,54	0,04	-30,60	9,60	5,00	-2,28
F/Bouriche	64,00	0,02	53,00	16,35	2,35	-22,73	-0,31	50,50	16,80	19,00	-0,28
Moyenne	-59,70	-0,03	-101,05	15,35	-7,66	-26,82	-0,93	6,38	-17,65	-12,08	1,33

Nom	TH	Mg/Ca	Na/K	Cl/Na	IsCalcite	IsAragonite	IsDolomite	IsGypse	IsAnhydrite	pCO ₂ éq.[atm]
ForELBorj	-3	0,82	9,56	-0,99	-0,28	-0,27	-0,27	-0,17	-0,17	0,00
Benadouene	-3	-0,67	- 28,91	0,12	0,68	0,68	0,99	-0,28	-0,28	-0,01
A,Sultane	-3	1,34	7,56	-0,93	-0,21	-0,21	-0,03	-0,20	-0,20	-0,01
F1-Souillah	9	2,32	- 17,79	-1,30	-0,40	-0,41	-0,41	0,32	0,32	0,02
F1ITGC	0	0,01	3,88	0,05	0,11	0,11	0,33	0,00	0,03	0,00
A,Zerga	0	0,77	2,06	-0,60	-0,15	-0,15	-0,13	-0,41	-0,41	0,00
FS,Embarek	-4	0,02	16,05	-0,61	-0,07	-0,08	-0,25	-0,18	-0,21	0,00
P/Zerouki	0	-0,02	4,51	-0,34	-0,51	-0,51	-1,03	0,10	0,10	0,01
F/Tamesna	-11	0,84	22,99	-0,41	-0,31	-0,30	-0,42	-0,55	-0,55	0,01
F/Tifrit	-3	0,69	15,86	-0,65	-0,11	-0,12	-0,07	-0,60	-0,61	0,01
F/S,Gacem	-4	-0,28	15,65	-0,32	0,04	0,04	0,05	-0,17	-0,17	-0,01
F62	-3	2,00	21,07	-0,80	0,06	0,07	0,54	-0,24	-0,23	-0,02
F4	-3	-1,29	0,55	-0,74	0,27	0,28	0,33	0,08	0,08	-0,01
F27	-2	2,64	8,62	-0,30	-0,38	-0,38	-0,33	-0,09	-0,10	0,00
P/H.Rabbi	-6	-0,31	19,14	-0,26	0,07	0,08	-0,15	0,12	0,12	0,00
F1	16	1,76	7,58	-0,31	-0,05	-0,06	0,23	-0,01	-0,01	0,00
F/H,ElAbd	12	2,46	19,35	0,00	-0,53	-0,53	-0,56	-0,12	-0,12	0,00
F/Maata	-1	1,37	6,18	-0,30	-0,02	-0,03	0,27	-0,09	-0,09	-0,01
F02	-1	2,05	6,31	-0,38	-0,23	-0,22	-0,06	-0,30	-0,30	0,00
F/Bouriche	-5	0,34	6,14	-0,45	-0,19	-0,18	-0,28	-0,16	-0,16	0,00
Moyenne	-0,75	0,84	7,32	-0,48	-0,11	-0,11	-0,06	-0,15	-0,15	-0,001