

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université Echahid Cheikh Larbi Tébessi - Tébessa
Faculté des Science Exactes et des Sciences de la Nature
et de la Vie



Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

Thèse

Présenté en vue de l'obtenir du diplôme de Doctorat LMD
Option : Hydrogéologie

**Application des techniques de la recharge
artificielle des niveaux aquifères dans la
région de Chéria (N.E. Algérien)**

Par : Mouna DJELLALI

Date de Soutenance :

Devant le jury

GOUAIDIA Layachi	Professeur	Université de Tébessa	Président
GUEFAÏFLA Omar	MCA	Université de Tébessa	Directeur de thèse
FAHDI Chemseddine	Professeur	Université de Tébessa	Co – Directeur
HADJI Riheb	Professeur	Université de Sétif	Examineur
GHRIEB Lasaad	Professeur	Université de Guelma	Examineur

Année Universitaire : 2023/2024

Remerciements

Louange et gloire au bon dieu le tout puissant, qui, sa compassion, sa clémence, et sa faveur divine, mènent à bon fin.

Mes remerciements vont tout d'abord au Professeur Chemseddine FEHDI, pour le soutien, l'encadrement et les conseils qu'il a toujours sus me prodiguer tout au long de ce travail, qu'il a ponctué par ces remarques ciblées, imprégnés de sa riche expérience scientifique.

J'exprime aussi toute ma sympathie et mes remerciements au Docteur Omar GUEFFAIFIA pour sa bienveillance.

Mes remerciements s'adressent aux services techniques qui m'ont facilité l'accès à la documentation, notamment :

- DRE de Tébessa
- ANRH Antenne de Tébessa
- Subdivisions d'hydraulique de Chéria

Ma reconnaissance à tous les propriétaires des points d'eau qui m'ont autorisé à utiliser leurs puits et forages pour effectuer les mesures hydrodynamiques.

Il m'est également agréable aussi de remercier tous les autres membres du jury : le Professeur Gouaidia Layachi, et les deux examinateurs; le Professeur Hadji Rihab et le Professeur Ghrieb Lasaad, qui ont accepté de juger mon travail.

Ma gratitude va également à tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont aidé et contribué à la réussite de ce travail.

Sommaire

Résumé	1
Abstract	2
ملخص	3
Liste des figures	4
Liste des tableaux	7
Introduction générale	8
Chapitre 1 : Caractéristiques physiques	
I. Cadre général	12
1. Introduction	12
2. Situation géographique	12
II. Géologie	14
1. Introduction	14
2. Aspect géomorphologique	14
3. Stratigraphie de la région de Chéria	15
3.1. Secondaire	15
3.1.1. Crétacé supérieur	15
3.1.1.1 Turonien	16
3.1.1.2 Sénonien supérieur	16
3.2 Tertiaire	16
3.2.1. Éocène moyen inférieur	16
3.2.1.1 Danien-Éocène inférieur	16
3.2.1.2 Thanetien	17
3.2.1.3 Yprésien	17
3.2.1.4 Lutétien	17
3.2.2. Mio-Pliocène	17
3.3. Quaternaire	17
3.3.1 Les alluvions actuels	17
3.3.1.1 Alluvions de remplissage	17
3.3.1.2 Alluvions de piedmont	18
3.3.1.3 Les éluvions	18
4. Tectonique	20
III. Géophysique	21
1. Introduction	21
2. Prospection géoélectriques	22
2.1. Interprétation des résultats des sondages	22
2.2. Carte d'iso résistivités en ligne AB=1000m (prof d'investigation 200m)	22
2.3 Carte du toit du substratum résistant	24
2.4. Interprétation des coupes géoélectriques	25
2.4.1 Formation anti-miocène	25

2.4.2. Recouvrement	26
3. Gravimétrie	28

Chapitre 2 : Hydroclimatologie et Hydrologie

I. CADRE HYDROCLIMATIQUE	31
1. Introduction	31
2. Les caractéristiques climatiques.....	31
2.1. Les précipitations.....	31
2.1.1. Les stations pluviométriques	31
2.1.2. Précipitations interannuelles	32
2.1.3. Précipitations mensuelles	33
2.1.4. La neige	34
2.2. Les températures	34
2.2.1. Températures moyennes mensuelle	35
2.2.2. Températures moyennes annuelles	35
2.3. Diagramme Ombrothermique de Gaussen	36
2.4. Vents	37
2.6. L'indice d'aridité	38
2.7. L'évaporation	39
2.7.1. Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	39
2.7.2. Calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR)	40
2.8. Bilan hydrologique selon la méthode de C.W. Thornthwaite	41
2.8.1. Estimation du ruissellement et de l'infiltration	44
2.8.1.1. Détermination de la lame d'eau ruisselée	46
2.8.1.2. Calcul de l'infiltration	46
2.8.2. Interprétation des bilans hydrologiques	47
II. CADRE HYDROLOGIQUE	48
1. Introduction	48
2. Paramètres physiques du Bassin Versant	48
3. Situation et équipement de la station de jaugeage de l'oued Cheria	49
4. Débits moyens mensuels interannuels (1982 – 1994)	50
5. Débits moyens interannuels (1982 – 1994)	50
6. Variation mensuelle des débits de l'oued Chéria	51
7. Variation des débits en fonction des pluies	52
7.1. Variations annuelles (1982 – 1994)	52
7.2. Variations mensuelles interannuelles	53
7.3. Variations pendant l'année la plus humide (1990)	54
7.4. Variation pendant l'année la plus sèche (2000)	54
8. Jaugeages différentiels	55
9. Conclusion	58

Chapitre 3 : Hydrogéologie

I. Introduction	61
-----------------------	----

II.	Géométrie de l'aquifère	61
1.	L'aquifère des calcaires maestrichtiens	61
2.	L'aquifère des calcaires éocènes	61
3.	L'aquifère Mio-Plio-Quaternaire	62
III.	Hydrodynamiques des eaux souterraines	63
1.	La piézométrie	63
1.1.	Campagne du mois de Juin 2021.....	64
1.2.	Carte de battement 1999 – 2021.....	71
2.	Evolution de la piézométrie	71
3.	Conditions aux limites des aquifères	72
3.1.	La nappe des calcaires Maestrichtien	72
3.2.	La nappe du calcaire éocène	73
3.3.	Les nappes du Mio-Plio-quaternaire	73
IV.	Paramètre hydrodynamique	75
1.	La transmissivité	75
2.	Coefficient d'emmagasinement	76
V.	Aspect fissure et karstification	76
1.	Etude de la karstification	77
1.1.	Introduction	77
1.2.	Caractéristiques géomorphologiques du karst.....	78
1.3.	Signes de karstification des calcaires Éocènes de la région	80
1.3.1.	La croûte calcaire	81
1.3.2.	Les forages réalisés dans la région	81
1.3.3.	Les affaissements de Cheria	81

Chapitre 4 : La recharge Artificielle de Nappe

I.	Définition et aperçu historique de la RAN	83
II.	Intérêts et applications de la RAN	84
1.	Intérêts économiques et politiques	84
2.	Intérêts techniques et sociaux	84
III.	Conditions préalables à la réalisation de la RAN	85
1.	Les conditions hydrologiques	85
2.	Les conditions hydrogéologiques	86
3.	Les conditions géochimiques et biologiques	86
IV.	Les différents dispositifs de la RAN	87
1.	Recharge par puits d'injection	89
2.	Recharge depuis la surface	90
V.	Prétraitements à effectuer sur les eaux à injecter	94
VI.	Le problème de colmatage	95
1.	Le colmatage des bassins d'infiltration	95
2.	Le colmatage des dispositifs d'injection	96
VII.	La RAN employée comme barrière hydraulique	96
VIII.	La recharge artificielle en milieu karstique	98

IX.	Sites proposés pour la faisabilité d'un dispositif de recharge artificielle	100
-----	---	-----

Chapitre 5 : Modélisation

I.	Introduction	106
II.	Étape de la modélisation	107
III.	Formulations mathématiques	108
1.	Loi de Darcy	108
2.	Équation de conservation de la masse	109
3.	Équations d'état	109
4.	Équation de diffusivité	110
5.	Résolution par la méthode des différences finies	110
IV.	Conditions initiales et conditions aux limites	112
1.	Conditions initiales	112
2.	Conditions aux limites	112
2.1.	Limite à potentiel imposé (condition de Dirichlet)	112
2.2.	Limites à flux imposé (condition de Newman)	113
2.3.	Condition de Fourier	113
2.4.	Conditions de surface libre	113
V.	Les étapes de l'élaboration du modèle	113
1.	Introduction des données	113
2.	Calage du modèle	114
3.	Exploitation du modèle	114
VI.	Modèle conceptuel hydrogéologique du bassin de Cheria	114
1.	Alimentation	115
1.1.	Entrée de la nappe de Cheria	116
1.1.1.	Alimentation par infiltration des eaux pluviales	116
1.1.2.	Alimentation par infiltration des eaux des oueds	118
1.1.3.	Écoulement souterrain inter-nappes	118
2.	Sortie des eaux	118
2.1.	Exploitation par Puits de surface et Forages	119
2.2.	Émergences des sources	120
VII.	Élaboration du modèle numérique de l'aquifère de Cheria	120
1.	Introduction	120
2.	Logiciel de modélisation	120
3.	Discrétisation du domaine	121
3.1.	Données prises en compte	123
3.2.	Calage du modèle	125
3.2.1.	En régime permanent	126
3.2.2.	En régime transitoire	127
VIII.	Résultats et discussion	133
IX.	Conclusion	133

Chapitre 6 : Hydrochimie

I.	Introduction	134
----	--------------------	-----

II.	Matériels et moyens d'analyse	136
1.	Les paramètres physico-chimiques	136
1.1.	Conductivité électrique	136
1.2.	Le potentiel hydrique (PH)	136
1.3.	Faciès chimiques	137
1.4.	La représentation graphique sur le diagramme de Schoeller Berkalf	140
III.	Utilisation agricole des eaux souterraines	146
IV.	Modèles hydrochimiques	149
1	Introduction	149
2.	Capacités de PHREEQC	150
3.	Traitement de données et interprétation des résultats	150
3.1.	Concentration des ions	153
3.2.	Indice de saturation	154
3.2.1.	Eaux de surface	155
3.2.2.	Eaux souterraines	156
3.3.	Mélange de l'eau de la nappe et de l'eau à stocker	158
3.3.1.	La commande "MIX"	158
3.3.2.	Procédure	158
V.	Diagrammes de stabilité de Korjinski	160
VI.	Conclusion	164
	Conclusion générale	167
	Perspectives (Limites et améliorations du modèle)	170
	Bibliographie	171
	Annexes	176

Résumé

Face à la rareté des ressources en eau dans la région de Chéria, en particulier dans un climat semi-aride, la surexploitation a réduit les niveaux des eaux souterraines au cours de la dernière décennie. Un modèle tridimensionnel monocouche d'écoulement des eaux souterraines (Visual MODFLOW Flex) a été utilisé pour prédire les changements des niveaux piézométriques de l'aquifère éocène de Chéria entre 2021 et 2031 afin d'étudier la possibilité d'une recharge artificielle. La simulation a montré qu'une exploitation continue sans recharge au fil du temps entraînait une baisse significative du niveau des eaux souterraines entre 3 et 7 m dans la partie nord-est et entre 8 et 12 m dans la partie centrale et sud. Cependant, avec la recharge naturelle par infiltration des eaux de pluie, le niveau piézométrique a légèrement augmenté en dix ans de 2 à 2,7 m dans la partie nord-est et de 3 à 3,62 m dans les parties centrale et sud. Le troisième scénario simule une recharge artificielle à partir des rivières, surtout pendant les périodes de fortes crues. La présence d'affaissements et de calcaires fissurés dans la zone d'étude sous un climat semi-aride a conduit au choix de bassins d'infiltration comme méthode de recharge artificielle. Après simulation, un dôme piézométrique s'est formé localement dans les deux sites sélectionnés, indiquant l'élévation du niveau piézométrique de 20 à 40 m dans les deux sites, avec un taux de recharge de 2 à 4 m par an. La réponse de l'aquifère semble indiquer des résultats raisonnables et optimistes. En outre, la simulation du mélange eau de surface et eau souterraine dans les trois différentes proportions (0.1/0.9 – 0.15/0.85 – 0.2/0.8) a révélé une certaine ressemblance entre elles et avec les eaux souterraines pour les valeurs de concentration qui varient dans un intervalle entre $5.44E-06$ et $5.62E-03$ mol/l des éléments chimiques et pour les valeurs des indices de saturation qui varient entre 0.36 et 1.49 pour les minéraux carbonatés et entre -1.39 et -1.06 pour les minéraux évaporitiques. On considère que l'application de ces systèmes de recharge améliorera le régime des eaux souterraines, ce qui est bénéfique pour la gestion des eaux souterraines dans la région de Chéria.

Abstract

Faced with the scarcity of water resources in the Chéria region, particularly in a semi-arid climate, overexploitation has reduced groundwater levels over the last decade. A three-dimensional, single-layer groundwater flow model (Visual MODFLOW Flex) was used to predict changes in piezometric levels in the Chéria Eocene aquifer between 2021 and 2031 to investigate the possibility of artificial recharge. The simulation showed that continuous mining without recharge over time would result in a significant drop in groundwater levels between 3 and 7 m in the northeastern part and between 8 and 12 m in the central and southern part. However, with natural recharge by rainwater infiltration, the piezometric level increased slightly over ten years from 2 to 2.7 m in the northeast section and from 3 to 3.62 m in the central and southern sections. The third scenario simulates artificial recharge from rivers, especially during periods of high flooding. The presence of subsidence and fissured limestone in the study area's semi-arid climate led to the choice of infiltration basins as a method of artificial recharge. After simulation, a piezometric dome formed locally at the two selected sites, indicating a rise in the piezometric level of 20 to 40 m at both sites, with a recharge rate of 2 to 4 m per year. The response of the aquifer seems indisputable. In addition, simulation of the mixture of surface water and groundwater in the three different proportions (0.1/0.9 - 0.15/0.85 - 0.2/0.8) revealed a certain resemblance to each other and to groundwater in terms of concentration values ranging from $5.44E-06$ to $5.62E-03$ mol/l of chemical elements and saturation index values ranging from 0.36 to 1.49 for carbonate minerals and from -1.39 to -1.06 for evaporitic minerals. It is considered that the application of these recharge systems will improve the groundwater regime, which is beneficial for groundwater management in the Chéria region.

ملخص

تواجه منطقة الشريعة ندرة كبيرة في الموارد المائية، لا سيما في مناخ شبه جاف حيث أدى الاستغلال المفرط إلى انخفاض مستويات المياه الجوفية على مدى العقد الماضي. تم استخدام نموذج ثلاثي الأبعاد لتدفق المياه الجوفية أحادي الطبقة (Visual MODFLOW Flex) للتنبؤ بالتغيرات في مستويات المياه الجوفية في طبقة المياه الجوفية الإيوسين في الفترة الممتدة بين عامي 2021 و2031 من أجل دراسة إمكانية إعادة التغذية الاصطناعية. أظهرت المحاكاة أن الاستغلال المستمر دون إعادة التغذية بمرور الوقت أدى إلى انخفاض كبير في مستويات المياه الجوفية يتراوح بين 3 و7 أمتار في الجزء الشمالي الشرقي وبين 8 و12 مترًا في الأجزاء الوسطى والجنوبية. إثر التغذية الطبيعية من خلال تسرب مياه الأمطار، ارتفع مستوى المياه الجوفي بشكل طفيف على مدى عشر سنوات من 2 إلى 2.7 م في الجزء الشمالي الشرقي ومن 3 إلى 3.62 م في الجزء الجنوبي الغربي. يحاكي السيناريو الثالث التغذية الاصطناعية من الأنهار، خاصة خلال فترات الفيضانات العالية. إن وجود التخسفات والحجر الجيري المتشقق في منطقة الدراسة في ظل مناخ شبه جاف أدى إلى اختيار أحواض الترشيح كوسيلة للتغذية الصناعية. بعد المحاكاة، تشكلت قبة بيزومترية محلية في الموقعين المختارين، مما يشير إلى ارتفاع في المستوى البيزومتري من 20 إلى 40 مترًا في كلا الموقعين، مع معدل تغذية يتراوح بين 2 إلى 4 أمتار سنويًا. و يبدو أن استجابة طبقة المياه الجوفية تشير إلى نتائج معقولة ومتفائلة. بالإضافة إلى ذلك، كشفت محاكاة خليط المياه السطحية والمياه الجوفية بالنسب الثلاث المختلفة (0.9/0.1 - 0.85/0.15 - 0.8/0.2) عن وجود تشابه معين بينهما وبين المياه الجوفية لقيم التركيز التي تتراوح بين $5.44E-06$ و $5.62E-03$ مول/لتر من العناصر الكيميائية ولقيم مؤشر التشبع التي تتراوح بين 0.36 و1.49 للمعادن الكربونية وبين 1.06 للمعادن التبخرية. ويعتبر أن تطبيق أنظمة إعادة التغذية هذه سيحسن نظام المياه الجوفية، وهو أمر مفيد لإدارة المياه الجوفية في منطقة الشريعة.

Liste des figures

	Page
Figure 01. Situation géographique de la région de Chéria.....	13
Figure 02. Carte des altitudes du bassin versant de Chéria	15
Figure 03. a. Carte géologique de Chéria b. Coupe schématique Nord-Sud à travers le système aquifère du plateau de Chéria, (Gaud, 1977)	19
Figure 04. Esquisse géologique des environs d'El Hammamet et position des profils de Youkous et Gaaga d'après W.M. Kowalski (2002)	20
Figure 05. Carte de positionnement des sondages électriques CGG 1970	21
Figure 06. Carte d'iso résistivité en ligne AB = 1000 m, CGG 1970	23
Figure 07. Coupe géoélectrique. Profil (H)	25
Figure 08. Coupes géoélectriques. Profil (J et K)	26
Figure 09. Coupe géoélectrique. Profil (N)	26
Figure 10. Coupes géoélectriques. Profil (E et F)	27
Figure 11. Coupes géoélectriques. Profil (E et F)	27
Figure 12. Coupes géoélectriques. Profil (P, Q et R)	28
Figure 13. Variations interannuelles des précipitations interannuelles de la station de Chéria (1990/1991-2018/2019)	33
Figure 14. Variations des précipitations moyennes mensuelles de la station de Chéria (1990-2018)	34
Figure 15. Variation des températures moyennes mensuelles de la station de Tébessa pour la période (1990-2018)	35
Figure 16. Variation interannuelle des températures à la station de Tébessa (1990-2018) ...	36
Figure 17. Diagramme pluvio-thermique de la station de Chéria (1990-2018)	37
Figure 18. Courbe hypsométrique et des fréquences altimétriques (Baali. F, 2007)	49
Figure 19. Moyenne mensuelle interannuelle des débits de l'oued Chéria	50
Figure 20. Évolution des débits interannuels de l'oued Chéria (1982 – 1994)	51
Figure 21. Variation mensuelle des débits de l'Oued Chéria	52
Figure 22. Variation des débits annuels en fonction des pluies (1982 - 1994)	53
Figure 23. Variations des débits moyens mensuels en fonction des pluies (1982 - 1994)....	53
Figure 24. Variations des débits en fonction des pluies (1990)	54
Figure 25. Variation des débits en fonction des pluies (2000)	55
Figure 26. Evolution du débit le long de l'oued Chéria	56
Figure 27. Evolution des débits le long de l'oued Chéria (20/02/2004)	56
Figure 28. Carte d'inventaire des points d'eau	64
Figure 29. Carte piézométrique Juin 2021	64
Figure 30. Carte piézométrique Septembre 1999	65
Figure 31. Carte piézométrique. Septembre 2002 (Baali. F, 2007)	66
Figure 32. Carte piézométrique. Septembre 2003 (Baali. F, 2007)	66
Figure 33. Carte piézométrique. Février 2005 (Baali. F, 2007)	67
Figure 34. Carte piézométrique. Septembre 2005 (Baali. F, 2007)	67
Figure 35. Carte piézométrique. Mai 2010 (Chamekh. K, 2010)	68
Figure 36. Carte piézométrique Octobre 2010 (Chamekh. K, 2010)	68
Figure 37. Carte piézométrique Mars 2015	69

Figure 38. Carte piézométrique Mai 2015	69
Figure 39. Carte piézométrique Avril 2017	70
Figure 40. Carte de battement entre 1999 et 2021	71
Figure 41. Evolution intermittente du niveau des eaux souterraines dans le temps : (1999 - 2021)	72
Figure 42. Schéma théorique montrant les relations entre les aquifères au sud de Cheria	73
Figure 43. Carte des conditions aux limites d'après Gaud B. 1978 modifié (in baali 2007) ..	74
Figure 44. Représentation du paysage karstique de surface et souterrain (Bakalowicz, 1999).	79
Figure 45. Modèle conceptuel des écoulements dans les aquifères karstiques (modifié d'après Hartman et <i>al.</i> , 2014)	80
Figure 46. Le concept de la recharge artificielle (Dillon, www.csiro.com)	83
Figure 47. Les différents dispositifs de recharge artificielle (Dillon, 2005a)	88
Figure 48. Section type d'un puits d'injection (Pyne, 1995)	89
Figure 49. Section type d'un bassin d'infiltration (Web Artificial Recharge Forum)	92
Figure 50. Localisation des sites proposés pour la recharge artificielle	101
Figure 51. Site 01 : Affleurement des calcaires éocènes dans le 1 ^{er} Effondrement	102
Figure 52. Site 01 : 2 ^{ème} Effondrement	103
Figure 53. Site 02 : Affleurement des calcaires éocènes	104
Figure 54. Processus de construction d'un modèle (Wels, 2012)	107
Figure 55. Bilan des flux sur une maille	111
Figure 56. Modèle Conceptuel du système aquifère de la plaine de Cheria	115
Figure 57. Évolution du taux d'exploitation en fonction du nombre de puits d'eau dans l'aquifère de Cheria	120
Figure 58. Zone d'étude en 3D	122
Figure 59. Carte 3D Toit des calcaires éocènes	123
Figure 60. Carte 3D Mur des calcaires éocènes	123
Figure 61. Condition aux limites du modèle	125
Figure 62. Reconstitution de l'état piézométrique en régime permanent, Juin 2021	127
Figure 63. Reconstitution de l'état piézométrique en régime transitoire, Juin 2021.....	128
Figure 64. Corrélation du nuage de points pour la calibration du modèle (2021)	128
Figure 65. Simulation d'une exploitation à long terme sans recharge 2021-2031.....	129
Figure 66. Simulation de la recharge (17 mm/an) sans pompage 2031	130
Figure 67. Effet de la recharge artificielle, trois modèles prédictifs pour 2031 dans deux sites de recharge proposés (a) 0.5 km ² , (b) 1 km ² , (c) 2 km ²	132
Figure 68. Les diagrammes de Piper 2015	137
Figure 69. Les diagrammes de Piper (Baali. F, 2007)	138
Figure 70. Les diagrammes de Piper (Chamekh. K, 2010)	139
Figure 71. Diagramme de potabilité des eaux (B.R.G.M 1993), Mars 2015	140
Figure 72. Diagramme de potabilité des eaux (B.R.G.M 1993), Mai 2015	141
Figure 73. Diagramme de Scheller Berkaloff, mars 2015	142
Figure 74. Diagramme de Scheller Berkaloff, mai 2015	143
Figure 75. Diagramme de Schoeller Berkaloff, Septembre 2002	144
Figure 76. Diagramme de Schoeller Berkaloff, Septembre 2003	144
Figure 77. Diagramme de Schoeller Berkaloff, Février 2005	145
Figure 78. Diagramme de Schoeller Berkaloff, Septembre 2005	145

Figure 79. Diagrammes de Wilcox, 2015	146
Figure 80. Diagrammes de Wilcox, 2002, 2003	147
Figure 81. Diagrammes de Wilcox, 2005	148
Figure 82. Diagramme de Wilcox, Mai 2010 Octobre 2010	148
Figure 83. Graphique linéaire concentration d'éléments chimique des eaux de surface, eaux souterraines et eaux mélangés	154
Figure 84. État des minéraux évaporitiques dans l'eau de surface	156
Figure 85. État des minéraux carbonatés dans l'eau de surface	156
Figure 86. État des minéraux évaporitiques dans l'eau souterraine	157
Figure 87. État des minéraux carbonatés dans l'eau souterraine	157
Figure 88. Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de cinq minéraux	159
Figure 89. Représentation des échantillons d'eau souterraines dans un diagramme de stabilité de Korjinski d'un système $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ à 25 °C	161
Figure 90. Représentation des échantillons d'eau souterraines dans un diagramme de stabilité de Korjinski d'un système $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ à 25 °C	161
Figure 91. Représentation des échantillons d'eau souterraines dans un diagramme de stabilité de Korjinski d'un système $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ à 25 °C	162
Figure 92. Représentation des échantillons d'eau souterraines dans un diagramme de stabilité de Korjinski d'un système $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ à 25 °C	162

Liste des tableaux

	Page
Tableau 1. Localisation géographique des stations pluviométrique du bassin de Cheria	32
Tableau 2. Représentation de la station pluviométrique et ses caractéristiques	32
Tableau 3. Vitesse moyenne du vent (station de Tébessa : 1990-2003)	37
Tableau 4. Humidité relatives moyennes mensuelles (Données Seltzer humidité relevée à 7 h)	38
Tableau 5. Calcul de l'ETP selon C.W. Thornthwaite à la station de Chéria	40
Tableau 6. Bilan hydrologique globale interannuel (1990-2018)	43
Tableau 7. Bilan hydrologique pour l'année (2018-2019)	43
Tableau 8. Bilan hydrologique pour l'année (2000-2001)	44
Tableau 9. Bilan hydrologique pour l'année (1995-1996)	44
Tableau 10. Bilan hydrologique pour l'année (2016-2017)	45
Tableau 11. Bilan hydrologique pour l'année (2017-2018)	45
Tableau 12. Calcul du ruissellement	46
Tableau 13. Calcul de l'infiltration	47
Tableau 14. Forages dans l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire (Gaud, 1978)	62
Tableau 15. Valeurs de Transmissivité de 09 forages résultants des pompages d'essai dans la région de Cheria	63
Tableau 16. Tableau récapitulatif des campagnes piézométriques DHW – Tébessa 1978 et DRE 2021	75
Tableau 17. Porosité, perméabilité et coefficient d'infiltration de certaines roches réservoirs (Castany, 1982 et Banton, 1997)	118
Tableau 18. Paramètres hydrauliques de la couche	124
Tableau 19. Paramètres de la recharge artificielle de l'aquifère de Cheria pour une année	132
Tableau 20. Classes d'eau de la région d'étude d'après le Diagramme de Wilcox	147
Tableau 21. Eaux de surface dans la zone d'étude (meq/l)	151
Tableau 22. Eaux souterraines dans la zone d'étude (meq/l)	151
Tableau 23. Normes algériennes des paramètres physico-chimiques pour l'eau potable (JO 2014)	152
Tableau 24. Mélange de l'eau de surface et de l'eau souterraine (mol/l)	153

Introduction générale

La pénurie d'eau est devenue l'une des crises les plus pressantes de notre époque, menaçant la vie quotidienne de millions de personnes à travers le monde. En raison de facteurs tels que la croissance démographique rapide, le changement climatique et la surutilisation des ressources en eau douce, de nombreuses régions du globe sont confrontées à des niveaux alarmants de stress hydrique.

Dans cette situation critique, la recharge artificielle des nappes phréatiques émerge comme une solution innovante et essentielle pour palier la rareté croissante de l'eau. Cette approche consiste à restaurer les réserves d'eau souterraines en utilisant des techniques humaines, offrant ainsi une lueur d'espoir dans la lutte contre la pénurie d'eau.

La recharge artificielle est une stratégie polyvalente et essentielle pour la gestion durable des ressources en eau dans divers milieux à travers le monde. Que ce soit dans des milieux poreux, karstiques, côtiers, urbains, agricoles, semi-arides, montagneux ou d'autres, la recharge artificielle peut être adaptée pour répondre aux besoins spécifiques en eau tout en préservant les écosystèmes aquatiques et en luttant contre la surexploitation des nappes.

Cette approche permet de reconstituer les réserves en eau souterraine, de gérer les eaux pluviales, de prévenir l'intrusion d'eau salée dans les aquifères côtiers, de stocker l'eau excédentaire pour l'irrigation agricole, et bien plus encore. Elle offre également une solution face aux défis liés à la pénurie d'eau, à la pollution de l'eau et aux changements climatiques.

Cependant, la réussite de recharge artificielle dépend d'une planification minutieuse, d'une surveillance constante de la qualité de l'eau et de la gestion responsable des ressources. De plus, une sensibilisation accrue et la participation active des parties prenantes sont cruciales pour garantir la durabilité à long terme de ces projets.

Le présent projet de recherche examine la faisabilité de la mise en œuvre de techniques de recharge artificielles pour réalimenter l'aquifère karstique de l'éocène, qui constitue la principale source d'eau de la région de Chéria. L'extraction excessive des eaux

souterraines au cours des dernières décennies, en particulier pour répondre aux besoins de l'agriculture, à entraîné une baisse significative des niveaux d'eau dans l'aquifère.

La recharge artificielle dans les aquifères karstiques en tant que seule source d'approvisionnement en eau présente des opportunités et des défis uniques. Les aquifères karstiques sont des formations géologiques complexes, caractérisées par des fissures, des cavités et des conduits souterrains, ce qui les rend particulièrement adaptées à la recharge artificielle. Cependant, cette approche nécessite une gestion méticuleuse et une compréhension approfondie de la géologie locale.

Les avantages de la recharge artificielle dans les aquifères karstiques incluent la capacité à reconstituer les réserves en eau souterraine, à répondre aux besoins en eau potable, à l'irrigation agricole et à la préservation de l'écosystème local. Elle offre également la possibilité de stocker de l'eau pour la période de sécheresse.

Cependant, il existe également des défis importants, notamment la vulnérabilité accrue à la pollution due à la porosité élevée des aquifères karstiques. La surexploitation, la contamination de l'eau et la subsidence du sol sont autant de risques potentiels. Pour garantir le succès de la recharge artificielle dans les aquifères karstiques, il est essentiel de mettre en place des mesures de protection de la qualité de l'eau, de surveiller régulièrement les niveaux de la nappe et promouvoir une gestion intégrée et durable des ressources en eau.

Le **chapitre 1** résume quelques aperçus utiles à l'étude à savoir, aperçu géologique, géomorphologie, stratigraphie et tectonique et décrit la géométrie de l'aquifère à travers l'analyse de la prospection électrique, qui a été effectuée dans la région selon des études géophysique antérieures.

Le **chapitre 2** traite les données hydroclimatologique (précipitation, température, type du climat, bilan hydrologique) et synthétise les données hydrologiques pour les oueds : chéria, El Blilia, El Goussa et Douamis, dans le but de quantifier la somme des entrées à la nappe.

Le **chapitre 3** expose le suivi de l'évolution de la nappe comprise dans le milieu fissuré karstique, par l'analyse et la schématisation des fonctions capacitatives et conductrices

du réservoir, et du comportement hydrodynamique ainsi que la détermination des conditions aux limites, les conditions de Karstification et sa présence dans la région de Chéria.

Le **chapitre 4** définit les techniques de recharge artificielle en adoptant la technique la plus favorable pour la région de Chéria et suggère des sites pour un projet futur.

Le **chapitre 5** analyse la possibilité d'une recharge artificielle dans la région de Chéria et traite les données récoltées (puits de pompage, puits d'observation, précipitation, hauteur de recharge) sous le logiciel Visual MODFLOW Flex pour l'élaboration d'un modèle tridimensionnel d'écoulement des eaux souterraines, qui permettra de valider les paramètres hydrodynamiques spécifiques du système aquifère, simuler et prédire le changement des niveaux piézométriques dans dix ans (2021 – 2031).

Le **chapitre 6** traite d'abord, la chimie des eaux souterraines (le suivi saisonnier des paramètres physico-chimiques, leurs représentation cartographique), et l'étude de la qualité des eaux destinées à l'alimentation humaine et à l'irrigation. Deuxièmement, interpréter l'effet du mélange avec les eaux de surface à travers les concentrations d'éléments chimiques et l'indice de saturation.

A la fin, la thèse se termine par une **conclusion** et par la proposition de perspectives à ces travaux.

Chapitre I

Caractéristiques physiques

I. Cadre général

1. Introduction

La plaine de Chéria est un vaste plateau d'altitude moyenne de 1100 m allongé dans le sens NE-SW (limité grossièrement entre les parallèles 35°50 et 36° longitudinale, 7°30 et 8° de latitude), présente une faible pente inclinée vers le SW. Il est limité sur sa périphérie par un bourrelet montagneux qui domine la cuvette de 200 à 300 m, le relief s'accuse et la bordure montagneuse s'élève à des altitudes supérieures à 1500 m sur une vingtaine de kilomètres au Djebel Dokkane.

2. Situation géographique

Le plateau de Chéria dont la ville de même nom occupe le centre, est situé à une quarantaine de kilomètre au Sud West de Tébessa. Ce plateau est délimité sur ses bordures par une chaîne de montagnes répartie comme suit :

- Au Nord : Ras El Djelf, Oudiet El Gargara, koudiet Nazia et les djebels Troubia, Larrour, Gaaga, Bourrough, Bouziane.
- A l'Est : Fedj Tafouna, Rouibet Essid, Fej Krima Radama, Zerhata, Boukamech.
- Au Sud : terminaison des calcaires éocènes au Nord d'El Mazraa.
- A l'Ouest : kef Ensour, djebel Mazraa, limite de partage des eaux entre oued Chéria et le synclinal d'ain cheroud, djebel Kamel, bir Bouzaaoua, Mrah-Etaleb, koudiet El Araour et djebel Touila.

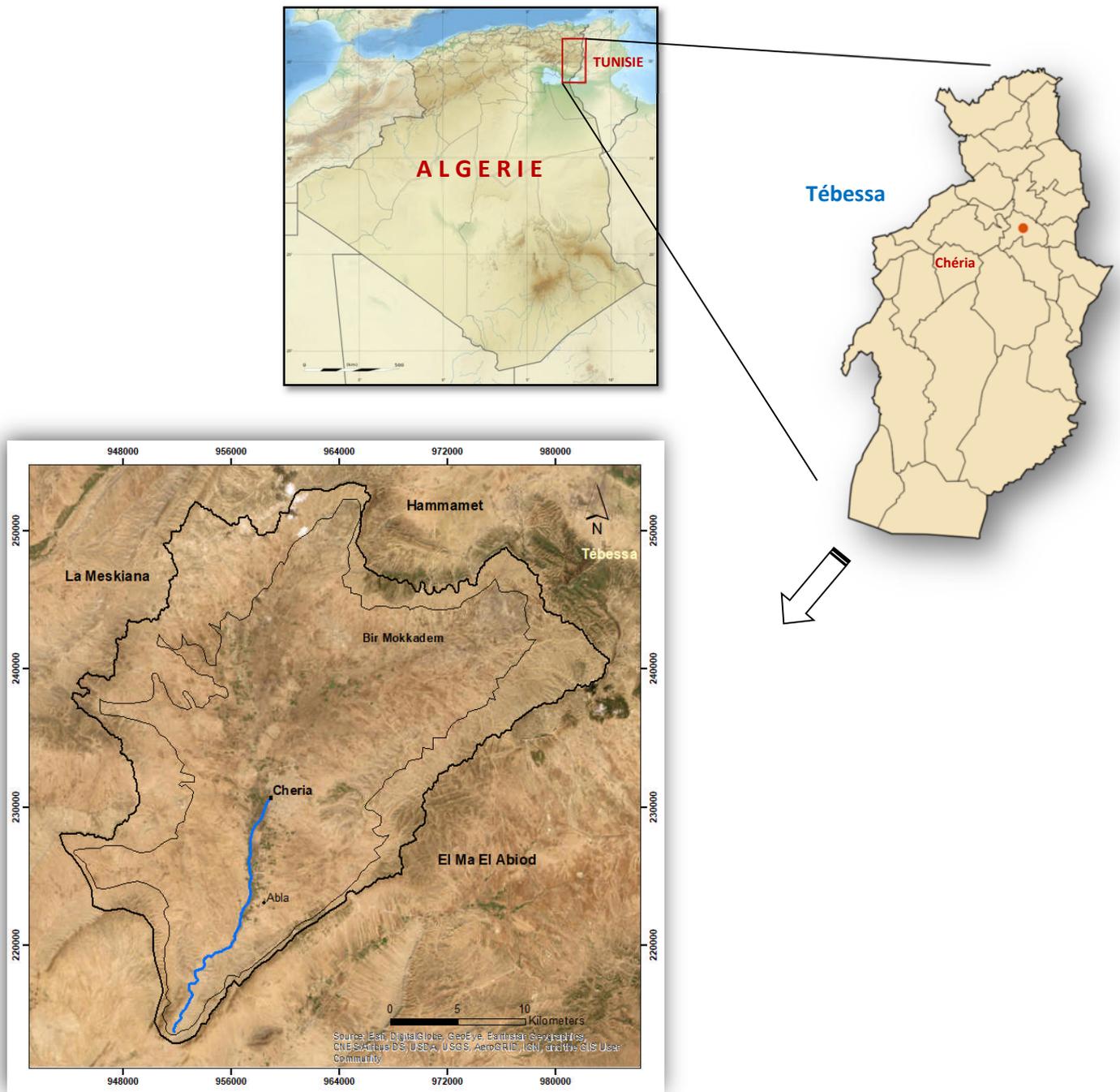


Figure 01. Situation géographique de la région de Chéria.

II. Géologie

1. Introduction

Un aperçu général semble bien évident pour cerner la géologie de Chéria en se basant sur les études effectuées antérieurement par différents auteurs, parmi lesquels Lambert et Durozoy (1947), Gaud (1977).

2. Aspect géomorphologique

Pour mieux appréhender les aspects hydrogéologiques de la région, il est essentiel de rappeler le contexte géomorphologique. Le bassin de Chéria se caractérise par une forme générale approximativement triangulaire, avec sa pointe dirigée vers le Sud-Sud-Ouest, comme illustré dans la figure 02. Les contours du bassin sont délimités par des chaînes de montagnes continues, entrecoupées seulement de cols peu marqués. Au Sud, ces chaînes se rejoignent en un entonnoir, créant une vallée étroite entre elles. Le point culminant de la région est le sommet de Doukkane, atteignant 1685 mètres d'altitude. Les pentes de ces montagnes sont très raides et s'adoucissent progressivement en approchant de la plaine, où elles se fondent dans la pente générale qui descend du Nord et du Nord-Est vers le Sud.

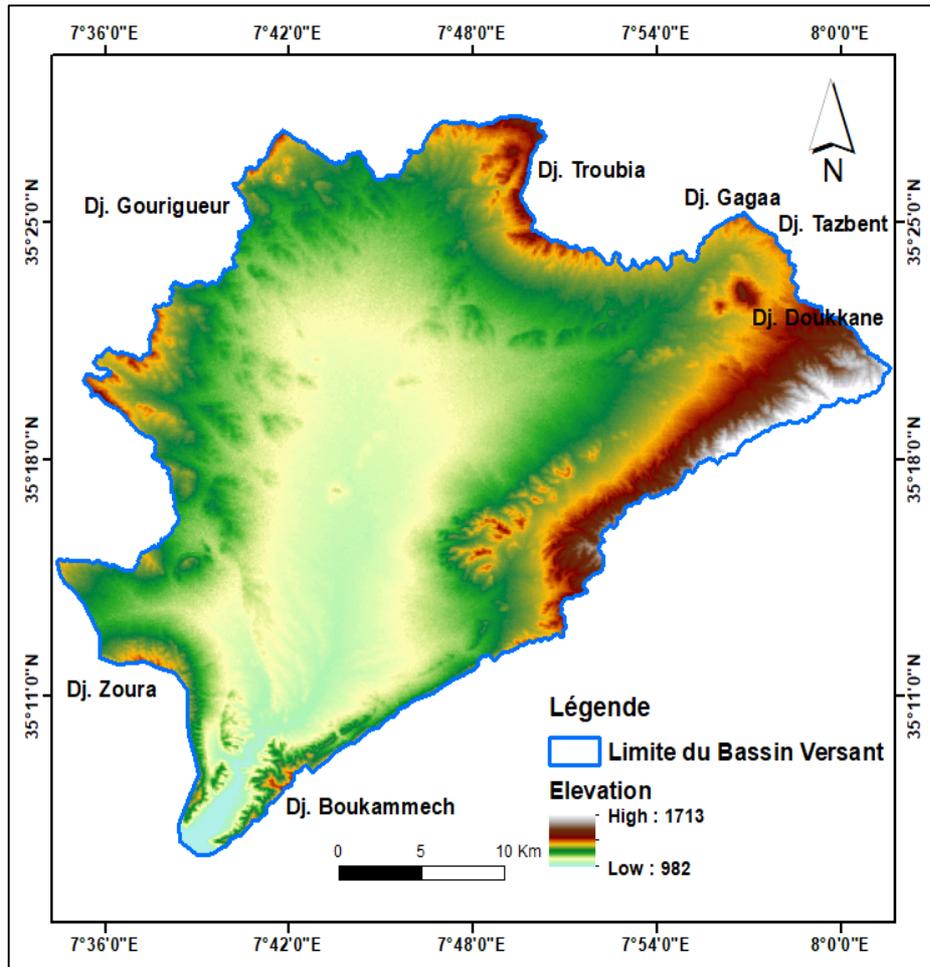


Figure 02. Carte des altitudes du bassin versant de Chéria

Le bassin de Chéria comprend une partie Nord dans laquelle débouchent et s’infiltrent les eaux des oueds venant des montagnes des pourtours et en particulier des deux principaux ; l’Oued Blilia et l’Oued Troubia, et une autre partie Sud contenant le cours d’eau évacuateur qui recueille les eaux des sources de Chéria avec les deux vallées adjacentes des Oueds Tebaga et Allouchet.

3. Stratigraphie de la région de Chéria

Selon l’extrait de la carte géologique de l’Algérie (Figure 03), des plus anciens aux plus récents, on distingue :

3.1. Secondaire

3.1.1. Crétacé supérieur

La période de crétacé est caractérisée par de puissants dépôts marneux, témoin d'une sédimentation vaseuse généralisée, mais la fin de l'époque est marquée par l'apparition d'une sédimentation essentiellement calcaire : *calcaire à Inocérames*.

3.1.1.1 Turonien

Affleure au Nord (Dj. Essenn, Dj. Gaaga) et au Sud (Outa Oum Khaled) sous forme des calcaires beiges, roses à patine, parfois sombres et piquetés d'hématite.

3.1.1.2 Sénonien supérieur

3.1.1.2.1 Campanien

D'après R. LAFFITTE (1956) ; il s'agit des marnes grises en profondeur, verdâtre a la surface altérée et contiennent de nombreux cristaux de gypse a la surface provenaient de la décomposition des pyrites. Elles se localisent dans la plus grande bordure externe du bourrelet montagneux limitant le plateau de Chéria, d'une épaisseur varie entre 300 et 400m.

3.1.1.2.2 Maestrichtien

Des calcaires tendres crayeux surmontent ces marnes, subit de notables variations de faciès du Nord au Sud. Les bancs supérieurs se chargent en silex et présentent une grande analogie de faciès avec certains niveaux de l'Éocène moyen. L'épaisseur peut être estimée à 250m ; les forages Bir Droudj, J8-9 et F2 ont traversé.

3.2 Tertiaire

3.2.1. Éocène moyen inférieur

3.2.1.1 Danien-Eocène inférieur

Au calcaire du Maestrichtien succèdent les dépôts marneux très argileux, noirâtres d'une épaisseur de 100 à 150m, particulièrement développées dans le mont de Tazbent (Nord-Est) (fig. 03). Au sud leurs épaisseurs deviennent très difficiles à évaluer mais elles ne dépassent pas les vingtaines de mètres et passant latéralement des calcaires crayeux à silex.

3.2.1.2 Thanétien

Des formations lumachelliques calcaires et marnes, affleurants au Sud, et sur les bordures des anticlinaux de Telidjene.

3.2.1.3 Yprésien

La fin des dépôts du thanétien est marquée par l'apparition d'une part d'une série siliceuse ou marneuse, apparaisse au Nord (Koudiat Kraa et à Draa Belgacem) et d'autre part des calcaires marneux et des calcaires brun-beiges à silex avec présence de niveaux phosphatés.

3.2.1.4 Lutétien

Un puissant système lagunaire subsident des calcaires à gypse blanchâtre fragile cas de l'affaissement de Douamis et l'affleurement de Bir Touil.

3.2.2. Mio-Pliocène

Il est discordant et transgressif sur les calcaires de l'éocène moyen. Constitué de bas en haut par des alternances d'argiles gypseuses et de lentilles de sable et des sables siliceux jaunes. L'épaisseur moyenne est en viron 60 m.

3.3. Quaternaire

Affleure dans les parties Nord aux abords des dj Gagaa et Tazbent, y forme des plateaux inclinés vers le Sud-Ouest, consolidés à la surface par une croûte calcaire et découpés par l'érosion actuelle. En aval de Chéria est représenté par des cailloutis fluviaux formant un vaste plateau limité au Sud-Ouest par le talus Draa Fidh el Mahri, à l'Est par le marécage de Chéria.

3.3.1. Les alluvions actuelles

3.3.1.1 Alluvions de remplissage

Le marécage de Chéria est composé d'horizons argileux alternant avec des cailloutis et de petits galets enrobés dans un ciment plus ou moins argileux. Ces couches peuvent avoir une épaisseur minimale de 50 mètres.

3.3.1.2 Alluvions de piedmont

Elles sont principalement constituées par des cailloutis très propres et occupent toute la périphérie de la plaine de Chéria. Elles peuvent atteindre des épaisseurs considérables, en particulier au pied de dj Doukkane.

3.3.1.3 Les éluvions

Ils sont constitués par des esquilles plates dont la taille peut varier entre la dimension de la main et celle de l'angle, provenant du gel sur les calcaires maestrichtiens. Leurs faibles épaisseurs est cependant inversement proportionnelle à leur rôle hydrologique (Lambert, 1946).

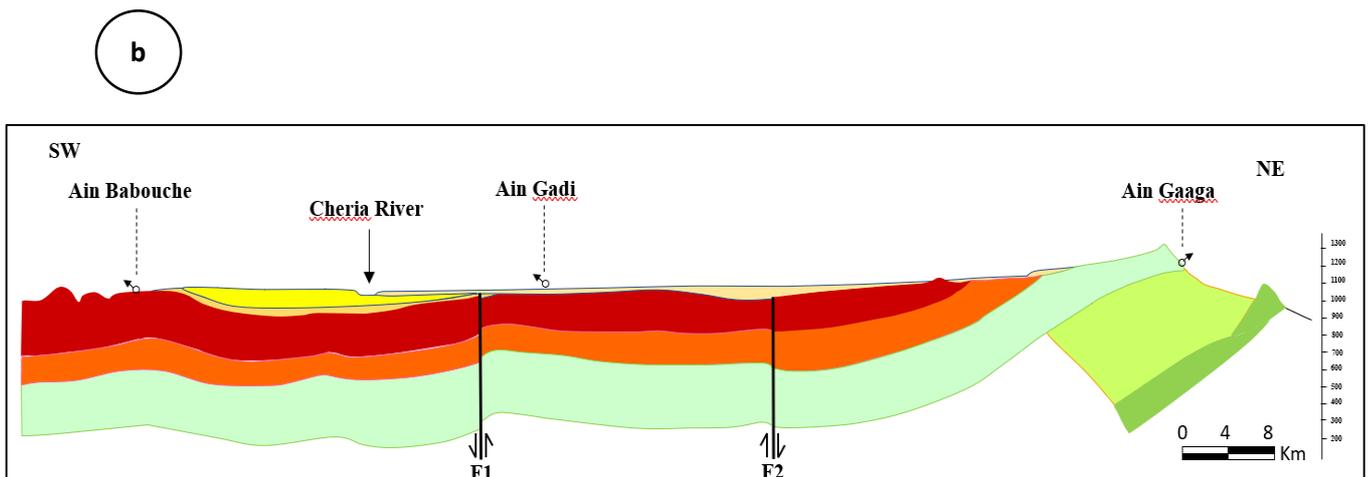
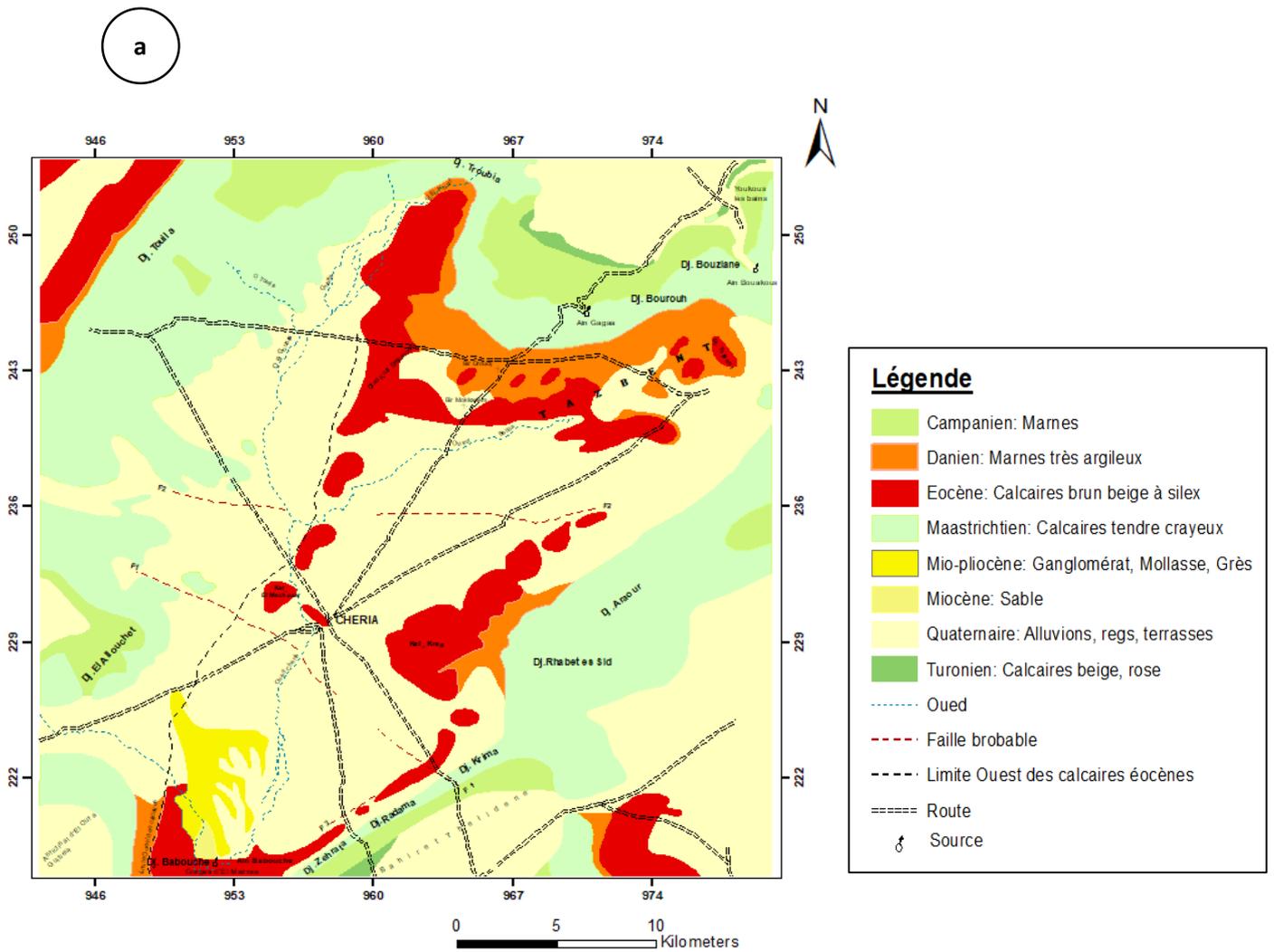


Figure 03. a. Carte litho-stratigraphique de Chéria **b.** Coupe schématique Nord-Sud à travers le système aquifère du plateau de Chéria, (Gaud, 1977).

4. Tectonique

Le plateau de Chéria se compose de deux cuvettes synclinales adjacentes au niveau de Chéria. La cuvette amont a une propension à se dégager le long de sa bordure Nord-Est, tandis que la cuvette aval s'étend vers le Sud-Ouest à travers le synclinal situé entre les dômes du Hamimat Querra et du Hemimat Guibeur. Ces charnières synclinales s'allongent dans une direction NE-SW.

Des failles importantes et des plis peu marqués sur le plateau perpendiculaire à la première direction. Un de ces plissements divise en deux l'aire synclinale de Chéria, s'étendant du Djebel Allouchette au Djebel Krah. La première phase tectonique est post-miocène, tandis que la deuxième est post-pontienne.

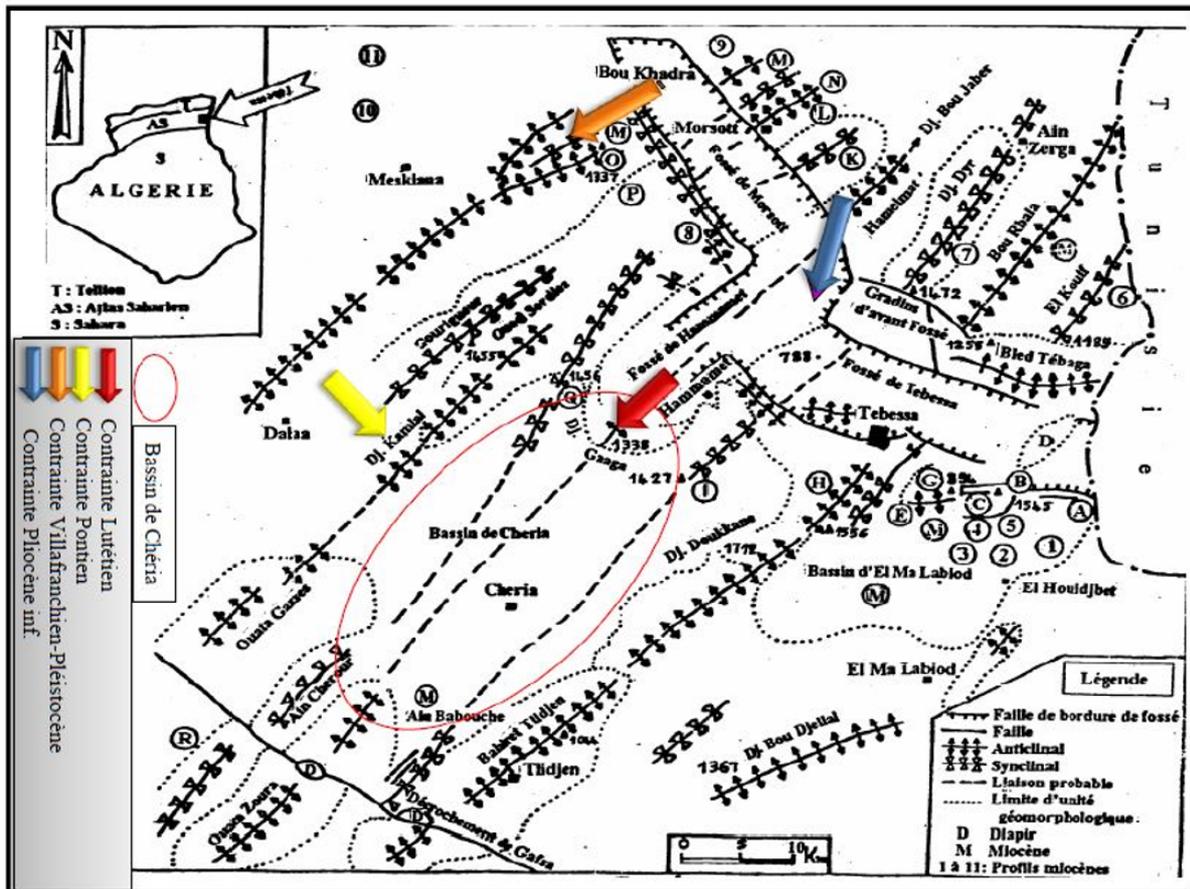


Figure 04. Esquisse tectonique de la région de Tébessa. (Hamimed, 2005, modifiée).

III. Géophysique

1. Introduction

L'étude géophysique dans la région de Chéria repose principalement sur la prospection géoélectrique réalisée par la société TRANSAKTA-GEOMETAL en 1971 et la CGG en 1970 (figure 05). Il convient également de mentionner l'étude gravimétrique effectuée par Zerdazi (1990) (in BAALI 2007) sur la carte 205 d'El Hammamet, dans la partie Nord du bassin, ainsi que la diagraphie de quelques forages réalisée par la Direction de l'Hydraulique de la wilaya d'Annaba (D.H.W) entre 1973 et 1977. Ces études ont permis de définir sur le terrain les formations susceptibles d'être aquifères.

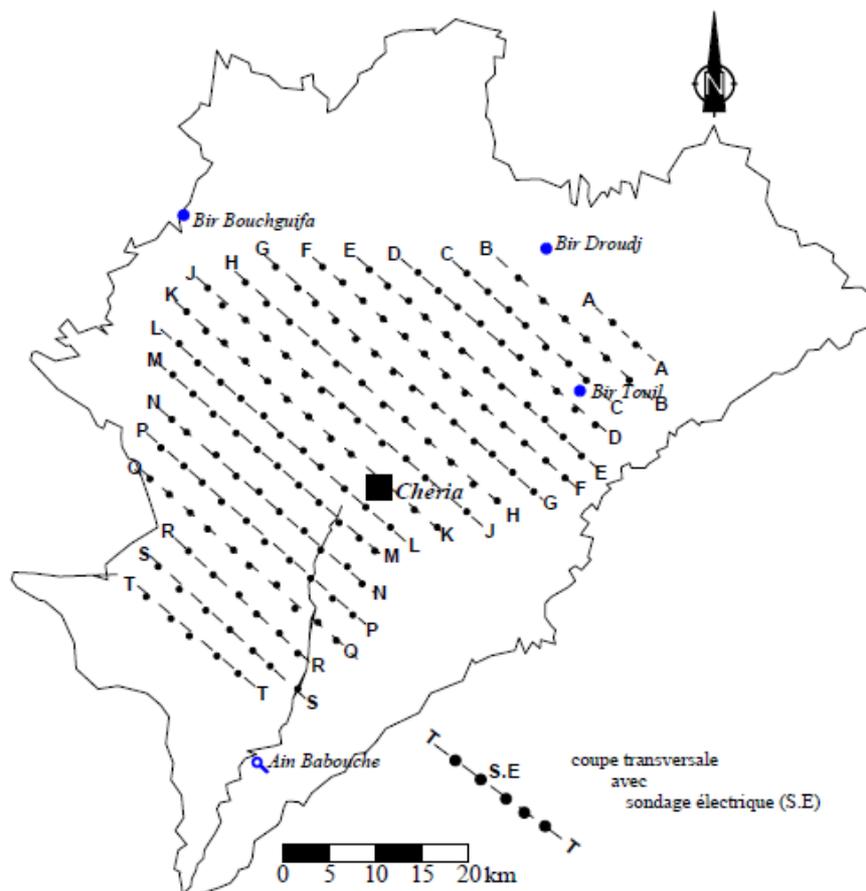


Figure 05. Carte de positionnement des sondages électriques CGG 1970.

2. Prospection géoelectriques

L'étude géoélectrique menée couvre une superficie totale de 790 km², comprenant 291 sondages électriques. Ces sondages sont répartis le long de profils s'étendant du Nord-Ouest au Sud-Est, avec des espacements d'un kilomètre entre eux. Les points de mesure le long de ces profils sont également espacés d'un kilomètre. Il convient de noter que lors de cette campagne, les distances entre les points d'injection, notées AB, variaient : 2000 mètres pour 68 points, 3000 mètres pour 64 points, et 4000 mètres pour 158 points, comme indiqué dans le rapport géophysique modifié.

2.1. Interprétation des résultats des sondages

Étant donné les contraintes liées à l'obtention de données brutes, nous avons choisi de nous appuyer sur les interprétations antérieures pour notre analyse.

2.2. Carte d'iso résistivités en ligne AB=1000m (prof d'investigation 200m)

Cette carte est caractérisée par la plage conductrice (moins de 20 ohm-m) étalée du Nord au Sud et qui correspond à la remontée des marnes daniennes entre les calcaires de l'éocène et ceux du maestrichtiens (Figure06).

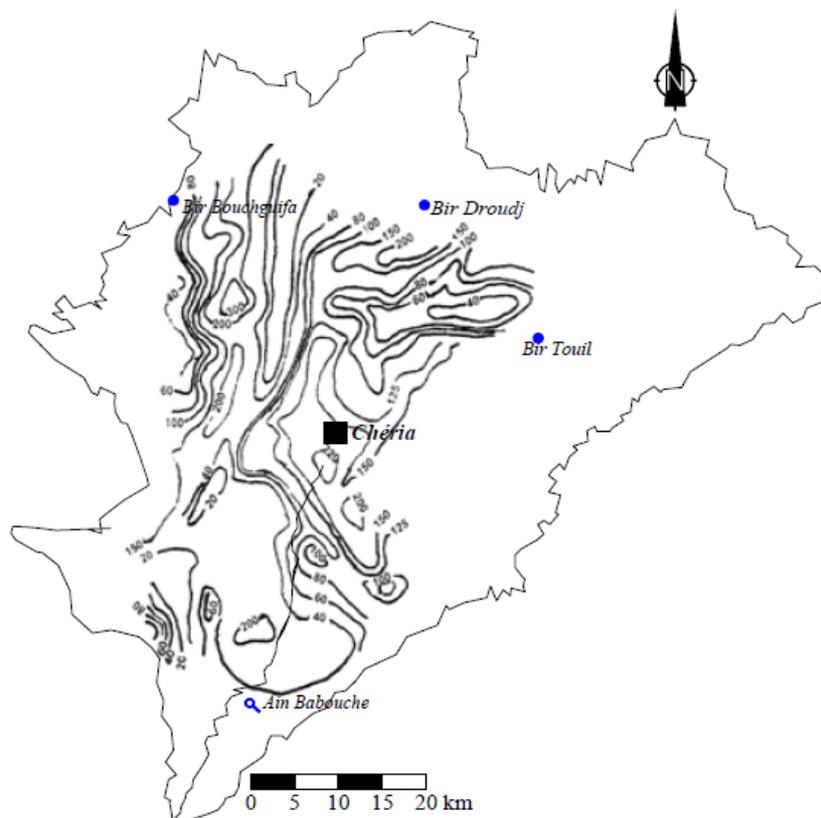


Figure 06. Carte d'iso-résistivité en ligne AB = 1000 m, CGG 1970.

Plus à l'Ouest, la remontée des calcaires maestrichtiens, très résistants, plus à l'Ouest les marnes campaniennes (chute brutale des résistivités).

Cette carte limite bien les diverses couches dans la limite de la profondeur d'investigation, mais elle met d'autre part en évidence deux anomalies qui intéressent semble-t-il l'allure des calcaires éocènes sous le recouvrement.

Le fort gradient des courbes de résistivités se trouve au Nord-Ouest (entre les S.E.DE8 et E9, CD et 4D9, C4 et CD5) ce qui peut représenter un accident avec approfondissement vers le Nord des calcaires éocènes. Cet accident pourrait se prolonger au travers du bassin, vers l'Ouest, le dessin des courbes suggérant également un affaissement Nord du maestrichtien et du campanien.

Au Sud, un gradient des courbes orienté Nord-Ouest semble correspondre à un enfoncement brusque des calcaires éocènes vers le Sud avec épaissement du remplissage miocène. Cet accident probable borderait au sud les affleurements de Chéria.

La carte traduit ainsi l'allure des calcaires éocènes dans la partie Est, les zones les plus conductrices correspondent aux zones les plus profondes. L'axe du bassin éocène orienté d'abord Est-ouest dans la partie Nord puis prenant ensuite une direction normale NNE-SSW (Figure 5).

2.3 Carte du toit du substratum résistant

La carte du toit du substratum résistant : calcaires éocènes à l'Est, calcaires maestrichtiens à l'Ouest, est dans ces grandes lignes identique à la carte des résistivités. Les accidents F1 et F2 y sont également reportés. L'accident F1 divise le bassin en deux structures bien distinctes :

- L'une au Nord, ou le synclinal dit de Chéria à une direction NE-SW, l'accident F2 peut recouper transversalement ce dernier dans sa partie Nord en approfondissant les calcaires vers le Nord, de sorte qu'un synclinal secondaire apparaîtrait avec une direction Est-ouest.
- L'autre au sud de l'accident F1, elle se décompose en deux bassins, le premier centré sur les S.E. NP3 et P3, qui est le prolongement du synclinale de l'oued el El btine. L'autre sur les S.E. RS4, RS5, R6 où les calcaires atteignent 250-300m de profondeur, est le prolongement du synclinal du Dj Babouche. Entre les deux un léger relèvement des calcaires éocène (S.E. QR3, Q4, PQ5, P5, MN9) représente le prolongement, rapidement amorti, de l'anticlinal médian de El Outa Guibeur. Dans l'ouest de cette zone les calcaires éocènes se distinguent mal des niveaux résistants du recouvrement et des calcaires maestrichtiens sous-jacents. Ce qui fait que dans cette zone leurs limites Ouest est mal assurée et que leur profondeur est difficilement interprétable.

Au-delà de la limite des calcaires éocène, dans la partie Ouest, le prolongement des calcaires maestrichtiens est assez bien assuré, leurs profondeurs considérées sous réserves, notamment en certains points de confusions entre les argiles miocènes et les argiles daniennes qui les recouvrent. La surface d'érosion des calcaires maestrichtien d'une faible profondeur et une grande superficie dans la partie Nord-Ouest ce qui rendre difficile voire impossible de mettre en évidence les éventuels accidents qui peuvent affecter ces calcaires et ce n'est que l'étude du mur de cette formation qui aurait pu éventuellement nous renseigner sur ce point.

2.4. Interprétation des coupes géoélectriques

L'observation des coupes géoélectriques a permis la conclusion des résultats suivants:

2.4.1 Formation anti-miocène

Dans la zone Nord les coupes de B à L sont particulièrement simples. Elles traduisent bien la structure synclinale de l'éocène, du Danien et du Maestrichtien. Dans cette zone les épaisseurs sont respectivement constantes (200 à 250 m) pour des résistivités de l'ordre de 200 à 300 ohm.m (Figure07).

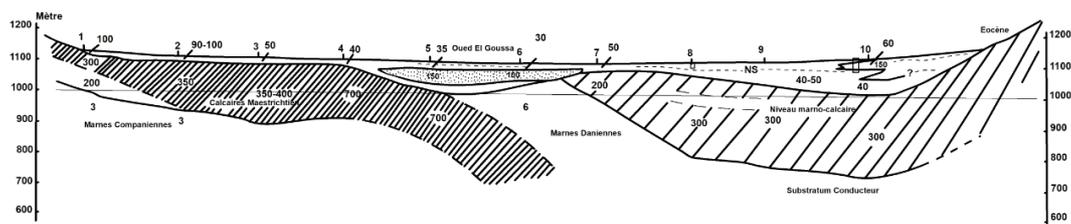


Figure 07. Coupe géoélectrique. Profil (H).

Les épaisseurs du Danien semble plus variable diminue du Nord vers le sud (400 à 250 m).

L'épaisseur moyenne des calcaires Maestrichtiens semble être de l'ordre de 250 m mais difficile à estimer (Figure 08), d'autant plus qu'ils comportent souvent une partie sèche très résistante. Ils sont érodés dans la partie Ouest.

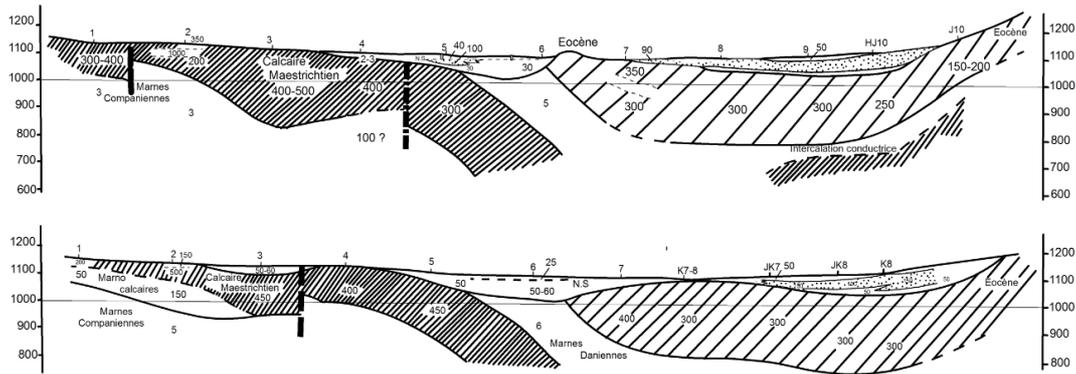


Figure 08. Coupes géoélectriques. Profil (J et K).

Les calcaires présentent un biseau vers l'Ouest (profil N), avec parfois une épaisseur inférieure à 100 m (Figure 09). Les marnes daniennes affichent une réduction d'épaisseur (de l'ordre de 100 m), ce qui peut sembler très faible, d'autant plus qu'au sud, l'épaisseur est de 200 m (profil S et T).

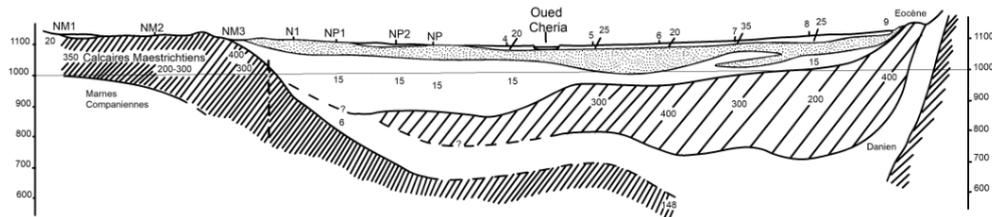


Figure 09. Coupe géoélectrique. Profil (N).

2.4.2. Recouvrement

Trois niveaux distincts qui composent le remplissage continental dans la partie Nord :

- Un niveau superficiel de résistivité comprise entre 20 et 40 ohm.m.
- Un niveau résistant (70 – 100 ohm.m) composé d'éléments grossiers tels que des galets plus ou moins symétriques. Ce niveau est davantage développé le long de la bordure Est du bassin et semble résulter de la destruction du massif (profils D, E, F, G et H). L'épaisseur pourrait atteindre 30 à 40 mètres (Figure 10).

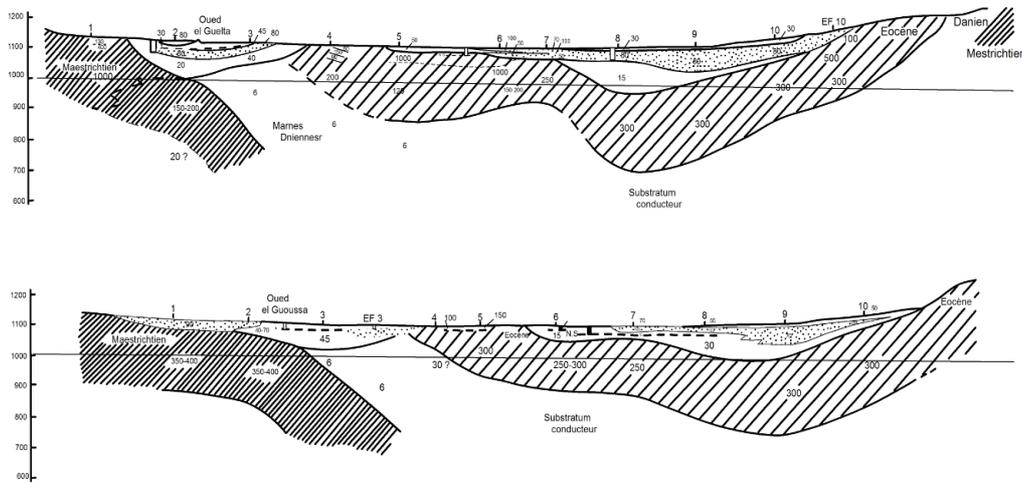


Figure 10. Coupes géoélectriques. Profil (E et F).

- Un troisième niveau plus conducteur (10-20 ohm.m), souvent épais, constitue le remplissage principal au cœur du synclinal. Le remplissage des plaines dépasse parfois la centaine de mètres (Oued el Guelta, el Goussa à l'Ouest). En surface, un niveau grossier est également présent. Au sondage électrique M5, le niveau résistant (150 ohm.m) peut également être attribué à un remplissage alluvionnaire (Figure 11), plutôt qu'à des éboulis provenant des calcaires maestrichtiens.

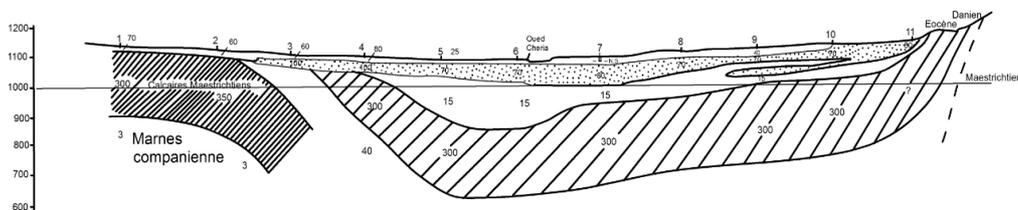


Figure 11. Coupe géoélectrique. Profil (M).

Dans la partie Sud du bassin le remplissage Mio-Pliocène prenait de l'importance (formations argileuses). Mais on notera que souvent en profondeur, apparaît un autre niveau résistant, dont l'interprétation en termes de profondeur et épaisseur est assez délicate. Ce dernier serait particulièrement important (P3, Q3, Q7, QR7, R1, R2, R4 à R7, S1, S2, S5, S6, T3). Il se situerait en gros vers 100 m de profondeur et aurait une cinquantaine de mètre d'épaisseur. (Figure12)

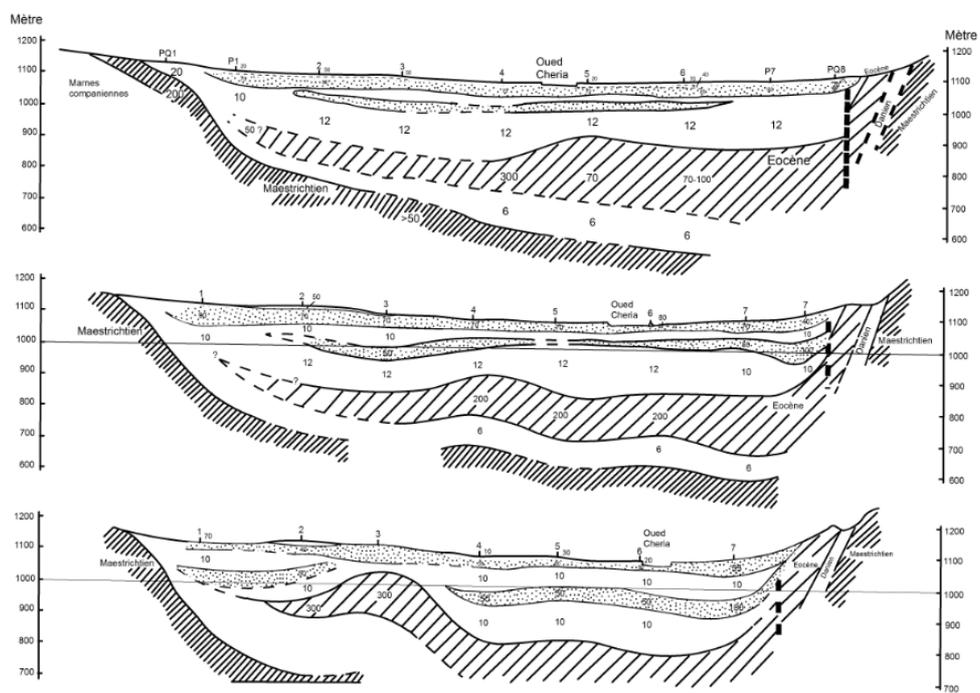


Figure 12. Coupes géoélectriques. Profil (P, Q et R).

3. GRAVIMETRIE

La gravimétrie est une méthode géophysique qui contribue à l'amélioration des Modèles géologiques ; par la précision des structures et la répartition des formations géologiques dans le sous-sol.

Une étude gravimétrique mis à jour par l'Office National des Recherches Géologiques et Minières en 1990 et qui couvre particulièrement la partie Nord de Chéria (carte 205 et une partie de la 234) (A. Zerdazi, 1990).

La carte d'anomalie de Bouguer (anomalie régionale + anomalie résiduelle) élaborée pour la densité de 2,67 avec à l'échelle 1/50000.

L'analyse de cette carte du Nord au Sud a permis :

- Au Nord une anomalie négative de forme ovoïde, qui se superpose géologiquement au fossé de Tébessa une allure lenticulaire et une ligne de fort gradient au sud liée probablement à une grande fracture.
- Des anomalies positives plus au sud des précédentes qui semble être une seule plage positive coupée par un système de faille orienté NE-SW. Il est probable que cette zone soit constituée d'une formation plus compacte et dense (Dj Gaaga, Dj Bourouh, Dj Es Stah et Dj Bouzaiane). La ligne de fort gradient délimitant au Sud cette zone, illustre un contact anormal.
- Une anomalie fortement négative, de forme de demi-ovale, pas complètement délimité au Sud, son axe est presque Est-Ouest, elle occupe la moitié de la carte. Cette anomalie est due à une densité plus faible des sédiments quaternaires remplissant la plaine, qui peuvent atteindre une centaine de mètres.

Chapitre 2
Hydroclimatologie
et Hydrologie

I. CADRE HYDROCLIMATIQUE

1. Introduction

La connaissance des caractéristiques hydro climatologiques est indispensable pour établir le bilan des ressources en eau souterraines du plateau de Cheria ; en effet, une grande partie de l'alimentation de l'aquifère est assurée par les précipitations efficaces déduites des paramètres hydro climatologiques du bassin versant étudié.

Par manque de données, on a pris les données la station de Chéria pour les précipitations et celles de la température pour la station de Tébessa.

2. Les caractéristiques climatiques

Caractérisé par l'alternance de deux saisons, l'une chaude et sèche, l'autre froide et humide, le climat de Cheria est marqué par une faible moyenne pluviométrie, inférieure à 300 mm, la neige peut se manifester sur les sommets entre les mois de Novembre à Mars, bien qu'il ne soit pas contrôlé par des mesures, l'enneigement est estimé de 5-10 jours par an. A noter que de très violents orages peuvent donner des quantités importantes d'eau durant les mois de Juin, septembre et Octobre.

2.1. Les précipitations

2.1.1. Les stations pluviométriques

L'ensemble du sous bassin de Chéria est contrôlé par 10 stations, réparties selon les altitudes du plateau dont l'une d'entre-elles a cessé de fonctionner en 1980. La répartition spatiale de ces stations et les périodes d'observations correspondantes, sont consignées au (tableau 1). De nombreuses lacunes d'observation ont été constatées au niveau de ces différentes stations. Leur comblement a été fait par traitement statistique et corrélation avec les autres stations, ce qui a permis de reconstituer les hauteurs de pluies.

Tableau 1. Localisation géographique des stations pluviométrique du bassin de Cheria.

Nom	Code	X	Y	Z(m)	Date de mise en service	Période de fonctionnement
CHERIA	06-23-01	959.20	231.10	1050	Juin-1946	1971 à actuel
BIR MOKADEM	06-23-03	946.3	242.6	1156	Octobre 1972	1973 à actuel
OULED DHIAB	06-23-04	957.2	221	1076	Novembre 1972	1973 à actuel
BIR TOUIL	06-23-05	968.55	234.05	1290	Octobre 1972	1973 à actuel
BIR BOUCHEGUIFA	06-23-06	925.6	246	1160	Octobre 1972	1973 à actuel
AIN TROUBIA	06-23-07	963.25	250.91	1252	Septembre 1972	1973 à actuel
AIN TROUBIA	06-23-08	954.1	218.45	1045	Mars 1974	1973 à actuel
OULED BOUGUETFA	06-23-09	971.4	241.8	1175	Avril 1974	1973 à actuel
NAZIA	06-23-10	979.6	243.10	1350	Avril 1974	1973 à actuel
FEDJ KRIMA	09-23-11	964.05	224.3	1155	Octobre 1972	1973 à actuel

2.1.2. Précipitations interannuelles

L'analyse des variations interannuelles des précipitations dans notre région sur une période de 28 ans (1990-2018) révèle une grande variabilité temporelle et spatiale. La moyenne annuelle des pluviométries mesurées par la station de Chéria est 290,79 mm.

Tableau 2. Représentation de la station pluviométrique et ses caractéristiques.

Station pluviométrique	Code	X	Y	Z	Période d'enregistrement
Chéria	06.23.01	959.20	231.10	1087	1990 – 2018

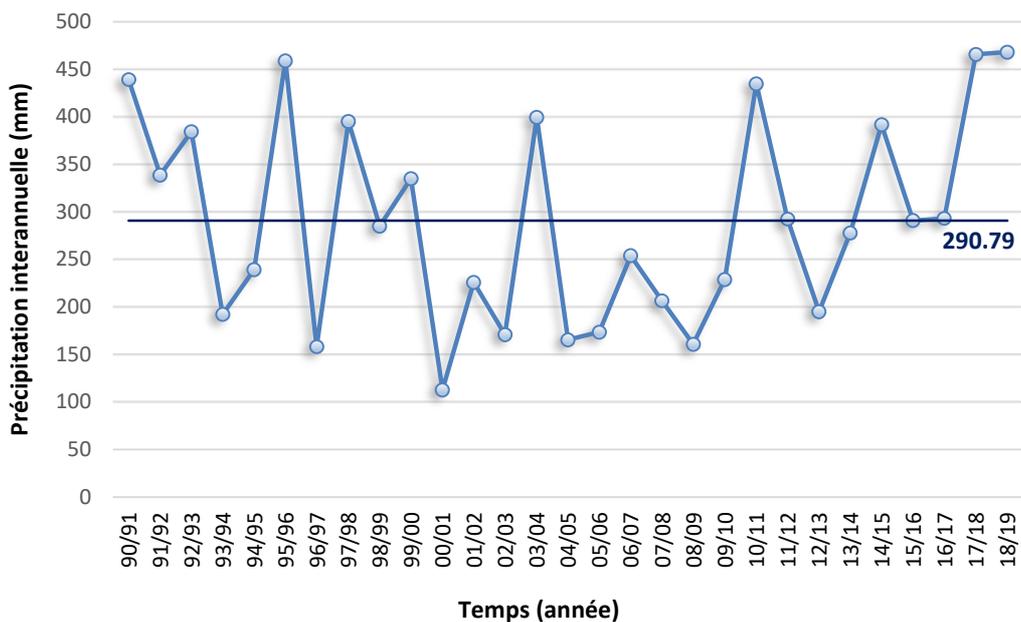


Figure 13. Variations interannuelles des précipitations interannuelles de la station de Chéria (1990/1991-2018/2019).

On constate :

- La variabilité des précipitations d'une année à l'autre, illustrée par l'irrégularité pluviométrique.
- L'année 2019 a été exceptionnelle, marquée par des précipitations importantes (plus de 400 mm/an).
- Les précipitations les plus faibles au-dessous de 120 mm/an sont enregistrées en 2001.

2.1.3. Précipitations mensuelles

La figure 14 présente les moyennes mensuelles des pluies durant 28 ans (1990 à 2018) au niveau de la station de Chéria, qui fait apparaître une variation nette des précipitations entre les mois, avec un pic et un creux en février, suivi d'une deuxième hausse en mai avant de descendre à un minimum en juillet (15.97 mm).

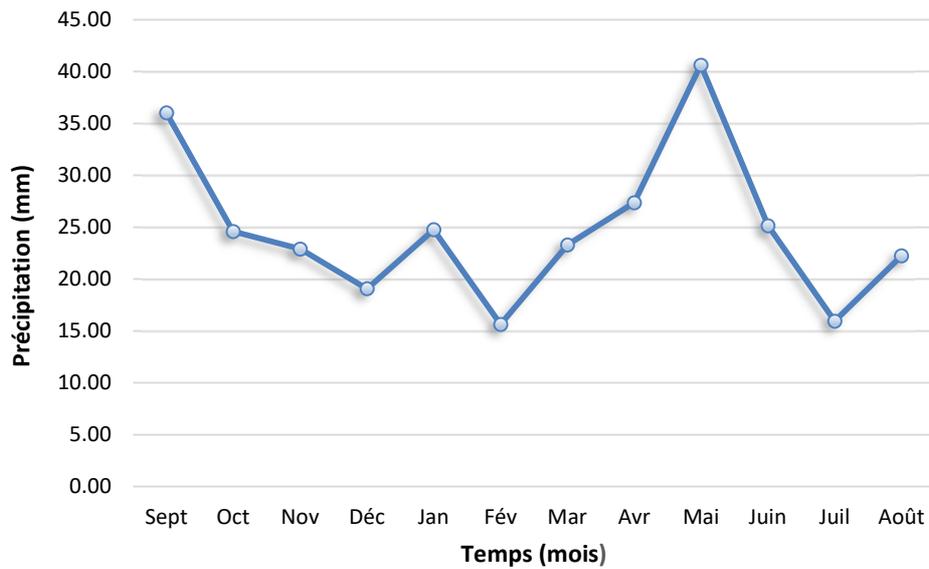


Figure 14. Variations des précipitations moyennes mensuelles de la station de Chéria (1990-2018).

2.1.4. La neige

Les djebels de bordure et en particulier le djebel de Doukkane et ses prolongements reçoivent d'importantes chutes de neige pendant la saison hivernale. Malheureusement, il n'y a pas de relevés systématiques disponibles. Selon SELTZER, la région est classée dans la zone avec une moyenne de 5 à 10 jours d'enneigement au sol par an.

Ce phénomène joue un rôle essentiel compte tenu de la vaste étendue des Djebels qui entourent le plateau de Chéria. Les chutes de neige, suivies d'une fonte lente, favorisent au maximum le processus d'infiltration

2.2. Les températures

La température joue un rôle crucial dans l'évaluation du déficit d'écoulement, un élément essentiel pour estimer le bilan hydrologique. Malheureusement ce qui affaiblit l'étude climatique de la région est l'absence d'une station de mesure des températures, ceci nous a obligé d'utiliser les données de la station la plus proche (d'une distance de 48 km) qui est celle de Tébessa, de coordonnées (X : 991,900 Y : 247,200 Z : 810).

2.2.1. Températures moyennes mensuelle

Sur une période de 28 ans (1990–2018) enregistrées à la station de Tébessa, la figure 15 représente la variation des températures moyennes mensuelles, dont le mois le plus chaud est le mois de Juillet (28,24°C) et le mois le plus froid est le mois de Janvier (7,06°C). La moyenne annuelle de cette période est de 16,86 °C.

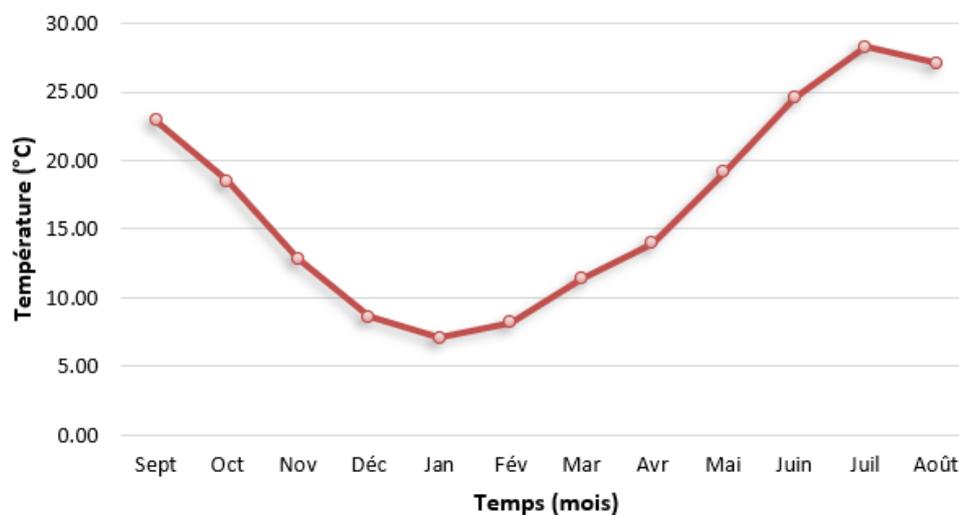


Figure 15. Variation des températures moyennes mensuelles de la station de Tébessa pour la période (1990-2018).

2.2.2. Températures moyennes annuelles

À l'échelle annuelle, sur une période de 28 ans d'observation à la station de Tébessa, les variations sont peu significatives et restent relativement stables.

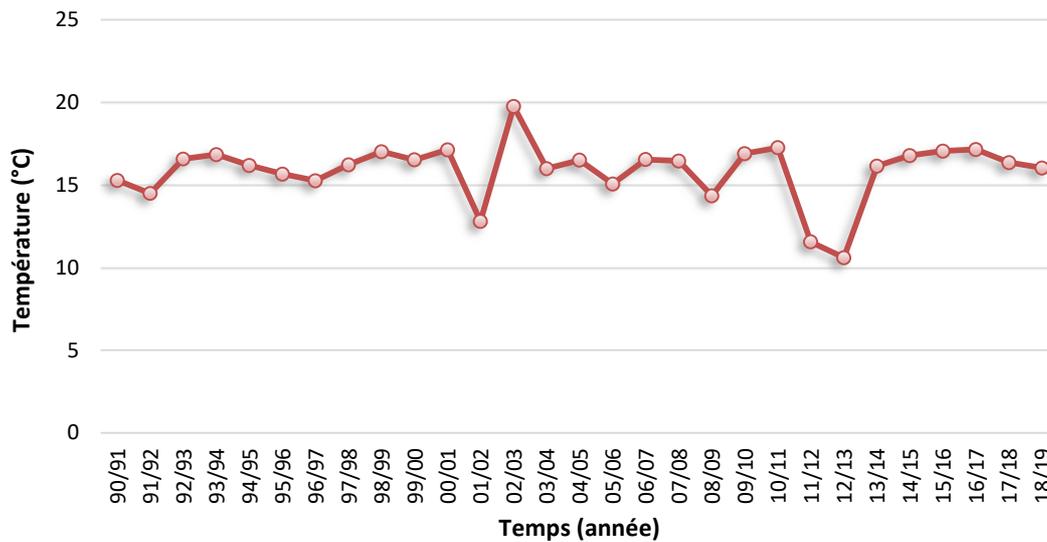


Figure 16. Variation interannuelle des températures à la station de Tébessa (1990-2018).

2.3. Diagramme Ombrothermique de Gausson

Pour déterminer les mois réellement secs, la température et les précipitations sont combinés graphiquement dans un graphe appelé Ombrothermique, où les températures sont échelonnées sur une échelle double par rapport aux précipitations (figure 17).

La période humide s'étend sur sept mois, de novembre à mai, tandis que la période sèche caractérise les autres mois de l'année hydrologique, de juillet à octobre.

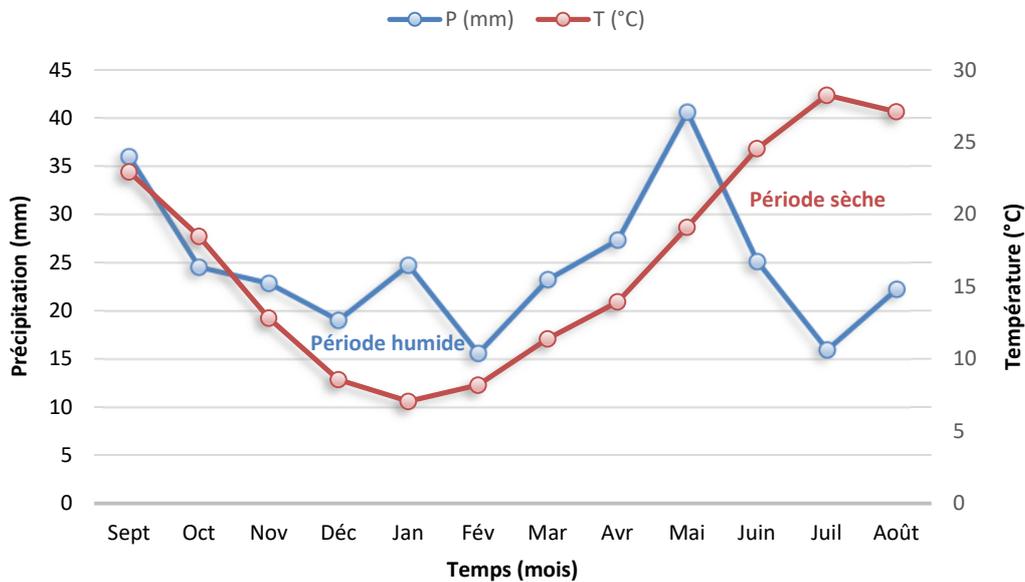


Figure 17. Diagramme pluviothermique de la station de Chéria (1990-2018).

2.4. Vents

Ils sont caractérisés par leur vitesse et leur intensité. Les vents dominants de direction WN-NW secs et froids, jouent un rôle important dans les pluies d’hiver. Les vents du sud sont fréquents en été, ils sont chauds et desséchants (sirocco) avec une augmentation de l’évapotranspiration.

Les valeurs de la vitesse du vent enregistrées au niveau de la station de Tébessa (1990-2003) sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 3. Vitesse moyenne du vent (station de Tébessa : 1990-2003).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne
Vitesse (m/s)	2.8	3.3	3.4	3.8	3.5	3.1	3.1	2.5	2.7	2.4	2.9	3.1	3.05

2.5. Humidité relative

Parmi les paramètres de l'humidité de l'air, l'humidité relative de l'air qui représente le degré de saturation de l'air en vapeur d'eau. Elle varie d'un mois à l'autre durant toute l'année.

Pour la station de Tébessa, l'humidité moyenne annuelle est de 65 %, elle atteint le maximum aux mois de décembre et janvier (77 %) et le minimum durant le mois de juillet (49 %.)

Les valeurs de l'humidité témoignent du caractère semi-aride de la région :

Tableau 4. Humidité relatives moyennes mensuelles
(Données Seltzer humidité relevée à 7 h).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Tébessa	77	75	67	59	60	53	49	54	66	71	76	77	65

2.6. L'indice d'aridité

Pour classer le type de climat, De Martonne (1925) a introduit une formule climatologique connue sous le nom d'indice d'aridité, dépendant de la température moyenne annuelle et des précipitations moyennes annuelles :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

I : indice d'aridité annuelle

P : précipitation moyenne annuelle (mm)

T : température moyenne annuelle (C°)

Après le calcul de cet indice, le climat est déterminé selon la catégorisation suivante :

$I < 5$: le climat est hyperaride
$5 < I < 7.5$: le climat est désertique
$7.5 < I < 10$: le climat est steppique
$10 < I < 20$: le climat est semi-aride
$20 < I < 30$: le climat est tempéré
$I > 30$: le climat est humide

Pour la station de Chéria ($P = 290.79$ et $T = 15.88$), cet indice est égal à : $I=11.24$, le climat est classé semi-aride.

2.7. L'évaporation

L'évaporation est le processus par lequel l'eau est libérée dans l'atmosphère sous forme de vapeur à partir de diverses surfaces, qu'il s'agisse du sol, de la végétation ou de l'eau libre. C'est un élément essentiel pour établir le bilan hydrologique, influencé par des paramètres tels que la température, les précipitations, l'humidité de l'air et la couverture végétale. On distingue l'évapotranspiration potentielle (ETP) et l'évapotranspiration réelle (ETR).

2.7.1. Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle (ETP) représente la quantité d'eau qui pourrait être évaporée ou transpirée sur une surface donnée pendant une période définie, en supposant que les apports en eau soient suffisants. Il existe différentes formules empiriques pour calculer l'ETP, mais leur applicabilité varie selon les régions et nécessite souvent des corrections locales. La formule de Thornthwaite, établie en 1948, est couramment utilisée. Elle prend en compte l'indice thermique et la température moyenne mensuelle pour estimer l'évapotranspiration potentielle. Exprimée par la formule suivante :

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a * K$$

Où :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle en mm

T : température moyenne mensuelle du mois considéré en °C

a : Coefficient calculé par la formule suivante :

$$a = 1,6 \left(\frac{I}{100} \right) + 0,5$$

I : Indice thermique annuel qui est égal à la somme des douze valeurs de l'indice thermique mensuel. Cet indice est calculé par la formule suivante :

$$I = \sum i \text{ et } i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514}$$

K : coefficient de correction qui dépend du temps, du mois et de l'altitude du lieu, par lequel, on doit multiplier les valeurs de l'ETP pour obtenir les valeurs corrigées.

- Application : (a = 1.797, ΣI = 81.10)

Les résultats de calcul de l'ETP par cette méthode sont présentés dans le tableau n°05.

Tableau 5. Calcul de l'ETP selon C.W. Thornthwaite à la station de Chéria.

Mois	Sept	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août
Paramètre												
T (°C)	22.93	18.48	12.84	8.56	7.06	8.18	11.38	13.93	19.11	24.54	28.24	27.11
I	10.03	7.24	4.17	2.26	1.69	2.11	3.47	4.72	7.61	11.12	13.76	12.93
ETP non corrigé (mm)	103.64	70.32	36.53	17.65	12.48	16.26	29.41	42.33	74.69	117.10	150.76	140.03
K	1.03	0.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16
ETP corrigé (mm)	106.74	68.21	31.41	15.00	10.86	13.82	30.30	46.14	90.38	141.69	185.43	162.43

2.7.2. Calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle est la quantité d'eau réellement évaporée. Plusieurs formules permettent de déterminer ce paramètre :

Si P > ETP, alors :

- ETR = ETP

- il reste un excédent ($P - ETP$) qui est affecté en premier lieu à la RFU, et, si la RFU est complète, à l'écoulement Q

Si $P < ETP$:

- on évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETR soit :

- $ETR = P + \min(RFU, ETP - P)$

- $RFU = 0$ ou $RFU + P - ETP$

- si $RFU = 0$, la quantité ($DA = ETP - ETR$) représente le déficit agricole, c'est-à-dire sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux plantes pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse.

Méthode de L. Turc

TURC définit le déficit d'écoulement (ETR annuelle) en fonction d'un paramètre (L) et de la précipitation moyenne annuelle

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

Où :

ETR : évapotranspiration réelle moyenne annuelle (mm)

P : précipitation moyenne annuelle (mm)

L : paramètre dépendant de la température

$$L = 300 + 25t + 0.05t^3$$

t : température moyenne annuelle (°C)

Par application numérique :

$$P = 290.97, t = 15.88^\circ\text{C}, L = 897.23$$

ETR = 290.22mm, soit 99.74% des précipitations.

- **Méthode de Coutagne**

Les caractéristiques climatiques de la région d'étude ne répondent pas aux conditions d'application de cette méthode (in Baali 2000).

2.8. Bilan hydrologique selon la méthode de C.W. Thornthwaite

Le principal objectif du bilan hydrologique est de quantifier les apports et les pertes d'eau dans un bassin versant, c'est-à-dire de comptabiliser les transferts d'eau résultant des précipitations.

L'équation générale du bilan au niveau d'un bassin versant s'écrit de la manière suivante :

$$P(\text{mm}) = Ex(\text{mm}) + ETR(\text{mm}) \text{ avec } Ex = I + R \pm \Delta V$$

Où

P : précipitation moyenne annuelle (mm);

Ex : excédent moyen annuel (mm) ;

ETR : évapotranspiration réelle moyenne annuelle (mm) ;

I : infiltration (mm) ;

R : ruissellement (mm).

ΔV : variation de la réserve, généralement très faible

La méthode de C.W. Thornthwaite repose sur la notion de réserve en eau facilement utilisable (RFU), considérant que le sol peut stocker une quantité d'eau que les plantes peuvent utiliser pour l'évaporation.

Vu l'absence d'une étude actuelle calculant les réserves facilement utilisables, on prend la valeur de 29 mm calculé par le bureau d'étude Le Petit (étude agro-pédologique). (Baali F., 2007)

On établit ainsi un bilan hydrologique sur la période en utilisant les données mensuelles interannuelles de 28 années, soit 1990 à 2018 :

Tableau 6. Bilan hydrologique globale interannuel (1990-2018).

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Année
Paramètre													
T (°C)	22.93	18.48	12.84	8.56	7.06	8.18	11.38	13.93	19.11	24.54	28.24	27.11	16.86
ETP (mm)	106.74	68.21	31.41	15.00	10.86	13.82	30.30	46.14	90.38	141.69	185.43	162.43	902.41
P (mm)	36.01	24.57	22.90	19.06	24.77	15.63	23.28	27.38	40.64	25.15	15.97	22.26	297.62
P-ETP (mm)	-70.73	-43.64	-8.51	4.06	13.91	1.81	-7.02	-18.77	-49.74	-116.54	-169.46	-140.18	-
RFU (mm)	0	0	0	4.06	17.97	19.78	12.77	0	0	0	0	0	-
ETR (mm)	36.01	24.57	22.90	15.00	10.86	13.82	30.30	40.15	40.64	25.15	15.97	22.26	297.62
DA (mm)	70.73	43.64	8.51	0.00	0.00	0.00	0.00	6.00	49.74	116.54	169.46	140.18	604.80
EX (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

$$P = \Sigma ETR + \Sigma Ex = 297.62 + 0 = 297.62 \text{ mm ; Vérifié}$$

$$ETP = \Sigma ETR + \Sigma DA = 297.62 + 604.80 = 902.41 \text{ mm ; Vérifié}$$

Et deux autres bilans hydrologiques ; un pour l'année la plus humide :

Tableau 7. Bilan hydrologique pour l'année (2018-2019).

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Année
Paramètre													
T (°C)	23.7	16.6	11.5	8.2	5.6	6.2	9.5	13.4	15.8	26.2	28.2	27.6	16.04
ETP (mm)	115.51	58.71	27.57	15.17	8.02	9.35	23.71	45.53	67.24	161.44	186.40	169.37	888.01
P (mm)	37.6	23.4	127.4	52.8	36.9	0	3	41.6	77.1	4.6	30.2	33.5	468.10
P-ETP (mm)	-77.91	-35.31	99.83	37.63	28.88	-9.35	-20.71	-3.93	9.86	-156.84	-156.20	-135.87	-
RFU (mm)	0	0	29	29	29	19.65	0	0	9.86	0	0	0	-
ETR (mm)	37.6	23.4	27.57	15.17	8.02	9.35	22.65	41.60	67.24	14.46	30.20	33.50	330.75
DA (mm)	77.91	35.31	0.00	0	0	0	1.06	3.93	0	146.97	156.20	135.87	557.26
EX (mm)	0	0	70.83	37.63	28.88	0	0	0	0	0	0	0	137.35

$$P = \Sigma ETR + \Sigma Ex = 330.75 + 137.35 = 468.10 \text{ mm ; Vérifié}$$

$$ETP = \Sigma ETR + \Sigma DA = 330.75 + 557.26 = 888.01 \text{ mm ; Vérifié}$$

Et l'autre pour l'année la plus sèche :

Tableau 8. Bilan hydrologique pour l'année (2000-2001).

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Année
Paramètre													
T (°C)	22.1	15.9	12.8	9.4	8	7.5	15.6	14	19.6	25	28.4	27.1	17.12
ETP (mm)	99.12	51.30	30.66	17.29	13.20	11.47	52.62	45.74	93.61	145.69	186.74	161.73	909.16
P (mm)	8.5	10.9	5.5	13	14.5	15.3	9.3	0	28.2	0.2	4.1	3.2	112.70
P-ETP (mm)	-90.62	-40.40	-25.16	-4.29	1.30	3.83	-43.32	-45.74	-65.41	-145.49	-182.64	-158.53	-
RFU (mm)	0	0	0	0	1.30	5.13	0.00	0	0	0	0	0	-
ETR (mm)	8.5	10.9	5.5	13	13.20	11.47	14.43	0.00	28.20	0.20	4.10	3.20	112.70
DA (mm)	90.62	40.40	25.16	4.29	0	0	38.18	45.74	65.41	145.49	182.64	158.53	796.46
EX (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

$$P = \Sigma ETR + \Sigma Ex = 112.70 + 0 = 112.70 \text{ mm ; Vérifié}$$

$$ETP = \Sigma ETR + \Sigma DA = 112.70 + 796.46 = 909.16 \text{ mm ; Vérifié}$$

2.8.1. Estimation du ruissellement et de l'infiltration

Trois années excédentaires ont été choisies :

Tableau 9. Bilan hydrologique pour l'année (1995-1996).

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Année
Paramètre													
T (°C)	21.1	16.3	11.3	9.8	9	6.3	10.1	12.4	18.2	20.8	25.9	26.6	15.65
ETP (mm)	97.30	59.80	28.93	22.59	20.09	10.88	28.78	42.75	89.51	111.63	163.07	160.72	836.06
P (mm)	60.2	68.1	25.3	18.7	38.2	69.3	64.6	28.7	30.4	27.8	6.5	21.1	458.90
P-ETP (mm)	-37.10	8.30	-3.63	-3.89	18.11	58.42	35.82	-14.05	-59.11	-83.83	-156.57	-139.62	-
RFU (mm)	0	8.30	4.67	0.78	18.89	29	29	14.95	0	0	0	0	-
ETR (mm)	60.2	59.80	28.93	22.59	20.09	10.88	28.78	42.75	45.35	27.8	6.5	21.1	374.76
DA (mm)	37.10	0	0	0	0	0	0	0	44.17	83.83	156.57	139.62	461.29
EX (mm)	0	0	0	0	0	48.31	35.82	0	0	0	0	0	84.14

$$P = \Sigma ETR + \Sigma Ex = 374.76 + 84.14 = 458.90 \text{ mm ; Vérifié}$$

$$ETP = \Sigma ETR + \Sigma DA = 374.76 + 461.29 = 836.06 \text{ mm ; Vérifié}$$

Tableau 10. Bilan hydrologique pour l'année (2016-2017).

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil.	Août	Année
Paramètre													
T (°C)	21.40	19.60	12.40	9.10	5.50	9.90	12.20	13.50	20.90	25.40	27.80	28.10	17.15
ETP (mm)	92.95	74.52	28.57	16.02	6.52	18.69	33.21	42.30	104.56	149.44	179.23	172.39	918.41
P (mm)	20.90	0.80	0.20	52.50	24.70	20.10	20.00	4.60	47.70	62.10	38.50	0.90	293.00
P-ETP (mm)	-72.05	-73.72	-28.37	36.48	18.18	1.41	-13.21	-37.70	-56.86	-87.34	-140.73	-171.49	-
RFU (mm)	0	0	0	29.00	29.00	29.00	15.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-
ETR (mm)	20.90	0.80	0.20	16.02	6.52	18.69	33.21	20.39	47.70	62.10	38.50	0.90	265.93
DA (mm)	72.05	73.72	28.37	0.00	0.00	0.00	0.00	21.91	56.86	87.34	140.73	171.49	652.47
EX (mm)	0	0	0	7.48	18.18	1.41	0	0	0	0	0	0	27.07

$$P = \Sigma ETR + \Sigma Ex = 265.93 + 27.07 = 293.00 \text{ mm ; Vérifié}$$

$$ETP = \Sigma ETR + \Sigma DA = 265.93 + 652.47 = 918.41 \text{ mm ; Vérifié}$$

Tableau 11. Bilan hydrologique pour l'année (2017-2018).

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil.	Août	Année
Paramètre													
T (°C)	22.10	15.70	10.80	7.00	9.10	7.60	12.60	16.20	18.20	22.70	30.10	24.20	16.36
ETP (mm)	102.14	53.11	24.58	11.44	18.47	13.19	38.48	63.02	85.63	125.71	208.64	134.69	879.09
P (mm)	0.00	38.50	12.30	18.50	92.30	2.50	0.00	105.90	82.10	89.10	15.40	9.00	465.60
P-ETP (mm)	-102.14	-14.61	-12.28	7.06	73.83	-10.69	-38.48	42.88	-3.53	-36.61	-193.24	-125.69	-
RFU (mm)	0	0	0	7.06	29.00	18.31	0.00	29.00	25.47	0	0	0	-
ETR (mm)	0.00	38.50	12.30	11.44	18.47	13.19	18.31	63.02	85.63	114.57	15.40	9.00	399.82
DA (mm)	102.14	14.61	12.28	0	0	0	20.17	0	0	11.14	193.24	125.69	479.27
EX (mm)	0	0	0	0	51.90	0	0	13.88	0	0	0	0	65.78

$$P = \Sigma ETR + \Sigma Ex = 399.82 + 65.78 = 465.60\text{mm} ; \text{Vérfié}$$

$$ETP = \Sigma ETR + \Sigma DA = 399.82 + 479.27 = 879.09 \text{ mm} ; \text{Vérfié}$$

2.8.1.1. Détermination de la lame d'eau ruisselée

L'estimation de la lame d'eau ruisselée se fait selon la formule de Tixeront – Bercaloff :

$$R = \frac{P^3}{3 \times (ETP)^2}$$

Avec:

R : ruissellement moyen annuel (mm);

P : précipitation moyenne annuelle (mm);

ETP : évapotranspiration potentielle moyenne annuelle (mm).

Tableau 12. Calcul du ruissellement.

Paramètre Année	R (mm)	% par rapport aux précipitations
1995-1996	46.08	10.04
2016-2017	9.94	3.39
2017-2018	43.54	9.35

2.8.1.2. Calcul de l'infiltration

L'infiltration est calculée par la différence entre les divers éléments du bilan hydrique :

$$I = P_{moy} - ETR_{moy} - R_{moy}$$

D'après la méthode de Thornwaite, l'excédent englobe à la fois le ruissellement et l'infiltration :

$$EX = R + I \quad I = EX - R$$

Par application numérique :

Tableau 13. Calcul de l'infiltration.

Paramètre Année	I (mm)	% par rapport aux précipitations
1995-1996	38.05	8.29
2016-2017	17.13	5.85
2017-2018	22.25	4.78

La recharge de la nappe est estimée à partir des précipitations efficaces (infiltration).

Donc, la recharge moyenne serait : $(8.29 + 5.84 + 4.78) / 3 = 6.3\%$.

2.8.2. Interprétation des bilans hydrologiques

A partir des bilans calculés ; le globale (de 1990 à 2018) et ceux pour l'année sèche et humide, on constate que l'évapotranspiration potentielle dépasse largement les précipitations.

Même pendant la saison froide, les précipitations ne comblent pas les besoins en évapotranspiration potentielle, ce qui signifie que la réserve facilement utilisable (RFU) reste nulle tout au long de l'année. Les bilans hydrologiques sont donc déficitaires (BH négatif), entraînant un déficit agricole significatif sur l'ensemble de l'année.

A l'exception de quelques bilans excédentaires qui nous ont permis de calculer l'infiltration (6.3% des précipitations). Cette valeur sera prise en compte dans le modèle afin de simuler la recharge naturelle de la nappe (chapitre modélisation).

II. CADRE HYDROLOGIQUE

1. Introduction

La région du plateau de Chéria présente un régime hydrographique distinct au Nord par rapport au Sud. Au Nord, de nombreux oueds convergent des bordures vers la cuvette, formant un certain nombre de talwegs. Parmi lesquels, Oued Blilia, qui prend naissance à Dj. Tazbent et tend sa vallée en direction NE-SW jusqu'à la route nationale reliant Chéria-Youkous, sur une longueur d'environ 11 km, Oued Troubia partant de Dj Troubia pour une quinzaine de kilomètre et qui se perd dans la plaine de Bir Djelmda, Oued El Goussa, qui prend son origine à l'ouest et tend sa vallée selon une direction Ouest-Est sur une longueur d'environ 08 km et Oued Douamis : il prend naissance dans les versants Ouest et se jette dans la zone de Draa Douamis.

Hors périodes de fortes crues, ces oueds collectent les eaux des orages et les drainent vers le centre de la ville de Chéria. Cela provoque des inondations, qui conduisent les autorités à construire une digue de protection autour de la ville, et se qui déversent dans l'oued Chéria.

Ce dernier sert de canal d'évacuation jusqu'au défilé d'El Mazraa, deux vallées affluentes l'encadrent : à l'Ouest, oued El Allouchet et à L'Est, Oued Tbagaa.

D'après ce qui précède notre approche hydrologique s'appuiera sur les trois oueds intermittents (oued El Blilia, oued el Goussa et oued Douamis) et l'oued permanent celui de Chéria.

2. Paramètres physiques du Bassin Versant

Sur une carte à l'échelle topographique 1/50.000 :

- Par planimétrie, la superficie du bassin de Chéria est de l'ordre de 810 Km².
- Le périmètre après curvimétrie du bassin de l'Oued Chéria est de 136 km, ce qui donne un indice de compacité égale à 1.34 indiquant une forme étalée (Baali. F, 2007).

- La courbe hypsométrique qui caractérise le relief du bassin versant donne des altitudes qui varient entre 958 et 1712 m, avec une altitude médiane de 1165 m, $H_5 = 1275$ m et $H_{95} = 1575$ m (figure 18).
- Le rectangle équivalent est caractérisé par une longueur de 52.745 Km et une largeur de 15.357 Km.
- D'après l'indice de pente globale qui est égale à 5.4 m/Km et la dénivellée spécifique qui égale à 153.69 m, le relief du bassin versant est assez fort. Cela détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains qui est crucial dans le comportement hydrologique d'un bassin.

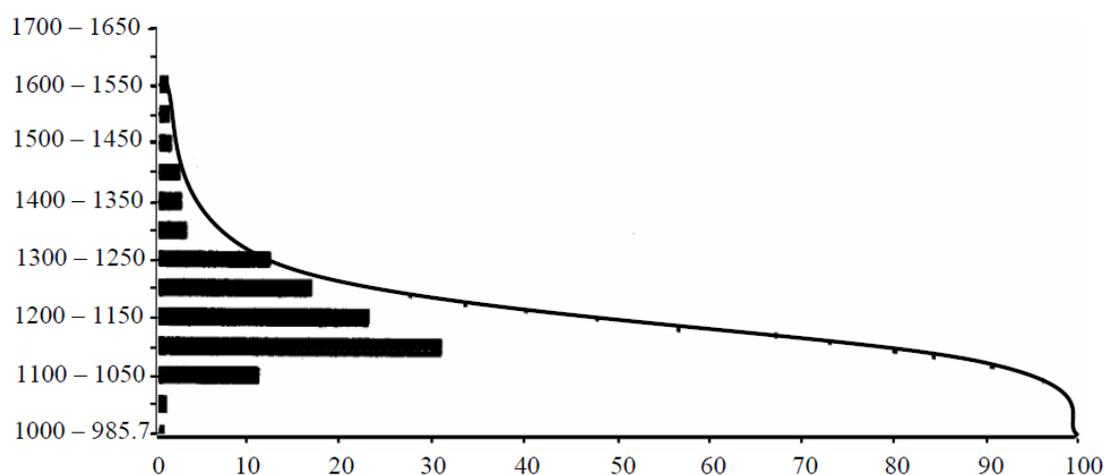


Figure 18. Courbe hypsométrique et des fréquences altimétriques (Baali. F, 2007).

3. Situation et équipement de la station de jaugeage de l'oued Cheria

La station de jaugeage de l'oued Chéria a commencé l'enregistrement le 10/02/1974 sur l'affleurement des calcaires éocène, dans la gorge ; entre Dj Bou Kamech et Kef E'Nsour, dont les coordonnées Lambert sont : $X = 953.000$, $Y = 216.000$, $Z = 1010$ m, avec le code : 06.23.08.

Elle est équipée d'un limnigraphe à air d'amplitude 5 m, une échelle de trois éléments d'un mètre et un téléphérique pour les jaugeages. C'est ce qu'on appelle limnigraphe complet.

Une série de donnée d'une période de douze ans presque complète (1982 – 1994) (Baali. F, 2007) à été utilisée pour retracer les différents graphiques des débits mensuels et interannuels et ceux qui lient les débits aux précipitations afin de montrer l'évolution des débits au cours de cette période.

4. Débits moyens mensuels interannuels (1982 – 1994)

Les débits moyens mensuels interannuels, calculés sur la période de 1982 à 1994, montrent que les débits sont généralement faibles tout au long de l'année, avec des valeurs maximales enregistrées en juillet et août. En juillet, le débit moyen atteint 3,025 m³/s, tandis qu'en août, il atteint 2 m³/s. Cette augmentation significative des débits pendant ces mois peut être expliquée par les fortes pluies torrentielles qui caractérisent cette période de l'année.

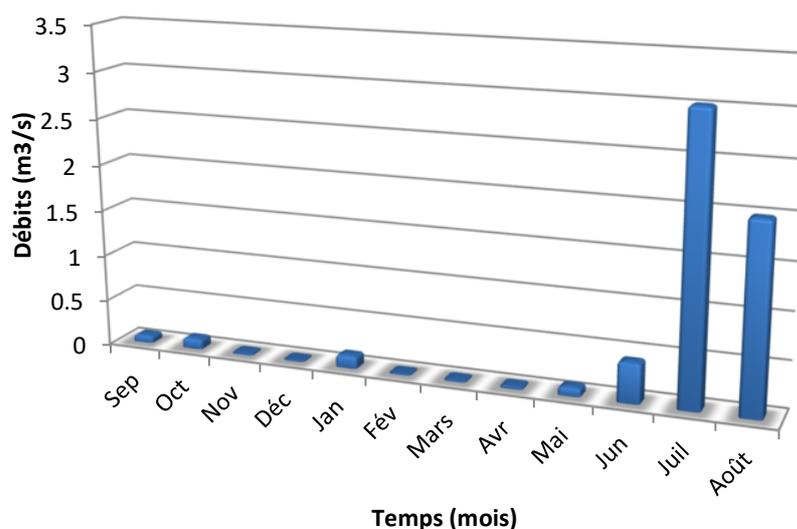


Figure 19. Moyenne mensuelle interannuelle des débits de l'oued Chéria.

5. Débits moyens interannuels (1982 – 1994)

L'analyse des débits annuels révèle une irrégularité significative, avec des variations allant de 0 m³/s à environ 100 m³/s. Les premières années, en particulier 1982, 1983 et 1984, présentent des débits très faibles, proches de zéro. Cependant, les débits augmentent

considérablement au cours des années suivantes, atteignant un maximum de 166 m³/s en 1990.

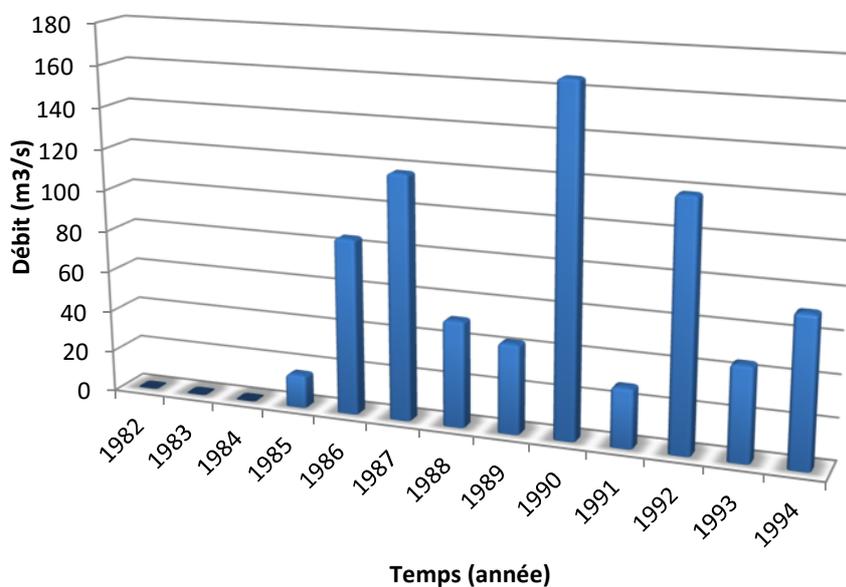


Figure 20. Évolution des débits interannuels de l’oued Chéria (1982 – 1994).

6. Variation mensuelle des débits de l’oued Chéria

Le graphique relatif à la station du bassin révèle que les débits sont généralement faibles et rarement supérieurs à 2,33 m³/s, à l’exception de deux pics remarquables de 38,34 m³/s en juillet 1992 et 22,69 m³/s en août 1992. Ces pics de débits élevés par rapport aux autres mois peuvent s’expliquer par les orages et les fortes pluies d’été qui ont affecté la région à ces moments-là.

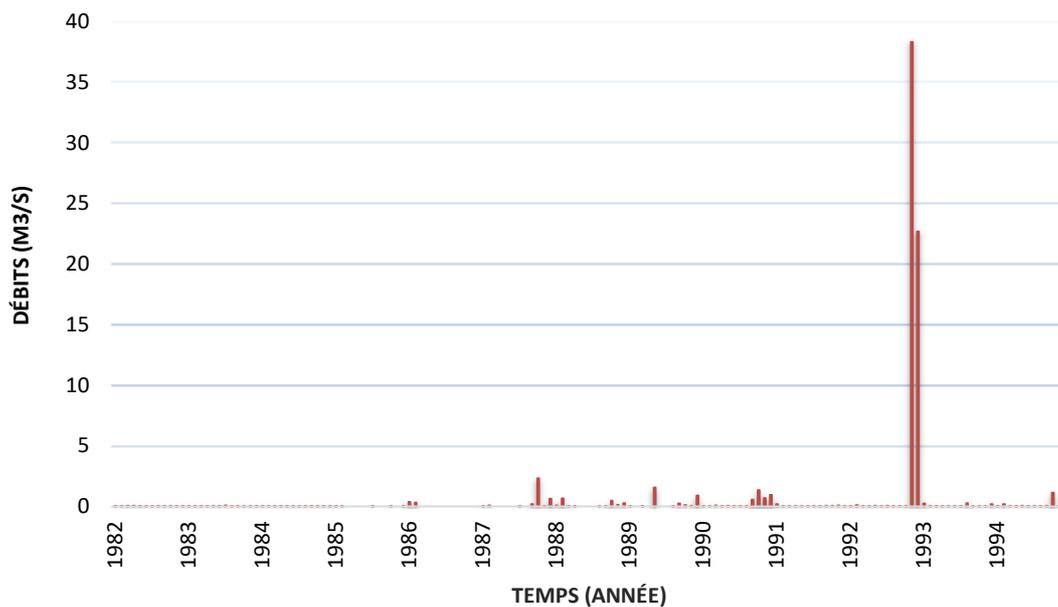


Figure 21. Variation mensuelle des débits de l'Oued Chéria.

7. Variation des débits en fonction des pluies

Les graphiques tracés montrent l'évolution des débits de l'oued Chéria ainsi que les précipitations enregistrées à la station de Chéria, située en amont de l'oued, sur la période de 1982 à 1994. Cette comparaison permet d'analyser comment les débits de l'oued réagissent aux précipitations dans la région au fil des années et des saisons.

7.1. Variations annuelles (1982 – 1994)

De façon générale, il semble y avoir une relation générale entre les débits de l'oued Chéria et les précipitations enregistrées à la station de Chéria. Lorsque les précipitations sont faibles, les débits de l'oued sont également bas, et lorsque les pluies sont abondantes, les débits de l'oued augmentent. Cela suggère que le ruissellement provenant des précipitations a un impact significatif sur les débits de l'oued Chéria, ce qui est typique des régions où les cours d'eau sont fortement dépendants des précipitations pour leur alimentation.

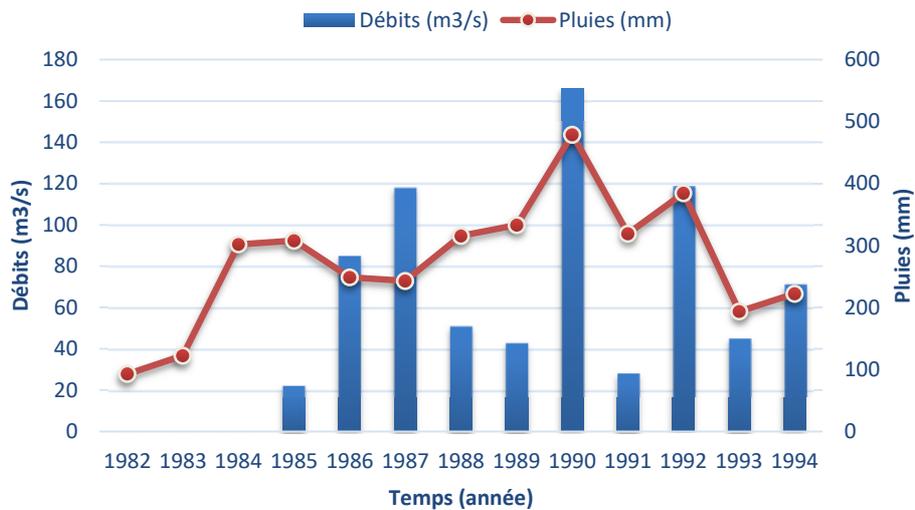


Figure 22. Variation des débits annuels en fonction des pluies (1982 - 1994).

7.2. Variations mensuelles interannuelles

Concernant les moyennes mensuelles interannuelles, il est évident qu'il n'y a pas de corrélation significative entre les débits de l'oued Chéria et les précipitations. Par conséquent, il devient nécessaire d'analyser de manière plus détaillée les variations observées au cours de l'année la plus pluvieuse et de l'année la plus sèche, tout en examinant comment ces variations évoluent avec le temps.

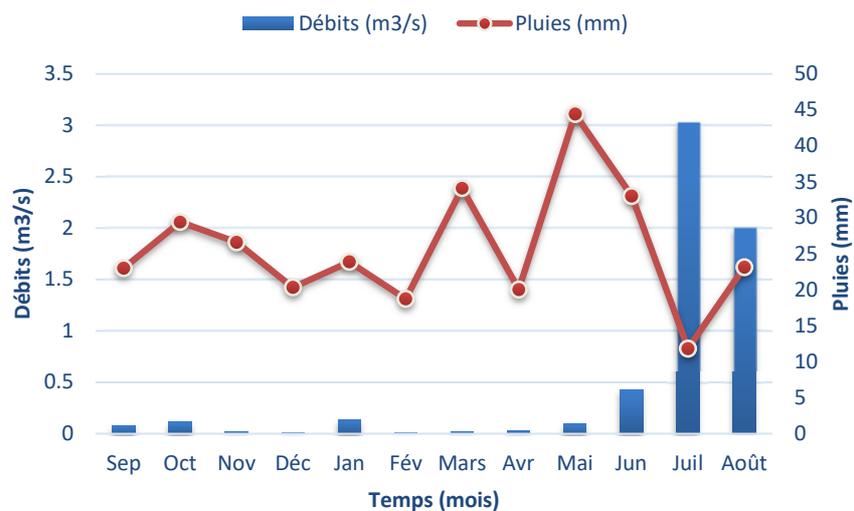


Figure 23. Variations des débits moyens mensuels en fonction des pluies (1982 - 1994).

7.3. Variations pendant l'année la plus humide (1990)

Concernant cette année, il est notable que, en septembre et en mars, la corrélation entre les précipitations et les débits est claire et ponctuelle. Cependant, pour les mois de mai et de juin, la réaction des débits présente un certain retard, avec une augmentation de ces derniers qui ne survient qu'après des précipitations substantielles en avril (80 mm). En outre, les mois de juillet et d'août montrent des débits toujours élevés malgré des précipitations faibles (état d'étiage). Ceci renforce l'hypothèse selon laquelle la résurgence de la nappe provient de la source d'Ain Babouche. Il est notoirement difficile de distinguer les crues de la source d'Ain Babouche qui provient des calcaires Éocènes (Gaud, 1978).

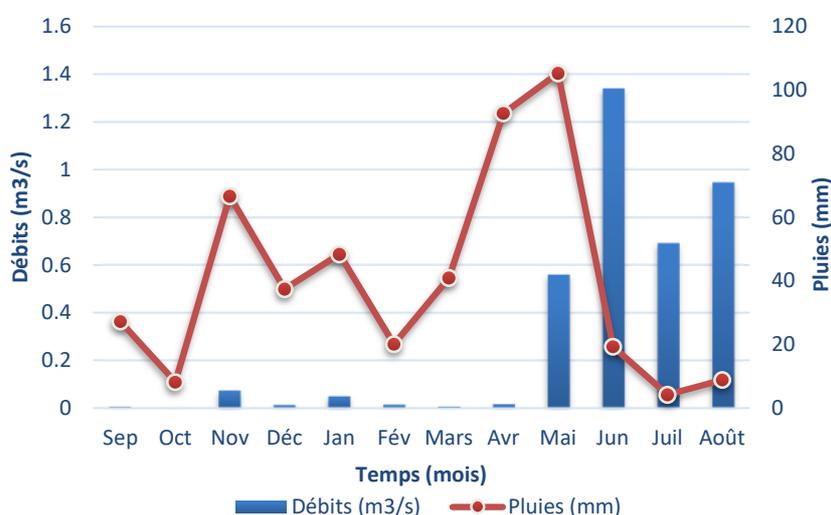


Figure 24. Variations des débits en fonction des pluies (1990).

7.4 Variation pendant l'année la plus sèche (2000)

Au cours de cette année, les débits restent globalement faibles tout au long de l'année. Il est possible d'attribuer la réponse observée en avril à la source d'Ain Babouche, car les précipitations mensuelles sont généralement comprises entre 15 et 20 mm, tandis que les débits demeurent très bas pendant la période d'octobre à mars. Cette hypothèse pourrait également s'appliquer aux autres mois de l'année.



Figure 25. Variation des débits en fonction des pluies (2000).

8. Jaugeages différentiels

Deux jaugeages ont été réalisés pour étudier l'évolution des débits le long de l'oued Chéria, le premier le 20/02/2001 et le deuxième le 08/05/2003. L'objectif était de comprendre la relation entre la rivière et la nappe souterraine dans la région

Ces jaugeages ont été effectués en utilisant un micro-moulinet sur une perche équipée d'une hélice. La vitesse longitudinale de l'écoulement provoque la rotation de cette hélice. Les résultats ont été analysés en explorant le champ de vitesse, c'est-à-dire en considérant une section S de la rivière. Le débit dans cette section est défini comme le flux du vecteur vitesse à travers S .

Les représentations graphiques des résultats des deux périodes montrent deux cas distincts :

- Dans le premier cas, on observe une augmentation des débits (figure 26), ce qui peut être attribué à une source d'alimentation, vraisemblablement liée au niveau de la nappe phréatique. Cette augmentation est particulièrement visible en aval, où la contribution de la source d'Ain Babouche est probable.
- Dans le second cas, les mesures révèlent une diminution des débits (figure 27). En amont, les débits sont généralement supérieurs à ceux enregistrés en aval. Cette

situation s'explique par l'existence d'une fuite le long du tracé de l'oued Chéria. Cette fuite contribue de manière significative à l'alimentation de la nappe souterraine, en particulier de l'horizon aquifère composé de calcaires éocènes fissurés.

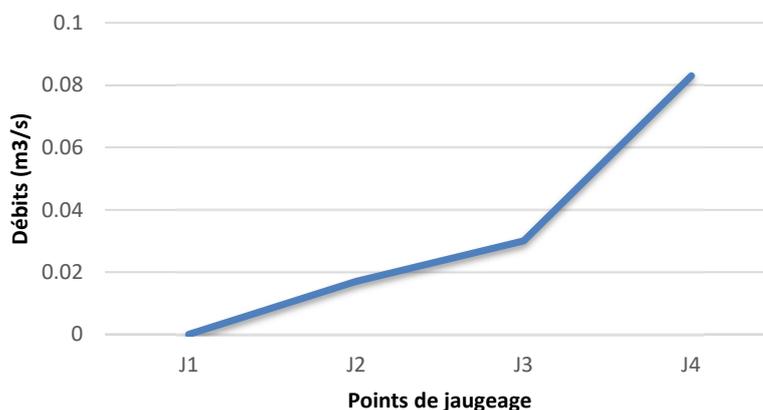


Figure 26. Evolution du débit le long de l'oued Chéria.

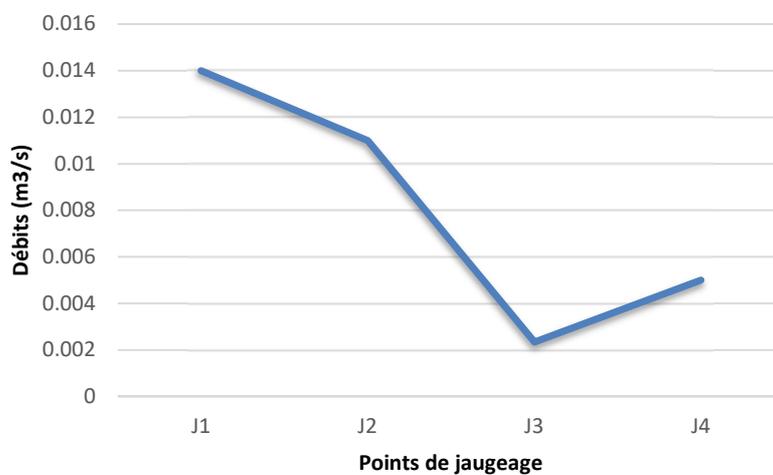


Figure 27. Evolution des débits le long de l'oued Chéria (20/02/2004).

Pendant la période de 1982 à 1994, des moyennes annuelles de débit très faibles ont été enregistrées, avec un débit minimum de 0,0135 m³/s en 1984 et un débit maximum exceptionnel et très rare de 166 m³/s.

En guise de scénario quelque peu pessimiste, la valeur de débit retenue pour oued Chéria est de $16 \text{ m}^3/\text{s}$, valeur qui n'est ni trop faible ni trop élevée. Cette valeur sera prise dans le calcul des hauteurs de recharge artificielle dans la partie modélisation.

Les mesures sur terrain des profils en long et en travers ont permis de déterminer les débits des trois principaux oueds : oued Douamis, oued Belilia et oued El Goussa. Les valeurs obtenues sont respectivement de : $Q_1= 4.68 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_2=7.39 \text{ m}^3/\text{s}$ et $Q_3= 16.05 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fatah. M et Guefaïfia. M, 2016).

9. Conclusion

La région de Chéria est caractérisée par une moyenne annuelle de précipitation inférieure à 290.79 mm/an. L'année 2019 est une année exceptionnelle marquée par de fortes précipitations (plus de 400 mm/an) tandis que les plus faibles au-dessous de 120 mm/an sont enregistrées en 2001.

Les températures moyennes annuelles, minimales et maximales relevées sur une période de 28 ans à la station de Tébessa sont respectivement de 15.87 ; 10.6 et 19.75 °C dont le mois le plus chaud est le mois de Juillet (28,24°C) et le mois le plus froid est le mois de Janvier (7,06 °C).

En se basant sur les données de précipitation et de température jumelés dans le diagramme ombrothermique, on peut conclure que la région de Chéria est caractérisée par l'alternance de deux saisons ; l'une chaude et sèche, l'autre froide et humide. Les périodes humides sont plus longues et emportent beaucoup sur les périodes sèches.

La région fait partie du climat semi-aride selon la valeur calculée de l'indice d'aridité de De Martonne.

L'évapotranspiration potentielle est importante au niveau de la région (902.41mm) ainsi que l'évapotranspiration réelle, traduisant un déficit agricole très important (604,80 mm) à l'issue du calcul du bilan hydrologiques global interannuel entre la période (1990 - 2018), les bilans pour l'année sèche et humide sont également déficitaires à l'exception de quelques-uns (1995/1996 – 2016/2017 – 2017/2018) où on a pu estimer l'infiltration efficace (6.3% des précipitations), valeur qui sera pris en compte dans le modèle afin de simuler la recharge naturelle de la nappe (chapitre modélisation).

Les graphiques reliant les précipitations et les débits ont relevé une réponse tardée de l'oued par rapport aux précipitations qui peut être expliquée d'une part l'intensité des pluies et le temps de séjour ainsi que l'effet de la source d'Ain Babouche qui n'est pas négligeable.

Les jaugeages différentiels effectués sur oued Chéria ont montré deux scénarios, l'un décroissant, signifie une alimentation de la nappe par l'oued et le deuxième croissant expliqué par le drainage de la nappe par l'oued.

Les débits retenus pour les quatre cours d'eau : oued Douamis, oued Belilia, oued El Goussa et oued Chéria sont respectivement : 4.68 m³/s, 7.39 m³/s, 16.05 m³/s et 16 m³/s.

Chapitre 3

Hydrogéologie

I. Introduction

Le but de ce chapitre est de suivre l'évolution de la nappe comprise dans le milieu fissuré karstique par l'analyse et la schématisation des fonctions capacitatives et conductrices du réservoir, et du comportement hydrodynamique de l'aquifère à partir des relevées piézométriques ainsi que la détermination des conditions aux limites (limite d'alimentation, limite imperméable, ... etc.). C'est la synthèse la plus importante d'une étude hydrogéologique.

II. Géométrie de l'aquifère

La synthèse de prospection géophysique et géologique menée sur le plateau de Chéria a permis d'identifier trois horizons susceptibles d'être aquifères : les calcaires maestrichtiens, les calcaires éocènes et le remplissage de Mio-Plio-Quaternaire.

1. L'aquifère des calcaires maestrichtiens

Les différents forages qui ont atteint les calcaires maestrichtiens jusqu'à nos jours, ont montré que ces formations fissurées sont aquifères dans les bordures (fissures et parfois des cavités ouvertes rencontrées. F502, F503, F521) et imperméables au centre du bassin (calcaires massifs sans fissures rencontrées, F533). Le tableau 01 (voir annexe) donne leurs principales caractéristiques.

2. L'aquifère des calcaires éocènes

L'aquifère principal de Chéria est bien identifié, notamment à travers de nombreux forages, en particulier autour de la ville de Chéria. Il fait l'objet d'une exploitation significative pour l'alimentation en eau potable et l'irrigation. La perméabilité de cet aquifère est influencée par la présence de fissures et d'un karst bien développé autour de la ville. Les caractéristiques des forages qui ont pénétré ou atteint les calcaires de l'Éocène ont permis de faire les observations suivantes (tableau 2, voir annexe) :

- Les zones fissurées sont généralement observées dans les premiers 100 mètres de l'Éocène, tandis que les zones karstifiées sont encore plus localisées dans les 50 premiers mètres (forage JK8).
- En ce qui concerne la géophysique, le même problème que pour les calcaires maestrichtiens se pose, avec l'absence de différence de résistivités entre les calcaires fissurés et compacts.

3. L'aquifère Mio-Plio-Quaternaire

Cette aquifère regroupe deux niveaux distincts :

- L'aquifère des niveaux sableux du Miocène : Les informations sur cet aquifère sont moins abondantes en raison du faible nombre de forages (523 et 524). Le niveau situé entre 53 et 80 mètres est associé aux graviers et aux sables quartzeux du Miocène.
- L'aquifère des alluvions quaternaires et actuelles : Selon la classification de Lambert, ces formations comprennent des cailloutis fluviaux, des dépôts de colmatage, des alluvions de bas-fonds et des alluvions de piémont (Gaud.1978). Elles occupent la majeure partie du plateau de Chéria et jouent un rôle dans l'alimentation des calcaires maestrichtiens et éocènes par infiltration dans la partie Nord.
- Cependant, cet aquifère est actuellement devenu sans intérêt en raison de la sécheresse qui a prévalu au cours des deux dernières décennies, ainsi que de la surexploitation des ressources hydriques, un aspect qui sera abordé ultérieurement.

Tableau 14. Forages dans l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire (Gaud, 1978).

N° Forage	Profondeur totale (m)	Calcaire profond du toit (m)	Épaisseur de calcaire traversé (m)	Débit (l/s)	Profondeur des zones fissurées (m)	Profondeur des zones karstifiées (m)
523	100	80	20	13.2	Néant	Néant
524	317.7	80	237.7	23.5	98 – 317	Néant

III. Hydrodynamiques des eaux souterraines

1. La piézométrie

Après une campagne sur le terrain réalisée en juin 2021 pour mesurer le niveau de la nappe, nous avons pu établir une carte piézométrique. Cette carte représente la distribution spatiale des charges et des potentiels hydrauliques, tout en illustrant les conditions aux limites hydrodynamiques.

Plusieurs campagnes piézométriques effectuées auparavant plus la récente campagne seront l'objet de l'interprétation (tableau 15).

Tableau 15. Tableau récapitulatif des campagnes piézométriques.

Date des campagnes	Nombre des points	Observation
Septembre 1999	26	Puits et forages
Septembre 2002	35	
Septembre 2003	45	
Février 2005	33	
Septembre 2005	54	
Mars 2015	28	
Mai 2015	28	
Avril 2017	25	
Juin 2021	26	Forages

La région contient des puits peu profonds généralement de 10 à 30 m, présentant un diamètre important de 1 à 2 m, tous actuellement à sec, et des forages profonds (80 à 140 m et plus). La densité de ces captages est très importante et remarquable, parmi lesquels nous avons inventorié 26 points (forages) comme base pour la présente étude.

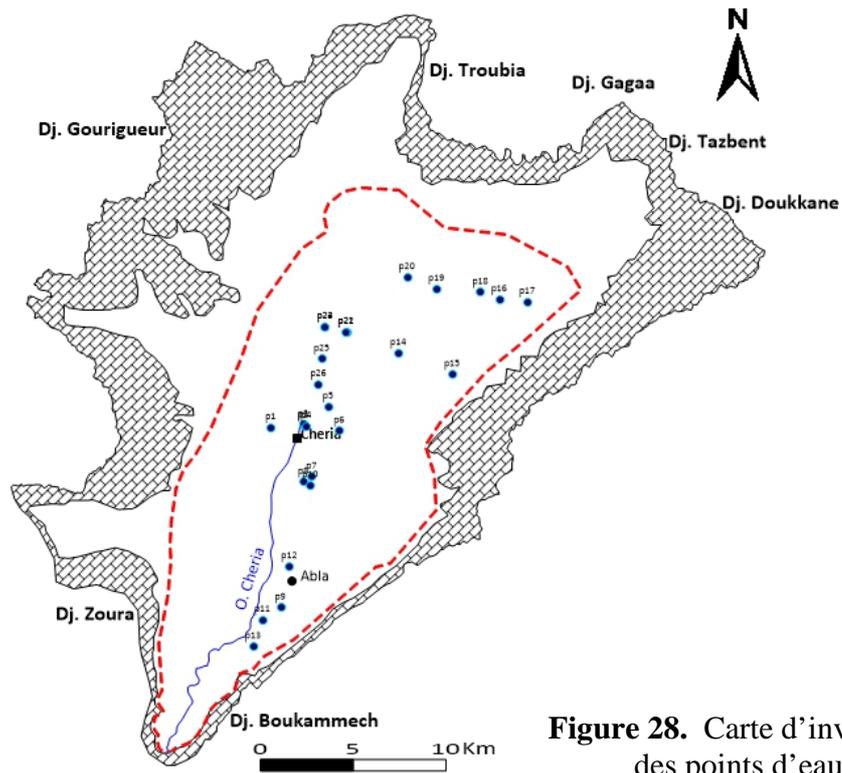


Figure 28. Carte d'inventaire des points d'eau.

Ce nombre de points d'eau est relativement suffisant pour établir une carte piézométrique. Les mesures sont effectuées dans le mois de juin.

1.1. Campagne du mois de Juin 2021

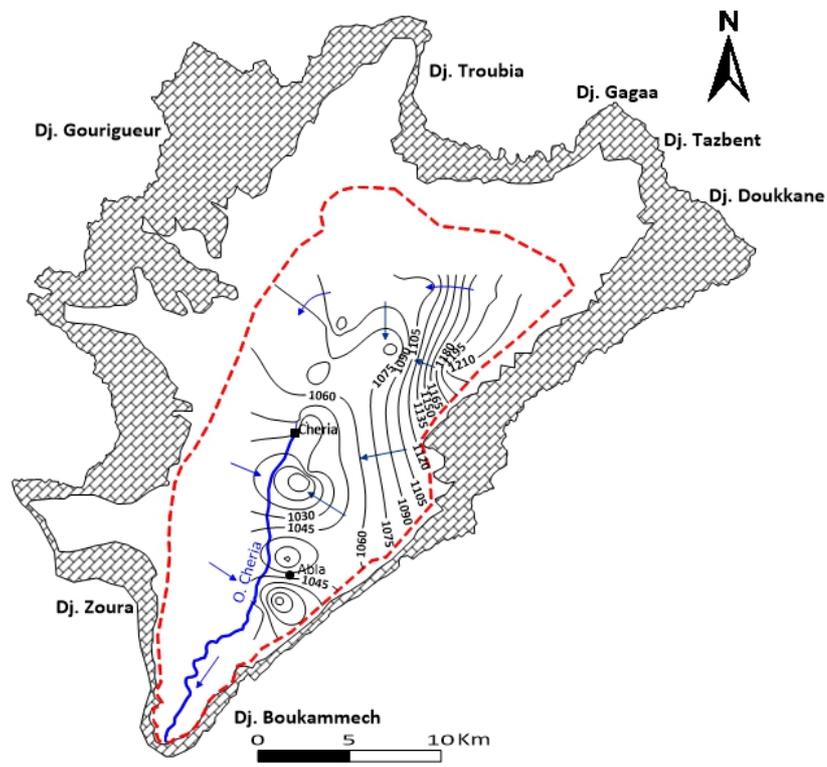


Figure 29. Carte piézométrique Juin 2021.

L'examen de la carte piézométrique nous a permis de mettre en évidence deux zones distinctes (figure. 29) : La première, au nord caractérisé par un écoulement de direction est-ouest marqué par une zone d'alimentation à forte vitesse d'écoulement au niveau des courbes serrées. La deuxième, au sud, où l'écoulement converge vers un axe de drainage, qui se superpose à l'Oued Chéria vers le sud-ouest.

Au centre de la zone d'étude, on observe plusieurs dépressions de part et d'autre de l'oued de Chéria expliquées par le nombre de forages alimentant la population et le grand nombre de puits forés dans le secteur agricole.

La cartographie des périodes d'observation (1999 – 2002 – 2003 – 2005 - 2015) et celle de la présente étude en 2021, permet de visualiser les situations des niveaux piézométriques et les variations qu'a connu l'aquifère dans le temps.

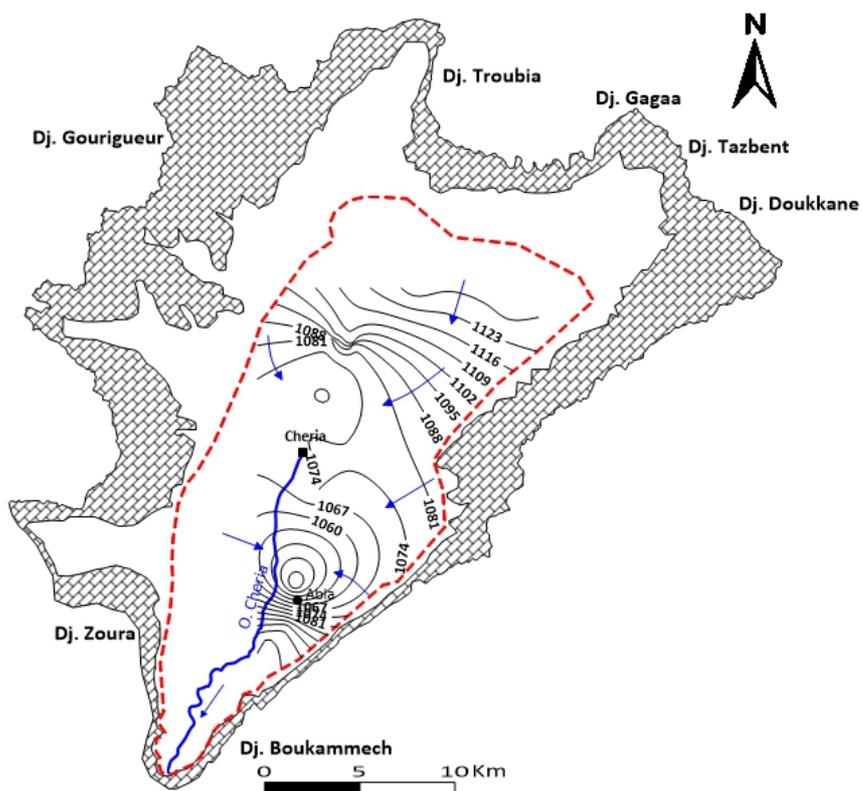


Figure 30. Carte piézométrique Septembre 1999.

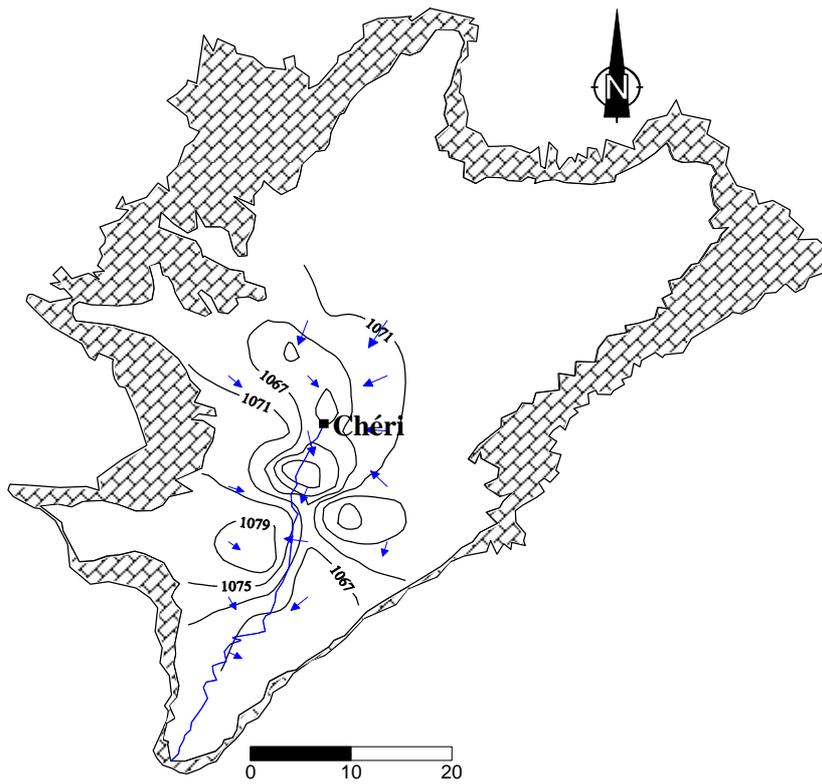


Figure 31. Carte piézométrique. Septembre 2002.
(Baali. F, 2007)

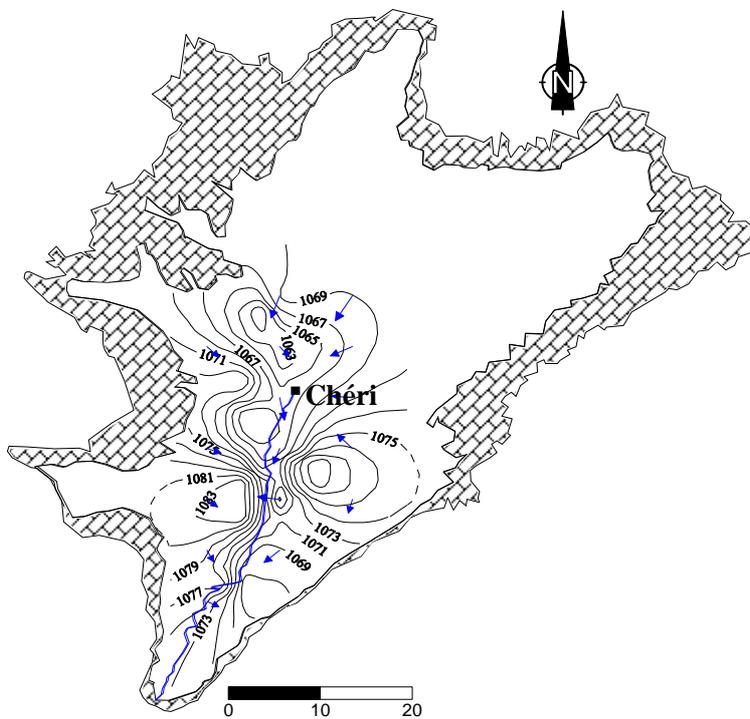


Figure 32. Carte piézométrique. Septembre 2003
(Baali. F, 2007).

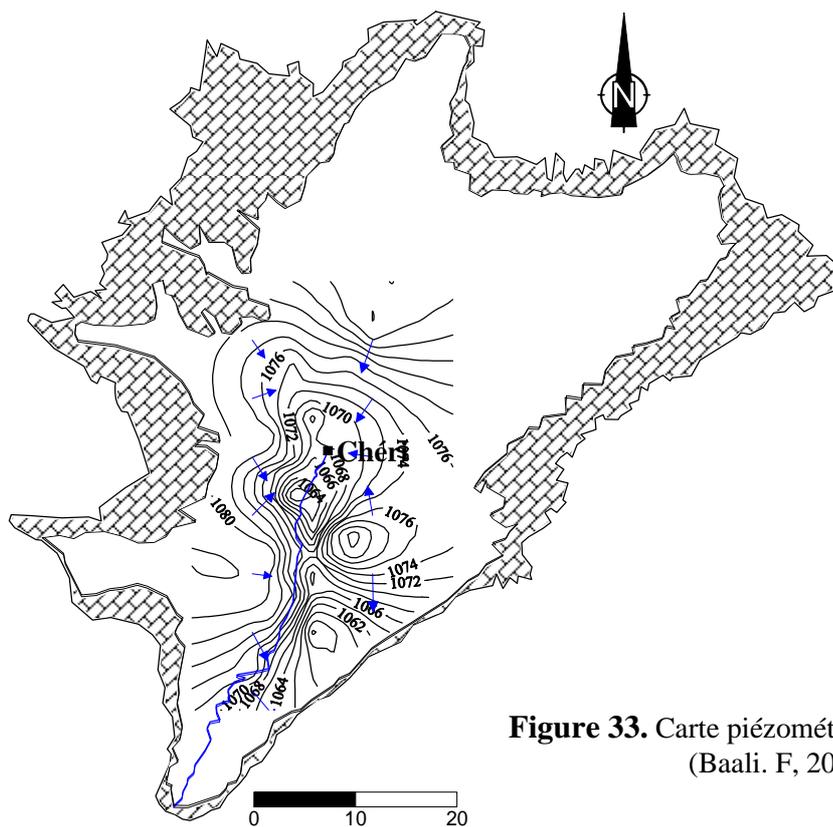


Figure 33. Carte piézométrique. Février 2005 (Baali. F, 2007).

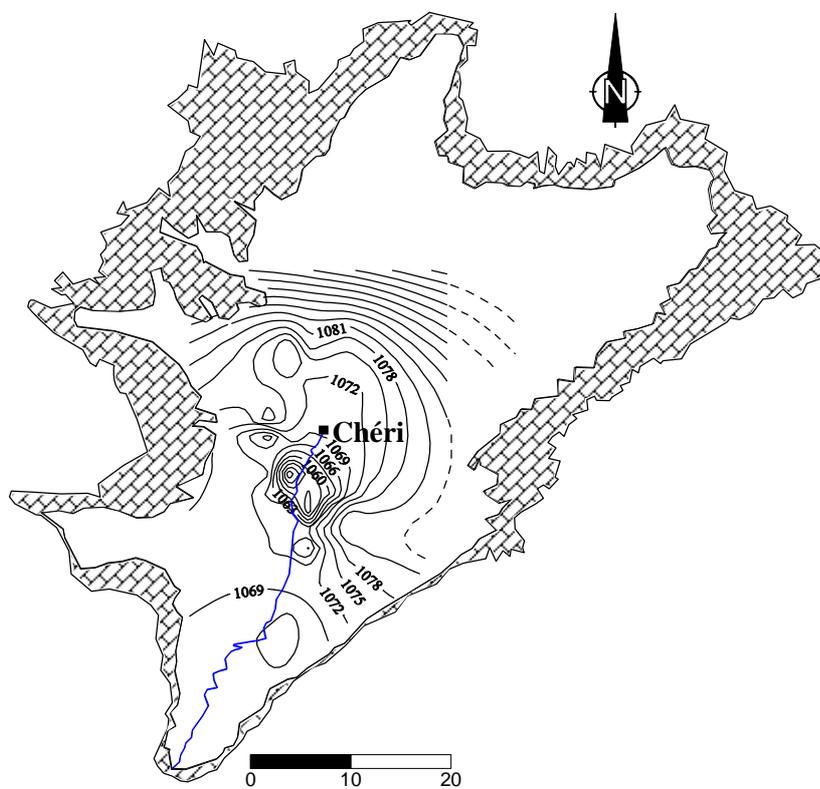


Figure 34. Carte piézométrique. Septembre 2005 (Baali. F, 2007).

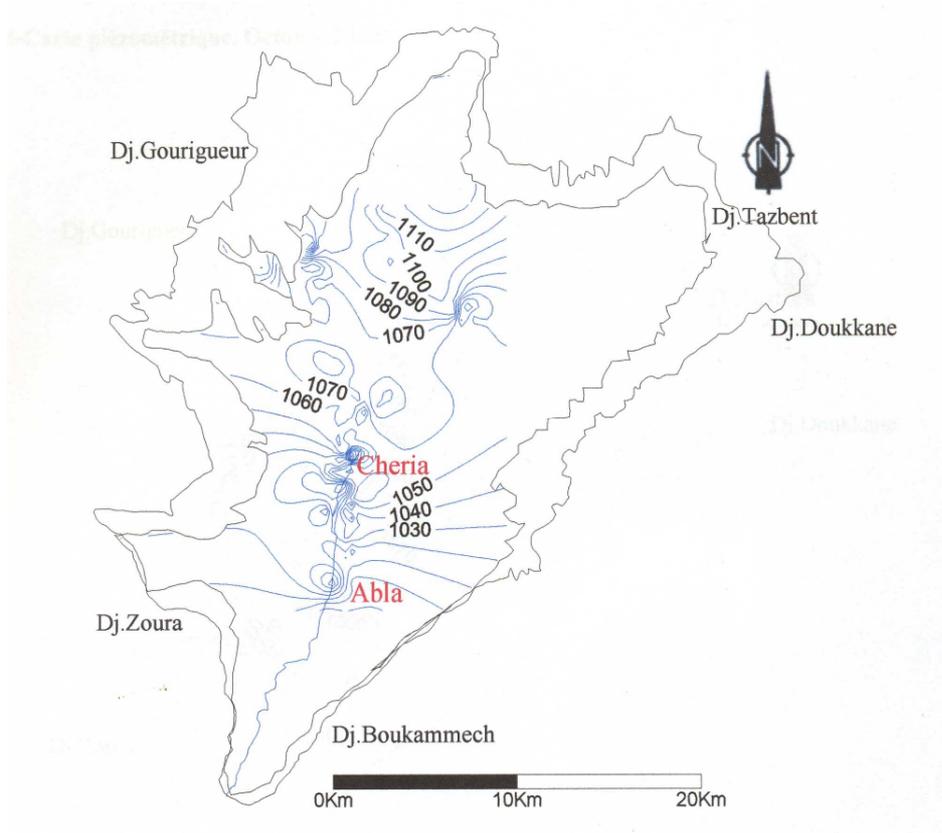


Figure 35. Carte piézométrique. Mai 2010
(Chamekh. K, 2010).

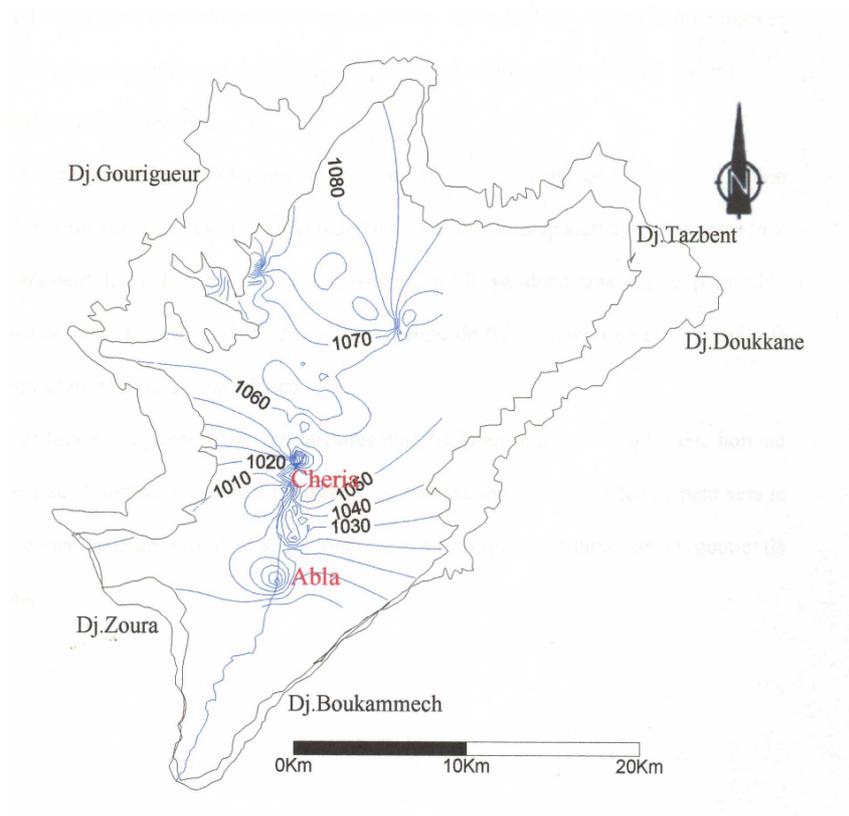


Figure 36. Carte piézométrique Octobre 2010
(Chamekh. K, 2010).

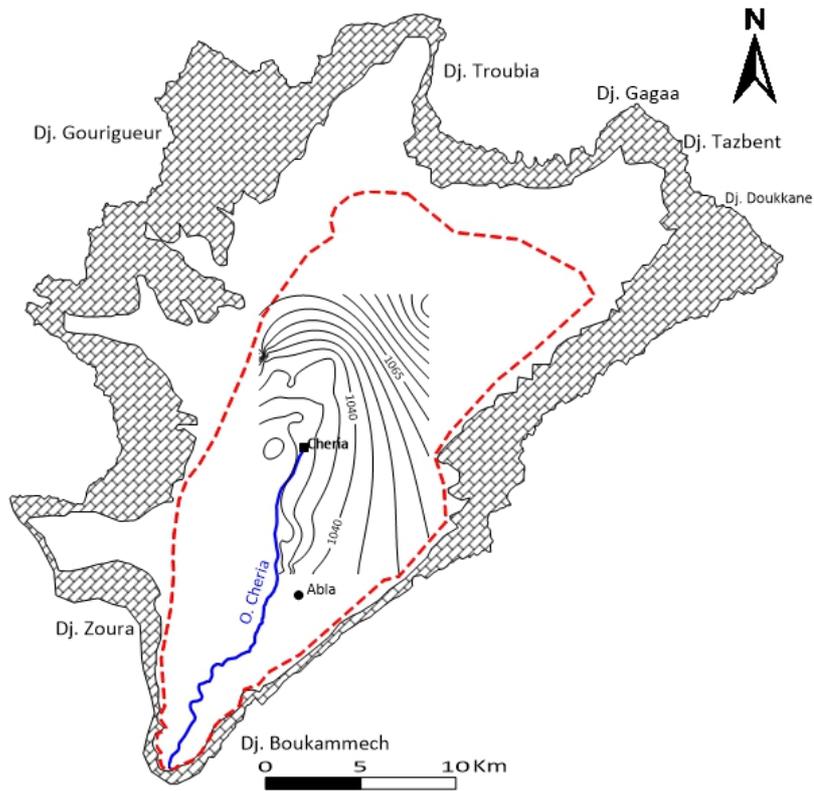


Figure 37. Carte piézométrique Mars 2015.

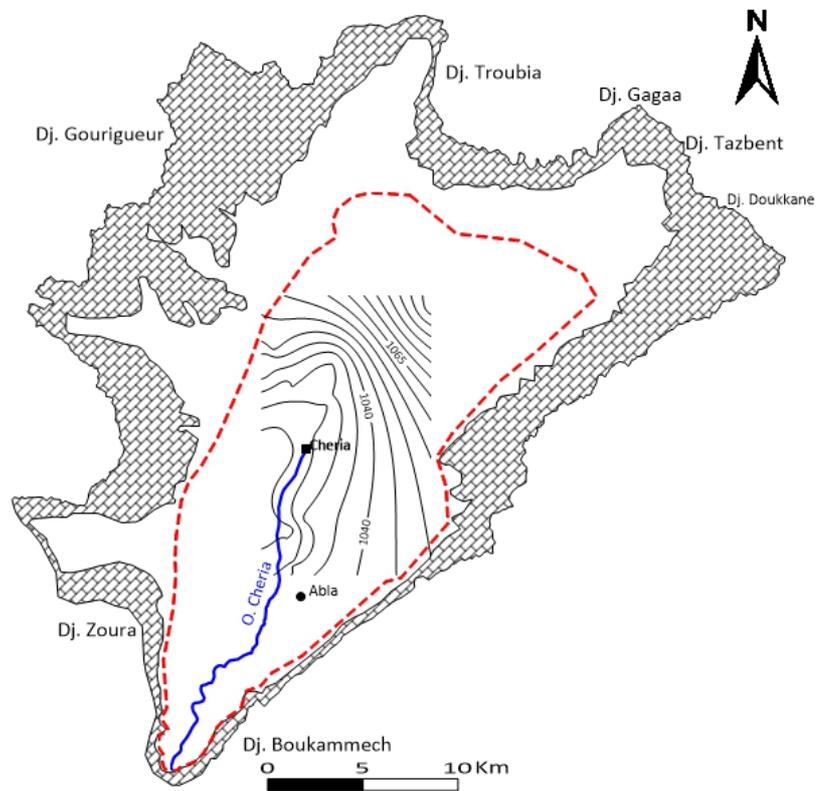


Figure 38. Carte piézométrique Mai 2015.

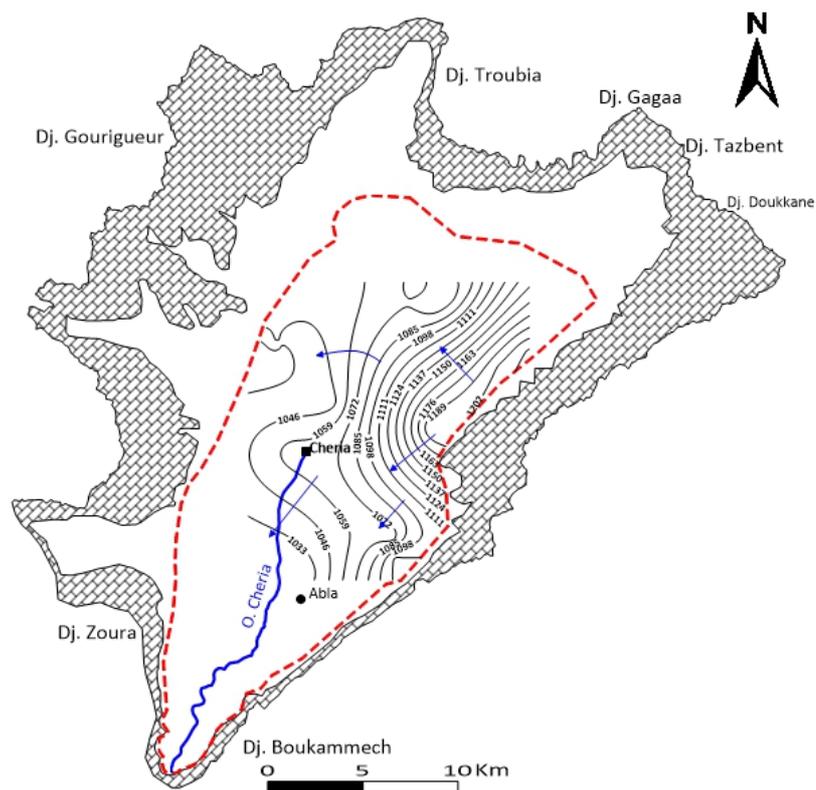


Figure 39. Carte piézométrique Avril 2017.

En divisant les cartes piézométriques en deux zones distincts nord et sud, on remarque qu'il n'y a pas d'évolution significative des niveaux piézométriques entre les différentes périodes, ils fluctuent généralement entre 1060 et 1080 m, mais en 2010, une augmentation remarquable du niveau qui atteint jusqu'à 1100 m due certainement à une alimentation expliquée par de fortes précipitations (septembre 2009 ; 71 mm, Avril 2010 ; 46.7 mm et septembre 2010 ; 56.6 mm).

En 2015, les niveaux piézométriques dans la partie nord varient entre 1030 et 1070, et dans la partie sud entre 1020 et 1030, une diminution palpable expliquée par la surexploitation et la sécheresse aigue.

En 2021, le niveau remonte en dépassant les 1100 m dans la partie nord, une augmentation due certainement a de fortes précipitations (Novembre 2018 ; 127.4 mm, Mai 2019 ; 77.1 mm, Septembre 2020 ; 78.2 mm, Aout 2021 ; 49.3 mm). Dans la partie sud le niveau diminue jusqu'à 1015 (zone de forte exploitation).

Les cartes piézométriques ont révélé un sens d'écoulement général NE-SW dans la partie nord à partir de l'année 1999 jusqu'à l'année 2015, et de l'Est vers l'axe de drainage (l'Oued de Chéria), mais pour les années 2017 et 2021, l'écoulement change considérablement d'est en ouest. L'alimentation vient toujours des bordures du calcaire Maestrichtien. Dans la partie sud, l'écoulement reste le même après 22 ans ; il converge vers un axe de drainage, qui se superpose à l'Oued Cheria vers le sud-ouest.

1.2. Carte de battement 1999 – 2021 :

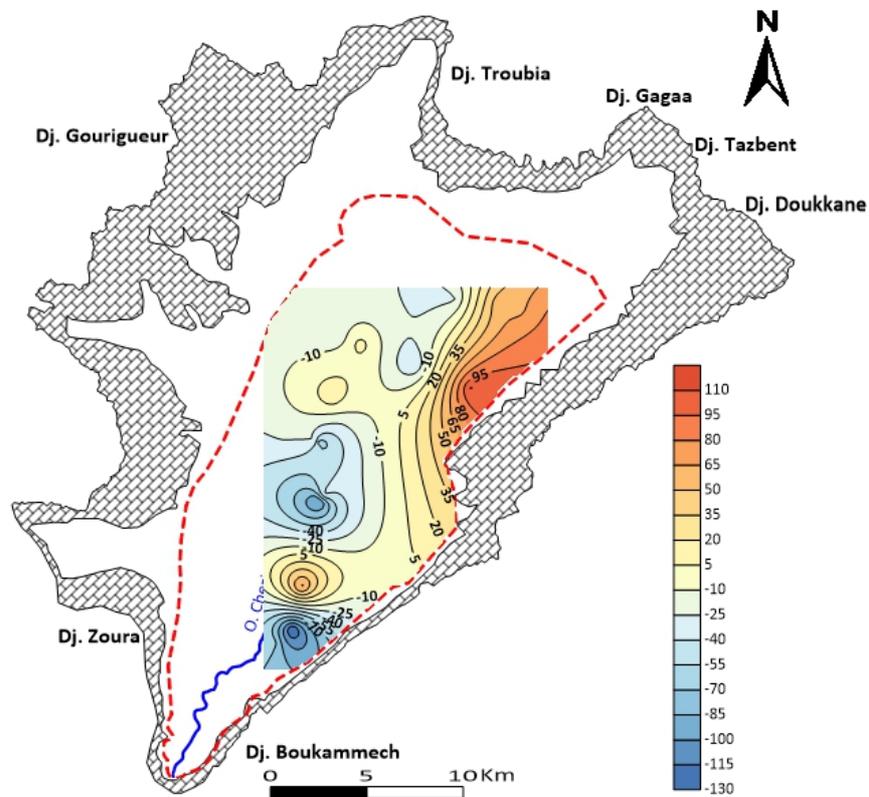


Figure 40. Carte de battement entre 1999 et 2021.

On observe une augmentation du niveau des eaux souterraines de 5 à 10 mètres dans les zones d'alimentation au nord-est et un abaissement de 10 à 130 mètres dans la zone centrale. Ceci est dû à la surexploitation et à la sécheresse aiguë.

2. Evolution de la piézométrie

Pour cet objectif, on a pu dresser un graphique de l'évolution de la moyenne des niveaux d'eau, mesurée dans plusieurs forages des périodes 1999 jusqu'à 2021.

D'une façon générale, on remarque une variation irrégulière qui peut être due, soit à une alimentation temporaire ou à une surexploitation et un manque de précipitation, le niveau d'eau continu à baisser, peut-être expliqué par la sécheresse qui a frappée la région renforçant ainsi les conclusions déduites de la cartographie piézométrique.

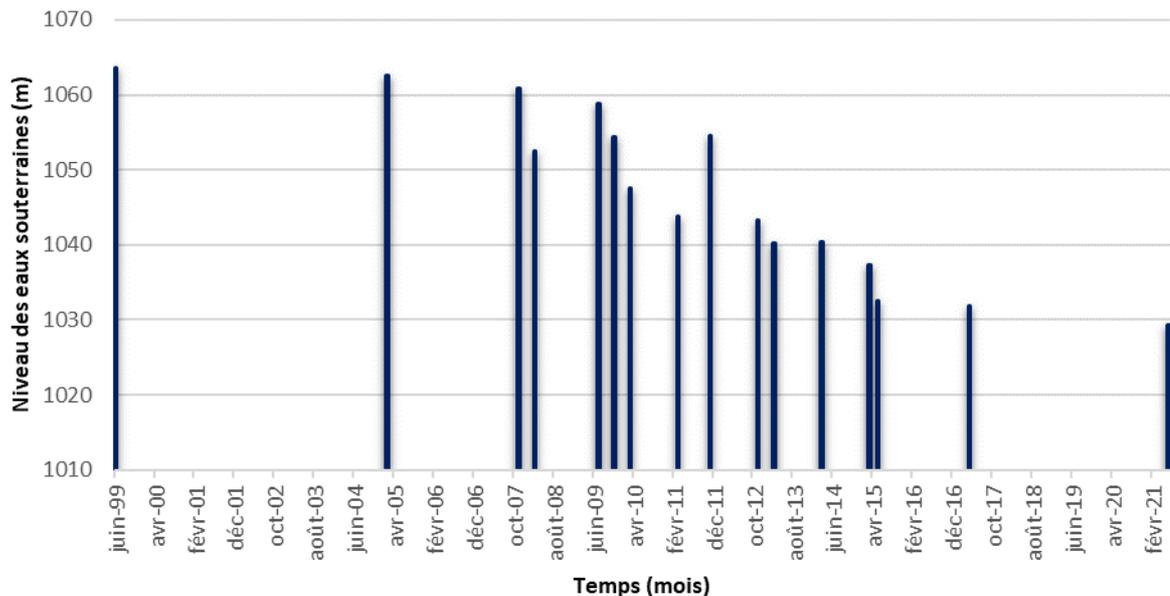


Figure 41. Evolution intermittente du niveau des eaux souterraines dans le temps (1999 - 2021).

En réponse à l'expansion des zones irriguées à partir des années 1990, avec un accent sur la mobilisation des ressources hydrauliques pour favoriser le développement économique et social de la région, plusieurs forages et puits de surface ont été réalisés.

3. Conditions aux limites des aquifères

3.1. La nappe des calcaires Maestrichtien :

L'écoulement général de cette nappe s'effectue vers le Sud traversant les terrains quaternaires. Il existe une ligne de partage des eaux dans la partie Nord-Est du plateau où la vidange naturelle a lieu vers le Nord à la faveur des sources de bordure externe au bassin versant.

Cette limite à flux nul se situe à l'intérieur du bassin hydrologique.

Vers le Sud la nappe admet une limite perméable, elle alimente l'aquifère quaternaire.

Le calcaire n'est pas fissuré pour conduire l'écoulement vers la nappe du quaternaire (données fournies par le forage n °533, voir annexe).

3.2. La nappe du calcaire éocène :

Elle admet des limites perméables avec les formations sus – jacentes plus récentes (Mio-Plio-Quaternaire) avec lesquelles est entretenue une relation hydraulique par alimentation directe ou par drainance à travers le Mio-pliocène argileux.

Vers le Sud du bassin, la limite serait également perméable, et se matérialise par un débit de fuite, souterraine qui alimente la plaine d'El Mazraa située plus au sud de Ain Babouche (figure 42).

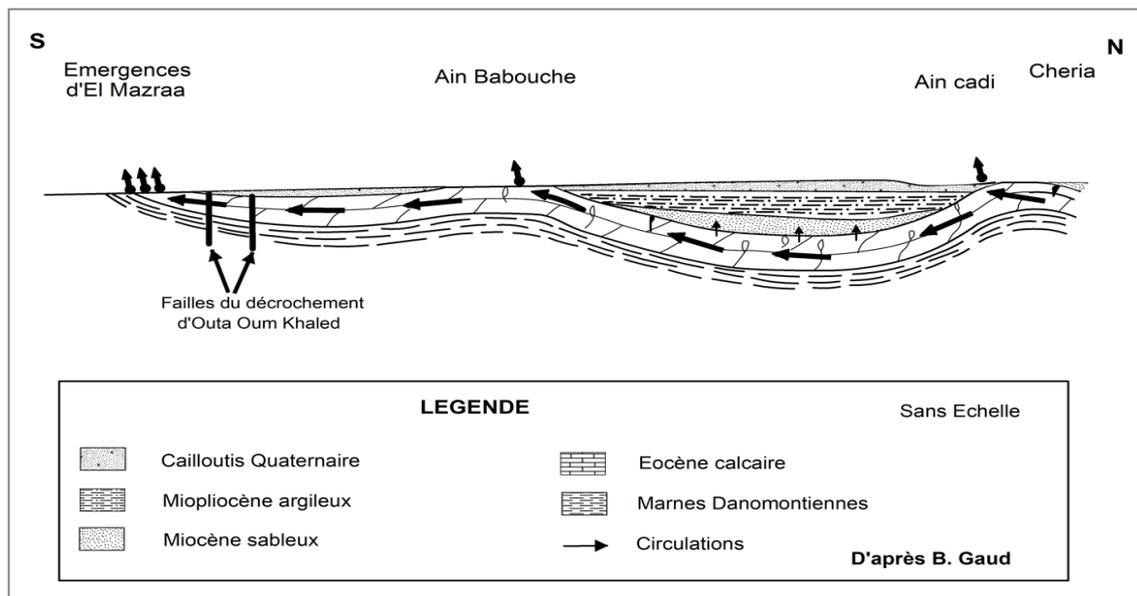


Figure 42. Schéma théorique montrant les relations entre les aquifères au sud de Chéria.

3.3. Les nappes du Mio-Plio-quaternaire :

Le quaternaire occupe la plus grande partie du plateau, et recouvre partiellement l'aquifère du Mio-Pliocène dont les limites d'extension sont incertaines. La liaison hydraulique est établie entre les aquifères calcaires (limites perméables) et qu'il y a une alimentation réciproque dans l'espace du système. La nappe du Miocène sableux est cependant individualisée elle subit l'alimentation en charge de l'Eocène sous-jacente et par drainage depuis le quaternaire.

Pour l'ensemble du système, les limites sont les suivantes :

1-Au nord-est, une ligne de partage des eaux dans la nappe du Maestrichien crée une divergence de l'écoulement ; une moindre partie alimente les sources de Youkous à l'extérieur du bassin.

2-Vers le sud, à l'exutoire de Ain Babouche, la limite est également perméable, elle draine souterrainement la nappe du calcaire Eocène dont le substratum est constitué par les marnes du Dano-Montien.

3-A l'intérieur du système, les limites sont aussi perméables assurant ainsi des échanges inter nappes.

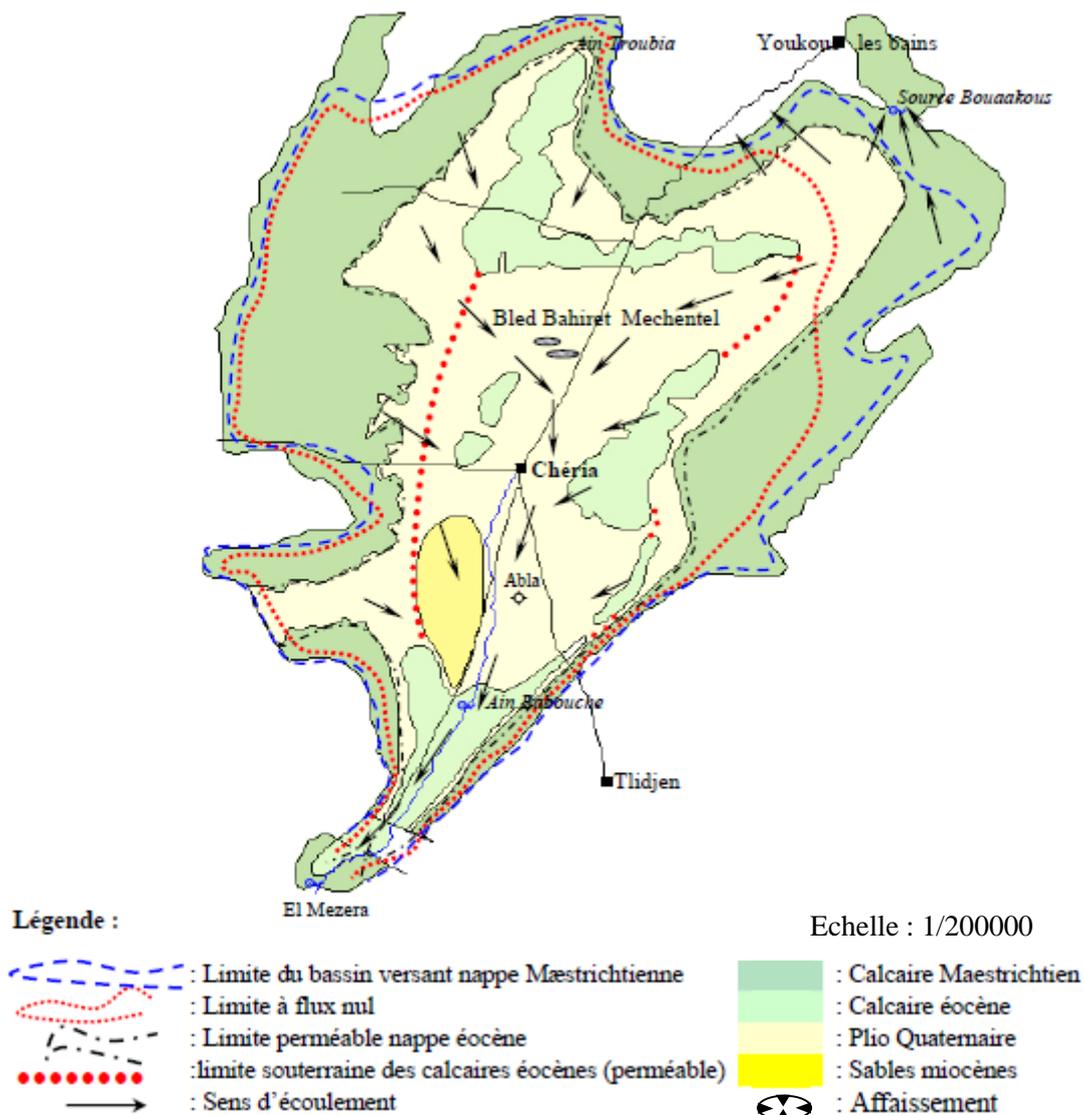


Figure 43. Carte des conditions aux limites d'après Gaud B. 1978 modifié (in baali 2007).

IV. Paramètres hydrodynamiques

Les aquifères se distinguent par leur aptitude à stocker de l'eau et à permettre l'écoulement des fluides. En situation de saturation, dans une nappe captive, le coefficient d'emmagasinement évalue la quantité d'eau stockée dans la formation géologique, qui peut éventuellement être exploitée, tandis que la transmissivité mesure la capacité de production de l'aquifère. Ces caractéristiques hydrauliques sont généralement obtenues grâce à l'analyse des données de tests de pompage réalisés sur le terrain (J.M. VOUILLAMOZ et al, 2003).

1. La transmissivité

Les valeurs de la transmissivité dont on dispose sur la région sont déterminées sur forages, à partir des pompages d'essai. Elles varient dans une très large gamme.

Tableau 16. Valeurs de Transmissivité de 09 forages résultants des pompages d'essai dans la région de Chéria.

Forage	X (m)	Y (m)	Z (m)	T (m ² /s)
F9 bis	964075	235215	1133	2.58×10^{-3}
CH4	957831	231000	1099	2.7×10^{-1}
CH1 bis	957160	231177	1093	0.19×10^{-2}
CH5	960529	233045	1103	8.05×10^{-1}
CH6	960964	233818	1112	1.91×10^{-2}
Abla1	958657	228065	1089	2.83×10^{-3}
HA1	959413	228508	1138	1.513×10^{-3}
CH3	958904	231230	1090	12.81×10^{-1}
T9	952160	214571	1011	0.16×10^{-1}

On peut remarquer que les valeurs et de la transmissivité sont très variables et varient d'un point à l'autre. Ceci reflète clairement l'hétérogénéité du réservoir aquifère (sur une grosse fissure ouverte ou sur de petites fissures).

Aussi, selon le rapport établi (ANRH Tébessa 2003), les estimations hypothétiques à l'égard de l'insuffisance des informations obtenues par la réinterprétation des sondages géo-électriques a permis de distinguer :

- Dans la partie nord de la ville de Chéria, les perméabilités sont de 2.5×10^{-5} m/s en moyennes
- Au Sud de cette agglomération les perméabilités sont plus fortes et seraient en moyenne de 5×10^{-4} m/s.

Pour la transmissivité :

- Nappe du quaternaire : $T = 2 \times 10^{-3}$ m²/s
- Nappe du Miocène sableux : $T = 1.2 \times 10^{-3}$ m²/s
- Nappe des calcaires Eocène et Maestrichtien : $T = 3.2 \times 10^{-3}$ m²/s

L'aquifère des calcaires éocènes est le principal aquifère qui sera pris en considération dans notre étude. Donc, la valeur de perméabilité est égale à 1.28×10^{-5} calculée à partir de la transmissivité ($T = 3.2 \times 10^{-3}$ m²/s) et de l'épaisseur (250 m ; épaisseur moyenne admise d'après Gaud. DHW – Tébessa 1978) selon la relation :

$$K = T/E$$

Où :

K : perméabilité en m/s

T : transmissivité en m²/s

E : épaisseur de formation aquifère

Cette valeur sera introduite comme donnée initiale pour la conception du modèle.

2. Coefficient d'emmagasinement

L'impossibilité de calculer le coefficient d'emmagasinement est due à l'absence de piézomètres à proximité des forages.

V. Aspect fissure et karstification

La connaissance de la géométrie de la roche carbonatée est d'une grande importance dans l'étude des aquifères des milieux fissurés. Celle-ci conditionne en effet les travaux des hydrogéologues praticiens.

Dans les roches carbonatées, l'écoulement est fortement conditionné par la fissuration. (KIRALY, 1975).

Certaines techniques sont employées, afin de connaître la structure du réservoir emmagasinant carbonaté tel que la quantification et statistique directionnelle des

discontinuités affectant le milieu, par reconnaissance de terrain et par photo-interprétation, des champs de fracture à l'aide des programmes statistiques. L'inventaire et mesure des microstructures et finalement le traitement statistique des données permettant de reconstituer les champs de contraintes.

Malgré le manque de moyen et de documentations nécessaires (carte géologique détaillé, couverture par photo aérienne complète, absence des carrières et des études structurales antérieures), quelques travaux ont été entrepris dans les études précédentes, comme celles de Baali (2006), où les mesures de terrains au niveau des différents affleurements calcaires ont permis de dégager deux directions dominantes, une avec des valeurs 40°- 50°, et une autre 130 – 150°N dans le secteur de Bir Touil. Pour ce qui est de la karstification, elle a été confirmée par les travaux de forages réalisés dans les 50 premiers mètres.

1. Étude de la karstification

1.1. Introduction

Le mot "karst" dérive du terme allemand "karst," qui fait référence à un plateau calcaire en Slovénie appelé le "kras". Le karst est formé par la dissolution des roches carbonatées, un processus connu sous le nom de "karstification". En d'autres termes, la karstification résulte de divers processus associés aux mouvements de l'eau souterraine, ainsi qu'à l'influence des activités végétales et pédologiques à la surface.



Ainsi, la karstification représente une série de processus qui altèrent un environnement préexistant, le remodelant de manière significative. Cet environnement est connu sous le nom de "l'architecture de l'aquifère karstique," caractérisé par l'absence d'écoulements de surface, la présence de dépressions et de cavités souterraines considérables, la formation de caractéristiques topographiques spécifiques en surface résultant de la dissolution de la roche, et fréquemment un aspect aride des zones karstiques. D'autre part, la structure karstique englobe toutes les caractéristiques de surface et souterraines liées entre elles pour guider les eaux souterraines vers les sources. Elle est constituée des vides karstiques, du réseau de conduits, et des zones à plus faible perméabilité, agencés de manière à acheminer les eaux souterraines vers leur

exutoire. La structure karstique est caractérisée par son fonctionnement hydrologique, qui reflète son niveau d'organisation.

La karstification se produit dans toute roche soluble (calcaire, marbre, dolomies, gypse... etc). L'importance de l'étude de karst intéresse de plus en plus de monde (spéléologues, géologues et géomorphologues, hydrologues, archéologues et préhistoriens, biologistes et écologistes, ingénieurs et aménageurs).

Depuis longtemps, l'humanité a démontré sa capacité à s'adapter aux spécificités des régions karstiques et à en tirer profit. Au début, les grottes ont été utilisées comme abris, refuges, lieux de culte et de créativité. Ensuite, les habitants ont su exploiter les caractéristiques de ces territoires pour en extraire des ressources minières précieuses. Aujourd'hui, les possibilités offertes par les régions karstiques, telles que la construction, l'approvisionnement en eau, le tourisme, sont exploitées de manière intensive.

1.2. Caractéristiques géomorphologiques du karst

La morphologie karstique se caractérise par plusieurs éléments distinctifs :

- Une combinaison de formations de surface (exokarst) et de formations souterraines (endokarst) qui sont étroitement liées
- En surface, l'absence de vallées traditionnelles, qui sont souvent désagrégées et asséchées, remplacées par des dépressions fermées de tailles variables, allant de 10 mètres à plusieurs kilomètres de diamètre

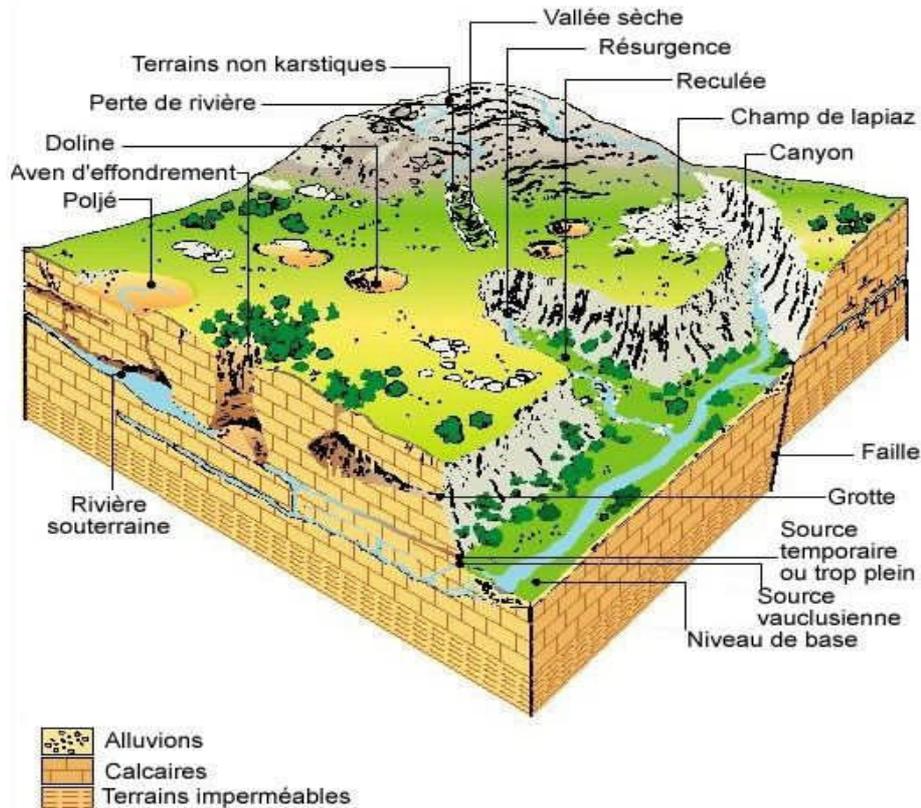


Figure 44. Représentation du paysage karstique de surface et souterrain (Bakalowicz, 1999).

Les aquifères karstiques présentent une grande hétérogénéité hydraulique, une anisotropie, et sont caractérisés par une double porosité et une triple perméabilité. Ces propriétés donnent lieu à différents modes d'écoulement dans l'aquifère, notamment l'écoulement matriciel, l'écoulement dans les fractures et les fissures, ainsi que l'écoulement à travers les conduits karstiques (Geyer *al.*, 2008). La lithologie, la distribution des failles, la structure géologique, et le potentiel hydraulique jouent un rôle essentiel dans la génération et le contrôle de ces écoulements souterrains (Ford et Williams, 1989).

Dans un aquifère karstique, on peut distinguer trois principales zones : la zone épikarstique, la zone non saturée, et la zone saturée (voir Figure 44) La zone épikarstique constitue la couche superficielle du réservoir, et elle se caractérise par des processus biogéochimiques et de dissolution qui sont significatifs en raison de sa proximité avec le sol (Blavoux et Mudry, 1986 ; Houillon, 2016). Cette zone peut indiquer la présence d'un aquifère perché avec une capacité de stockage importante (Peyraube, 2011). Juste en dessous se trouve la zone non saturée est caractérisée par des vitesses d'écoulement très hétérogènes. Les vitesses de transit sont très rapides dans les

conduits, tandis qu'elles sont beaucoup plus lentes dans la matrice fracturée (Bakalowicz, 1982 ; Einsiedl, 2005). Cette zone joue un rôle important en tant que réservoir (Mudry, 1987 ; Lastennet, 1994 ; Mudarra et Andreo, 2011). Enfin, la zone saturée correspond à la partie noyée du réservoir aquifère et se compose à la fois de conduits très perméables et de la matrice fracturée, qui est moins perméable mais possède une capacité de stockage significative (Kiraly, 1998).

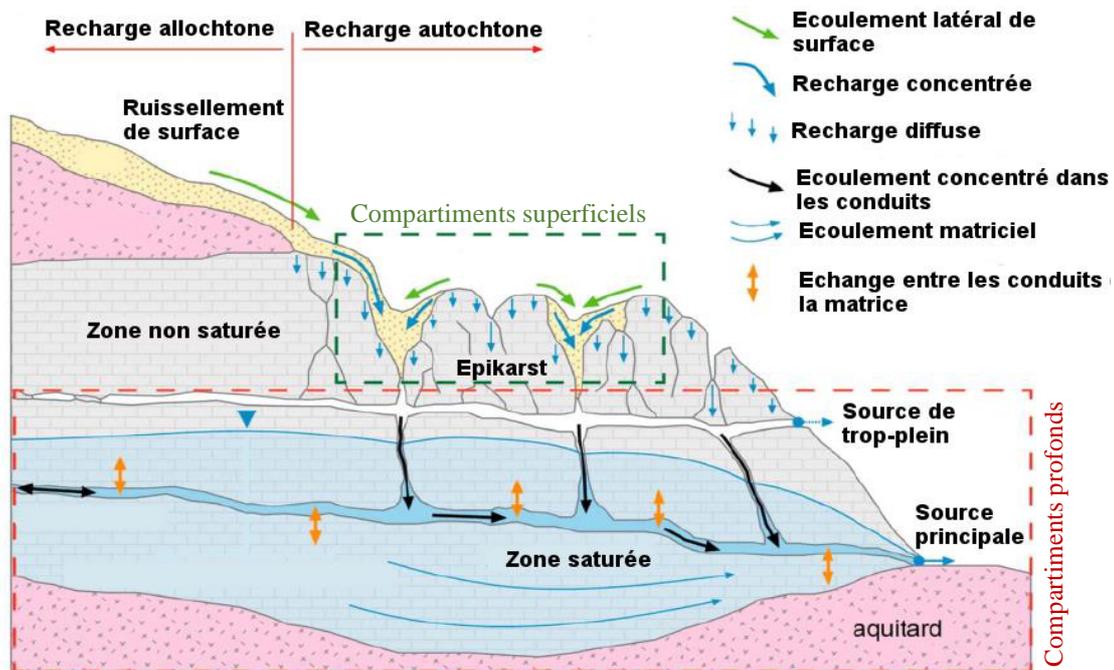


Figure 45. Modèle conceptuel des écoulements dans les aquifères karstiques (modifié d'après Hartman et *al.*, 2014).

V.1.3. Signes de karstification des calcaires Éocènes de la région

La plus grande surface des calcaires Éocènes de Chéria se trouve généralement couverte par des formations Quaternaires. Ce qui rend la visualisation du karst difficile nettement par des lapiés, des grottes ou des grandes ouvertures. De ce fait la karstification de cette formation est restée douteuse jusqu'au début des travaux de recherche et exploitation hydrogéologique dans la ville. On résume les signes de karstification comme suit :

1.3.1. La croûte calcaire

La croûte calcaire formée au pèdiment des affleurements des calcaires Éocènes, témoigne une dissolution de ces derniers par les précipitations riches en CO_2 et qui peut

se produire dans les profondeurs par les mêmes pluies favorisant l'élargissement des fissures et la formation des canalisations et des cavernes souterraines.

1.3.2. Les forages réalisés dans la région

Lors de la réalisation de nombreux forages dans les calcaires Éocène et spécialement autour de la ville de Chéria, l'objet d'une importante exploitation pour l'alimentation en eau des mines de Djebel Onk et pour l'irrigation. Il a été remarqué une chute de l'outil de quelques centimètres à quelques mètres et une perte totale et partielle de la boue de forage, ce qui permet de dire qu'il y a une zone de fissuration et de karstification qui peut être importante. Le tableau 03 résume les différents cas rencontrés (voir annexe).

1.3.3. Les affaissements de Chéria

En 2001, la région de Chéria a connu l'apparition de deux grands affaissements dans le lieu-dit Draa Douamis au Nord de la ville (de 15 à 20 m de diamètre). Ces affaissements ont été la conséquence d'une surexploitation marquée par une diminution brutale de la pression interstitielle ainsi que la surcharge du remplissage alluvionnaire. Cet effondrement est probablement dû aussi au développement du karst par action de corrosion

En 2009, un second incident a eu lieu au cœur de la ville, dans une zone densément peuplée. Il s'est manifesté sous la forme d'un affaissement de type cylindrique, créant un cratère d'environ 2 mètres de profondeur et de 40 mètres de diamètre. Cet effondrement a engendré un vide d'une capacité d'environ 2500 mètres cubes, causant d'importants dommages, notamment la destruction avancée et des fissures substantielles sur les bâtiments situés à l'intérieur et aux alentours du cratère. Les fissures sur les immeubles et la chaussée présentent diverses orientations. Au bord sud de la zone affectée, l'épaisseur de la couche de sol supérieure atteint 1,5 mètre. Cette couche est constituée d'une strate d'argile sableuse reposant sur une croûte calcaire et marno-calcaire altérée

Chapitre 4

La Recharge Artificielle de Nappes

I. Définition et aperçu historique de la RAN

La Recharge Artificielle de Nappes (RAN), en anglais « Managed Aquifer Recharge » (MAR) la recharge artificielle de la nappe consiste à faciliter intentionnellement l'augmentation du volume d'eau qui pénètre dans un aquifère, rejoignant ainsi sa zone saturée. La RAN avec stockage, ou MARS (Managed Aquifer Recharge and Storage) en anglais, est un système de recharge artificielle plus avancé. Il implique l'injection délibérée d'un volume d'eau spécifique dans un aquifère approprié pendant la période de pluies ou lorsque l'eau est abondante. Ensuite, cette eau est stockée dans l'aquifère pour être récupérée durant la période sèche ou en fonction des besoins en d'autres termes, ce système utilise le sous sol comme un réservoir souterrain pour stocker de l'eau et la libérer lorsque cela est nécessaire (Figure 46) (Pyne, 1995 ; Murillo Diaz, 2000). L'eau de recharge peut provenir de différentes sources, qu'elles soient naturelles ou traitées (eau de surface, collecte d'eau pluviale, centrale de désalinisation, station de traitement des eaux usées).

La RAN est une technique qui englobe divers dispositifs et méthodes. Parmi ces dispositifs, les systèmes d'injection par puits, tels que l'Aquifer Storage and Recovery (ASR) et Aquifer Storage, Transfer, and Recovery (ASTR), sont parmi les plus couramment utilisés, aux États-Unis et en Australie. Cela peut expliquer pourquoi ces dispositifs sont souvent confondus avec la RAN elle-même dans de nombreuses sources bibliographiques.

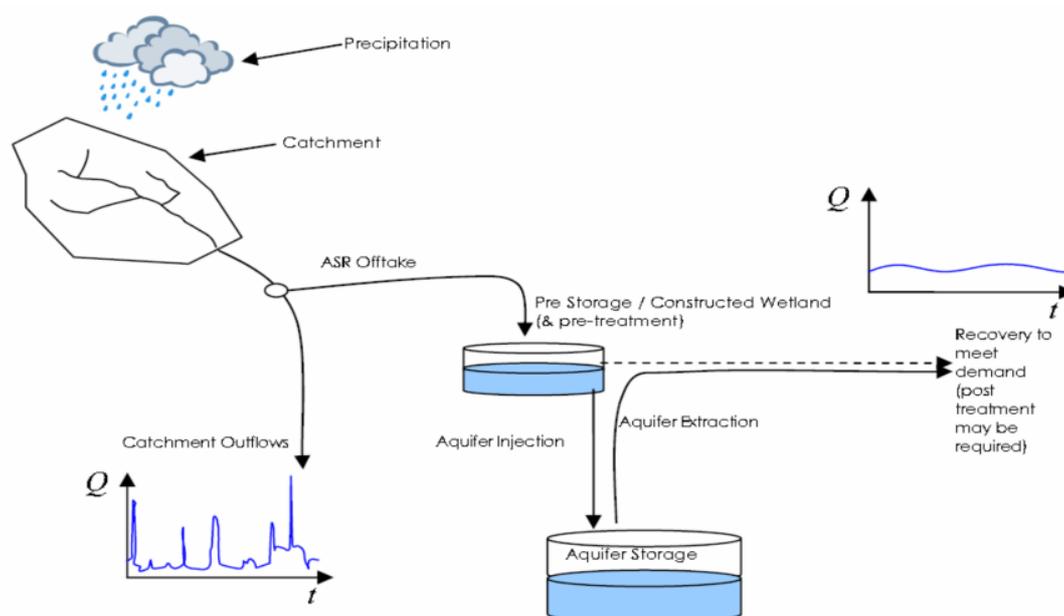


Figure 46. Le concept de la recharge artificielle (Dillon, www.csiro.com).

II. Intérêts et applications de la RAN

La recharge artificielle de nappe est en effet une technique émergente de développement durable qui à déjà donné des résultats prometteurs sur les plans social, économique et politique. Elle est perçue comme une solution précieuse pour résoudre plusieurs problèmes liés à l’approvisionnement en eau et à la gestion des ressources en eau, en particulier dans les zones arides et semi-aride.

1. Intérêts économiques et politiques

Il est essentiel de prendre en compte plusieurs facteurs lors de la mise en place d'un projet de recharge artificielle de nappes (RAN). Parmi les facteurs clés à considérer, on trouve :

- La présence d’une nécessité socio-économique
- La présence d’un aquifère ayant la capacité de jouer le rôle de stockage ou de filtration de l’eau de recharge.
- La présence d’une source d’eau suffisante en termes de qualité et de quantité pour alimenter le projet de la RAN sur la période prévue de 20 ans.
- L’évaluation de viabilité technique et économique du projet de RAN, conjointement à l’engagement politique en faveur de la croissance économique régionale (Collin, 2004).

2. Intérêts techniques et sociaux

La recharge artificielle de nappe (RAN) est une technologie progressive qui permet d’accumuler des volumes d’eau considérables en vue d’une utilisation ultérieure plus ciblée. L’eau de recharge est souvent en excès, avec des caractéristiques saisonnières ou intermittentes. Le stockage de cette eau dans l’aquifère a tendance à améliorer sa qualité chimique la plupart du temps. De plus, d’autres objectifs de la RAN peuvent également être relevés :

- L'autoépuration de l'eau à travers son passage au sein de l'aquifère. Les méthodes couramment employées comprennent l'utilisation de bassins d'infiltration et la dérivation des cours d'eau.
- L'augmentation de la capacité d'extraction d'un aquifère.
- La création d'une barrière hydraulique qui a pour effet principal de prévenir l'intrusion d'eau polluée (Jekel et al., 2005), en particulier de l'eau saline, dans les zones côtières. Cela est souvent mis en œuvre lors de l'exploitation d'une nappe aquifère située à proximité du littoral
- Minimiser les conséquences des inondations et des crues tout en emmagasinant des quantités d'eau pendant ces périodes.
- Restaurer les niveaux initiaux des nappes partiellement en baisse continue en raison de la surexploitation.

III. Conditions préalables à la réalisation de la RAN

La mise en place d'un projet de RAN exige la présence de plusieurs éléments essentiels pour garantir son succès. Ces éléments se résume comme suit :

1. Les conditions hydrologiques

- Disponibilité d'une ressource en eau adéquate : il est impératif de disposer d'une source d'eau suffisante pour fournir l'eau de recharge pendant toute la durée de vie du projet, généralement estimée à 20 ans. Cette source peut être un cours d'eau naturel, la période de crue d'une rivière, une station de traitement des eaux usées ou des effluents industriels, une station de désalinisation de l'eau de mer ou de l'eau saumâtre.
- Connaissance des variations climatiques saisonnières : pour les sources naturelles de recharge, il est essentiel de comprendre les variations saisonnières liées aux précipitations, à la température et à l'humidité, ainsi que leur impact sur le régime hydrologique de la ressource, y compris les périodes de crue et d'étiage.
- Qualité de l'eau brute appropriée : l'eau brute destinée à la recharge doit respecter des normes spécifiques pour minimiser les coûts associés au traitement de l'eau et garantir la rentabilité du projet.

2. Les conditions hydrogéologiques

- **Formation géologique approprié (Aquifère) :** la présence d'une formation géologique adaptée, généralement un aquifère, est nécessaire pour stocker de l'eau de recharge. L'aquifère doit avoir des caractéristiques hydrogéologiques qui favorisent l'introduction et le stockage de l'eau, notamment une zone non saturée d'épaisseur suffisante pour permettre une remontée significative de la nappe, surtout dans le cas d'une nappe libre. De plus, la nappe ne doit pas être situées trop près de la surface du sol pour éviter les perturbations en surface et garantir une meilleure autoépuration.
- **Transmissivité de la zone non saturée :** la transmissivité de la zone non saturée ne doit pas être trop faible, car cela limiterait le stockage significatif de l'eau, ni trop élevé, car cela entraînerait une évacuation rapide des volumes injectés. Un équilibre est nécessaire pour garantir un stockage efficace.
- **Conditions aux limites physiques et chimiques :** dans le cas des nappes captives, les conditions aux limites physiques et chimiques du système doivent permettre l'injection de volumes additionnels d'eau tout en déplaçant des volumes équivalents d'eau native. Cela implique que les conditions physiques et chimiques de l'aquifère autorisent cette répartition et que les paramètres hydrogéologiques de l'aquifère favorisent une circulation contrôlée de l'eau.

3. Les conditions géochimiques et biologiques

- **Caractérisation de la géochimie de l'eau :** il est essentiel de caractériser la composition chimique de l'eau de recharge, de l'eau d'origine de l'aquifère et de la roche réservoir. Cela permet de comprendre les propriétés chimiques des différentes sources d'eau et de prédire les réactions chimiques potentielles qui pourraient se produire lors de la recharge.
- **Identification des interactions fluide-fluide et fluide-roche :** il est impératif d'identifier de manière rigoureuse les interactions entre les fluides (l'eau de recharge et l'eau d'origine de l'aquifère) et les roches de l'aquifère. Cette interaction peut avoir des conséquences négatives sur le dispositif de RAN, notamment en ce qui concerne la qualité de l'eau stockée.

- Autoépuration et traitement naturel : l'autoépuration, qui résulte des processus de traitement naturel, est un avantage important. Ces processus peuvent contribuer à l'élimination des nutriments, des microorganismes pathogènes et des composés chimiques indésirables, améliorant ainsi la qualité de l'eau de recharge.

Par conséquent, le choix des formations géologiques pour le stockage lors de la recharge artificielle de nappe (RAN) est crucial. Les formations épaisses et les nappes captives sont généralement adaptées pour le stockage efficace de l'eau. Cependant, dans les nappes alluviales, la zone non saturée peut être réduite, et peut limiter à la fois le stockage et le processus d'épuration. Il est donc essentiel de prendre en compte ces caractéristiques hydrogéologiques pour assurer le succès d'un projet de RAN.

IV. Les différents dispositifs de la RAN

La RAN englobe un large éventail de dispositifs où l'eau est délibérément introduite dans un aquifère (Gale and Dillon, 2005). Le système de mise en œuvre de la recharge peut revêtir diverses formes. Pour le définir, il est nécessaire d'analyser les paramètres propres au site, notamment la topographie, la géologie, l'hydrogéologie, les caractéristiques physico-chimiques et bactériologiques des eaux de recharge, ainsi que leurs volumes disponibles. Il convient également de prendre en compte des techniques, économiques, sociales et politiques.

Dillon (2005a) présente différents systèmes de recharge, comme illustré dans la figure 47. Ces systèmes peuvent être regroupés en deux catégories principales : les systèmes de recharge par injection et les systèmes de recharge à partir de la surface.

Dans tous les cas, l'acronyme RAN est utilisé pour englober l'ensemble des activités de recharge qui font appel à l'un des dispositifs cités après. Dans la plupart des situations, les méthodes les plus couramment employées pour la recharge des nappes sont les forages d'injection et les bassins d'infiltration.

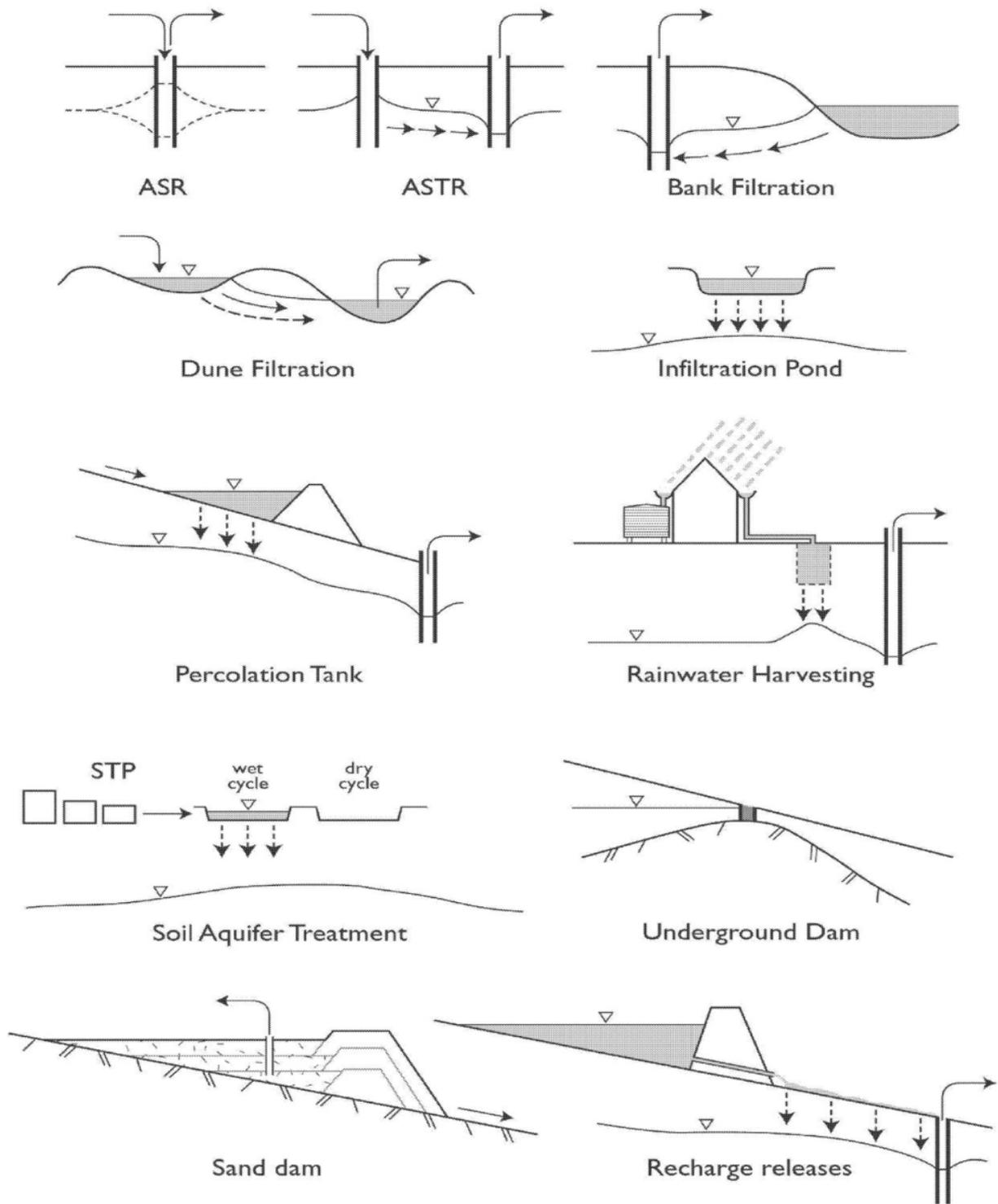


Figure 47. Les différents dispositifs de recharge artificielle (Dillon, 2005a).

1. Recharge par puits d'injection

Ces dispositifs sont fréquemment employés pour la recharge d'aquifères profonds ou lorsque l'espace en surface est limité. Les volumes injectés sont récupérés à partir du même puits ou d'un puits distant, permettant ainsi l'autoépuration de l'eau rechargée. Lors de l'étude d'un dispositif de recharge par puits, des considérations de densité et des paramètres hydrauliques doivent être prises en compte (Missimer et al., 2002). Deux types de dispositifs sont couramment utilisés actuellement :

- **Aquifer storage and recovery (ASR)**: il s'agit de l'injection de l'eau dans un puits suivi de la récupération de cette eau à partir du même puits. Cette technique est essentielle pour la recharge des nappes captives et profondes. Elle présente l'avantage d'optimiser l'utilisation des infrastructures en utilisant un seul puits pour les deux opérations, ce qui permet de réaliser des économies significatives en termes de dispositif. (Figure 48).
- **Aquifer storage transfer and recovery (ASTR)**: il s'agit de l'injection de l'eau dans un puits, suivie de sa récupération à partir d'un autre puits. Généralement, cette approche est adoptée pour permettre un traitement supplémentaire par géopurification avant le prélèvement de l'eau, garantissant ainsi une meilleure qualité de l'eau récupérée.

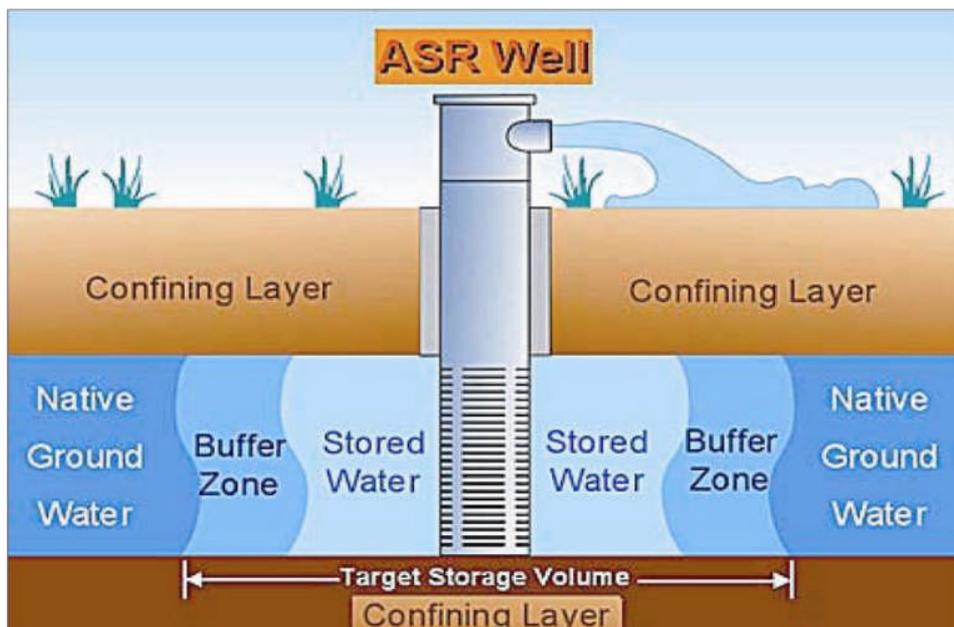


Figure 48. Section type d'un puits d'injection (Pyne, 1995).

Les avantages et les inconvénients de ces ouvrages se résument comme suit :

Avantages :

- Faible empreinte spatiale : Ces dispositifs nécessitent peu d'espace et des périmètres de protection limités, ce qui réduit les coûts d'acquisition des terrains.
- Recharge des nappes profondes : Ils constituent la seule solution viable pour la recharge des nappes captives et des nappes profondes en général.

Inconvénients :

- Faible surface d'injection : La surface d'injection est limitée, ce qui exige une pression élevée, entraînant des contraintes significatives à surveiller.
- Coût de fonctionnement élevé : Le coût de fonctionnement et de maintenance est considérable, en particulier en raison du risque de colmatage.
- Qualité de l'eau d'injection : Comme le sol et la zone non saturée ne jouent pas un rôle épurateur significatif, l'eau brute à injecter doit être de bonne qualité ou préalablement traitée, entraînant ainsi des surcoûts en termes de traitement et d'exploitation.

2. Recharge depuis la surface

Les bassins de recharge présentent des avantages et des inconvénients opposés à ceux des forages d'injection. En effet, la superficie requise pour ces dispositifs est significativement plus grande, ce qui entraîne des coûts d'acquisition plus élevés. Cependant, les coûts d'entretien des bassins sont généralement plus abordables.

De plus, les prétraitements couramment utilisés pour ces dispositifs, ainsi que pour les dérivations de rivières, se limitent généralement au grattage superficiel du fond du bassin. Cela permet de réduire les traitements ultérieurs si l'on souhaite obtenir de l'eau potable. De plus, les matières organiques et les métaux lourds peuvent être adsorbés dans la matrice de l'aquifère. Bien que cela n'élimine pas complètement ces substances, les déversements accidentels d'hydrocarbures sont retardés, et leurs concentrations sont réduites. De plus, le carbone organique dissous et les substances organiques en traces subissent une dégradation biologique dans le sous-sol, offrant une certaine limite d'épuration naturelle. Cette épuration

par le sol, également connue sous le nom de géopurification, s'avère efficace, ce qui se traduit par des économies en termes de traitement de l'eau à injecter.

Toutefois, une limite technique importante est que le niveau de l'aquifère doit être en relation directe avec la surface. Par conséquent, l'alimentation des aquifères captifs ou profonds par cette méthode est exclue.

On distingue les types suivants de dispositifs de recharge depuis la surface :

- **Dérivations de rivière et inondations contrôlées** : Cette méthode consiste à extraire de l'eau souterraine à partir d'un puits ou d'un caisson situé près d'une rivière. L'objectif est d'augmenter l'infiltration (Rive Bank filtration) depuis la surface afin d'obtenir une eau de meilleure qualité (Tufenkji et al., 2002).
- **Infiltration dans les cordons dunaires utilisant le sable comme facteur épurateur (Dune filtration)** : Cette méthode consiste à infiltrer de l'eau depuis des bassins construits dans les dunes. L'eau est ensuite extraite à partir de puits ou de bassins situés à des niveaux plus bas, permettant ainsi une amélioration de la qualité de l'eau et un équilibre entre l'offre et la demande.
- **Bassins d'infiltration (Infiltration ponds)**: Il s'agit de bassins généralement construits le long des rivières. L'eau est déviée vers ces bassins, où elle s'infiltré dans des sols non argileux pour rejoindre la nappe libre sous-jacente. Cette technique de recharge artificielle est l'une des plus simples et des plus couramment utilisées à l'échelle mondiale (conformément à Asano, 2007).
- **Infiltration favorisée par aménagements de surface (Percolation tanks)**: Cette technique est fréquemment employée en Inde. Elle implique la création de réservoirs de rétention des eaux de pluie dans les vallées, où les eaux de pluie s'infiltré ensuite dans les nappes libres alimentant les villages.
- **Collecte des eaux de pluie (Rainwater harvesting)**: Les eaux usées traitées sont infiltrées dans le sol à partir de bassins d'infiltration. Cela facilite l'élimination des nutriments et des agents pathogènes par le biais d'un processus d'épuration souterraine, également connu sous le nom de géopurification. Cette eau est ensuite pompée et utilisée après un certain temps de résidence dans le sol.

- **Épuration souterraine (Soil aquifer treatment - SAT):** Les eaux usées traitées sont infiltrées dans le sol à partir de bassins d'infiltration. Cela facilite l'élimination des nutriments et des agents pathogènes par le biais d'un processus d'épuration souterraine, également connu sous le nom de géopurification. Cette eau est ensuite pompée et utilisée après un certain temps de résidence dans le sol.
- **Barrages sédimentaires (Sand dams) :** Ces barrages sont construits dans des vallées et sur des terrains de faible perméabilité. Leur rôle est de retenir les sédiments lors des crues pour former une sorte de barrage. Celui-ci retient un petit aquifère poreux qui peut être capté par des puits pendant les saisons sèches.
- **Barrages souterrains (Underground dams):** lorsque la géologie le permet, un barrage souterrain est conçu pour améliorer la rétention des eaux de recharge.
- **Déclencheurs de recharge (Recharge releases):** dans les barrages conçus pour prévenir les inondations, des vannes de réduction de pression peuvent être employées pour permettre une alimentation graduelle de la nappe souterraine par infiltration.

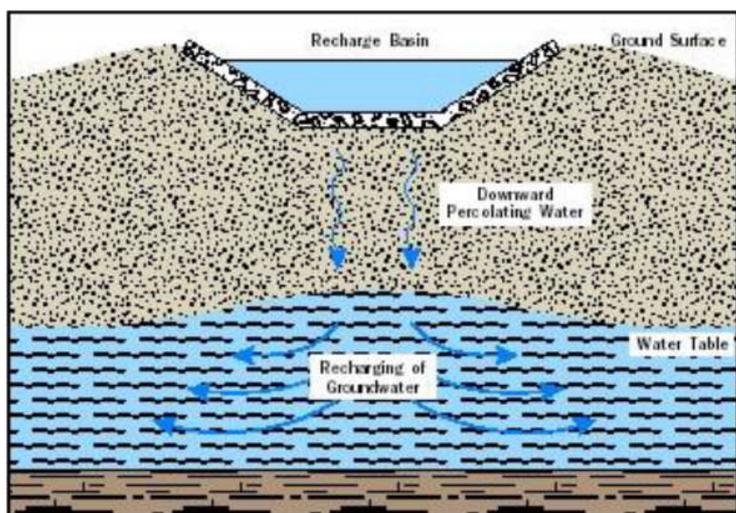


Figure 49. Section type d'un bassin d'infiltration (Web Artificial Recharge Forum).

Il existe plusieurs types de bassins d'infiltration (Figure 49). Le choix du type de dispositif de recharge dépend en partie des conditions environnementales, qu'il s'agisse d'une zone urbaine ou rurale, ainsi que de la qualité des eaux de recharge. Parmi les types les plus couramment utilisés, on peut retenir :

- *Bassins à fond nu*: sont des structures creusées dans le sol, à une faible profondeur, généralement de quelques dizaines de centimètres. Ces bassins sont conçus pour faciliter l'infiltration de l'eau dans l'aquifère. Ils nécessitent un entretien régulier, notamment par le biais de labourage et de grattage du fond, pour maintenir un taux d'infiltration acceptable. En moyenne, le taux d'infiltration de ces bassins varie de 0.3 à 1 mètre par jour.

- *Bassins à végétation*: Les bassins à végétation sont une méthode de recharge artificielle qui offre de bons résultats, à condition que le sol ait une perméabilité verticale d'au moins $2 \cdot 10^{-6}$ m/s. Ces bassins sont généralement plantés avec des plantes telles que le Bermuda Grass géant, le riz et le Souclan Grass. Les plantes remplissent plusieurs fonctions essentielles, notamment la protection contre l'érosion, l'amélioration de la perméabilité du sol grâce au développement des racines en profondeur, et la rétention de certains éléments minéraux par assimilation, notamment par le biais de la dénitrification. Le taux d'infiltration moyen dans ces bassins varie de 0.2 à 0.6 mètres par jour.

- *Bassins à sable*: ils sont largement utilisés pour la production d'eau potable. Ils consistent en une couche épaisse d'environ 50 cm de sable calibré qui sert de filtre pour l'eau. Ces bassins ont un taux d'infiltration relativement élevé, allant de 2 à 5 mètres par jour. Une partie du processus d'épuration de l'eau est accomplie par l'infiltration dans le sol sous-jacent au bassin d'infiltration. Idéalement, pour que l'épuration naturelle de l'eau lors de l'infiltration soit efficace, le sol devrait répondre à certaines caractéristiques :

- Absence d'horizons argileux susceptibles de réduire la transmission de l'eau vers l'aquifère.
- Absence d'argiles de surface qui pourraient se dilater et se contracter, créant ainsi des zones d'écoulement préférentiel.
- Présence d'argile en faible proportion, mais suffisante pour adsorber les éventuels éléments en traces et métaux lourds.
- Apport de carbone suffisant pour favoriser une dénitrification rapide et stimuler le développement d'une population importante de micro-organismes.

V. Prétraitements à effectuer sur les eaux à injecter

En général, la qualité de l'eau de recharge est en effet un facteur critique dans le succès d'une opération de recharge artificielle des nappes (RAN). Plusieurs éléments entrent en jeu, notamment :

- La qualité de l'eau infiltrée ou injectée.
- Les conditions physiques de détérioration et d'adsorption des particules.
- La dégradation biogéochimique.
- La minéralogie initiale de l'aquifère et les phénomènes d'interaction eau-roche.
- La qualité de l'eau native de l'aquifère.

Différents phénomènes naturels peuvent influencer la qualité de l'eau de surface injectée dans le sol lors de la recharge artificielle des nappes. Parmi les observations courantes sur les sites de recharge, on note :

- Lorsque de l'eau contenant plus de matières organiques que d'oxygène dissous est injectée dans un aquifère, cela peut entraîner des conditions réductrices, avec une faible teneur en oxygène ($O_2 < 1 \text{ mg/L}$) voire des conditions anaérobiques. Cela peut favoriser la libération de fer et de manganèse dans l'eau, augmenter la dureté de l'eau et entraîner la dénitrification de l'eau.
- Quand de l'oxygène dissous est introduit dans une nappe en conditions réductrices, et que cette nappe contient naturellement des métaux dissous tels que le fer ou le manganèse, cela peut entraîner le colmatage du sol par la précipitation des hydroxydes de ces métaux, en plus de favoriser la prolifération des bactéries du fer.
- L'injection d'une eau oxygénée dans un sol contenant de la pyrite ou de la marcassite (sulfures de fer, etc.) entraîne leur oxydation et la mise en solution de sulfate. Cette oxydation provoque une augmentation significative de l'acidité (donc une diminution du pH), du CO_2 dissous et des concentrations en sulfates.
- La matière organique est réduite par des phénomènes d'adsorption et de biodégradation, dont l'efficacité reste relativement stable dans le temps. Les matières organiques les plus biodégradables sont éliminées à faible profondeur, tandis que les matières moins biodégradables le sont après un parcours plus long.

- Les micro-organismes sont filtrés, inactivés et fixés sur les grains des sédiments.
- Les concentrations en métaux lourds sont réduites par des processus de précipitation et d'adsorption, ce qui leur permet de rester dans le sol pendant de longues périodes sans être réactivées.

VI. Le problème de colmatage

La pérennité d'une opération de recharge artificielle des nappes est souvent affectée par le colmatage progressif des dispositifs d'injection. Les recherches se concentrent sur la compréhension des réactions chimiques entre l'eau de recharge et l'eau native, à la fois sur le terrain et par modélisation géochimique. L'objectif est de minimiser le colmatage afin de prolonger la durée de vie du dispositif de recharge, augmentant ainsi la rentabilité du projet en réduisant les besoins d'entretien.

1. Le colmatage des bassins d'infiltration

C'est une combinaison de deux mécanismes à savoir le bouchage des pores et la désorganisation de la porosité du sol. Plusieurs mécanismes, tels que le gonflement des argiles ou la destruction des agrégats par excès d'ions, peuvent causer ce colmatage, qui peut prendre différentes formes :

- Colmatage par les matières en suspension.
- Colmatage biologique causé par les larves d'insectes et les bactéries, avec un rôle important attribué au taux de croissance bactérienne dans ce processus.
- Colmatage chimique résultant de réactions chimiques entre les solutés des eaux de surface et les différents constituants du sol.
- Action des algues qui contribuent de manière complexe, notamment par la précipitation de certains composés dissous, la consommation de CO₂, et l'accumulation de matière organique morte due à l'absence d'activité biologique liée à la disparition de l'oxygène. Leur action est complexe: précipitation de certains composés dissous (carbonate de calcium) par consommation de CO₂, accumulation de matière organique morte ne se détruisant pas par absence d'activité biologique due à la disparition de l'oxygène.

La prévention et le traitement du colmatage des bassins d'infiltration sont essentiels pour garantir le bon fonctionnement du dispositif de recharge. Le traitement du colmatage implique souvent un grattage superficiel de la couche colmatante.

2. Le colmatage des dispositifs d'injection

Le colmatage, résultant du bouchage des pores dans les puits d'injection, est un problème complexe causé par des phénomènes mécaniques, biologiques et chimiques, tels que :

- La pénétration d'air ou de gaz dans l'aquifère,
- La prolifération bactérienne et
- La précipitation de fer.

Le colmatage réduit considérablement la durée de vie des puits d'injection, généralement inférieure à 10 ans. Le traitement est crucial pour déterminer la durée de vie du dispositif et son rendement économique. Il comprend des méthodes physiques et chimiques, telles que le prétraitement chimique de l'eau brute de recharge, ainsi que des techniques physiques d'entretien, comme l'inversion du fonctionnement de la pompe d'injection pour éliminer les résidus en suspension dans les crépines et le massif filtrant.

Des facteurs tels que la turbidité, l'azote total (NTOT) et le pH de l'eau injectée jouent un rôle essentiel en influençant la prolifération bactérienne, la dissolution de la calcite et la filtration des particules fines (Pavelic, 1998 ; 2007).

VII. La RAN employée en tant que barrière hydraulique

Dans les aquifères côtiers, l'intrusion saline et les processus de mélange entre les eaux douce et salées réduisent considérablement les réserves d'eau douce. L'eau saumâtre résultante n'est pas adaptée à la consommation humaine et, dans la plupart des cas, elle ne convient non plus à l'irrigation. Ces phénomènes de mélange ne se limite pas uniquement à la zone côtière, mais peuvent également se produire dans les zones intérieures.

En raison des variations saisonnières de la salinité, influencées par les mouvements eustatiques et la recharge naturelle, les aquifères côtiers ne peuvent être exploités efficacement que pendant les périodes où la pression statique de la lame d'eau douce est suffisamment élevée pour repousser l'interface eau douce - eau salée vers la mer. La surexploitation de l'aquifère côtier entraîne une intensification de l'intrusion saline et une avancée du biseau salin vers l'intérieur des terres, en particulier pendant les périodes sèches ou de basses eaux.

Dans ce contexte, la recharge de l'aquifère par de l'eau douce, réalisée à l'aide de puits d'injection ou de bassins d'infiltration le long ou parallèlement à la côte, génère une charge hydraulique élevée d'eau douce, formant ainsi une barrière hydraulique. Cette barrière hydraulique a pour objectif de protéger les forages situés à l'intérieur des terres contre l'intrusion saline. Ces techniques de Recharge Artificielle des Nappes (RAN) ont également été appliquées pour protéger les forages d'eau potable dans les nappes alluviales contre les pollutions accidentelles à court terme provenant de cours d'eau hydrauliquement connectés.

Dans les aquifères côtiers, l'intrusion saline et les mélanges d'eau douce et d'eau salée réduisent considérablement les réserves d'eau douce, rendant l'eau saumâtre résultante inutilisable à des fins d'approvisionnement en eau potable et, dans la plupart des cas, à des fins d'irrigation. Ces phénomènes ne se limitent pas aux zones côtières, mais peuvent également se produire à l'intérieur des terres.

Le changement saisonnier de la salinité, influencé par les mouvements eustatiques et la recharge naturelle, signifie que les aquifères côtiers ne peuvent être exploités que lorsque la pression statique de l'eau douce est suffisamment élevée pour repousser l'interface entre l'eau douce et l'eau salée vers la mer. Les surexploitations de ces aquifères entraînent une augmentation de l'intrusion saline, en particulier pendant les périodes sèches ou de faible débit.

Dans ce contexte, la recharge artificielle de l'aquifère à l'aide d'eau douce, par le biais de puits d'injection ou de bassins d'infiltration implantés le long de la côte, crée une barrière hydraulique, une charge hydraulique d'eau douce qui protège les puits situés à l'intérieur des

terres contre l'intrusion saline. Ces techniques de recharge artificielle sont également employées pour protéger les puits d'eau potable dans les nappes alluviales des pollutions accidentelles à court terme provenant de cours d'eau hydrauliquement connectés à ces nappes.

VIII. La recharge artificielle en milieu karstique

La recharge artificielle des nappes (RAN) est une méthode bien établie pour les aquifères poreux (Peters, 1998 ; Bouwer, 2002 ; Dillon, 2002), mais elle continue de poser des défis lorsqu'il s'agit d'aquifères karstiques, principalement en raison du manque de compréhension des processus à l'œuvre au sein de ces aquifères (Dillon, 2005a). Les aquifères karstiques se distinguent par leur complexité géologique, géographique, économique et politique, ce qui rend chaque projet de RAN unique et dépendant de son contexte particulier.

En général, la RAN a connu une adoption plus large et réussie dans le cas des aquifères conventionnels, poreux, tels que les formations sableuses, argilo-sableuses, les basaltes, et les gravillons. Cependant, les aquifères carbonatés, en particulier les karsts, présentent des hétérogénéités importantes qui posent des problèmes spécifiques, et ils ont été moins fréquemment intégrés avec succès dans les projets de RAN.

L'expansion de la RAN est principalement observée dans les aquifères poreux, tandis que son application dans les aquifères carbonatés, en particulier les karsts, demeure marginale. Les projets existants dans ces environnements n'ont souvent pas pris en compte les particularités des aquifères karstiques et de leur fonctionnement. Cependant, il est à noter qu'il existe quelques tests et projets pilotes en cours dans des régions karstiques, comme en Australie et aux États-Unis (Dillon et al., 1997; Vanderzalm et al., 2009), qui cherchent à relever les défis spécifiques liés à ces aquifères (Guo et al., 2008).

Recharger durablement un aquifère karstique pose des défis spécifiques en raison de la nature complexe et hétérogène de ces aquifères. Les caractéristiques des aquifères

karstiques, notamment la présence de conduits souterrains, rendent la recharge efficace et durable difficile à réaliser. Les raisons de cette complexité incluent :

- 1. Perméabilité verticale** : Les aquifères karstiques sont souvent caractérisés par une grande perméabilité verticale, en raison des conduits karstiques qui facilitent un drainage rapide. Cela peut rendre la recharge artificielle inefficace, car l'eau injectée peut s'écouler rapidement à travers ces conduits sans recharger de manière significative l'aquifère
- 2. Conduits karstiques** : La présence d'axes de drainage, tels que les conduits karstiques, constitue un obstacle majeur à la recharge durable. Ces conduits agissent comme des canaux de drainage naturels qui éloignent l'eau rapidement, limitant ainsi la capacité de l'aquifère à retenir l'eau recharge
- 3. Hétérogénéité du milieu** : Les aquifères karstiques sont connus pour leur hétérogénéité complexe, avec des variations imprévisibles de perméabilité et de connectivité entre les fractures et les conduits. Cette hétérogénéité rend difficile la prédiction du comportement de l'eau lors de la recharge

IX. Sites proposés pour la faisabilité d'un dispositif de recharge artificielle

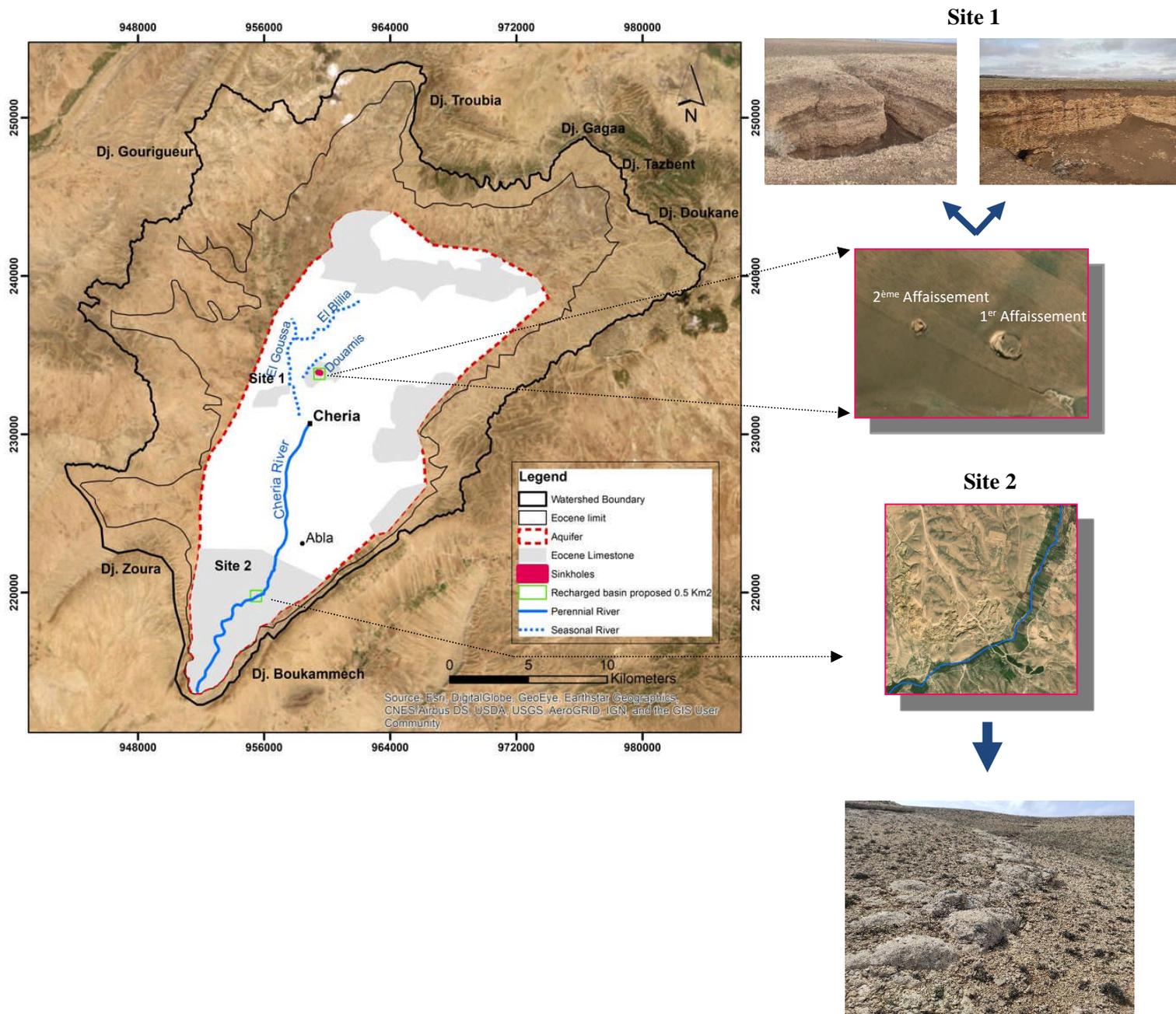
Dans le cas d'un aquifère karstique où l'injection d'eau est réalisée par forage, il est essentiel d'éviter une injection directe dans la zone noyée. Ce type de dispositif risque de conduire l'eau trop rapidement vers le réseau de conduits souterrains et, par conséquent, vers les exutoires. Cette situation pourrait entraîner un faible rendement en raison du transfert rapide vers les exutoires. De plus, le manque de filtration ou d'autoépuration pourrait potentiellement entraîner une contamination de la ressource en eau. En revanche, cela pourrait également nécessiter des coûts supplémentaires liés aux prétraitements requis pour l'eau de recharge.

Ainsi, il est nécessaire de privilégier un dispositif d'infiltration pour la recharge, en mettant en œuvre une approche expérimentale qui implique la création de tranchées ou de bassins filtrants (Bakalowicz, 2004a).

Dans la région d'étude, l'amenée de l'eau dans les bassins se fait par gravité, deux zones pourraient constituer deux sites favorables pour l'installation d'un dispositif de recharge artificielle de type bassin, pour capter et infiltrer les eaux de crue des cours d'eau (figure 50) :

Site 01 : par sa situation au nord de la zone d'étude et en aval de trois cours d'eau semi-pérennes (Douamis, El Blilia, et El Goussa), il correspond à la zone située à Draa Douamis où des affaissements ont eu lieu durant l'année 2001.

Site 02 : se situe en aval du principal cours d'eau dans la région de Cheria (oued Cheria), où le calcaire éocène affleure au sud de la zone d'étude.



Site 01 : Effondrements, Site 02 : Affleurement du calcaire éocène

Figure 50. Localisation des sites proposés pour la recharge artificielle.

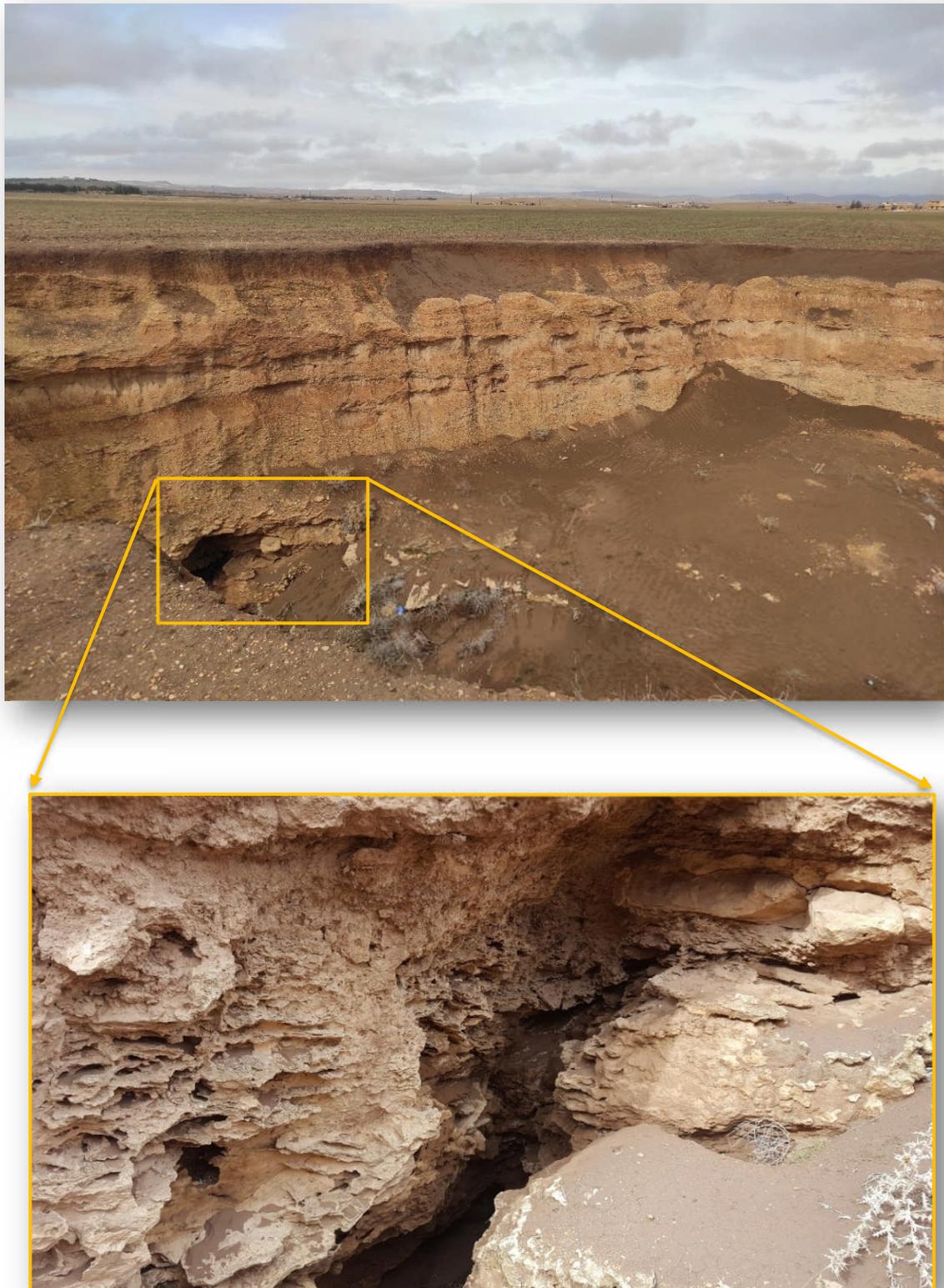


Figure 51. Site 01 : Affleurement des calcaires éocènes dans le 1^{er} Effondrement.



Figure 52. Site 01 : 2^{ème} Effondrement.



Figure 53. Site 02 : Affleurement des calcaires éocènes.

Chapitre 5

Modélisation

I. Introduction

Dans les zones arides et semi-arides où l'évaporation est intense et les précipitations limitées, les eaux souterraines fournissent un espace de stockage naturel, permettant une gestion rationnelle de l'eau pour empêcher l'évaporation et accroître son utilisation (Zamani et al., 2022). Ces conditions ont incité les scientifiques à rechercher des outils de gestion adaptés. La modélisation hydrologique et hydrogéologique est devenue un outil reconnu pour soutenir les processus décisionnels en matière de gestion durable des ressources en eau. (Enemark et al., 2019). Dans ce cadre, la modélisation vise à simplifier la représentation d'un système hydrologique (tel qu'un bassin versant, un réseau hydrographique, un lac, un estuaire, etc.) ou hydrogéologique (comme une nappe aquifère, un réservoir, etc.) tout en évaluant la profondeur de compréhension de son fonctionnement et de ses interactions avec le milieu environnant. Elle sert à comprendre la dynamique actuelle du système et à anticiper son comportement futur. L'exploration de l'environnement conduit à l'identification des processus actifs dans la zone d'étude, éventuellement suivie d'une formalisation mathématique de ces processus sous forme de paramètres caractérisant l'environnement.

L'intégration de ces données forme un modèle conceptuel. La conceptualisation des phénomènes représente un outil puissant pour aborder les questions et les implications liées à l'échelle spatiale et à la durée de l'étude (Peng, 2002).

Ensuite, si ce modèle peut être traduit en algorithmes informatiques, la réalité sur le terrain peut être simulée et l'écart entre simulations et observations est mesuré. Wels en 2012 a défini la modélisation comme un processus en plusieurs étapes réalisé par étapes : définition d'objectifs, développement de modèles conceptuels, développement de modèles mathématiques, calibrage, analyse et prédiction, analyse d'incertitude (figure 54).

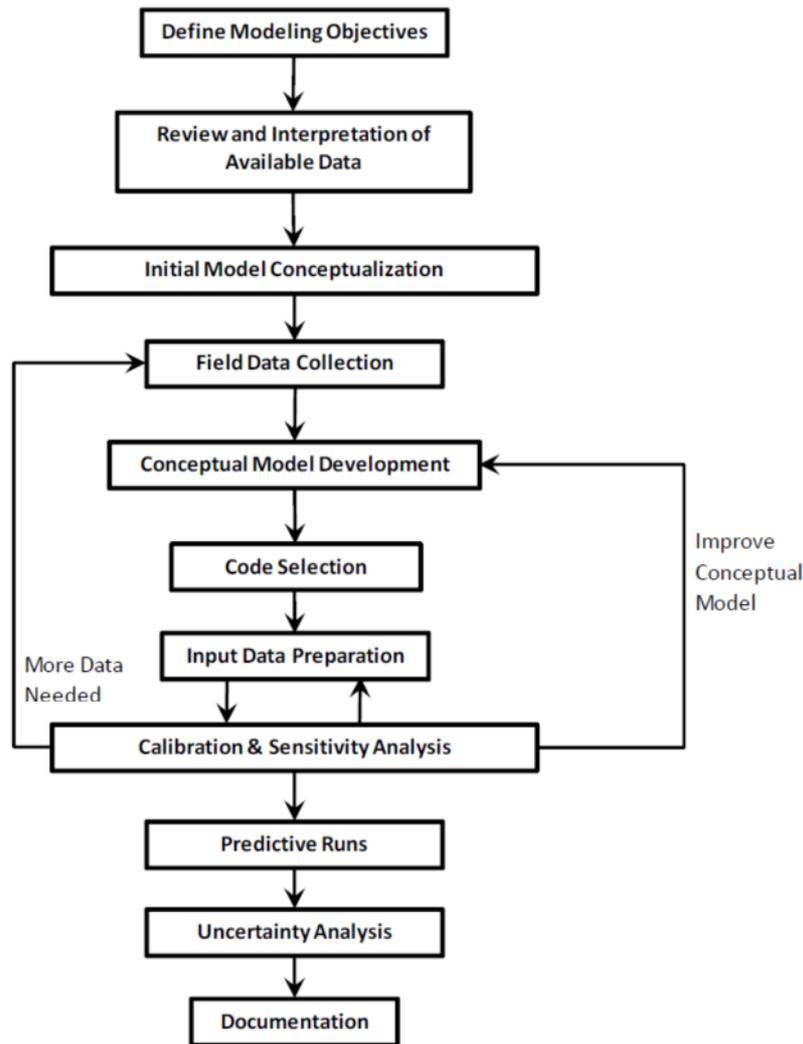


Figure 54. Processus de construction d'un modèle (Wels, 2012).

II. Étapes de la modélisation

Tout modèle doit passer par trois phases de construction (Bertrandias, 1994, Dassargues, 1995) :

- **Modèle conceptuel** : Cette étape implique la construction d'un modèle en adoptant une série d'hypothèses visant à simplifier le problème réel. Cela inclut des considérations sur la géométrie, les conditions aux frontières, la nature des matériaux géologiques, les phases de fluides, les mécanismes de transport, les échanges, etc
- **Modèle mathématique** : Pour le phénomène étudié, un modèle mathématique est associé, exprimé par une équation différentielle. Ces équations représentent

les bilans des quantités considérées (masse des fluides, des composés), des équations de flux, des conditions initiales et des conditions aux frontières

- **Modèle numérique** : Lorsque la solution analytique n'est pas adaptée en raison de limites irrégulières, de l'hétérogénéité du milieu ou de la non-linéarité des problèmes, le modèle numérique intervient. Il permet d'itérer sur la valeur du paramètre non linéaire, avec la solution trouvée en des points discrets du domaine spatio-temporel. Les équations aux dérivées partielles sont remplacées par un système d'équations algébriques, avec la solution du problème obtenue pour un ensemble spécifié de valeurs des paramètres.

III. Formulations mathématiques

1. Loi de Darcy

L'équation de mouvement (fluide incompressible) s'écrit sous la forme simple suivante :

$$U = -K \cdot \text{grad } h$$

h : charge ou hauteur piézométriques,

K : tenseur de perméabilité,

U : Vitesse moyenne de DARCY.

Si l'on réduit le tenseur de perméabilité à ses composantes diagonales, en choisissant les axes des coordonnées colinéaires aux directions principales du tenseur

$K : K_{xx}, K_{yy}, K_{zz}$.

La relation se décompose de la manière suivante :

$$U_x = -k_{xx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$U_y = -k_{yy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$U_z = -k_{zz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z}$$

Avec :

U_x, U_y et U_z , les vitesses moyennes de filtration de Darcy.

2. Équation de conservation de la masse

L'équation de continuité encapsule le principe fondamental de conservation de la masse à l'intérieur d'un volume fermé, illustrant la variation des flux qui entrent et sortent d'un volume expérimental représentatif (VER) donné.

$$\text{div}(\rho U) + \partial_t(\rho \omega) + \rho q = 0$$

ρ : Masse volumique de l'eau,

U : Vitesse de filtration de DARCY,

t : Temps,

ω : Porosité du milieu correspondant au rapport du volume des vides dans le VER sur le volume total.

q : Débit volumique d'eau prélevé (ou apporté) par unité VER en chaque point.

3. Équations d'état

Ces deux équations appliquent la loi de Darcy et la loi de la conservation de la masse, car elles expriment les variations des paramètres mécaniques de l'eau en mouvement et de la matrice rocheuse (masse spécifique, viscosité, etc.) en fonction de la pression (Bonnet, 1982) :

$$d\rho / \rho = \beta \cdot dp \quad (\text{Eau})$$

$$dv / v = -\alpha \cdot d\sigma = \alpha \cdot Dp \quad (\text{Matrice})$$

ρ : Masse volumique de l'eau,

α : Coefficient de compressibilité de la matrice poreuse,

β : Coefficient de compressibilité de l'eau,

σ : Contrainte effective au sein du volume élémentaire représentatif (VER) de volume V .

4. Équation de diffusivité

Les trois équations élémentaires précédentes régissant le mouvement de l'eau en milieu poreux (nappe libre) s'assemblent pour former l'équation de diffusivité :

$$\text{div} (K \text{ grad } h) = S_s \cdot (\partial h / \partial t) + q$$

S : Coefficient d'emmagasinement spécifique du milieu poreux sur tout le VER, égale à : $\rho \cdot g (\alpha + w\beta)$

L'équation de diffusivité en nappe libre obtenue :

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} = \frac{S}{T} + \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{Q}{T}$$

5. Résolution par la méthode des différences finies

Cette méthode consiste à discrétiser le domaine à modéliser en mailles carrées ou rectangulaires et à rechercher à définir sur chaque maille une fonction constante (H_i) choisie par l'approximation de la charge hydraulique. Les calculs se feront en admettant que la valeur de la charge hydraulique soit attribuée au centre de la maille. On y procédera de la même façon pour les différents paramètres de l'équation, en définissant sur chaque maille :

- une transmissivité T_i (ou la perméabilité K_i) ;
- un coefficient d'emmagasinement S_i ;
- un débit total algébrique Q_i .

Les fonctions d'approximation auront à satisfaire uniquement les données locales (chaque maille), on obtient alors un système d'équations linéaires définissant les valeurs de H_i au centre des mailles.

Sachant que les calculs à l'intérieur d'une maille se font en fonction des nœuds environnants, on isole une maille du domaine (figure 55) avec ses quatre mailles voisines, que l'on désigne par N (nord), S (sud), E (est) et W (ouest) :

- Le principe de continuité qui implique la conservation du débit d'eau entrant algébriquement par les limites de la maille se traduit par :

$$Q_n + Q_s + Q_e + Q_w = Q_i + Q_{em}$$

Avec Q_{emi} débit emmagasiné dans la maille i.

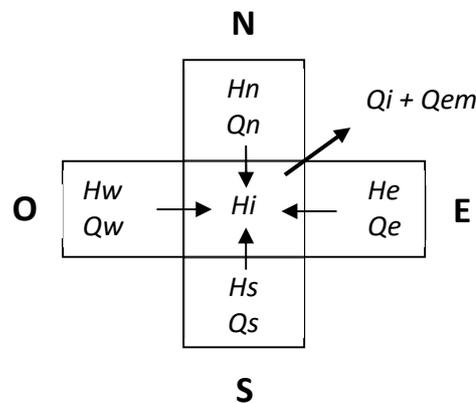


Figure 55. Bilan des flux sur une maille.

- La loi de Darcy, permet de définir chaque composante du débit entrant en fonction de la transmissivité et du gradient hydraulique. Elle s'écrit :

$$Q_n = T_n \cdot a \cdot (H_n - H_i) / a = T_n \cdot (H_n - H_i)$$

T_n : Transmissivité de l'aquifère entre la maille I et sa voisine dans la direction Nord

H_i et H_n : Approximations de charge respectivement sur les mailles I et N.

- L'équation d'état fournit l'expression du débit emmagasiné :

$$Q_{emi} = a^2 \cdot S_i \cdot (dH_i/dt)dt$$

Tous ces calculs permettent d'obtenir :

$$T_n(H_n - H_i) + T_s(H_s - H_i) + T_e(H_e - H_i) + T_w(H_w - H_i) \\ = Q_i + a^2 \cdot S_i \cdot dH_i/dt$$

Si l'on applique la même équation à chaque maille du modèle, on obtiendra un système différentiel linéaire du premier ordre à « n » équations, à « n » fonctions inconnues du temps (H_i), que nous pouvons résoudre. Pour simplifier la présentation, on adoptera la notation matricielle suivante :

$$[T] \cdot H = Q + a^2 \cdot [S] \cdot dh/dt$$

En définissant les vecteurs : H et Q, et les matrices T et S.

IV. Conditions initiales et conditions aux limites

1. Conditions initiales

Les valeurs de la charge « h » sont définies en tous points du domaine modélisé à un temps de référence $t = 0$.

2. Conditions aux limites

Les règles d'échange des flux d'eau ou de matière entre le domaine modélisé et le milieu extérieur constituent les conditions aux limites qui sont essentielle pour résoudre l'équation de la diffusivité. On distingue quatre types :

2.1. Limite à potentiel imposé (condition de Dirichlet)

La charge hydraulique ne dépend pas des conditions de circulation de la nappe sur toute cette limite. Ceci se produit notamment au contact d'une nappe avec un plan d'eau libre tel que la mer, un lac ou un oued.

2.2. Limites à flux imposé (condition de Newman)

Deux limites, la première à flux imposé nuls, comme le contact de l'aquifère avec une formation imperméable, la deuxième à flux imposé non nuls, qui peuvent être définies par les limites du domaine ou par des ouvrages de captage.

2.3. Condition de Fourier

Cela concerne un cas où le fond d'un oued est colmaté et est en communication avec une nappe libre, que ce soit par drainage ou alimentation.

2.4. Conditions de surface libre

Deux conditions définissent une surface libre :

Condition de potentiel : c'est la pression atmosphérique qui s'exerce sur tous points M de la surface libre. Exprimée en charge, on écrit : $h = z$

Condition de flux : Si la nappe n'est pas alimentée par sa surface, le flux est nul et il s'écrit :

$$\frac{dh}{dn} = 0$$

Si un flux traverse la surface libre de la nappe (alimentation ou évaporation).

On a:

$$\frac{dh}{dn} = a$$

n : normale orientée vers l'extérieur.

a : flux entrant ou sortant (positif ou négatif).

V. Les étapes de l'élaboration du modèle

1. Introduction des données

Une fois que les conditions initiales et les conditions aux limites sont définies, et que le domaine à modéliser est discrétisé en un certain nombre de mailles, nous introduisons pour chaque maille les données physiques du système,

notamment la cote piézométrique de la carte qui servira de référence, la géométrie de l'aquifère (la cote du toit du substratum), les paramètres hydrodynamiques (transmissivité, perméabilité et le coefficient d'emmagasinement) et les paramètres climatiques (la recharge efficace).

2. Calage du modèle

L'objectif du calage est d'utiliser le modèle pour reconstruire et affiner l'évolution des paramètres de l'aquifère, c'est-à-dire en minimisant l'écart entre la réponse du modèle (calculée) et la réponse du système (observée). Ce calage revêt une importance cruciale, car il permettra de réaliser des simulations précises sur le domaine étudié.

3. Exploitation du modèle

Dans cette étape, le modèle démontre son utilité, son principal intérêt est d'établir des prédictions de la réponse hydrodynamique future du système aquifère à des scénarios d'évolution possibles (aménagement, sécheresse, recharge, etc.) ou de simuler le transfert de contaminants vers les eaux souterraines provenant de la propagation du système aquifère.

VI. Modèle conceptuel hydrogéologique du bassin de Chéria

Il est essentiel de distinguer les limites du domaine à modéliser c'est-à-dire les conditions aux limites qui contrôlent les échanges entre le système et son environnement. Cela requiert la création d'un modèle conceptuel.

Un modèle conceptuel est une représentation graphique des différentes unités géologiques et hydrogéologiques d'une région donnée. Souvent exprimé sous forme de bloc diagramme ou de coupe géologique, ce modèle joue un rôle crucial dans la modélisation numérique ultérieure. La nature de ce modèle influence la dimension et la forme de la grille du modèle numérique qui sera élaboré.

L'objectif principal de la création d'un modèle conceptuel est de simplifier la réalité géologique et hydrogéologique du terrain tout en préservant l'essentiel. Cette étape est cruciale car la simplification ne doit pas déformer la nature du problème à l'étude. Une représentation fidèle des conditions hydrogéologiques est nécessaire, impliquant une connaissance approfondie de la géologie et de l'hydrogéologie de la zone concernée (figure 56).

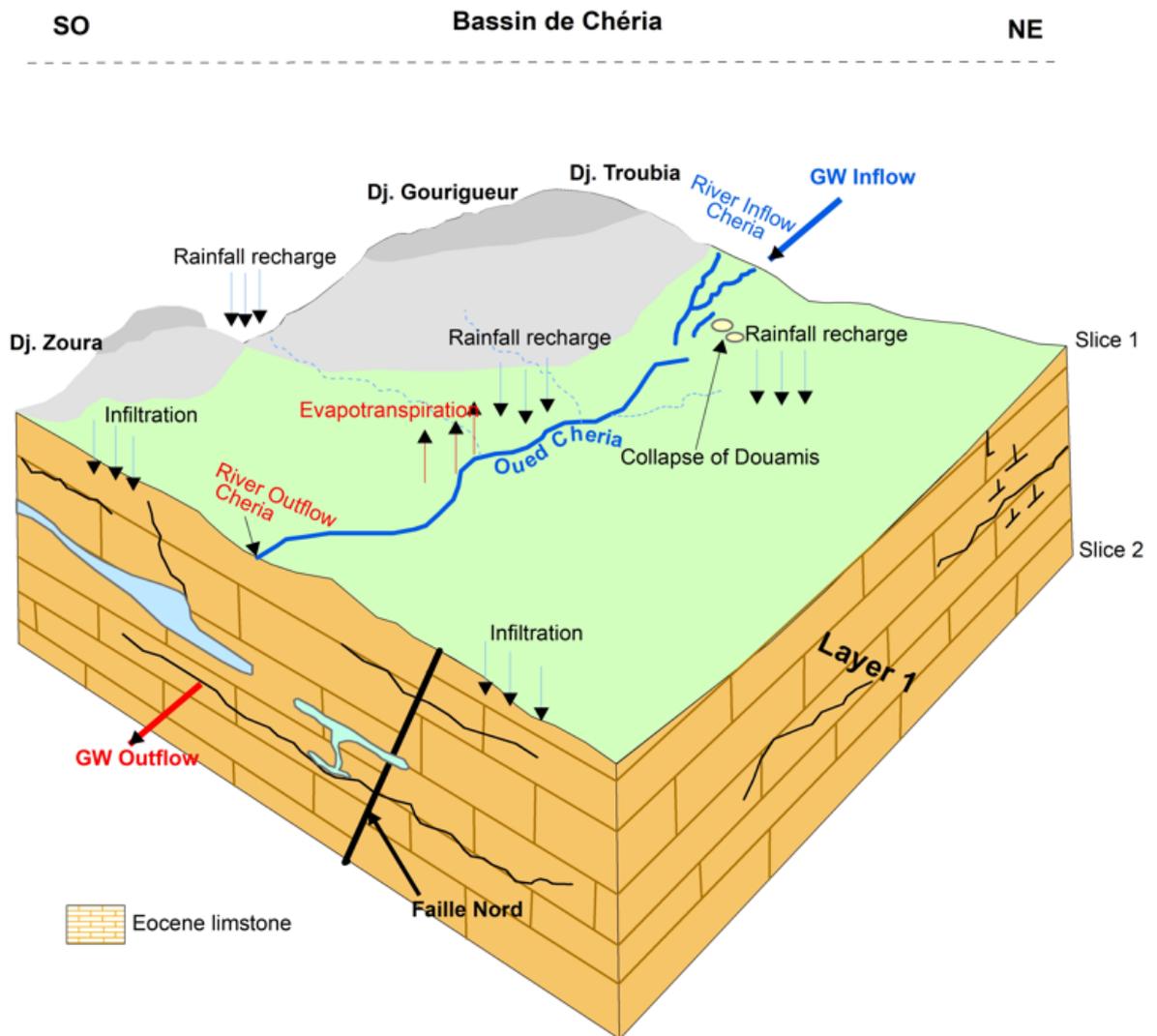


Figure 56. Modèle Conceptuel du système aquifère de la plaine de Cheria.

1. Alimentation

La composante d'entrée dépend principalement de la pluviométrie, la perméabilité des formations réservoirs et du réseau hydrographique.

1.1. Entrée de la nappe de Chéria

1.1.1. Alimentation par infiltration des eaux pluviales

La portion des précipitations qui s'infiltré à travers la zone non saturée, échappant ainsi à l'évaporation pour atteindre l'aquifère, contribue à sa recharge.

De plus, les mécanismes de recharge diffèrent en fonction du type d'aquifère. Les aquifères libres sont principalement alimentés par les précipitations, éventuellement par des pertes dans les régions karstiques, tandis que les nappes captives sont principalement rechargées par drainance, avec une contribution moindre de la pluie.

Ainsi, la recharge d'un aquifère peut provenir de diverses sources, un apport direct par les précipitations (pluie efficace) ou des apports indirects (les eaux provenant d'autres aquifères, La ré-infiltration due à l'irrigation ou la recharge urbaine). Chacune de ces sources doit être examinée individuellement pour estimer le processus de recharge.

La recharge des nappes phréatiques par infiltration est largement influencée par la pluviométrie et la perméabilité des sols. Cette composante joue un rôle prépondérant dans l'alimentation de la nappe dans la région, en raison de la perméabilité favorable présente dans la quasi-totalité de la plaine.

Afin de calculer le coefficient d'infiltration, différentes formules sont appliquées, mais leur choix dépend des caractéristiques propres à la zone d'étude. Il est ainsi possible de déterminer le volume infiltré pour chaque nappe en évaluant la superficie pour chaque classe de perméabilité. Cette démarche s'appuie sur l'utilisation de la précipitation moyenne et de coefficients d'infiltration ajustés en fonction de la porosité et de la perméabilité des faciès lithologiques.

Le système aquifère de Chéria est alimenté directement par les précipitations et la fonte des neiges. L'infiltration s'effectue à partir de tous les affleurements géologiques dont les surfaces sont du calcaire Éocène = 318 km², Mio-plio-Quaternaire (niveaux sableux du Miocène + alluvions quaternaires et actuelles) = 495 km², calcaire Maestrichtien = 288 km².

On va considérer que les niveaux sableux du Miocène + alluvions quaternaires et actuelles comme des zones de perméabilité forte 6%.

La nature karstique des aquifères Maestrichtien et Éocène (calcaires) montre un milieu discontinu à perméabilité de fissures, la présence d'eau souterraine est aléatoire et la continuité hydraulique n'est pas évidente dans ces aquifères. On va considérer que la perméabilité est d'une valeur de l'ordre de 2 % et on va calculer la quantité d'eau qui peut s'infiltrer à partir de ces formations. Cette classification est fondée sur les valeurs données dans le tableau 17.

Tableau 17. Porosité, perméabilité et coefficient d'infiltration de certaines roches réservoirs (Castany, 1982 et Banton, 1997).

Roche	Porosité totale (%)	Porosité efficace (%)	Perméabilité log(K, m/s)	Coefficient d'infiltration (%)	Infiltration
Gravier	25 à 35	20 à 30	-3 à 0	6	Forte
Alluvion des oueds	15 à 25	10 à 20	-3 à 0		
Grès	0 à 30	0 à 25	-5 à -4	4	Moyenne
Sable	25 à 40	20 à 35	-7 à -4		
Sable limoneux	35 à 45	25 à 35	-8 à -4		
Limon	35 à 45	15 à 25	-9 à -5		
Limon argileux	45 à 55	5 à 10	-11 à -8		
Sable argileux	35 à 45	25 à 35	-8 à -5		
Marne	0 à 10	0 à 5	-10 à -8		
Argile sableuse	45 à 55	5 à 10	-10 à -6	2	Faible
Calcaire encroûtement	10 à 25	2 à 10	-11 à -9		
Dolomie	10 à 20	5 à 10	-11 à -9		
Gypse	10 à 25	2 à 10	-12 à -10	1	Très faible
Argile	45 à 55	0 à 5	-12 à -9		
Silt	45 à 55	2 à 5	-9 à -6		
Sols de sebkhas	10 à 40	2 à 10	-12 à -8		

La pluviométrie annuelle moyenne dans le bassin de Chéria est d'environ 290,79 mm. En prenant en compte de ces paramètres, l'infiltration résultante est estimée à 12 millions de mètres cubes, ce qui équivaut à un débit Q d'environ 386 litres par seconde.

1.1.2. Alimentation par infiltration des eaux des oueds

Dans le contexte du bassin de Chéria, caractérisé par une évaporation substantielle, l'alimentation de l'aquifère repose principalement sur les oueds, formant un réseau hydrographique temporaire actif pendant l'hiver ou lors de pluies exceptionnelles. L'efficacité de cette alimentation dépend de la perméabilité des formations constituant le lit des oueds, favorisant une infiltration rapide de l'eau susceptible de s'évaporer ultérieurement.

Les données hydrologiques indiquent que l'Oued Chéria, régulé à Ain Babouche, maintient un écoulement continu grâce à un débit de base provenant de la décharge des aquifères du plateau, assurant ainsi un écoulement en surface à l'exutoire du bassin. Les débits mensuels moyens les plus élevés correspondent aux périodes de précipitations orageuses. Les phases de décroissance sont marquées par des diminutions rapides, généralement sur une période de 3 à 4 jours (partie hydrologique).

1.1.3. Écoulement souterrain inter-nappes

Sur l'ensemble du plateau, la relation d'échanges est établie entre la nappe Éocène et la nappe Mio-plio-quaternaire elle-même, alimentée par les eaux souterraines du calcaire Maestrichtien.

A l'intérieur du système, les limites sont aussi perméables assurant ainsi des échanges inter nappes.

2. Sortie des eaux

La composante de sortie est influencée par le degré d'exploitation et le débit de sortie. Dans notre zone d'étude, l'utilisation principale des eaux prélevées du système aquifère est généralement destinée à l'approvisionnement en eau potable et à l'irrigation, cette dernière représentant l'activité principale de la région. Une partie de cette eau peut être extraite par des puits de surface et des forages, perdue par évaporation, écoulée par drainage souterrain ou dirigée vers l'exutoire.

Le drainage de la nappe s'effectue par l'oued Chéria particulièrement en période de hautes eaux, les marécages de la zone d'EL Mazraa constituent un exutoire du système où l'évaporation serait manifestement très active.

2.1. Exploitation par Puits de surface et Forages

Au cours des dernières décennies, l'extraction des eaux souterraines dans la région d'étude a provoqué une baisse significative du niveau d'eau de l'aquifère, notamment par le secteur agricole. La figure 57 montre clairement qu'au début des années 90, une augmentation importante du nombre des puits et des forages d'une valeur de 192. Ce chiffre a continué à augmenter pour atteindre 414 puits en 2021, produisant 14,95 Mm³ contre 0,93 Mm³ pour 61 puits en 1981. Il est noté que le nombre de puits comprend les puits destinés à l'alimentation en eau potable et ceux à usage agricole avec ou sans autorisation. Selon la direction des ressources en eau, le besoin journalier d'alimentation en eau potable dans la région de Chéria en 2019 a atteint un volume de 13252 m³/j alors que la production a été de 7344 m³/j, entraînant un déficit de 7798 m³/j pour une population de 88346 habitants.



Figure 57. Évolution du taux d'exploitation en fonction du nombre de puits d'eau dans l'aquifère de Chéria.

2.2. Émergences des sources

Le contact entre les calcaires maestrichtiens et les calcaires marneux et marnes du campanien est marqué par un alignement des sources.

Dans les années soixante dix (1970), une quinzaine de sources ont été localisées et avec des débits connus variant de 0.1 à 82 l/s. Au nord comme Tazbent, Oglat Eddieb, Gueriene et A. Bouchguifa ain troubia et au sud comme la source de Salhi Ben Taeib, Ain Kadi et Ain Babouche. Actuellement, toutes les sources sont à sec à cause de la sécheresse et d'une exploitation excessive, à l'exception d'une seule source appelée "Ain Djlamda" de coordonnées Lambert ($x = 958.10$ m, $Y = 213$ m, $Z = 1089$ m) qui coule à un débit de 5.78 l/s.

VII. Élaboration du modèle numérique de l'aquifère de Chéria

1. Introduction

Actuellement, les gestionnaires des eaux souterraines peuvent prendre des décisions efficaces pour optimiser leur exploitation grâce à la modélisation (Kumar & Singh, 2016, Glass et al., 2018, Qin, 2021). Pour évaluer la faisabilité de la mise en œuvre de la recharge gérée des aquifères, un modèle conceptuel d'écoulement des eaux souterraines a été développé pour étudier le système d'écoulement des eaux souterraines. Le modèle numérique d'écoulement transitoire a été construit en utilisant Visual MODFLOW Flex (Samanta et al., 2020).

2. Logiciel de modélisation

La géométrie de l'aquifère étudiée et les données disponibles ont permis d'exploiter le programme de simulation Visual MODFLOW Flex v6.1 mis au point par Waterloo hydrogeology logiciels.

Visual MODFLOW (VMOD) Flex est un logiciel de modélisation tridimensionnelle des eaux souterraines pour l'écoulement des eaux souterraines et de transport des contaminants. Il utilise des données SIG brutes pour construire des modèles conceptuels et numériques, génère et simule des modèles à l'échelle régionale

et locale avec un support pour MODFLOW-LGR (Local Grid Refinement). L'environnement du modèle offre des vues 2D et 3D simultanées (Waterloo Hydrogeologic, 2019).

Le logiciel MODFLOW est utilisé pour simuler les écoulements souterrains et estimer la recharge de la nappe. Il s'agit d'un modèle à base physique, déterministe, capable de représenter des écoulements laminaires monophasiques tridimensionnels dans des systèmes multicouches. Il résout les équations aux dérivées partielles de la diffusivité de l'écoulement des eaux souterraines en milieu poreux (combinant la loi de Darcy et l'équation de continuité) à l'aide de la méthode des différences finies

Le modèle permet d'estimer les ressources en eau à l'état actuel et de prévoir leur évolution future en proposant des scénarios. Ces scénarios peuvent être choisis comme une stratégie de gestion de la ressource en eau, minimisant ainsi les risques de défaillance.

3. Discrétisation du domaine

Le domaine du modèle couvre une superficie totale de 318 km², avec une grille de 40 colonnes et 50 lignes représentant l'aquifère dans le plan x-y, équivalent à 2000 cellules, chaque cellule mesure 400 x 400 m. on admet que les caractéristiques géométriques de l'aquifère (épaisseur de l'aquifère entre côte du toit et côte du mur), ainsi que les paramètres hydrodynamiques (perméabilité et coefficient d'emmagasinement ou porosité) sont uniformes. Le modèle tridimensionnel intègre une composante verticale Z, ajoutée au modèle 2D, afin de prendre en compte les épaisseurs des différentes couches de l'aquifère ; une seule couche pour notre modèle représentant la nappe de l'éocène identifiée par compilation des études géophysiques menés dans le bassin d'étude.

L'aquifère quaternaire n'est pas pris en considération en raison de son manque d'intérêt, accentué par la sécheresse qui a prévalu au cours des dernières décennies et la surexploitation des ressources hydriques.

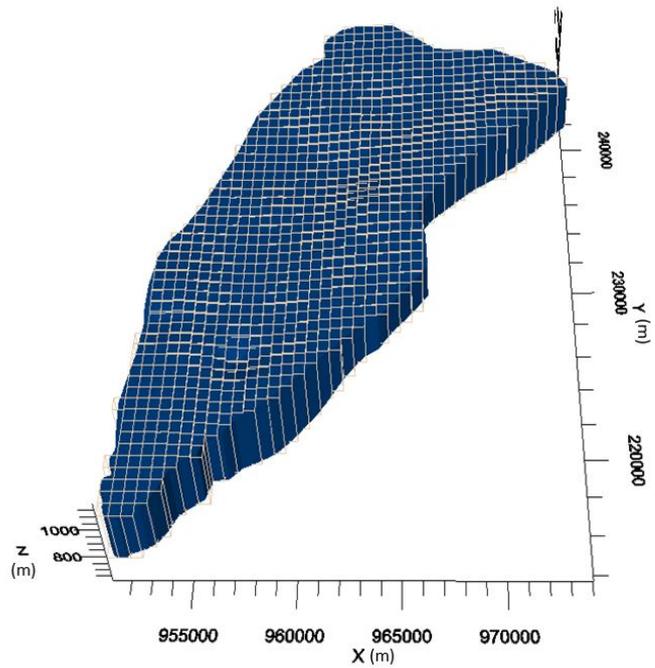


Figure 58. Zone d'étude en 3D.

La surface topographique du modèle, représentée par le toit de la couche (figure 59) (zone d'infiltrations directes des pluies), montre une épaisseur variable qui diminue des bordures vers le centre de la plaine, atteignant parfois jusqu'à 250 m. L'élévation inférieure correspond au sommet de la couche imperméable de marne danienne (figure 60).

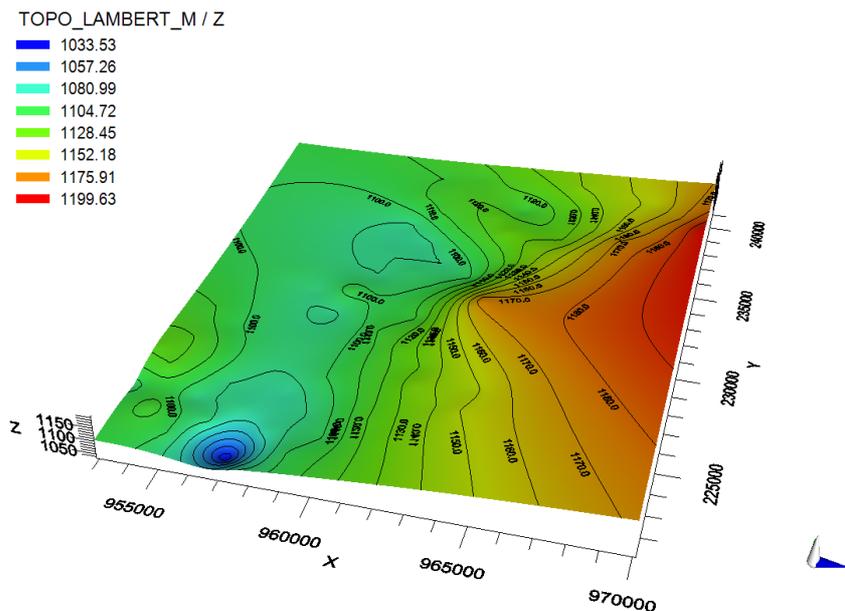


Figure 59. Toit des calcaires éocènes

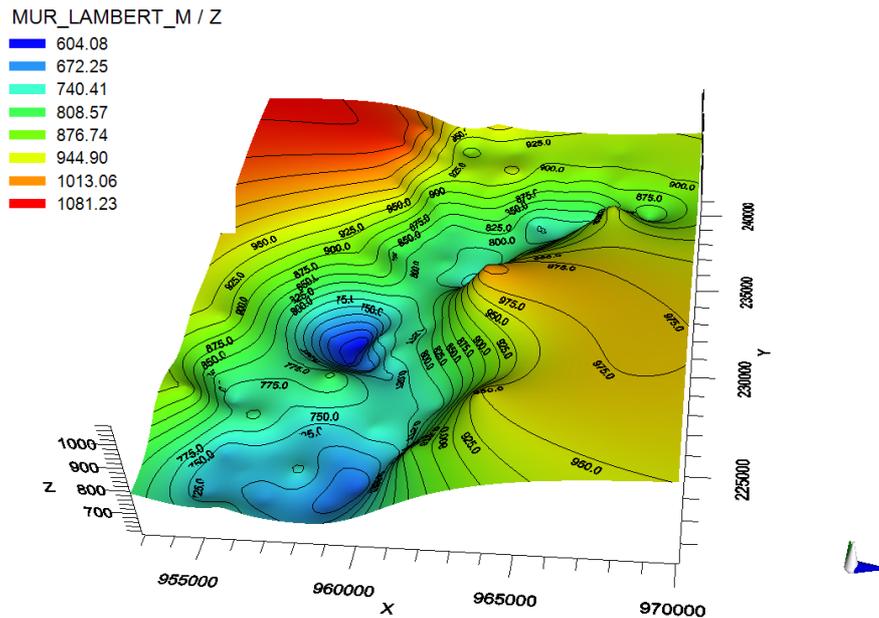


Figure 60. Mur des calcaires éocènes

3.1. Données prises en compte

Les données prises en compte concernent :

- La piézométrie du mois de Juin 2021 (Période des hautes eaux) est l'état de référence ayant permis de caler le modèle en régime permanent puis en régime transitoire.
- La moyenne annuelle des précipitations enregistrée à la station de Cheria, sur une période de vingt ans (1999/01 à 2018/19) est de l'ordre de 290.79 mm,
- La part de l'infiltration efficace, évaluée à partir de la méthode de Thornthwaite est estimée de l'ordre de 17 mm/ an.
- Les paramètres hydrauliques tels que la conductivité hydraulique, le stockage spécifique, le rendement spécifique et la porosité totale ont été obtenus à partir de la littérature (ANRH Tébessa 2003); ces valeurs de paramètres vont être ajustées lors de la calibration du modèle (tableau 18).

Tableau 18. Paramètres hydrauliques de la couche.

Couche	(kx)	(kz)	(Ss)	(Sy)	Porosité
	Conductivité hydraulique (m/s)	Conductivité hydraulique (m/s)	Stockage spécifique (m ⁻¹)	Rendement spécifique	totale (%)
1	1.28×10^{-5}	1.28×10^{-6}	6.9×10^{-5}	0.14	20

- Les conditions aux limites sont données par la carte piézométrique. Les limites latérales du modèle correspondent également aux limites du bassin de Chéria. Ces limites sont fixées par des potentiels hydrauliques (Dirichlet). Toutes les cellules à l'intérieur de l'aquifère sont actives, et toutes les cellules à l'extérieur de l'aquifère sont inactives ; elles représentent les montagnes qui entourent la zone d'étude. Les flux entrent aux mailles de la frontière Nord et Nord-Est, reflétant l'apport latéral de ces zones.
- Les recharges frontales et tributaires ont été traitées dans le modèle comme des limites de débit spécifiques, qui sont des conditions de limites de Neumann (McDonald et Harbaugh, 1988). La nappe phréatique est drainée par oued Cheria, en particulier pendant les périodes de hautes eaux, simulées à l'aide du Drain Package. La limite sud constitue une limite de flux sortants, Le reste des limites du modèle sont des limites à flux nul (figure 61).

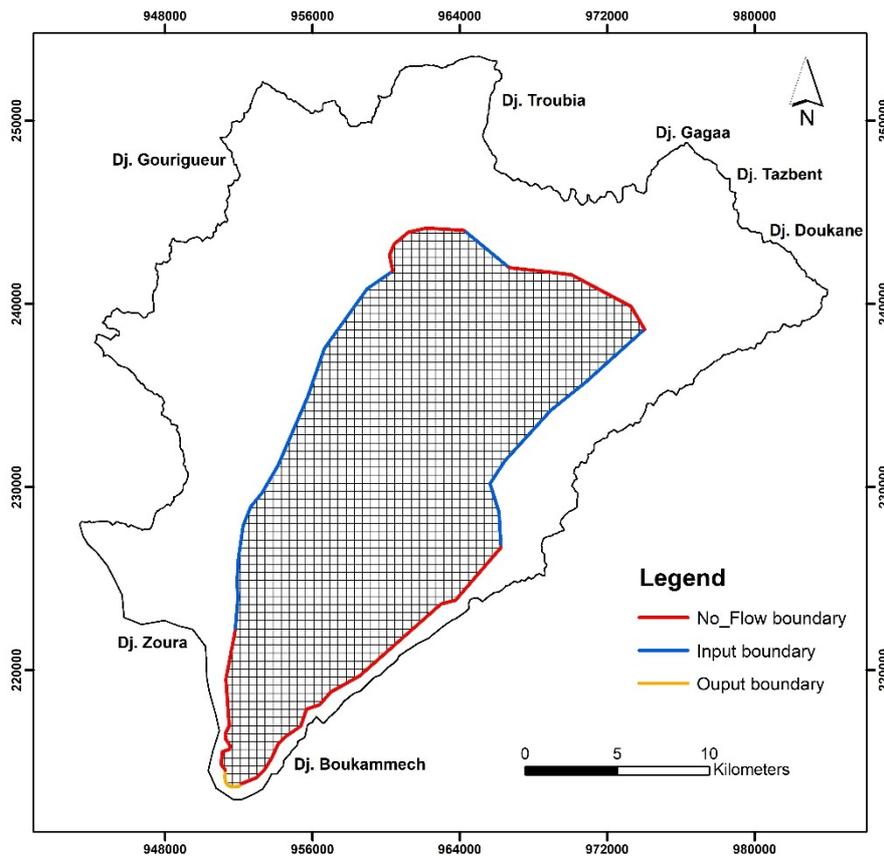


Figure 61. Condition aux limites du modèle

- **Aux paramètres hydrodynamiques.**

Les différents essais sur le modèle ont permis de caler les perméabilités horizontales sur une plage de 10^{-7} à 10^{-5} m/s. Les zones les plus perméables sont situées presque au centre de la nappe autour des champs captant, tandis qu’au Sud et le Nord les perméabilités sont les plus faibles.

3.2. Calage du modèle

L’objectif du processus de calage du modèle est de réaliser une synthèse globale de l’ensemble des données disponibles dans la zone discrétisée, y compris la détermination des données manquantes. Cette technique implique l’ajustement de l’état calculé du modèle pour le faire correspondre à l’état réel en modifiant certains paramètres hydrodynamiques, tels que la perméabilité.

Le processus de calage vise principalement à évaluer la pertinence des conditions aux limites du modèle, ainsi qu'à reproduire de manière satisfaisante l'ensemble des données de terrain en ajustant les paramètres d'entrée du modèle en fonction du comportement géologique du système aquifère (Dassargues et Monjoie, 1992). En d'autres termes, il cherche à minimiser la disparité entre les mesures de la piézométrie observée et les valeurs calculées par le modèle, en modifiant les caractéristiques de l'aquifère, telles que la conductivité hydraulique, la recharge, l'évaporation, les conductances des cours d'eau, etc. La conductivité hydraulique verticale de la couche du modèle a été fixée à un dixième de la conductivité hydraulique horizontale.

3.2.1. En régime permanent

Le calage en régime permanent implique de repérer une période suffisamment stable dans la chronique piézométrique de la zone. Cela permet de considérer que l'ensemble du fonctionnement hydrodynamique de la nappe est stable et donc permanent. Les phénomènes de stockage et de déstockage dans la nappe ne sont donc pas pris en compte.

Le calage se réalise en ajustant les conductivités hydrauliques afin de simuler la piézométrie la plus proche de la réalité, en tenant compte de la charge hydraulique observée pour l'année 2021 dans des conditions stables.

- Reconstitution de la piézométrie :

La carte simulée (figure 62) montre une relative distribution de la piézométrie identique dans sa morphologie à celle observée. L'écoulement général s'effectue naturellement du nord-est au sud-ouest, le drainage de la nappe s'effectue par l'oued Chéria particulièrement en période de hautes eaux, les marécages de la Zone d'EL Mazraa constituent un exutoire du système où l'évaporation serait manifestement très active.

A cet effet, le modèle demeure fiable, et les écarts observés entre les niveaux piézométriques calculés et mesurés dans certaines zones peuvent être

attribués à des erreurs de mesure ainsi qu'aux caractéristiques spécifiques des conditions hydrogéologiques locales.

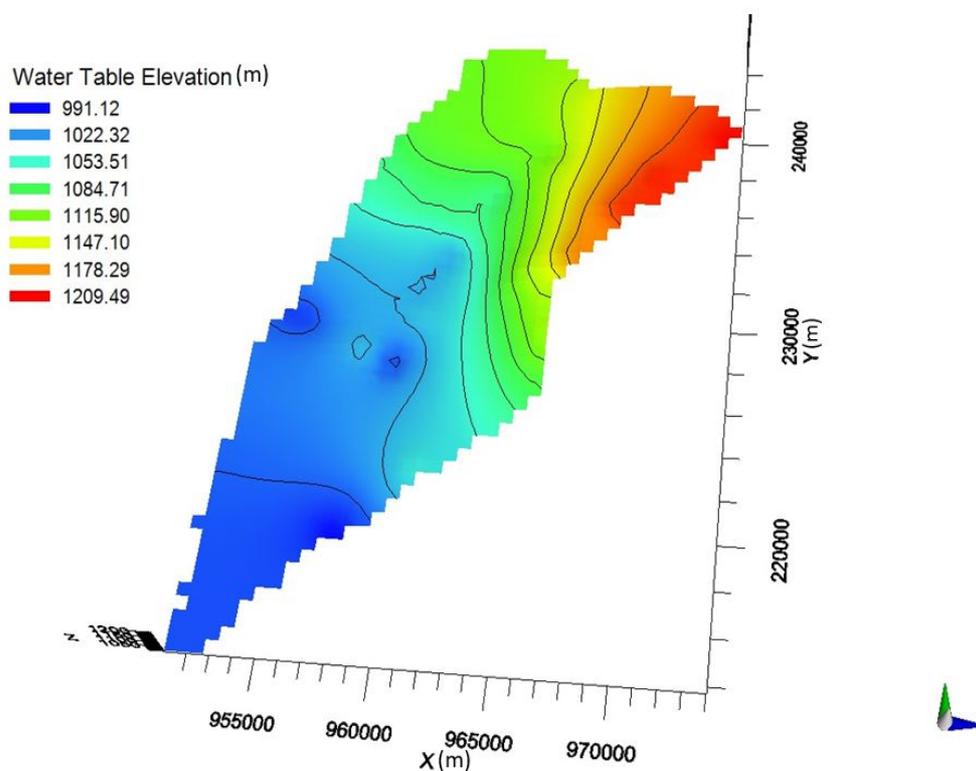


Figure 62. Reconstitution de l'état piézométrique en régime permanent, Juin 2021.

3.2.2. En régime transitoire

Les résultats de la simulation du régime permanent de l'année 2021 ont été utilisés comme conditions initiales pour la simulation transitoire. L'analyse de la figure 63 révèle une ressemblance satisfaisante entre la piézométrie mesurée et celle calculée par le modèle.

On peut observer que le rabattement le plus important est enregistré par l'équipotentielle de 970 m d'altitude, qui est située dans la partie sud de la ville de Chéria, indiquant un cône de dépression dans cette zone. Une zone de surexploitation très visible au centre. Le resserrement est probablement lié à la diminution de la section d'écoulement (Alimentation).

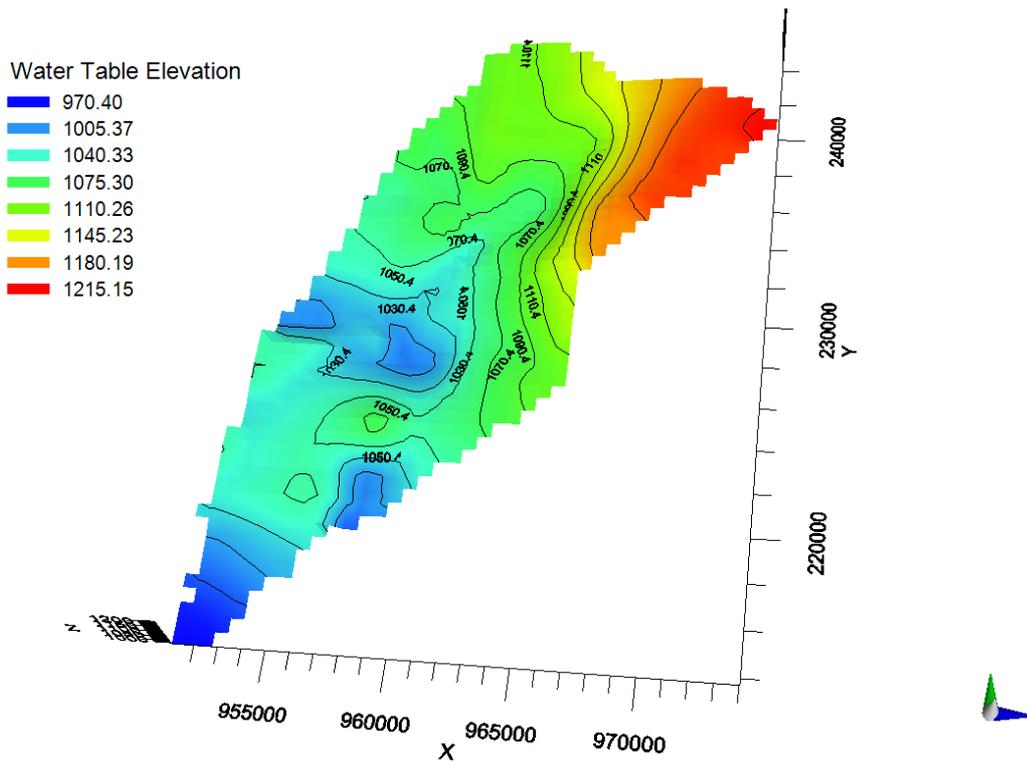


Figure 63. Reconstitution de l'état piézométrique en régime transitoire, Juin 2021.

La corrélation linéaire entre les hauteurs hydrauliques observées et calculées peut être observée sur la figure 64, avec une erreur RMS associée de l'ordre de 7,45%, ce qui est acceptable pour un aquifère soumis à une exploitation intensive constante.

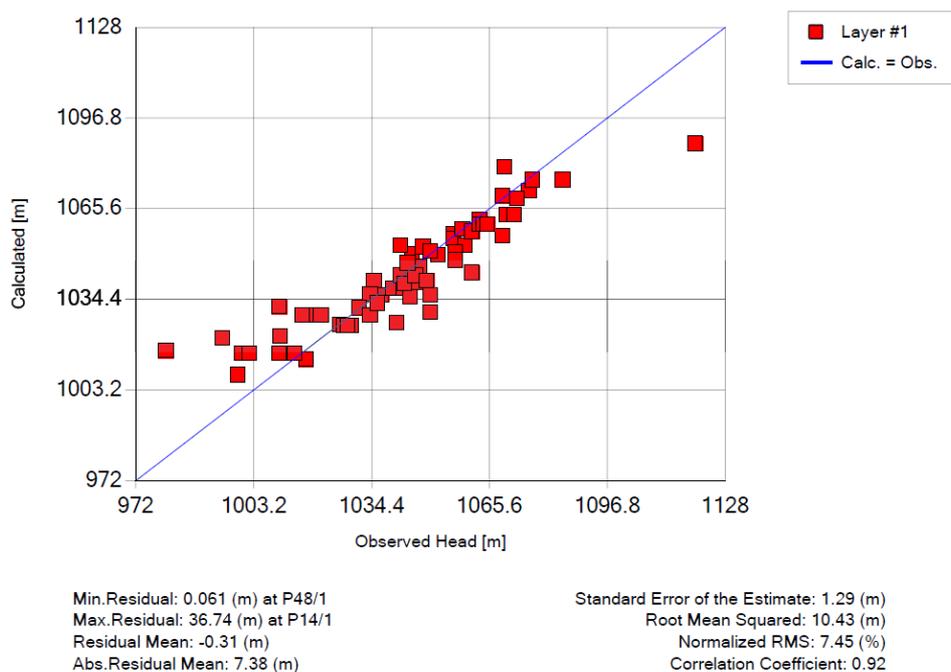
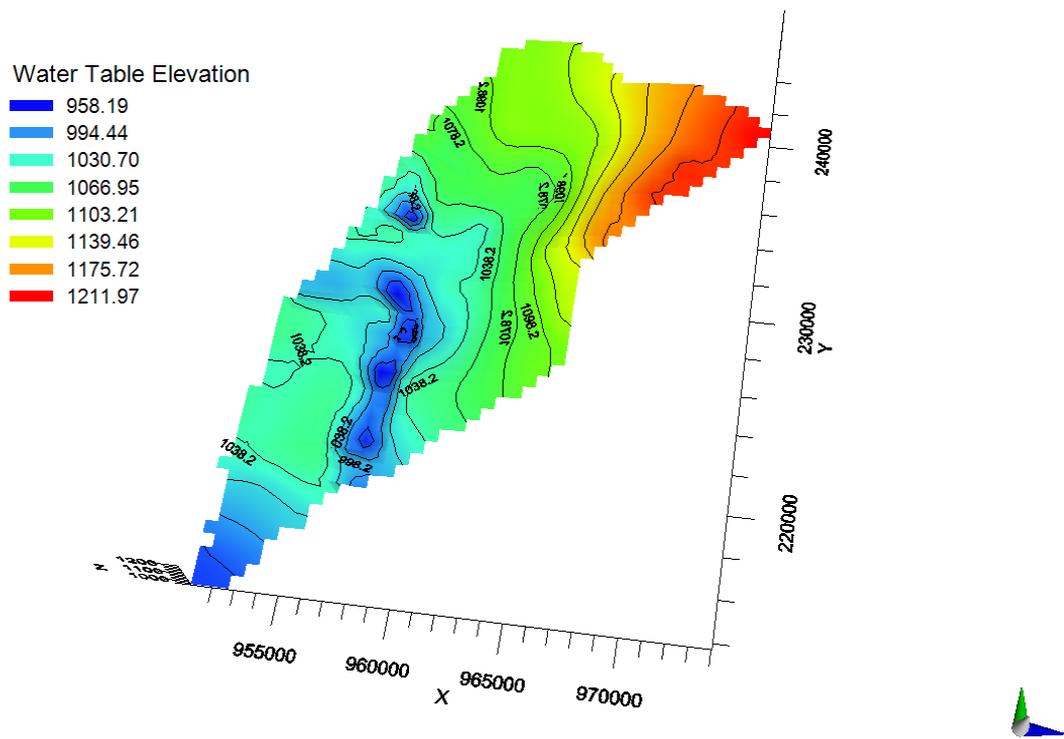


Figure 64. Corrélation du nuage de points pour la calibration du modèle (2021).

Après le calibrage du modèle, en vue de son utilisation en régime transitoire pour anticiper l'évolution future de la nappe et son changement hydrodynamique dans le temps, la simulation a été réalisée pour dix ans. Trois scénarios distincts ont été envisagés :

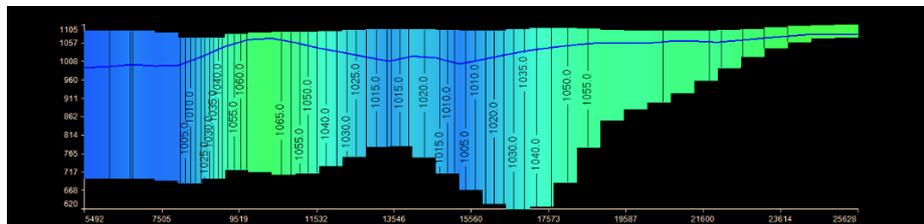
1^{er} scénario :

Ce scénario suit l'évolution du niveau piézométrique de 2021 jusqu'à 2031 sans aucune recharge, ce qui correspond à une exploitation à long terme en maintenant le nombre d'ouvrages de captage et leurs débits d'exploitation fixes.



Légende

AB : Colonne section numéro 12
 Etape 1



Etape 10

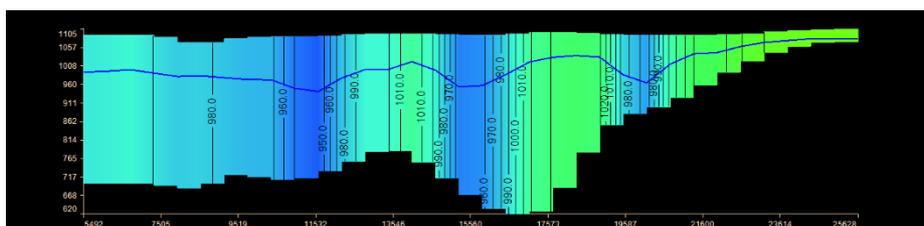


Figure 65. Simulation d'une exploitation à long terme sans recharge 2021-2031.

2^{ème} scénario :

Dans ce scénario, le pompage a été arrêté pendant dix ans (2021-2031) pour observer la recharge de l'ensemble de la nappe par infiltration effective de précipitation pour une moyenne de 17 mm/an (évaluée par la méthode de Thornthwaite).

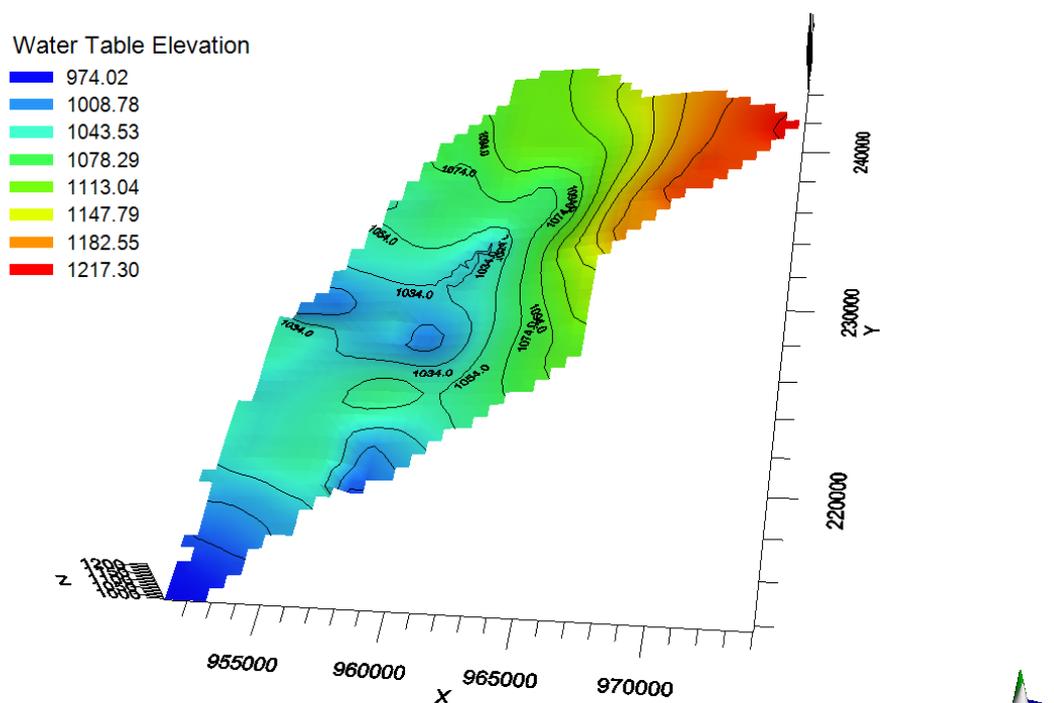


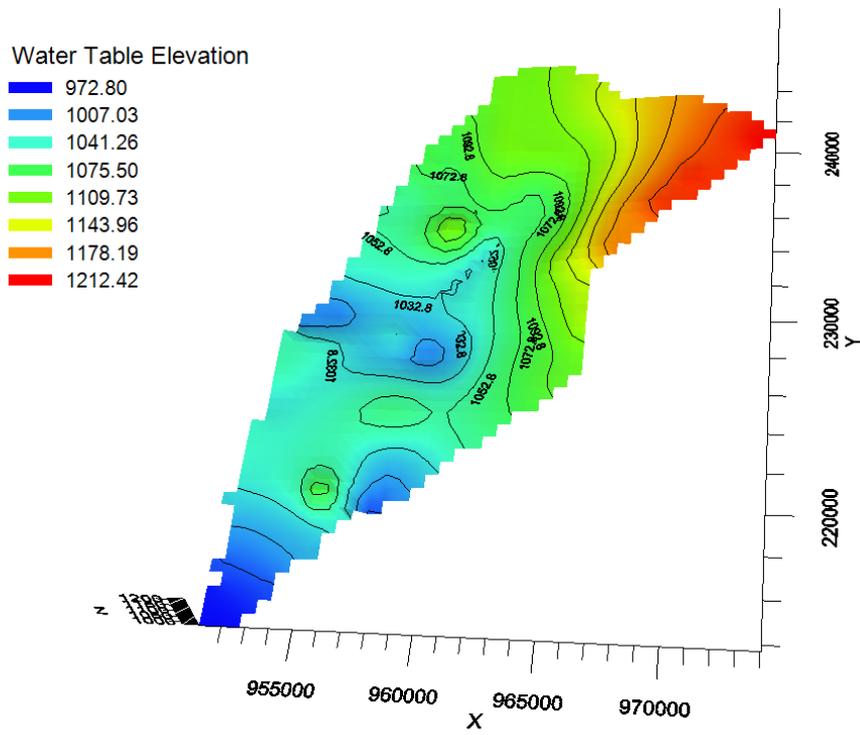
Figure 66. Simulation de la recharge (17 mm/an) sans pompage 2031.

3^{ème} scénario : Mise en place d'un dispositif de recharge artificielle

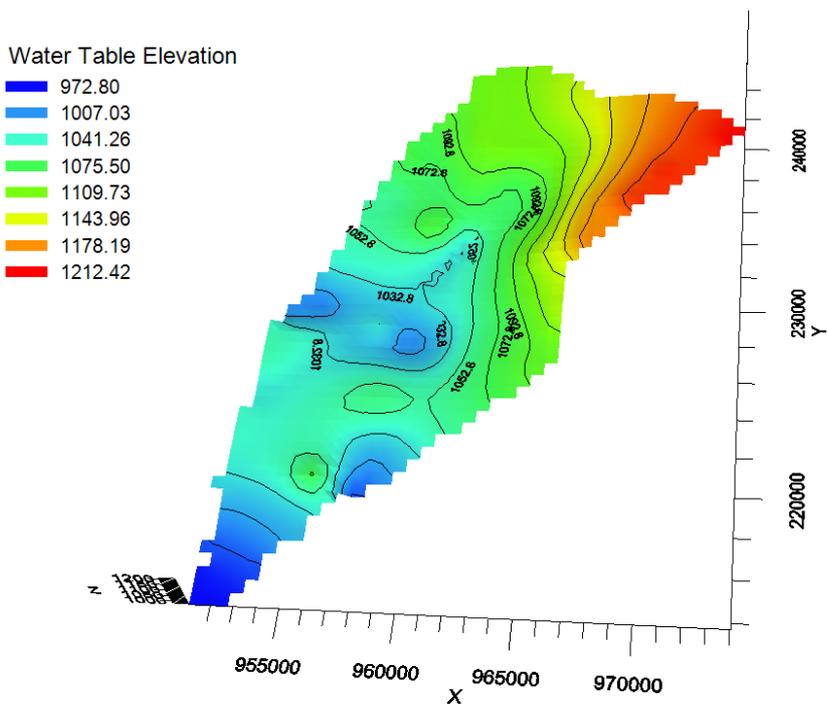
La simulation de la recharge artificielle de l'aquifère a été réalisée en régime transitoire sur une période de 10 ans. Sur la base des données recueillies, le type de bassin de recharge a été proposé comme méthode de recharge artificielle. Deux zones ont été suggérées nord et sud, où le site présente une perméabilité élevée (fissures et karst) et par leur présence à proximité des oueds comme ressource de surface, ces bassins vont capter et infiltrer les eaux de crue de ces cours d'eau (figure 67).

Les hauteurs de la recharge artificielle ont été calculées à partir du volume d'eau déversé par les oueds à un débit maximal d'une heure par jour pendant 20 jours (jours de forte crue sur une année) à la surface du bassin d'infiltration projeté. Le taux d'infiltration a été estimé à 80% du volume d'eau en fonction de la nature lithologique des sites de recharge (Tableau 19).

(a)



(b)



(c)

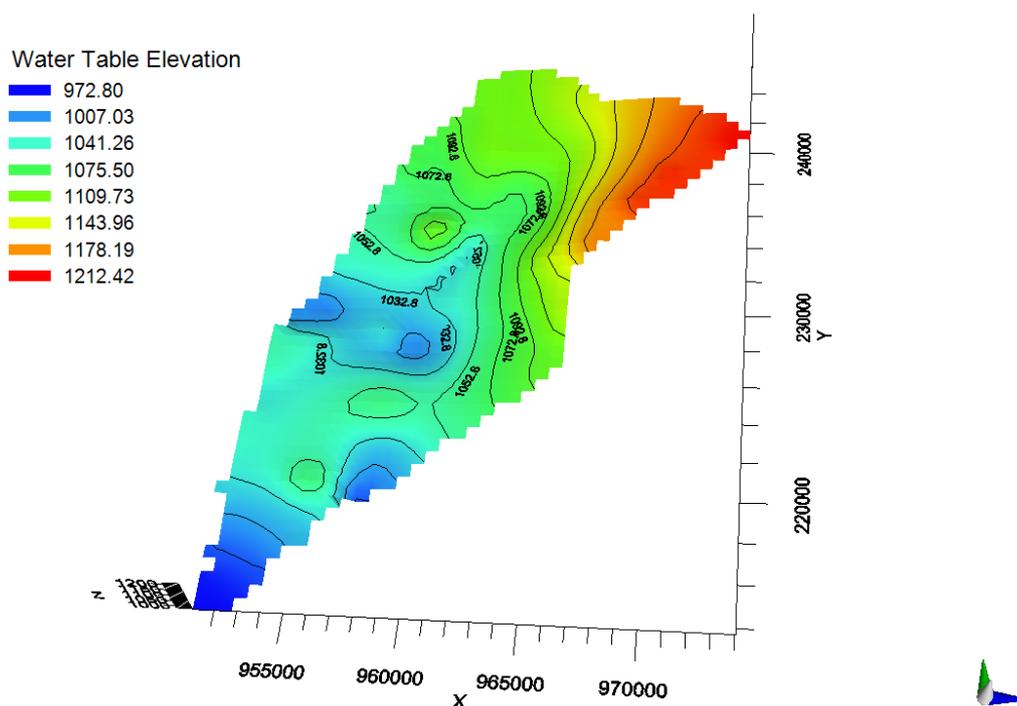


Figure 67. Effet de la recharge artificielle, trois modèles prédictifs pour 2031 dans deux sites de recharge proposés (a) 0.5 km², (b) 1 km², (c) 2 km².

Tableau 19. Paramètres de la recharge artificielle de l'aquifère de Chéria pour une année.

		Site 1		Site 2
Oued	Douamis	El Blilia	El Goussa	Cheria
Débit (m ³ /s)	4.68	7.39	16.05	16
Apport annuel (Mm ³ /an)		28.12		
Recharge de la nappe par un taux d'infiltration de 80%		2.02		1.15
Hauteur de recharge (m)	superficie (Km ²)	0.5	3.24	1.84
	1	1.62	0.92	
	2	0.81	0.46	

VIII. Résultats et discussion

L'analyse de la carte piézométrique résultant du premier scénario (figure 65) révèle que l'aquifère conserve essentiellement la même configuration piézométrique et les mêmes directions d'écoulement, avec des abaissements estimés entre 3 et 7 m dans la partie nord-est et entre 8 et 12 m dans la partie centrale et sud. On observe que le rabattement dans la zone d'étude est en augmentation, notamment dans et autour de la ville où sont concentrés les forages.

Le second scénario (Figure 66) montre que depuis dix ans, les précipitations ont augmenté le niveau piézométrique de 2 à 2,7 m dans la partie nord-est et de 3 à 3,62 m dans les parties centrale et sud. On observe que la nappe réagit à la recharge dans les conditions naturelles mais reste faible.

Le résultat de la simulation de la recharge artificielle dans le troisième scénario est la formation d'un dôme piézométrique au niveau des deux sites sélectionnés, indiquant une augmentation du niveau piézométrique. On constate qu'au cours de la décennie, le niveau piézométrique s'est élevé localement de 20 à 40 m dans les deux sites, avec un taux de recharge de 2 à 4 m par an. Entre les trois superficies suggérées, la surface de 0.5 km² sera retenue car le changement important par augmentation s'effectue dans les deux sites (Figure 67).

IX. Conclusion

La prédiction du changement des niveaux piézométriques de l'aquifère éocène de Chéria à travers le modèle élaboré a démontré que l'exploitation continue sans recharge au fil du temps (2021 à 2031) entraînait une baisse significative du niveau des eaux souterraines. Cependant, avec la recharge naturelle (précipitations), le niveau a augmenté légèrement, mais avec la simulation de la recharge artificielle à partir des rivières, notamment lors de fortes crues via des bassins d'infiltration, un dôme piézométrique s'est formé localement dans les deux sites sélectionnés, indiquant la montée du niveau piézométrique.

On considère que l'application d'un tel système de recharge contribuera à augmenter le niveau des eaux souterraines même avec une faible durée d'écoulement durant l'année.

Chapitre 6

Hydrochimie

I. Introduction

L'hydrochimie est une discipline qui explore les processus chimiques influençant la répartition et la circulation des composés chimiques dans les eaux. Elle repose principalement sur des concepts et des méthodes issus de la chimie, notamment la thermodynamique, les réactions acides-bases, les phénomènes de précipitation-dissolution, les réactions d'oxydation-réduction, ainsi que sur des connaissances en biologie et géologie. L'hydrochimie met en place des modèles pour comprendre des phénomènes tels que la dissolution du dioxyde de carbone, la précipitation et la dissolution de minéraux (comme les oxydes, dioxydes, carbonates, etc.), la spéciation des métaux, les interactions entre phases solides et liquides, et bien d'autres.

De plus, l'hydrochimie englobe des aspects pratiques, notamment les méthodes d'échantillonnage des eaux, l'analyse de la pollution des environnements aquatiques, ainsi que de nombreuses autres applications qui, en raison de leur complexité, sont devenues des disciplines scientifiques à part entière.

Cette partie se concentra sur :

- La caractérisation hydrochimique des eaux souterraines karstiques
- Le calcul du mélange des échantillons des eaux souterraines et superficielle en utilisant le logiciel phreeqc.

II. Matériels et moyens d'analyse

Sur la base des résultats d'analyses chimiques au cours de cette étude, qui ont été réalisées en 2015 (entre Mars et Mai en nombre de sept 07 échantillons) est étudié l'hydrochimie des eaux souterraine. En plus des campagnes chimiques des études antérieures qui vont être prise comme référence (Baali 2014) et (Chamekh. K, 2010). Pour la chimie

des eaux superficielles, des prélèvements d'échantillons ont été effectués en juin 2023 à partir des oueds (El Goussa, El Blilia, Douamis et Cheria) pendant les fortes crues.

1. Les paramètres physico-chimiques

Il s'agit des paramètres utiles pour la détermination de l'état chimique de l'eau :

1.1. Conductivité électrique

La conductivité électrique de l'eau mesure sa capacité à permettre le déplacement libre des charges électriques, ce qui se traduit par sa capacité à conduire le courant électrique. Une eau plus fortement minéralisée favorise une meilleure circulation du courant, ce qui se traduit par une conductivité plus élevée.

Les études précédentes, montrent une élévation remarquable de la conductivité dans la partie sud du terrain (2000 – 5000 $\mu\text{s}/\text{cm}$ et peut atteindre parfois même 10000 $\mu\text{s}/\text{cm}$, septembre 2005). La variation notable observée, en particulier à l'endroit nommé Abla, peut s'expliquer par divers facteurs hydrodynamiques, notamment la recharge à cet emplacement, les flux provenant du nord qui sont très chargés en éléments chimiques, ainsi qu'une éventuelle contamination par les eaux usées de la ville de Chéria, déversées dans l'oued du même nom (Baali. F, 2007).

Les valeurs enregistrées montrent que pour la quasi-totalité des points d'eau (puits et forage) dépassent la norme recommandée pour les eaux d'alimentation en eaux potables.

1.2. Le potentiel hydrique (PH)

Mesure de l'acidité de l'eau ; la concentration en ions hydrogène (H^+). Les eaux de la région d'étude oscillent dans les campagnes de mesure entre 6,5 et 8,5.

1.3. Faciès chimiques

Pour une eau souterraine, le faciès chimique correspond à la catégorie dans laquelle on peut classer cette eau en fonction de ses concentrations respectives en éléments majeurs (hydrogénocarbonates, carbonates, chlorures, sulfates, nitrates, sodium, potassium, calcium, magnésium). Une représentation graphique sur le diagramme triangulaire de PIPER (Figure.68) a été effectuée à partir des résultats analytiques obtenus pour les deux campagnes de mars et mai 2015. Cette représentation a montré une dominance du faciès chloruré magnésien, qui masque le faciès bicarbonaté dans les eaux de la région, connues par une présence abondante de la roche carbonatée (calcaire maestrichtien et éocène):

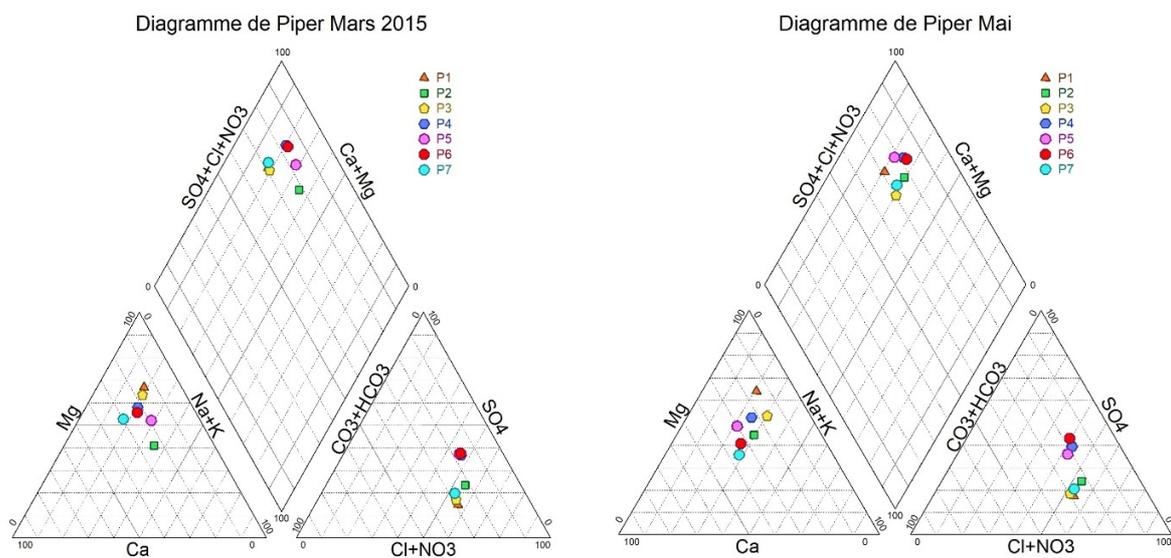


Figure 68. Les diagrammes de Piper 2015.

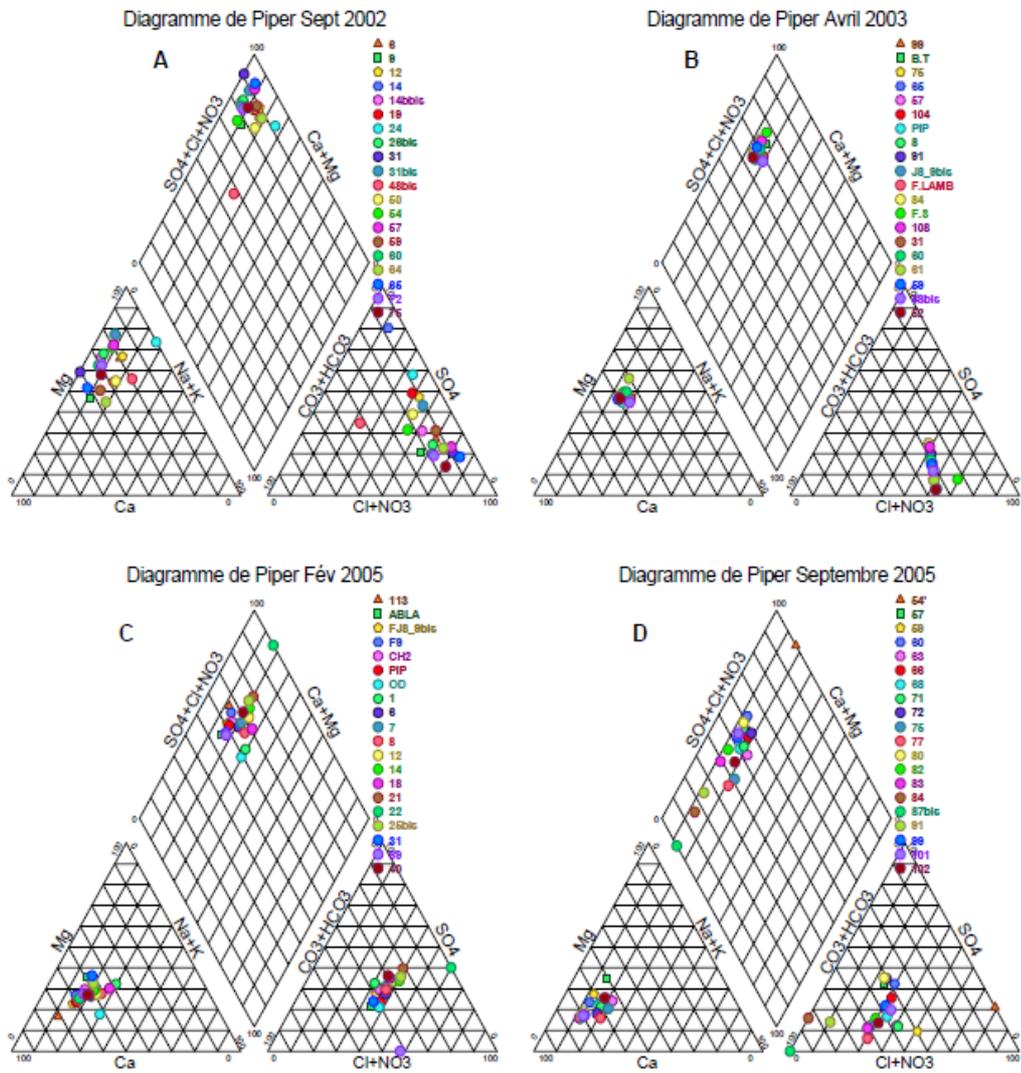


Figure 69. Les diagrammes de Piper (Baali. F, 2007).

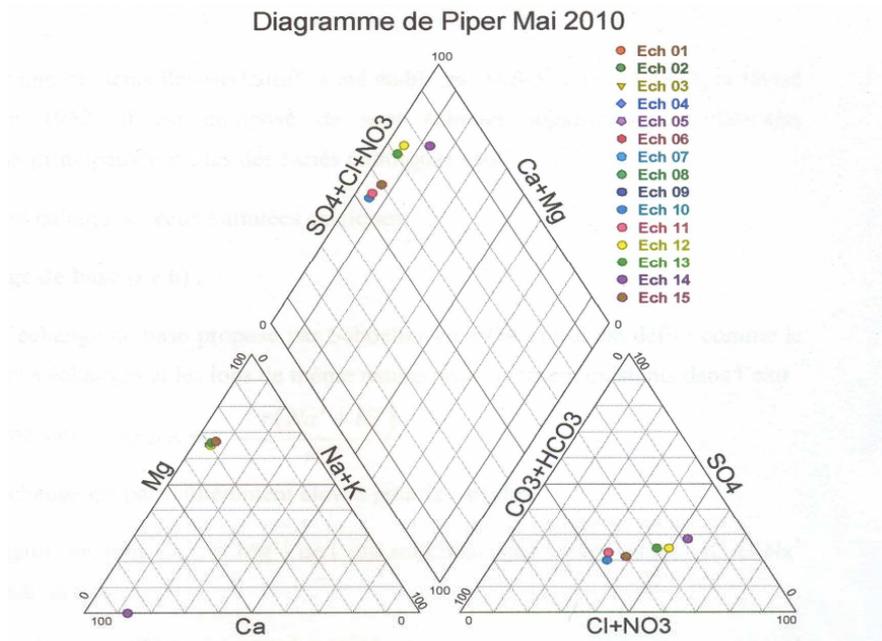


Figure 70. Les diagrammes de Piper (Chamekh. K, 2010).

D'après les périodes d'observation (2002, 2003, 2005, 2010) des mesures effectuées auparavant, le faciès dominant est chloruré magnésien ou chloruré calcique, qui masque toujours le faciès bicarbonaté fréquent dans les eaux de la région. On observe une élévation importante du nitrate, enregistrée particulièrement en septembre 2005. En 2015, le faciès hydrochimique reste généralement stable (chloruré magnésien).

1.4. La représentation graphique sur le diagramme de Schoeller Berkalfff

Cette représentation nous permet de classer les eaux de la région en fonction des concentrations des éléments chimique analysés qui peut nous donner des renseignements sur la qualité chimique des eaux, en projetant les concentrations sur le diagramme de potabilité des eaux (B.R.G.M 1993). Cette représentation nous permet de qualifier les eaux souterraines de la région, dans la classe de potabilité permanente, mais de passable à médiocre (Figures 71 et 72).

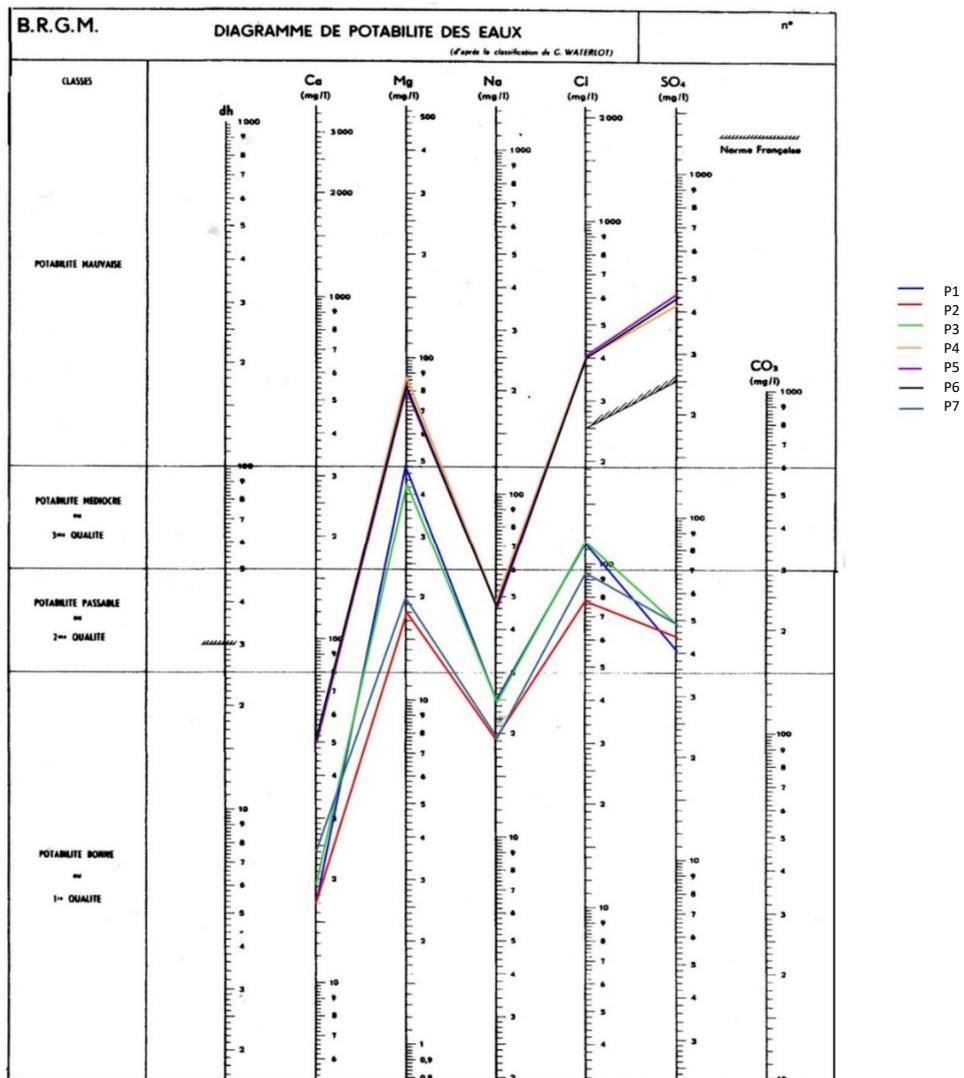


Figure 71. Diagramme de potabilité des eaux (B.R.G.M 1993), Mars 2015.

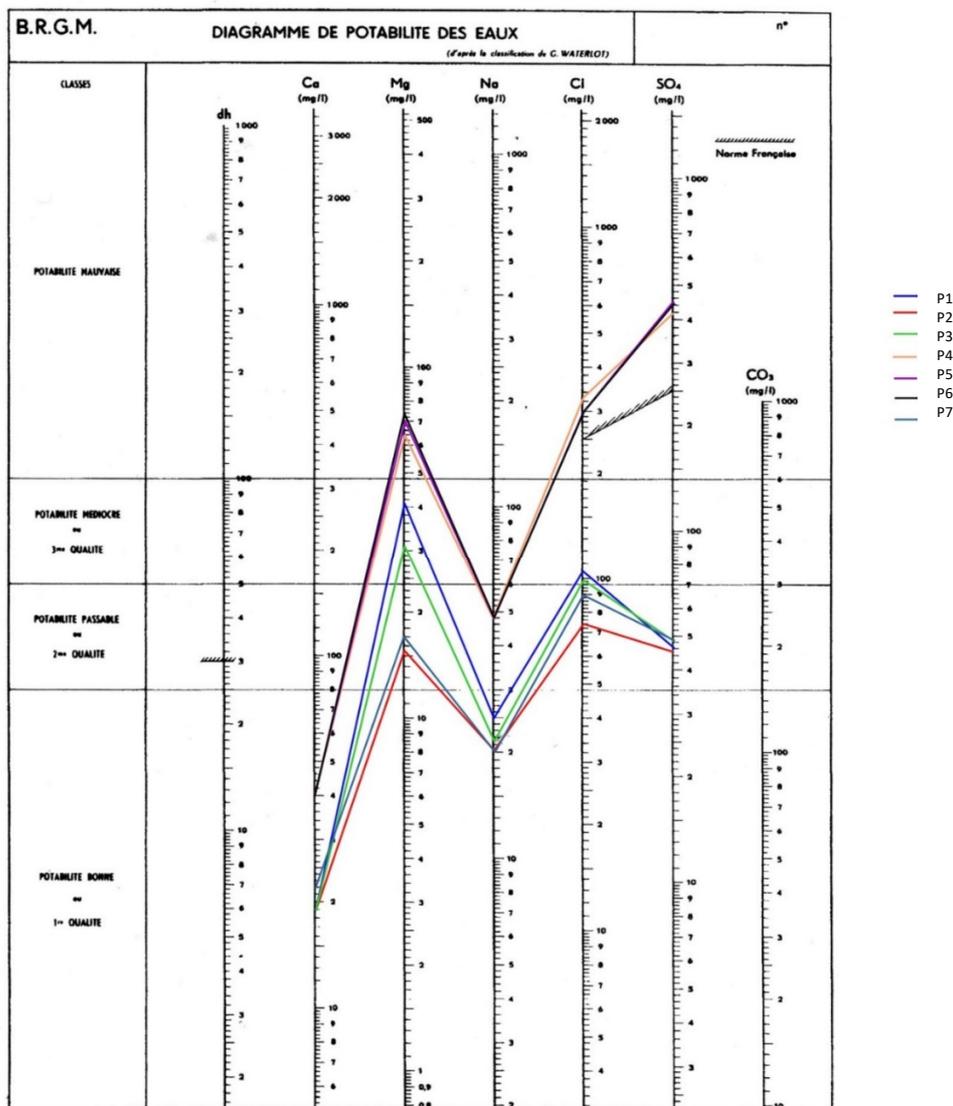


Figure 72. Diagramme de potabilité des eaux (B.R.G.M 1993), Mai 2015.

En ce qui suit, les diagrammes correspondant à chaque campagne de terrain, dressés sur la base des résultats d'analyse.

Mars 2015

Schöeller
Berkaloff

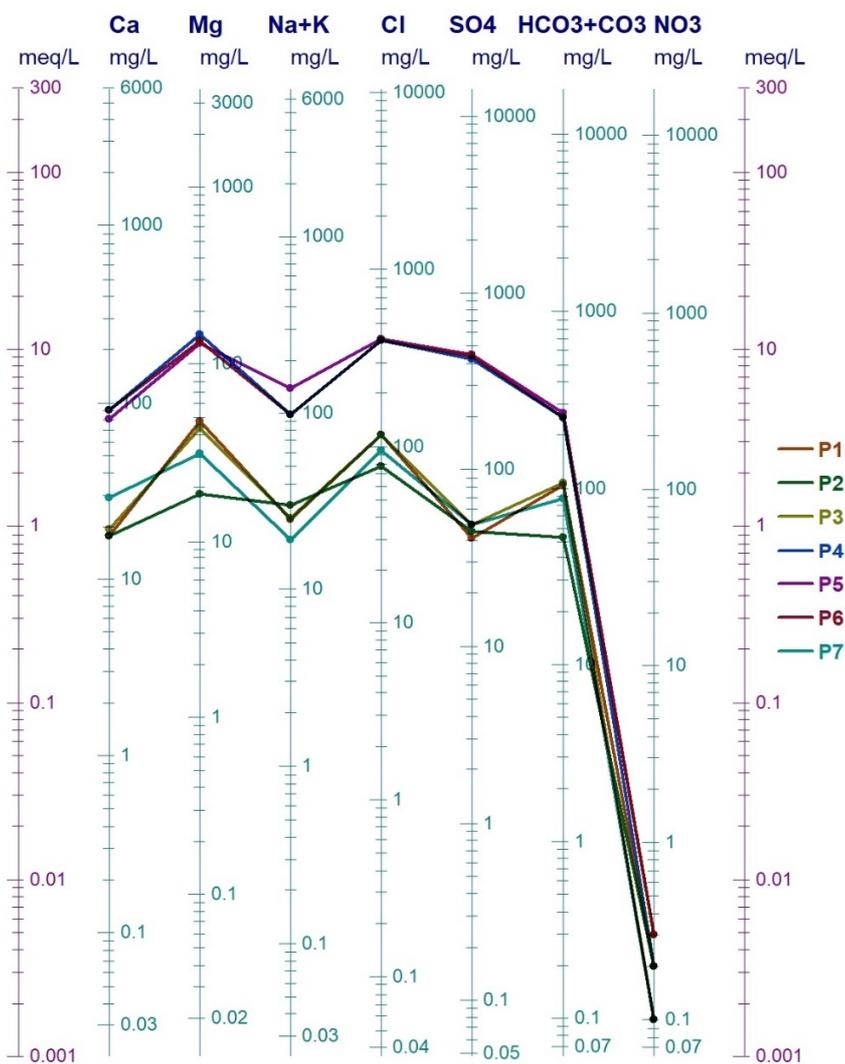


Figure 73. Diagramme de Scheller Berkaloff, mars 2015.

Mai 2015

Schöeller
Berkaloff

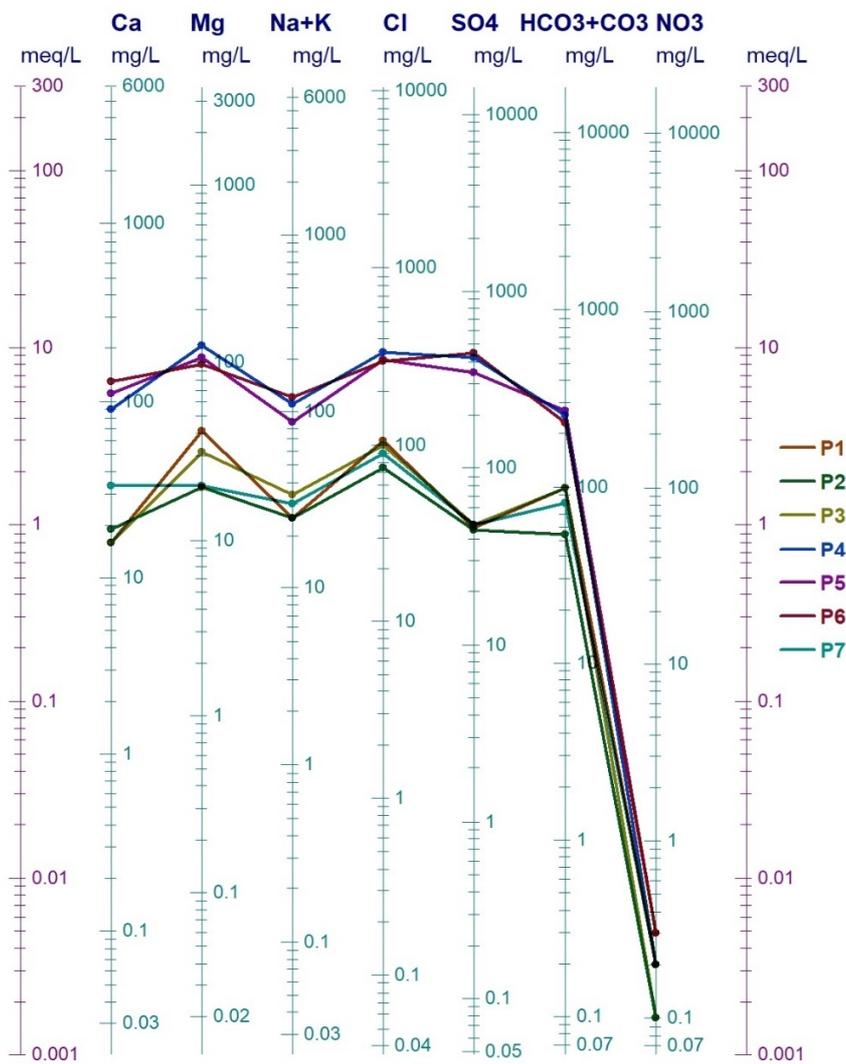


Figure 74. Diagramme de Scheller Berkaloff, mai 2015.

A partir de ces deux diagrammes, on observe que les concentrations les plus élevées sont marquées par les chlorures (Cl) et les sulfates (SO₄), plus de 400 mg/l. La concentration la plus faible concerne les nitrates (NO₃), 0.1 - 0.3 mg/l.

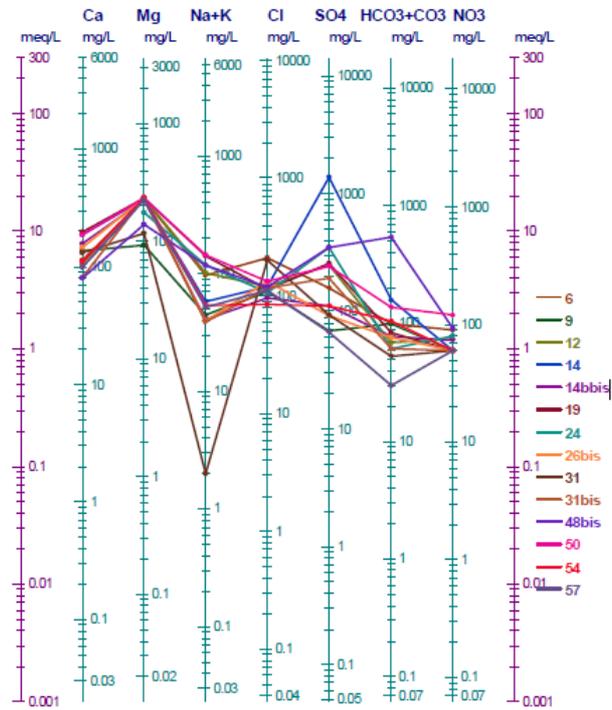


Figure 75. Diagramme de Schoeller Berkaloff, Septembre 2002.

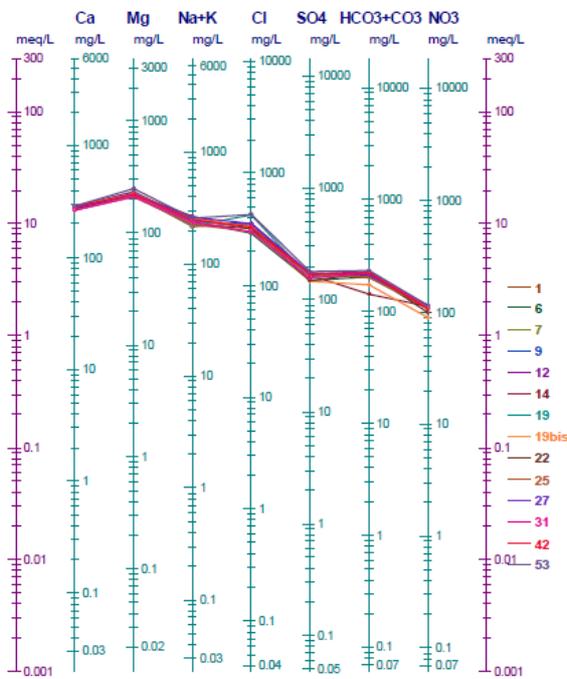


Figure 76. Diagramme de Schoeller Berkaloff, Septembre 2003.

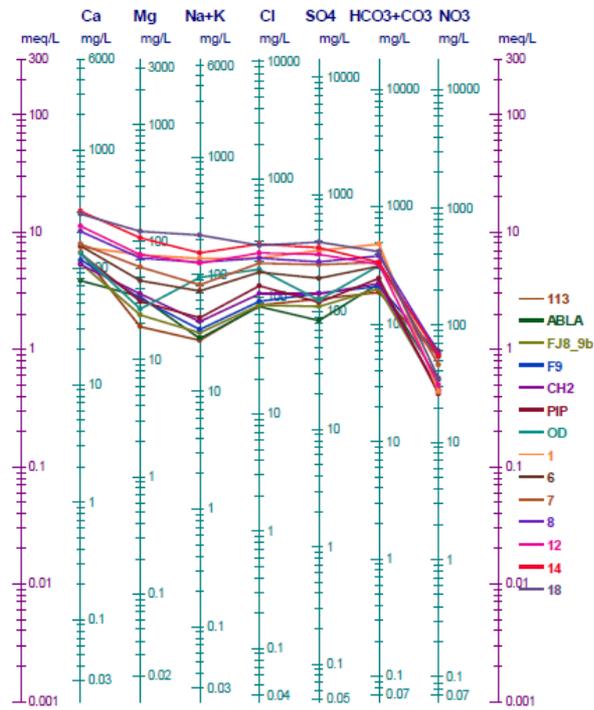


Figure 77. Diagramme de Schoeller Berkaloff, Février 2005.

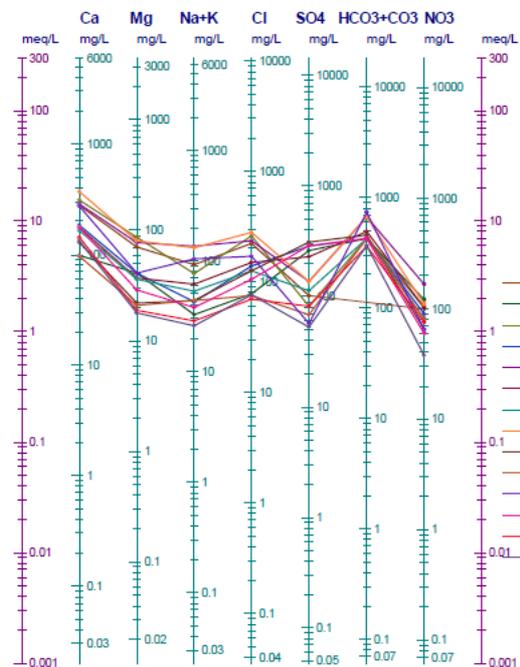


Figure 78. Diagramme de Schoeller Berkaloff, Septembre 2005.

Les représentations des années 2002, 2003 et 2005 montrent des concentrations différentes élevées au niveau des éléments chimiques (Mg, HCO₃, SO₄, Cl et Ca).

Ils montrent aussi des concentrations élevées des nitrates, qui diminue considérablement en 2015 (de 100 mg/l jusqu'à 0.1 mg/l), due probablement à la régression de l'utilisation des engrais utilisés excessivement durant les années précédentes.

III. Utilisation agricole des eaux souterraines

Il est nécessaire de mener une étude chimique des eaux destinées à l'irrigation afin de déterminer le risque potentiel que présentent certains éléments chimiques pour les plantes. La classification des eaux peut être effectuée en fonction du pourcentage de sodium absorbé par l'eau, comme dans la méthode de Wilcox.

Généralement, les plantes sont peu tolérantes aux sols riches en sodium. Le risque associé peut être évalué en utilisant la valeur du Sodium Absorption Ratio (SAR). Pour une conductivité électrique donnée, le risque augmente avec un coefficient SAR plus élevé. Cette classification repose sur la conductivité électrique et le SAR dans l'eau, déterminé par la formule ci-après :

$$SAR = \frac{Na^{++}}{\sqrt{(Ca^{++} + Mg^{++})/2}}$$

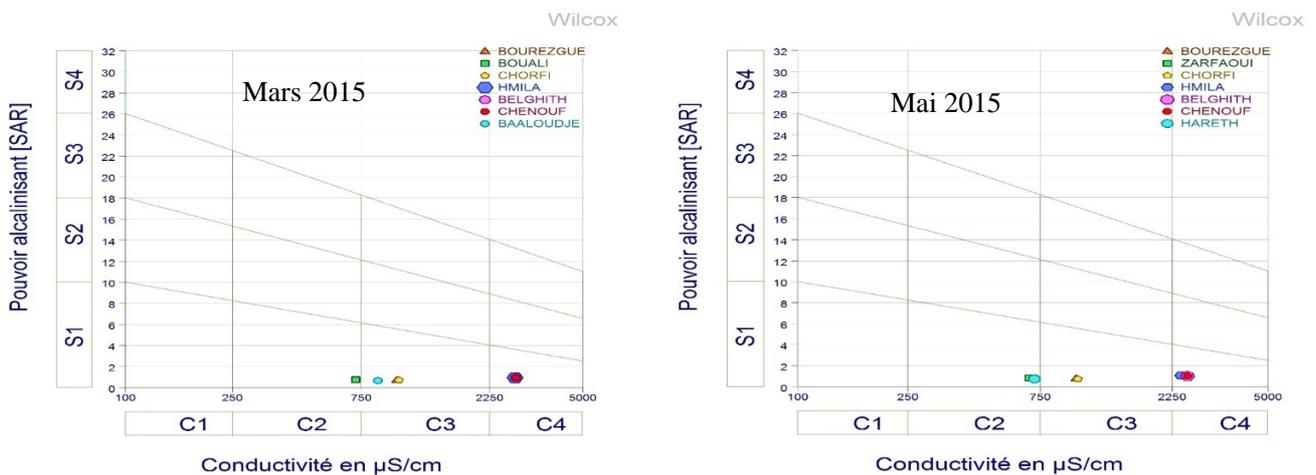


Figure 79. Diagrammes de Wilcox, 2015.

Pour les deux campagnes chimiques (Mars et Mai 2015) on remarque que les eaux de ces puits se classent en bonne, admissible et médiocre qualité.

Les classes obtenues sont enregistrés dans le tableau suivant :

Tableau 20. Classes d'eau de la région d'étude d'après le Diagramme de Wilcox.

Période	Mars 2015	Mai 2015	État d'utilisation
Classe			
Bonne	C ₂ S ₁	C ₂ S ₁	Peut être utilisée sans contrôle particulier pour les plantes moyennement tolérantes aux sels, sol ayant une bonne perméabilité.
Admissible	C ₃ S ₁	C ₃ S ₁	Pour l'irrigation des cultures tolérantes aux sels, des sols bien drainés avec un contrôle de l'évolution de la salinité.
Médiocre	C ₄ S ₁	C ₄ S ₁	Cette eau est fortement minéralisée convienne à des espèces bien tolérantes aux sels et sur des sols bien drainés et lessivés.

D'après cette classification, on observe que les eaux de la partie nord de la région d'étude sont généralement adaptées à la consommation humaine et à l'irrigation en raison de leurs bonnes qualités, par contre les eaux dans la partie sud ont des qualités admissibles à médiocre et recommandées juste pour l'irrigation.

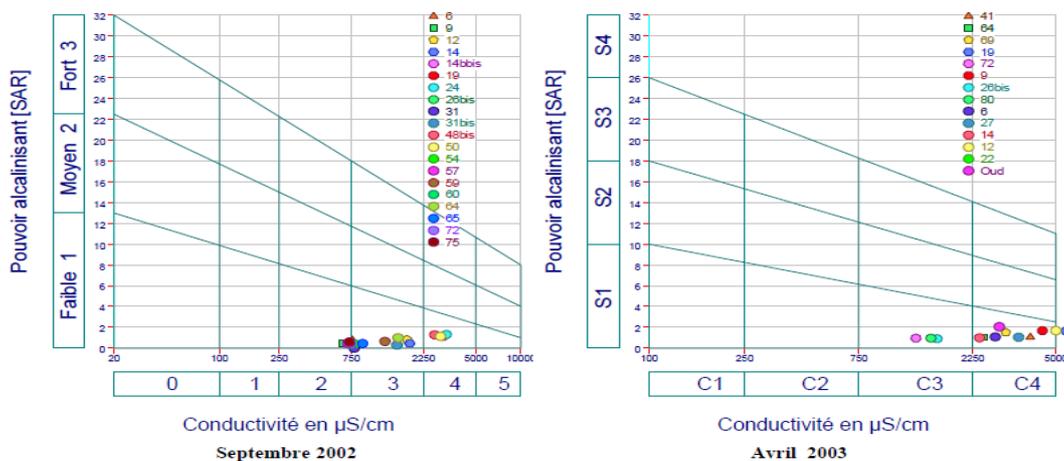


Figure 80. Diagrammes de Wilcox, 2002, 2003.

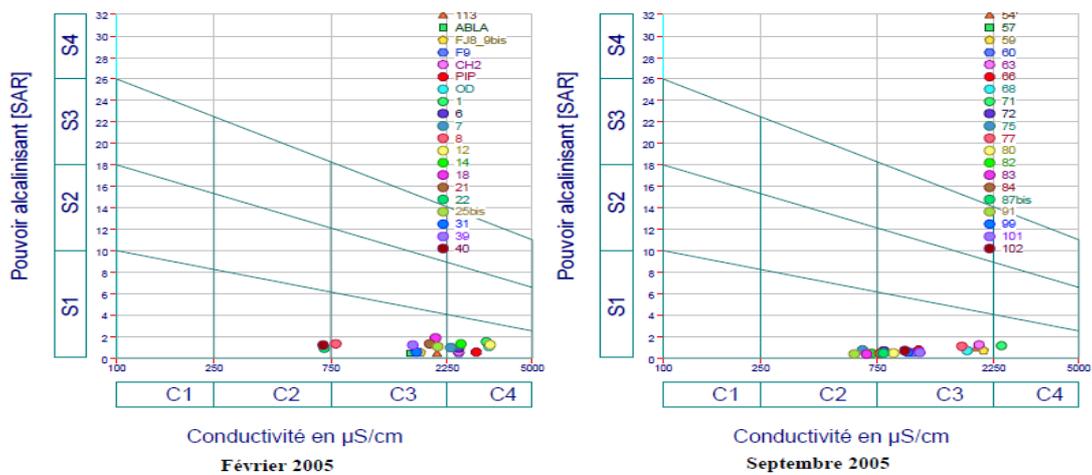


Figure 81. Diagrammes de Wilcox, 2005.

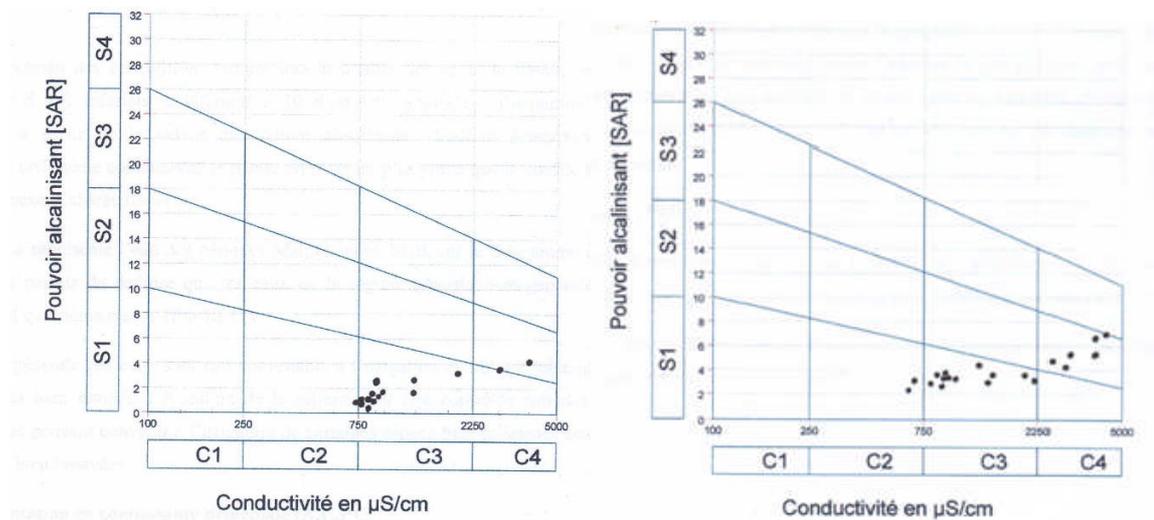


Figure 82. Diagramme de Wilcox, Mai 2010, Octobre 2010.

La représentation des eaux dans les périodes (2002 – 2003 – 2005 - 2010 et 2015) sur le diagramme de Wilcox, a permis de conclure que les eaux de la région, appartiennent généralement à la troisième et quatrième classe.

En général, ces eaux conviennent soit à l'irrigation de cultures tolérantes aux sels sur des sols bien drainés, avec un contrôle nécessaire de l'évolution de la salinité, soit à

l'irrigation de certaines espèces fortement tolérantes aux sels, à condition que les sols soient bien drainés et bien lessivés.

IV. Modèles hydrochimiques

1. Introduction

Plusieurs modèles sont employés par les hydrochimistes pour résoudre des systèmes d'équilibre complexes, calibrer des données expérimentales et évaluer des scénarios. Un logiciel de référence dans ce domaine est Phreeqc. Ce programme offre la possibilité de modéliser diverses réactions et équilibres chimiques. Les résultats ainsi obtenus peuvent être utilisés pour interpréter des données.

PHREEQC est un programme informatique écrit en C par David L. Parkhurst et C.A.J. Appelo ; il est diffusé par l'US geological survey, permettant de simuler les réactions chimiques et les processus de transport dans les eaux naturelles ou polluées, dans les expériences de laboratoire ou dans les processus industriels.

Le programme est basé sur la chimie d'équilibre des solutions aqueuses interagissant avec les minéraux, les gaz, les solutions solides, les échangeurs et les surfaces de sorption, ce qui explique l'acronyme original - PH-Redox-Equilibrium, mais le programme inclut aussi la capacité de modéliser les réactions cinétiques et le transport 1D (unidimensionnel) à travers un algorithme qui simule la dispersion et la diffusion, le mouvement des solutés dans les milieux à double porosité et la diffusion multicomposante, où les espèces ont des coefficients de diffusion individuels dépendant de la température, mais où les flux d'ions sont modifiés pour maintenir l'équilibre des charges pendant le transport.

Une puissante capacité de modélisation inverse permet d'identifier les réactions qui expliquent les compositions d'eau observées le long d'une ligne d'écoulement ou au cours d'une expérience. Des bases de données chimiques extensibles permettent d'appliquer les capacités de réaction, de transport et de modélisation inverse à presque toutes les réactions chimiques reconnues pour influencer la qualité des eaux de pluie, des eaux du sol, des eaux souterraines et des eaux de surface.

2. Capacités de PHREEQC

PHREEQC capable de simuler une diverses de réactions géochimiques pour un système, notamment :

- Le mélange des eaux,
- L'ajout de réactions irréversibles nettes à la solution,
- Dissolution et précipitation des phases pour atteindre l'équilibre avec la phase aqueuse,
- Les effets du changement de température.
- Les équilibres d'échange d'ions,
- Équilibres de complexation de surface,
- les équilibres de la phase gazeuse à pression fixe
- Le transport advectif,
- la modélisation géochimique inverse.
- Les réactions à contrôle cinétique,
- Équilibres solide-solution,
- Équilibres gaz-phase à volume fixe,
- Variation du nombre de sites d'échange ou de surface en fonction d'un minéral ou d'un réactif cinétique,
- Diffusion ou dispersion dans un transport 1D,
- Transport 1D couplé à la diffusion dans les zones stagnantes, et
- Bilan molaire isotopique en modélisation inverse.

PHREEQC calcule les concentrations d'éléments, les molalités et les activités des espèces aqueuses, le pH, le pe (log négatif de l'activité conventionnelle de l'électron), les indices de saturation et les transferts molaires des phases pour atteindre l'équilibre en fonction de réactions géochimiques réversibles et irréversibles spécifiées...etc.

3. Traitement de données et interprétation des résultats

Les données utilisées sont celles des eaux de surface échantillonnées de quatre cours d'eau et de 07 points d'eau souterraine (tableau 21 et tableau 22).

Tableau 21. Eaux de surface caractérisant la zone d'étude (meq/l).

Oued	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}^2$)	pH	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃
El Blilia	1260	8.16	113	29	50	0.23	244	41	175	41
El Goussa	1251	8.04	112	26	50	0.28	239	42	160	40
Douamis	352	7.79	86	22	32	0.2	219	27	95	38
Chéria	271	8.11	72	15	16	0.17	195	21	40	24
Min	271	7.79	72	15	16	0.17	195	21	40	24
Moy	783.5	8.025	4.79	1.92	1.61	0.01	3.68	0.92	2.45	0.58
Max	1260	8.16	113	29	50	0.28	244	42	175	41

Tableau 22. Eaux souterraines caractérisant la zone d'étude (meq/l).

Forage	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}^2$)	pH	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃
P1	501	8.2	16.83	44.6	25.15	0.15	100.6	111.225	43.5	0.2
P2	503	8.3	18.33	19.16	27.5	0.15	53.65	76.325	45	0.15
P3	501	8.1	17.635	37.2	29.5	0.1	102.65	108.275	48.5	0.1
P4	3010	7.6	90.69	136.52	104.65	0.3	251.5	367.825	422.5	0.2
P5	2400	7.8	95.7	119.5	112.65	0.3	267.5	353.15	400	0.3
P6	3017	7.6	110.82	116.15	108.9	0.3	239.5	350.825	444	0.3
P7	630	7.4	31.055	25.5	24.7	0.1	84	93.125	48.5	0.15
Min	501	7.4	16.83	19.16	24.7	0.1	53.65	76.325	43.5	0.1
Moy	1508.86	7.86	54.44	71.23	61.86	0.20	157.06	208.68	207.43	0.2
Max	3017	8.3	110.82	136.52	112.65	0.3	267.5	367.825	444	0.3

On constate que la conductivité électrique des eaux souterraine est plus élevée que celles des eaux de surface ce qui indique que les eaux souterraines sont plus minéralisées.

Certaines valeurs de sulfates présentes dans les eaux souterraines dépassent les normes (plus de 400 mg/l), et de même pour les chlorures (plus de 250 mg/l) provient probablement de la pollution causée par l'oued Chéria qui draine les eaux usées de la région, et à la présence des formations Mio-Plio Quaternaire, qui peuvent contenir des passages argileux, l'origine de la dissolution des gypses.

Enfin, les nitrates sont faiblement présents dans les eaux souterraines, par contre ils sont plus élevés dans les eaux de surfaces mais ne dépassent pas les normes selon le tableau 23).

Tableau 23. Normes algériennes des paramètres physico-chimiques pour l'eau potable (JO 2014).

Paramètre	Unité	Valeurs indicatives
pH	/	6.5 – 8.5
Conductivité	µs/cm	2800
Calcium	mg/l	75 – 200
Magnésium	mg/l	150
Sodium	mg/l	200
Potassium	mg/l	12
Bicarbonates	mg/l	65
Chlorures	mg/l	250
Sulfates	mg/l	400
Nitrates	mg/l	50

L'utilisation du logiciel phreeqc version 3.6.2. 15100 nous à permis de calculer les concentrations d'éléments majeurs en mole, l'indice de saturation et le mélange selon trois proportions (0.1/0.9 - 0.15/0.85 - 0.2/0.8) pour les deux types d'eau et pour les eaux résultantes du mélange (tableau 24)

Tableau 24. Mélange de l'eau de surface et de l'eau souterraine (mol/l).

Paramètre	E. surface	E. souterraines	0.1/0.9	0.15/0.85	0.2/0.8
pH	8.025	7.86	7.864	7.867	7.869
Ca ²⁺	4.17E-03	2.31E-03	2.49E-03	2.58E-03	2.67E-03
Mg ²⁺	1.63E-03	4.82E-03	4.51E-03	4.36E-03	4.20E-03
Na ⁺	1.60E-03	2.67E-03	2.56E-03	2.51E-03	2.45E-03
K ⁺	9.93E-06	4.95E-06	5.44E-06	5.69E-06	5.94E-06
Cl ⁻	9.20E-04	5.88E-03	5.38E-03	5.13E-03	4.89E-03
SO ₄ ²⁻	1.75E-03	2.92E-03	2.80E-03	2.75E-03	2.69E-03
HCO ₃ ⁻	3.33E-03	2.37E-03	2.46E-03	2.51E-03	2.56E-03
NO ₃ ⁻	5.80E-04	3.00E-06	6.07E-05	8.96E-05	1.18E-04
SI Calcite	0.17	-0.43	0.51	0.54	0.58
SI Dolomite	0.06	1.32	1.41	1.45	1.49
SI Aragonite	0.03	0.29	0.36	0.40	0.43
SI Anhydrite	-1.06	-1.41	-1.39	-1.38	-1.37
SI Gypse	-0.76	-1.1	-1.08	-1.07	-1.06

3.1. Concentration des ions

En reportant les valeurs de concentration des ions sur des graphes, on obtient la figure suivante :

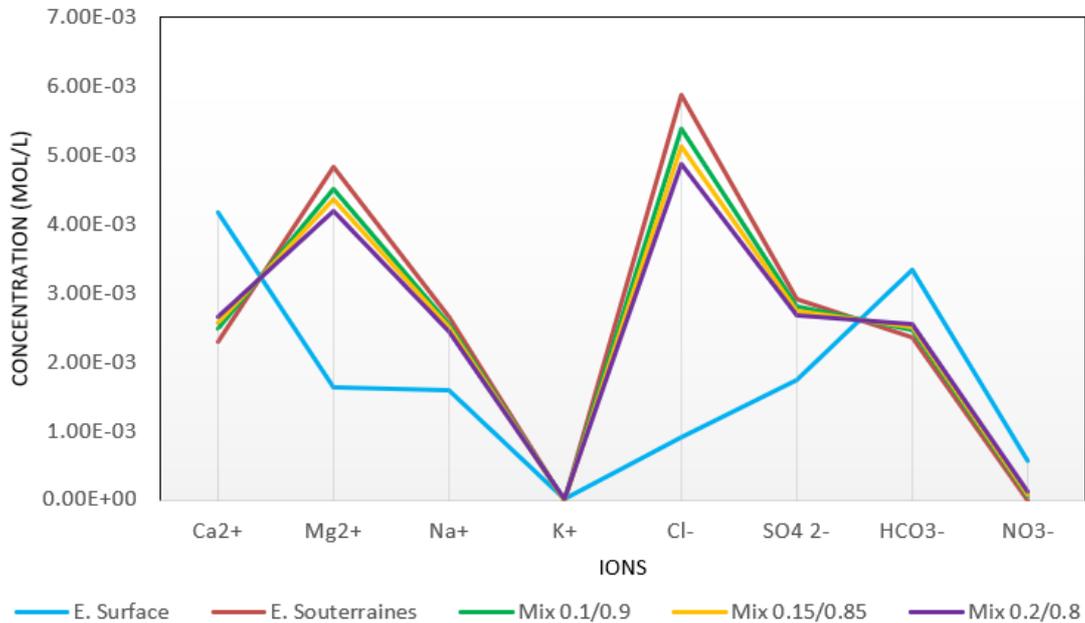


Figure 83. Graphique linéaire concentration d'éléments chimique des eaux de surface, eaux souterraines et eaux mélangés.

On observe qu'avec l'augmentation du rapport de mélange, la concentration des ions Mg^{2+} , Cl^- change et diminue légèrement d'un côté, et augmente pour les ions Ca^{2+} , HCO_3^- dans une certaine fourchette de l'autre côté. La concentration des autres ions n'a pas beaucoup changé.

En comparant la composition chimique des eaux souterraines avec celle résultantes du mélange de trois fractions, on constate qu'elles sont approximativement similaires les unes aux autres avec quelques changements dans la concentration des ions, mais la différence est palpable avec les eaux de surfaces où les concentrations sont plus faibles pour les ions Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} et plus élevées pour le Ca , HCO_3^- , NO_3^- qui, dans tous les cas ne dépassent pas les normes algériennes (tableau 23).

3.2. Indice de saturation

On peut évaluer le degré de saturation de l'eau en calculant l'indice de saturation, qui reflète l'équilibre chimique entre l'eau et les minéraux présents dans la matrice de l'aquifère. Cet indice atteint zéro lorsque la solution est en équilibre avec une phase solide. Un indice

de saturation positif signifie une sursaturation vis-à-vis d'un minéral, pouvant entraîner sa précipitation à l'intérieur de l'aquifère. En revanche, un indice négatif indique une sous-saturation, signifiant que l'eau a encore la capacité de dissoudre ce minéral spécifique

L'indice de situation (SI) s'exprime comme suit (Appelo et al., 2005),

$$SI = \log \left(\frac{IAP}{K} \right)$$

Où: IAP est le produit d'activité ionique et K le produit de solubilité.

Le SI des minéraux tels que la calcite (CaCO_3), la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), l'anhydrite (CaSO_4), l'aragonite (CaCO_3) et le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) est calculé pour discuter de la possibilité d'enrichissement ou d'appauvrissement d'un ion spécifique induit par la dissolution ou la précipitation d'un minéral.

L'interprétation thermodynamique en utilisant la simulation de la concentration des ions majeurs (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+), sous l'effet de l'évaporation isotherme (25 °C), par le logiciel thermodynamique « Diagrammes » en termes d'équilibres sels/solution, montre que :

3.2.1. Eaux de surface

Les eaux de surface de la région prélevées sur quatre cours d'eau sont sous-saturées par rapport minéraux évaporitiques. La variation des indices de saturation montre des valeurs négatives variant entre -1.06 et -1.82 et une valeur moyenne de -1.345 pour le gypse et entre -1.28 et -2.04 avec une moyenne de -1.565 pour l'anhydrite, ce qui provoque le processus de dissolution (figure 84).

Par contre, les eaux de surface sont sursaturées par rapport aux minéraux carbonatés. La variation des indices de saturation montre des valeurs positives variant entre 0.61 et 1.11 et une moyenne de 0.882 pour la calcite, entre 0.46 et 0.97 et une moyenne de 0.74 pour l'aragonite et entre 0.97 et 1.98 et une moyenne de 1.29 pour la dolomite, ce qui provoque le processus de précipitation (figure 85).

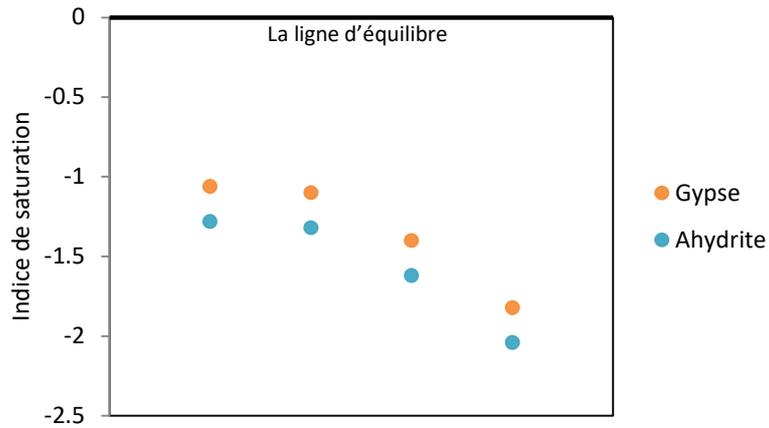


Figure 84. État des minéraux évaporitiques dans l'eau de surface.

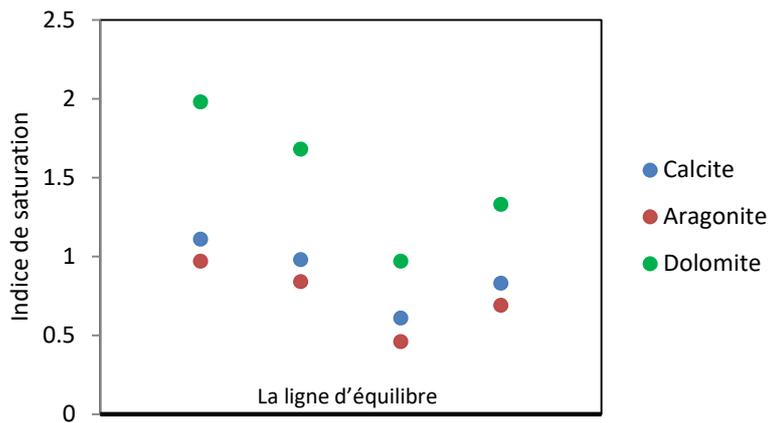


Figure 85. État des minéraux carbonatés dans l'eau de surface.

3.2.2. Eaux souterraines

Les eaux souterraines de la région sont sous saturées par rapport au gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), les indices de saturation varient entre -2.42 et -0.77 avec une moyenne de -1.67 et par rapport à l'anhydrite (CaSO_4) pour un minimum de -2.64 et un maximum de -0.99 avec une moyenne de -1.89, ce qui provoque la dissolution en entraînant un enrichissement des eaux en calcium et en sulfates (Fig. 84). Les eaux de la région sont aussi sous saturées en calcite (CaCO_3) représenté par des valeurs négatives entre -1.41 et -0.15 et une moyenne de -1.76 et entre -1.55 et -0.3 avec une moyenne de -0.905 par rapport à

l'aragonite (CaCO_3) dans tous les points analysés, entraînant la dissolution des éléments carbonatés, ainsi que pour la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) sauf dans trois (03) points où les eaux sont sursaturées entraînant la précipitation sous forme de dolomite, les indices de saturation varient entre -2.44 et 0.12 avec une moyenne de -1.027 (Fig. 85)

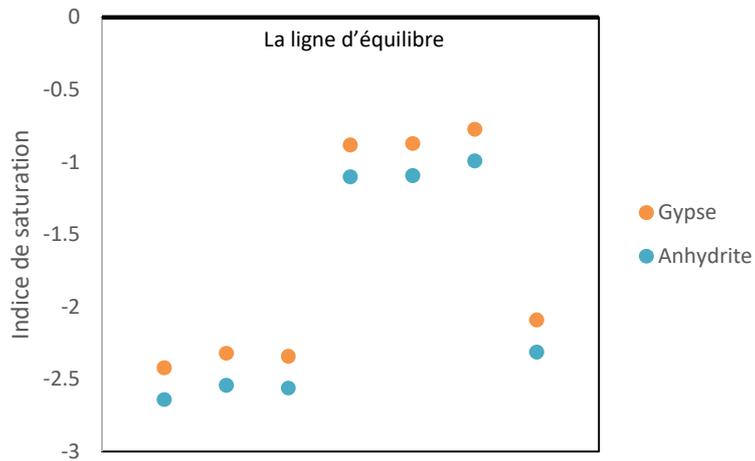


Figure 86. État des minéraux évaporitiques dans l'eau souterraine.

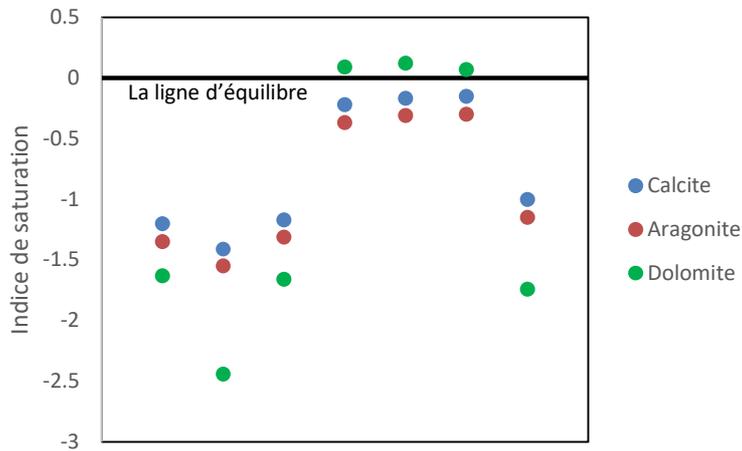


Figure 87. État des minéraux carbonatés dans l'eau souterraine.

3.3. Mélange de l'eau de la nappe et de l'eau à stocker

Les modèles de mélange sont des outils puissants qui permettent l'exécution de plusieurs scénarios et fournissent une gamme de solutions possibles qui sont utiles pour caractériser les systèmes hydrologiques et pour les processus de prise de décision (Soulsby et al., 2003a ; Uhlenbrook et Hoeg, 2003).

Afin de déduire l'effet de la recharge des eaux de surface dans le système des eaux souterraines, nous avons réalisé trois (03) scénarii considérant différents pourcentages dans le mélange. Ce type de modélisation à été fait sous *PhreeqC* avec la commande *Mix*.

3.3.1. La commande "MIX"

Ce bloc de données à mot-clé est utilisé pour mélanger un ensemble de deux ou plusieurs solutions aqueuses. Le mélange peut être utilisé seul, en combinaison avec des réactions supplémentaires, ou pendant les calculs d'advection ou de transport. Toutes les applications de MIX donnent lieu à un calcul de réaction par lots qui produit un équilibre aqueux, y compris un équilibre d'oxydoréduction.

3.3.2. Procédure

Dans ce modèle, le processus de mélange commence avec un pourcentage de 10% d'eau de surface (eau à stocker provenant des oueds de la zone d'étude : oued El Blilia, El Goussa, Douamis et Cheria et 90% d'eau souterraine, ensuite 15% et 85% et à la fin 20% d'eau de surface et 80% d'eau souterraine.

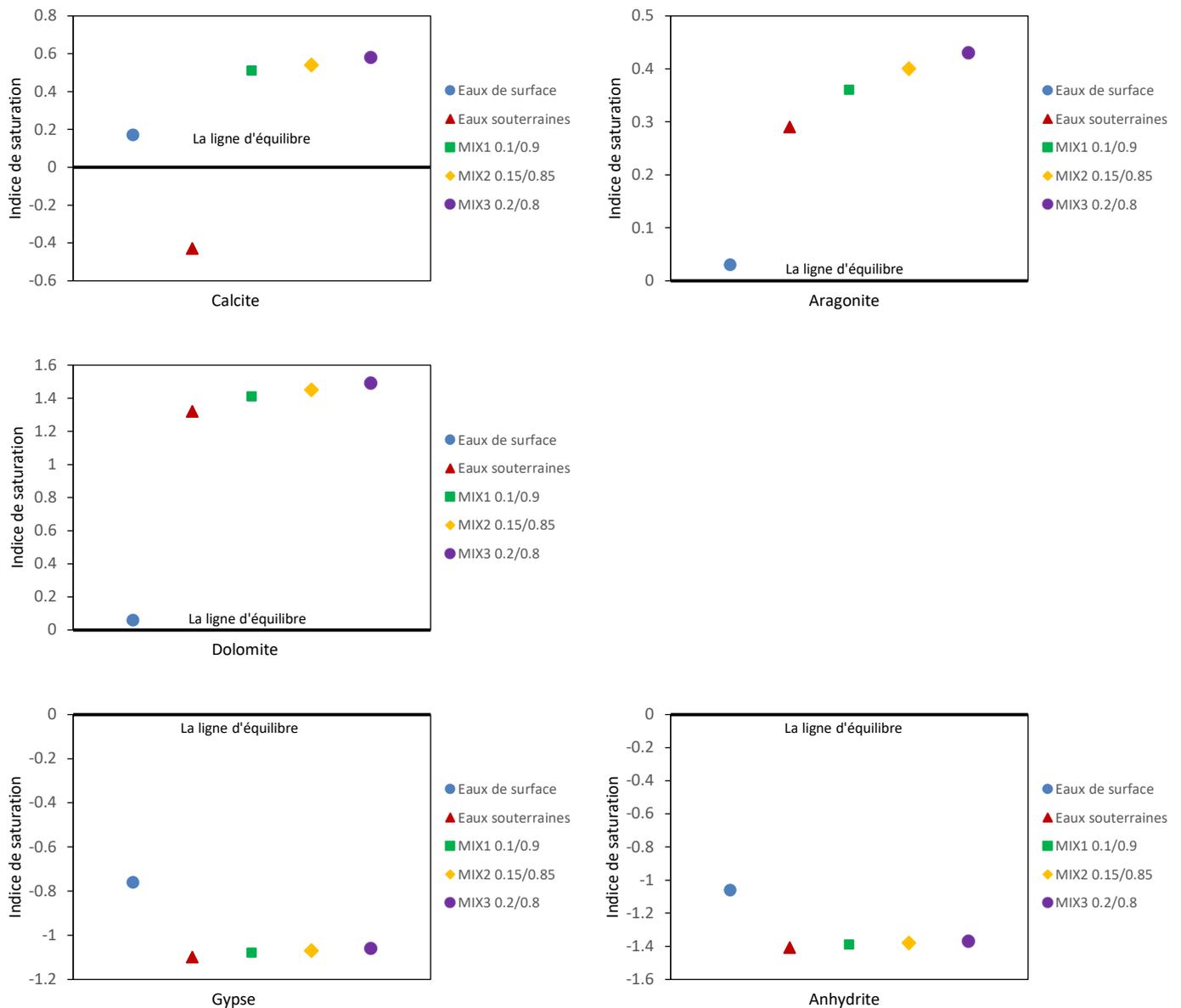


Figure 88. Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de cinq minéraux.

La variation des indices de saturation pour les trois fractions montre des valeurs positives pour la calcite, l'aragonite et la dolomite qui augmentent avec l'augmentation des rapports de mélange, les eaux résultantes du mélange sont donc sursaturées par rapport à ces minéraux, traduisant le processus de précipitation. Par contre, elles sont sous saturées

selon les valeurs négatives du gypse et de l'anhydrite et se diffèrent légèrement en augmentation, traduisant un processus de dissolution dans la matrice aquifère.

On remarque qu'il n'y a pas de grand changement après le mélange et que les eaux résultantes sont proches des eaux souterraines, sauf pour la calcite qui a augmenté par rapport aux eaux souterraines de -0.43 vers des valeurs positives (0.51 - 0.54 - 0.58) respectivement pour les trois proportions (0.1/0.9 – 0.15/0.85 – 0.2/0.8).

Après le mélange, les caractéristiques hydrochimiques des échantillons d'eau ne sont pas donc modifiées et elles sont proches des eaux souterraines.

V. Diagrammes de stabilité de Korjinski

Les diagrammes de Korjinski sont fort utiles pour comprendre comment s'effectuera la dissolution d'un minéral tel qu'un aluminosilicate (Altération des minéraux alumino-silicatés).

A partir d'une analyse des éléments majeurs d'une eau, on peut calculer les concentrations des ions libres et leurs activités. On peut alors reporter le point représentatif de cette eau sur différents diagrammes de Korjinski et déterminer quels sont les minéraux qui peuvent être à l'équilibre avec cette eau.

Toutefois l'application de cette méthode est parfois problématique car l'eau naturelle peut contenir cinq constituants principaux et même souvent d'avantage. Les diagrammes de Korjinski sont la projection d'un diagramme à quatre ou cinq dimensions.

Nous avons reporté les échantillons d'eau analysés sur des diagrammes de stabilité type $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (figure 89 et figure 90) et de type $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (figure 91 et figure 92) pour une température égale à 25°C.

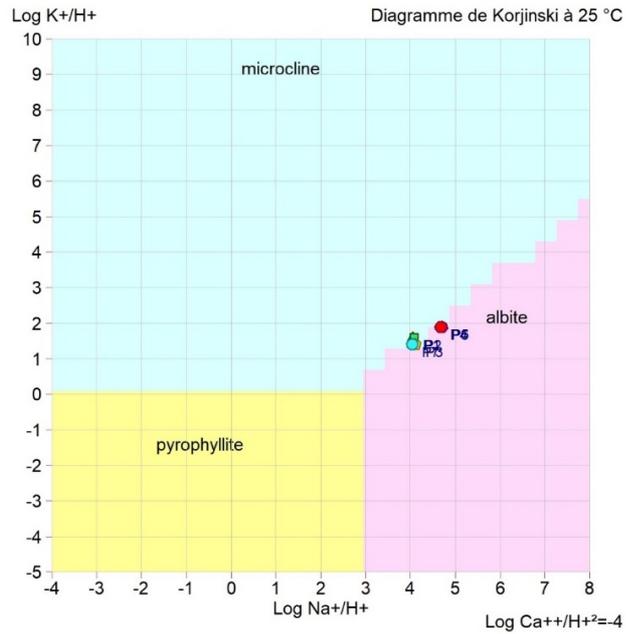


Figure 89. Représentation des échantillons d'eau souterraines dans un diagramme de stabilité de Korjinski d'un système $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ à 25 °C.

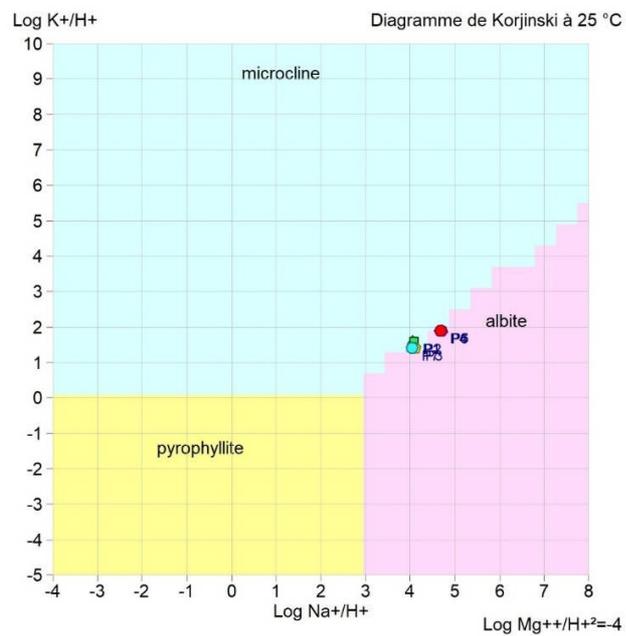


Figure 90. Représentation des échantillons d'eau souterraines dans un diagramme de stabilité de Korjinski d'un système $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ à 25 °C.

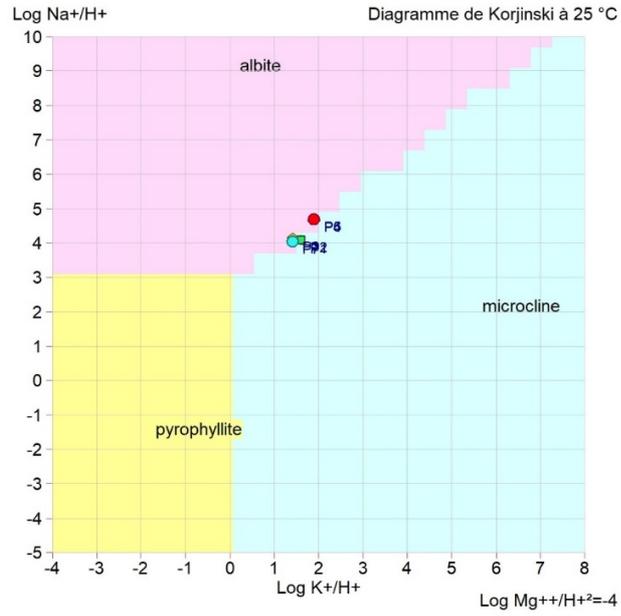


Figure 91. Représentation des échantillons d'eau souterraines dans un diagramme de stabilité de Korjinski d'un système Na₂O-Al₂O₃- SiO₂-H₂O à 25 °C.

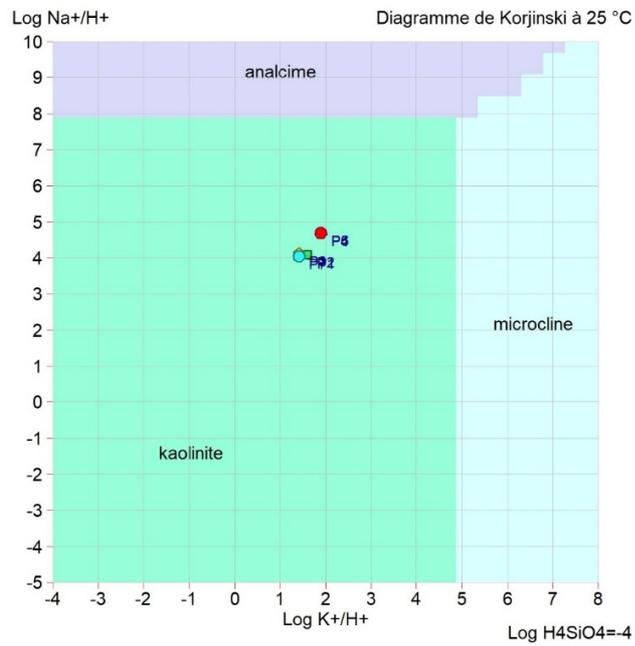


Figure 92. Représentation des échantillons d'eau souterraines dans un diagramme de stabilité de Korjinski d'un système Na₂O-Al₂O₃- SiO₂-H₂O à 25 °C.

On remarque d'après ces diagrammes que tous les points d'eau se situent dans la limite entre l'albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) et le microline (KAlSi_3O_8) dans trois diagrammes et se situent dans le domaine de kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) dans le dernier. Ce qui indique que ces minéraux sont en état d'équilibre avec les eaux souterraines et qu'elles se trouvent dans un environnement formé essentiellement par des aluminosilicates.

La solubilité des aluminosilicates est très complexe et dépend de la concentration en aluminium, de l'activité de la silice et du pH. On distinguera les éléments chimiques présents dans ces minéraux, qui ont une très faible solubilité et sont toujours liés à une phase solide (comme les oxydes ou les hydroxydes) : Korkinski les appelle éléments inertes. Dans les aluminosilicates, ce rôle est généralement joué par l'aluminium, mais aussi par la silice. Les autres éléments seront classés comme éléments contrôlés.

VI. Conclusion

L'étude hydrochimique des eaux échantillonnées des eaux souterraines et des eaux de surface en utilisant les différentes modalités de tracés graphiques et d'interprétation nous a permis de conclure:

- Le faciès dominant des eaux souterraines est chloruré magnésien ou chloruré calcique, qui masque le faciès bicarbonaté fréquent dans les eaux de la région.
- La conductivité électrique des eaux souterraine est plus élevée que celles des eaux de surface ce qui indique que les eaux souterraines sont plus minéralisées. La forte minéralisation observée, particulièrement au Sud n'est pas due uniquement à l'origine naturelle, mais elle est attribuée aussi aux activités anthropiques.
- La composition des eaux souterraines renferme des valeurs élevées de sulfates (plus de 400 mg/l) et de chlorures (plus de 250 mg/l) qui dépassent les normes, dans les puits (4, 5 et 6) caractérisant la région de Abla (sud de chéria), ces fortes concentrations sont dues au remplissage alluviale et la pollution causée par l'oued qui draine les eaux usées.
- Contrairement aux eaux souterraines, les eaux superficielles contiennent des valeurs importantes de nitrates (jusqu'à 41 mg/l) mais ne dépassent pas la norme, leur origine étant probablement liée en grande partie, au développement d'une agriculture intense (utilisation d'engrais).
- Les eaux sont soit convenable à l'irrigation de culture tolérante aux sels sur des sols bien drainés, l'évolution de la salinité doit être contrôlée, soit fortement minéralisées, pouvant convenir à l'irrigation de certaines espèces bien tolérantes aux sels, bien drainées et bien lessivées.
- L'évolution des différents éléments chimiques après le mélange dans les trois proportions (0.1/0.9 – 0.15/0.85 – 0.2/0.8) montre que les eaux résultantes sont proches les unes aux autres avec quelques changements dans la concentration des ions.
- Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans les deux types d'eaux, de surface et souterraines, ainsi que dans les eaux mélangées qui en résulte indique que les minéraux carbonatés ont tendance à précipiter. En revanche, les minéraux

évaporitiques sont toujours en état de sous-saturation. Les indices des eaux mélangées dans les trois proportions sont similaires entre eux et à ceux des eaux souterraines.

- Les échantillons d'eau souterraine sont situés dans un domaine de stabilité de la kaolinite et entre la limite de l'albite et du microline, ce qui enrichie les eaux souterraines au cours du processus d'altération par les ions Na, K, Al, et Si contenue naturellement dans la composition de ces minéraux.

Après le mélange, les caractéristiques hydrochimiques des échantillons d'eau ne sont pas donc modifiées et elles sont proches de celles d'origine des eaux souterraines, alors la qualité de l'eau sera bonne pour la recharge artificielle de la nappe.

Conclusion et perspective

Conclusion générale

La diminution des ressources en eau dans les aquifères karstiques est une préoccupation sérieuse qui a des répercussions significatives sur la disponibilité de l'eau douce dans de nombreuses régions. Les aquifères karstiques, avec leur géologie complexe, sont vulnérables à la surexploitation, à la pollution et aux changements climatiques, ce qui peut entraîner une baisse significative des niveaux d'eau.

La recharge artificielle, c'est-à-dire l'ajout contrôlé d'eau dans ces aquifères, offre une solution potentiellement viable pour atténuer cette diminution.

Cette étude examine la faisabilité de la mise en œuvre de techniques de recharge artificielle pour réalimenter l'aquifère éocène, qui constitue la principale source d'approvisionnement en eau dans la région de Chéria, tant pour les besoins en eau potable que pour l'agriculture.

La région de Chéria est caractérisée par un climat semi-aride d'une moyenne annuelle de précipitation inférieure à 290.79 mm/an et des pluies orageuses pendant les mois de l'été.

De point de vue géologiques, géophysiques et hydrogéologiques, la région de Chéria est constituée d'un complexe aquifère qui a été dans un certain temps très important formé par un remplissage Mio-Plio-Quaternaire, les calcaires fissurés de l'éocène et les calcaires maestrichtiens aquifères aux bordures et stériles au centre. L'aquifère des calcaires Eocènes le plus important de point de vue réserve et exploitation ainsi que celui du recouvrement Mio-Plio-Quaternaire qui est devenu sans intérêt hydrogéologique après des décennies de sécheresse.

Les cartes piézométriques ont révélé un sens d'écoulement général NE SW dans la partie nord à partir de l'année 1999 jusqu'à l'année 2015, et de l'Est vers l'axe de drainage (l'Oued de Chéria). Mais pour les années 2017 et 2021 l'écoulement change considérablement d'est en ouest. L'alimentation vient toujours des bordures du calcaire Maestrichtien. Dans la partie sud, l'écoulement reste le même après 22 ans ; il converge vers

un axe de drainage, qui coïncide clairement avec l'Oued Cheria vers le sud-ouest. Le gradient hydraulique change entre le Nord et le Sud, et d'une période à l'autre.

Deux sites ont été choisis pour l'installation d'un dispositif de recharge artificielle de type bassin, pour capter et infiltrer les eaux de crue des cours d'eau :

- **Site 01** : par sa situation au nord de la zone d'étude et en aval de trois cours d'eau semi-pérennes (Douamis, El Blilia, et El Goussa), il correspond à la zone située à Draa Douamis où des affaissements ont eu lieu durant l'année 2001.
- **Site 02** : se situe en aval du principal cours d'eau dans la région de Cheria (oued Cheria), où le calcaire éocène affleure au sud de la zone d'étude.

Le modèle mathématique ainsi élaboré a été conçu sur la base de la piézométrie, des conditions aux limites et des données disponibles.

La simulation des écoulements des eaux souterraines pour dix ans (2021-2031) a montré que la poursuite de l'exploitation sans recharge entraînait une baisse significative du niveau des eaux souterraines au fil du temps. En revanche, la recharge naturelle par l'infiltration des eaux de pluie a conduit à une légère augmentation du niveau. Le scénario, mettant en œuvre une recharge artificielle à partir des rivières pendant les périodes de fortes crues, a démontré la formation de dômes piézométriques sur les deux sites sélectionnés, indiquant une augmentation du niveau piézométrique.

L'étude du chimisme de la nappe a révélé un faciès chloruré magnésien ou chloruré calcique, qui masque le faciès bicarbonaté fréquent dans les eaux de la région, fortes concentrations de sulfates et de chlorures dues au remplissage alluviale et la pollution causée par l'oued qui draine les eaux usées, des valeurs très faibles de nitrate due à la régression d'utilisation des engrais contrairement aux eaux de surfaces qui renferment des valeurs élevées mais ne dépassent pas les normes.

L'évolution des concentrations d'éléments chimiques et de l'indice de saturation des eaux issues du mélange eaux de surface et eaux souterraines, simulées sous trois proportions différentes, a révélé une convergence des valeurs entre elles et avec les eaux souterraines.

Cela indique que la qualité de l'eau n'a pas été modifiée de manière significative par le mélange, ce qui est bénéfique pour la recharge artificielle de la nappe phréatique.

Enfin, cette étude revêt une importance capitale pour assurer un approvisionnement en eau fiable et durable dans la région de Chéria, tout en préservant les ressources en eau pour les générations futures. Elle offre l'opportunité de mettre en place des solutions innovantes pour relever les défis liés à la gestion des ressources en eau dans un contexte de changement environnemental et de pressions croissantes sur les ressources en eau.

Perspectives (Limites et améliorations du modèle)

Pour la première fois, la modélisation a été appliquée à l'aquifère éocène de la région de Chéria, ce qui a permis de développer un modèle hydrogéologique bien identifié en surface, mais dont les dimensions verticales de la couche sont encore insuffisamment connues. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques sont insuffisantes et ne représentent que partiellement l'aquifère calcaire éocène. La modélisation mathématique d'une telle formation aquifère dont la perméabilité a été évaluée sur la base d'une seule valeur de transmissivité liée à l'épaisseur du calcaire éocène, ce qui a conduit à une approche globale de la modélisation avec des erreurs relatives de valeurs acceptables compte tenu de l'insuffisance des données hydrodynamiques et hydro-climatologiques, qui seront précisées par :

(1) Une étude géophysique appropriée : pour individualiser la distribution verticale et latérale de la formation aquifère ;

(2) Une campagne de pompage d'essai : pour une meilleure connaissance des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère ;

(3) Des campagnes saisonnières de débit piézométrique et extractif (les plus complètes) ;

(4) La discontinuité de l'environnement karstique ainsi que le processus de subsidence sont des limites hydrogéologiques qui ne sont pas prises en compte dans ce modèle et qui pourraient l'être dans des recherches futures.

Ces conditions permettraient de corriger et d'améliorer le modèle numérique pour en faire un outil de planification et de gestion des ressources en eau.

Bibliographie

Appelo, C., J., A., Postma, D., 2005. Geochemistry, groundwater and pollution. CRC Press.

Asano T., Burton F.L., Leverenz H.L., Tsuchihashi R. & Tchobanoglous G. (2007). Water reuse - issues, technologies, and applications - chapter 22: Groundwater recharge with reclaimed water, Mc Graw Hill, New York, p. 1245-1302.

ANRH 2003, Synthèse hydrogéologique et actualisation Des données relatives aux nappes du plateau de Cheria

Baali. F, (2007) : Contribution à l'étude hydrogéologique, hydrochimique et Vulnérabilité d'un système aquifère karstique en zone semi-aride, Cas du plateau de Chéria N. E. Algérien. Thèse de Doctorat Université Annaba Algérie 160p

Bakalowicz M. (1982) La genèse de l'aquifère karstique vue par un géochimiste. *Karst Larra* 82, 159-174.

Bakalowicz M. (2004a). Epikarst. In: D.C. Culver and W.B. White (Editors), Encyclopedia of Caves and Karst. Elsevier, pp. 220-223.

Banton O. et Bangoy L. M. (1997) : Hydrogéologie : Multi-science environnementale des eaux souterraines. Université du Québec / AUPELF, 460p.

Bertrandias F, Bertrandias J-P. (1994) - Mathématiques pour les sciences de la nature et de la vie, Collection Grenoble Sciences, 187 p

Blavoux B., Mudry J. (1986) Influence des pluies estivales sur la qualité des réserves de l'aquifère karstique ; rôle du sol et de l'épikarst dans la concentration des chlorures. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, 667-674.

Bonnet. T, (1982). Méthodologie des modèles de simulation en hydrogéologie. Thèse de doctorat d'état en science (géologie appliquée). INP lorraine – NANCY. Document BRGM N°34.

Bouwer H. (2002). Artificial recharge of groundwater: hydrogeology and engineering, *Hydrogeology Journal*, 10: 121-142.

BRGM, (1963) : notice explicative du diagramme d'analyse d'eau. Dép. géologie Paris.

Buik N.A. & Willemsen A. (2002). Clogging rate of recharge wells in porous media. Proceedings of International Symposium On Artificial Recharge 2002.

Castany G. (1982) Principes et méthodes de l'hydrogéologie Ed. Dunod Université – Bordas,

Chamek. K, (2010) : Relation fracturation – Morphologie implications hydrogéologiques, exemple des calcaires fissurés de la région de Chéria (Nord-est algérien). 197p.

Dassargues A. (1995) - Modèles mathématiques en Hydrogéologie, Programme Tempus : Sciences de l'eau et de l'environnement, 125p.

Dillon P.J. & Pavelic P. (1996). Guidelines on the quality of stormwater and treated wastewater for injection into aquifers for storage and reuse. Urban Water Research Assoc. of Aust. Research Report No 109.

Dillon P.J. (2002). Management of aquifer recharge for sustainability. In: Proceedings of 4th International Symposium on Artificial Recharge. Balkema Publishers, AA.

- Dillon P.J.** (2005a). Future management of aquifer recharge, *Hydrogeology Journal*, v. 13, 313-316.
- Dillon P.** & Toze S. Eds (2005b). Water Quality Improvements during Aquifer Storage and Recovery. American Water Works Assoc. Research Foundation Report 91056F, 286p + 2CDs.
- Einsiedl F.** (2005) Flow system dynamics and water storage of a fissured-porous karst aquifer characterized by artificial and environmental tracers. *Journal of Hydrology* 312, 312-321.
- Enemark, T.**, Peeters, L. J. M., Mallants, D., & Batelaan, O. (2019). Hydrogeological conceptual model building and testing: A review. *Journal of Hydrology*, 569, 310–329. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.007>
- Fatah. M** et Guefaifia. M (2016) : Étude de faisabilité de l'installation d'un dispositif d'alimentation artificielle à proximité d'une zone effondrée cas de la zone de Douamis – région de Chéria (Tébessa- Algérie) Mémoire de Master Université Tébessa Algérie 49 p.
- Ford D.**, Williams P. (1989) Karst geomorphology and hydrology. *Unwin Hyman*. London.
- Gale I.** & Dillon P. (2005). Strategies for Managed Aquifer Recharge (MAR) in semi-arid areas, UNESCO-IHP, Paris.
- Gaud (1977)** : Eude géologique et hydrogéologique du plateau de Chéria Wilaya de Tébessa. Rapport interne N°2. A.N.R.H de Tébessa 68p (Agence Nationale des ressources hydriques).
- Geyer T.**, Birk S., Liedl R., Sauter M. (2008) Quantification of temporal distribution of recharge in karst systems from spring hydrographs. *Journal of Hydrology* 348, 452–463.
- Glass J.**, Via Rico DA, Stefan C, et al. 2018. Simulation of the impact of managed aquifer recharge on the groundwater system in Hanoi, Vietnam. *Hydrogeology Journal*, 26(7):2427–2442. DOI : 10.1007/s10040-018-1779-1.
- Guo W.**, Maliva R.G. & Missimer T M. (2008). Aquifer Heterogeneity and Solute-Transport Modeling in the Floridan Aquifer System, Proceedings of the American Geophysical Union Joint Assembly.
- Houillon N.**, Lastennet R., Denis A., Malaurent P., Minvielle S., Peyraube N. (2017) Assessing cave internal aerology in understanding carbon dioxide (CO₂) dynamic: implications on calcite mass variation on the wall of Lascaux cave (France). *Environmental Earth Sciences* 76:70.
- Jekel M.** & Gruenheid S. (2005). Bank filtration and groundwater recharge for treatment of polluted surface waters. *Water Science and Technology: Water Supply* 5(5): 57-66.
- Kiraly L.** (1975) Rapport sur l'état actuel des connaissances des caractères physiques des roches karstiques. International Union Geological Sciences, *Hydrogeology of karstic terrains* 3, 53-67
- Kiraly L.** (1998) Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach. *Bulletin d'Hydrogéologie* 16, 77-98.
- Kumar, C. P.**, & Singh, S. (2016). *Concepts and Modeling of Groundwater System*. February.

Laffitte R. (1956) : Etude géologique et hydrogéologique de la région de Chéria. Rapport interne ANRH de Tébessa. 40 p.

Lambert et Durozoy (service hydraulique), Floirat et Burger (agents des ponts et chaussées), (1946 – 1947) : Etudes hydrogéologiques du bassin de Chéria en 1946 et 1947.

Lastennet R., (1994) Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse). *Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse*. 239 p.

Missimer T.M., Weixing GUO., Walker C.W. & Maliva R.G. (2002). Hydraulic and density considerations in the design of aquifer storage and recovery systems. *Florida Water Resources Journal*, February 2002, pp. 31-35.

Moorman J.H.N., Colin M.G. & Stuyfzand P.J. (2002). Iron precipitation clogging of a recovery well following nearby deep well injection. *Proceedings of International Symposium On Artificial Recharge 2002*.

Mudarra M., Andreo B. (2011) Relative importance of the saturated and the unsaturated zone in the hydrogeological functioning of a karst aquifers: the case of Alta Cadena (Southern Spain). *Journal of Hydrology* 397, 263-280.

Mudry J. (1987) Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. *Thèse de doctorat, Université de Besançon*.

Murillo Diaz J.M. & Lopez Geta J.A. (2000). Artificial recharge of aquifers in zones with irregular precipitation and high land values. *Hydrogéologie* (3): 3-12.

Collin J.J. (2004). Les eaux souterraines. Connaissance et gestion. Hermann, brgm éditions, Paris, 169 pp.

Pavelic P., Dillon P.J., Barry K.E., Herczeg. A.L., Rattray K.J., Hekmeijer P. & Gerges N.Z. (1998). Well clogging effects determined from mass balances and hydraulic response at a stormwater ASR site. *Proceedings of International Symposium On Artificial Recharge 1998*.

Pavelic P., Dillon P., Barry K.E., Vanderzalm J., Correll R.L. & Rinck-Pfeiffer S. (2007). Water quality effects on clogging rates during reclaimed water ASR in a carbonate aquifer. *Journal of Hydrology*, 334 (no. 1-2): 1-16. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.08.009.

Peng G., Leslie L.M., Shao Y. (2002) - *Environmental Modelling and Prediction*. Springer, 480p

Peters J. (1998). Artificial recharge of groundwater. In: *Proceedings of 3rd International Symposium on Artificial Recharge of Groundwater*. Balkema Publishers, Amsterdam AA.

Peyraube N. (2011) Apports des équilibres calco-carboniques et du carbone 13 pour l'étude de l'air et des écoulements d'eau dans la zone non saturée du karst. Application au système karstique perché de la grotte de Cussac (Dordogne, France). *Thèse de Doctorat ès Sciences. Université de Bordeaux*. 350 p.

Pyne R. & David G. (1995) *Groundwater Recharge and Wells: A Guide to Aquifer Storage Recovery*.

Qin HH. 2021. Numerical groundwater modeling and scenario analysis of Beijing plain: Implications for sustainable groundwater management in a region with intense

groundwater depletion. *Environmental Earth Sciences*, 80(15): 499. DOI : 10.1007/s12665-021-09795-0.

Samanta S, Sheng ZP, Munster CL, et al. 2020. Seasonal variation of infiltration rates through pond bed in a managed aquifer recharge system in St-André, Belgium. *Hydrological Processes*, 34(18): 3807–3823. DOI : 10.1002/hyp.13827.

Seifert D., Engesgaard P. (2005). Biological clogging of porous media: Tracer studies of non-uniform flow patterns. *Proceedings of International Symposium on Artificial Recharge 2005*.

Soulsby, C., J. Petry, M. J. Brewer, S. M. Dunn, B. Ott, and I. A. Malcolm (2003a), Identifying and assessing uncertainty in hydrological pathways: A novel approach to end member mixing in a Scottish agricultural catchment, *J. Hydrol.*, 274(1-4), 109–128, doi:10.1016/S0022-1694(02)00398-0.

Tufenkji N., Ryan J. N. et al. (2002). The promise of Bank filtration. *Environmental Science and Technology* 36(21).

Uhlenbrook, S., and S. Hoeg (2003), Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph separations: A case study for two-, three- and five component hydrograph separations in a mountainous catchment, *Hydrological Processes*, 17(2), 431–453, doi:10.1002/hyp.1134.

Vanderzalm J., Le Gall La Salle C. & Dillon, P. (2006). Fate of organic matter during aquifer storage and recovery (ASR) of reclaimed water in a carbonate rock. *Applied Geochemistry*, 21, p 1204-1215.

Vanderzalm J., Sidhu J., Bekele G-G., Pavelic P., Toze S., Dillon P., Kookana R., Hanna J., Barry K., Yu X., Nicholson B., Morran J., Tanner S. & Short, S. (2009). *Water Quality Changes During Aquifer Storage and Recovery*. Water Research Foundation. Denver, USA.

Vouillamoz. J-M, B. CHATENOUX, F. MATHIEU, Jean-Michel BALTASSAT, Anatoly LEGCHENKO, 2003, 4p.

Waterloo (2019) *Visual MODFLOW Flex 6.1 user's manual: Integrated Conceptual & Numerical Groundwater Modeling Software*: Waterloo Hydrogeologic, Print.

Wels, Ch., Mackie, D., Scibek, J. (2012) - *Guidelines for Groundwater Modelling to Assess Impacts of Proposed Natural Resource Development Activities*. British Columbia Ministry of Environment, Water Protection and sustainable Branch, 289p

Zamani, M. G., Moridi, A., & Yazdi, J. (2022). Groundwater management in arid and semi-arid regions. *Arabian Journal of Geosciences*, 15(4), 362. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-09546-w>

ZERDAZI, A (1990) : Etude gravimétrique au Mole de Ain Mlila et de l'atlas saharien septentrional oriental thèse doctorat des sciences Univ de Lausanne Suisse-inedit 213p.

Annexe

Tableau 1. Caractéristiques des forges captant les calcaires Maestrichtien d'après Gaud. DHW – Tébessa 1978

N° Forage	Date exploit	Profondeur totale (m)	Calcaire profond du toit (m)	Epaisseur de calcaire traversé (m)	Débit (l/s)	Etat actuel	Profondeur des zones fissurées (m)	Profondeur des zones karstifiées (m)
502	-	255	0	210	0.27	A sec	13 - ?	Néant
503	-	24.5	13.5	11	-	-	3 – 23	Néant
521	-	153	37	116	116	A sec	37 – 153	-
525	-	300	21	279	2.02	A sec	190 – 300	Néant
526	-	300	7.5	292.5	?	-	100 – 300	Néant
533	-	800	261	362	-	-	Néant	Néant
535	-	490	470	20	-	-	Néant	Néant
CH7	-	200	30	-	3	En arrêt	-	-

Tableau 2. Caractéristiques des forages captant les calcaires Éocènes d'après Gaud. DHW – Tébessa 1978 et DRE 2021.

N° Forage	Date exploit.	Profondeur totale (m)	Calcaire profond du toit (m)	Epaisseur de calcaire traversé (m)	Débit (l/s)	Etat actuel	Profondeur des zones fissurées (m)	Profondeur des zones karstifiées (m)
508	1959	51,0	0	51	16	A sec	19,7 – 23	19,7 – 23
509	1959	14,8	2,9	11,9	Rec	-	2,9 à 3,6 12 – 13	3,6 à 4,9 12 – 13
510	1959	29,15	0	29,15	13,6	A sec	3 – 5 9,10,15,18 20 – 20,5	3 – 5 9,10,5,18 20 – 20,5
511	1959	34	2,6	31,4	15	A sec	2,6 – 17,2 26,5 – 29,2	2,6 – 17,6 26,5 – 29,2

512	1959	30,6	0	30,6	44,5 (110)	A sec	10,3 – 11,6 19,7 – 23,30	10,3 – 11,6 19,7 – 23,30
513	1961	30,0	0	30,0	0,1 (0,3)	A sec	0 – 6 9 – 18,5	/
514	1961	31,95	0	31,95	2,4	A sec	2 – 8 11 – 20	/
515	1961	12	3,5	8,5	0,2	A sec	3,5 – 12	3,5 – 12
516	1964	20,0	1,10	18,9	109,7	A sec	3 – 5,1 6,5 – 8 9 – 19,0	3 – 5,1 6,5 – 8 9 – 19,0
517	1964	20,0	1,10	18,9	111,1	A sec	5,1 – 19	5,1 – 19
518	1967	30,2	3,0	27,2	128	A sec	4,3 – 6 9,5 – 12,3 17 – 18,7 21,7 23,2	4,3 – 6 9,5 – 12,3
534	1976	100	0	100	70,3	A sec	44 – 100	44 – 45
JK8	1989	100	11	89	8,14	En arrêt	27 – 100	15 – 27
CH2	1997	150	7	-	24	En arrêt	-	-
J8-9bis	1985	100	0	-	70	En arrêt	-	-
CH4	2001	100	28	-	30	En arrêt	31 – 150	31 – 150
CH1bis	2002	150	27	-	40	En arrêt	27 – 150	27 – 150
CH5	2005	150	21	-	40	En arrêt	46 – 150	46 – 150
CH6	2011	150	30	-	50	-	50 – 70	-

Tableau 3. Forages des dépôts quaternaires

N° Forage	Epaisseur de quaternaire	Lithologie	N.S (m)	Q L/s	Rabattement (m)
501	30	Sable gravier et argile	1.55	10	4.25
503	9.5	Alluvions gravelo-sableuse	10.2	-	-
506	19.5	Sable argileux et rognons de silex	2.6	Non	Capté
507	30.5	Gravier et argile sableuse	2	Non	Capté
519	3.3	Sable et graviers peu argileux	Sec	-	--
520	47	Cailloutis calcaire à matrice argileuse	16.2	Insignif	-
522	96	Cailloutis calcaire à matrice argilo-détritique variable	40	12	14
529	33	Gravier et argile	24	12	14-
531	43.8	Limons argileux avec des fragments de calcaire	24	0.4	--
532	28.4	Cailloutis argileux dans un limon	22.9	-	--
509	2.9	Cailloutis	Sec	-	--
511	2.6	Galets et limon	-	-	-
518	3	Cailloutis et limon	-	-	-
521	37	Cailloutis calcaire à matrice argileuse de 19 à 33 m	-	-	-
525	21	Limons cailloutis et sable de calcaire blanc	-	-	-
526	3.5 8.3	Cailloutis calcaire à matrice argileuse	-	-	-
527	6.2	Sable, galets, graviers	-	-	-
530	8.3	Eboulis, limons, graviers	-	-	-
536	37.5	Graviers calcaires	Perte de boue		
537	55	Graviers, calcaires classé argileux entre 48 et 55 m	-	-	-

Input file: D:\exemple VModFlow\ESSAI PHREEQC\MIX SW GW - Copie.pqi
 Output file: D:\exemple VModFlow\ESSAI PHREEQC\MIX SW GW - Copie.pqi
 Database file: C:\Program Files (x86)\USGS\Phreeqc Interactive 3.6.2-15100\database\phreeqc.dat

 Reading data base.

SOLUTION_MASTER_SPECIES
 SOLUTION_SPECIES
 PHASES
 EXCHANGE_MASTER_SPECIES
 EXCHANGE_SPECIES
 SURFACE_MASTER_SPECIES
 SURFACE_SPECIES
 RATES
 END

 Reading input data for simulation 1.

DATABASE C:\Program Files (x86)\USGS\Phreeqc Interactive 3.6.2-15100\database\phreeqc.dat

TITLE Mixing surface water and groundwater
 SOLUTION_SPREAD

	pH	Ca	Mg	Na	K
Alkalinity	8.025	4.79	1.92	1.61	0.01
3.68	0.92	2.45	0.58		
	7.86	2.722	5.936	2.690	0.005
2.575	5.878	4.321	0.003		

MIX 1
 1 0.1
 2 0.9
 END

 TITLE

Mixing surface water and groundwater

 Beginning of initial solution calculations.

Initial solution 1.

-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	3.680e-03	3.680e-03
Ca	4.790e-03	4.790e-03
Cl	9.200e-04	9.200e-04
K	1.000e-05	1.000e-05

Mg	1.920e-03	1.920e-03
N(5)	5.800e-04	5.800e-04
Na	1.610e-03	1.610e-03
S(6)	2.450e-03	2.450e-03

-----Description of solution-----

pH = 8.025
 pe = 4.000
 Specific Conductance (µS/cm, 25°C) = 1082
 Density (g/cm³) = 0.99780
 Volume (L) = 1.00300
 Activity of water = 1.000
 Ionic strength (mol/kgw) = 1.843e-02
 Mass of water (kg) = 1.000e+00
 Total carbon (mol/kg) = 3.641e-03
 Total CO2 (mol/kg) = 3.641e-03
 Temperature (°C) = 25.00
 Electrical balance (eq) = 4.960e-03
 Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 22.82
 Iterations = 7
 Total H = 1.110159e+02
 Total O = 5.552862e+01

-----Distribution of species-----

mole V			Log	Log	Log
Species	Molality	Activity	Molality	Activity	Gamma
cm³/mol					
OH-	1.230e-06	1.072e-06	-5.910	-5.970	-0.060
-3.99					
H+	1.058e-08	9.441e-09	-7.976	-8.025	-0.049
0.00					
H2O	5.551e+01	9.997e-01	1.744	-0.000	0.000
18.07					
C(4)	3.641e-03				
HCO3-	3.334e-03	2.932e-03	-2.477	-2.533	-0.056
24.82					
CaHCO3+	1.057e-04	9.317e-05	-3.976	-4.031	-0.055
9.75					
CO2	6.198e-05	6.224e-05	-4.208	-4.206	0.002
34.43					
CaCO3	6.068e-05	6.094e-05	-4.217	-4.215	0.002
-14.60					
MgHCO3+	3.867e-05	3.377e-05	-4.413	-4.471	-0.059
5.56					
CO3-2	2.435e-05	1.456e-05	-4.614	-4.837	-0.223
-4.87					
MgCO3	1.362e-05	1.368e-05	-4.866	-4.864	0.002
-17.09					
NaHCO3	2.302e-06	2.311e-06	-5.638	-5.636	0.002
1.80					

NaCO3-	4.347e-07	3.802e-07	-6.362	-6.420	-0.058
-0.85					
(CO2)2	7.080e-11	7.110e-11	-10.150	-10.148	0.002
68.87					
Ca	4.790e-03				
Ca+2	4.167e-03	2.491e-03	-2.380	-2.604	-0.223
-17.83					
CaSO4	4.567e-04	4.586e-04	-3.340	-3.339	0.002
7.50					
CaHCO3+	1.057e-04	9.317e-05	-3.976	-4.031	-0.055
9.75					
CaCO3	6.068e-05	6.094e-05	-4.217	-4.215	0.002
-14.60					
CaOH+	5.005e-08	4.378e-08	-7.301	-7.359	-0.058
(0)					
CaHSO4+	3.254e-11	2.846e-11	-10.488	-10.546	-0.058
(0)					
Cl	9.200e-04				
Cl-	9.200e-04	8.026e-04	-3.036	-3.095	-0.059
18.17					
H(0)	1.257e-27				
H2	6.283e-28	6.310e-28	-27.202	-27.200	0.002
28.61					
K	1.000e-05				
K+	9.928e-06	8.655e-06	-5.003	-5.063	-0.060
9.10					
KSO4-	7.159e-08	6.296e-08	-7.145	-7.201	-0.056
34.20					
Mg	1.920e-03				
Mg+2	1.629e-03	9.846e-04	-2.788	-3.007	-0.219
-21.52					
MgSO4	2.380e-04	2.390e-04	-3.623	-3.622	0.002
5.84					
MgHCO3+	3.867e-05	3.377e-05	-4.413	-4.471	-0.059
5.56					
MgCO3	1.362e-05	1.368e-05	-4.866	-4.864	0.002
-17.09					
MgOH+	4.284e-07	3.786e-07	-6.368	-6.422	-0.054
(0)					
N(5)	5.800e-04				
NO3-	5.800e-04	5.039e-04	-3.237	-3.298	-0.061
29.59					
Na	1.610e-03				
Na+	1.599e-03	1.402e-03	-2.796	-2.853	-0.057
-1.33					
NaSO4-	8.273e-06	7.275e-06	-5.082	-5.138	-0.056
14.64					
NaHCO3	2.302e-06	2.311e-06	-5.638	-5.636	0.002
1.80					
NaCO3-	4.347e-07	3.802e-07	-6.362	-6.420	-0.058
-0.85					
NaOH	1.496e-19	1.503e-19	-18.825	-18.823	0.002
(0)					
O(0)	2.084e-38				
O2	1.042e-38	1.047e-38	-37.982	-37.980	0.002
30.40					
S(6)	2.450e-03				

SO4-2	1.747e-03	1.035e-03	-2.758	-2.985	-0.227
14.91					
CaSO4	4.567e-04	4.586e-04	-3.340	-3.339	0.002
7.50					
MgSO4	2.380e-04	2.390e-04	-3.623	-3.622	0.002
5.84					
NaSO4-	8.273e-06	7.275e-06	-5.082	-5.138	-0.056
14.64					
KSO4-	7.159e-08	6.296e-08	-7.145	-7.201	-0.056
34.20					
H2SO4-	1.086e-09	9.503e-10	-8.964	-9.022	-0.058
40.37					
CaHSO4+	3.254e-11	2.846e-11	-10.488	-10.546	-0.058

(0)

-----Saturation indices-----

Phase	SI**	log IAP	log K(298 K,	1 atm)
Anhydrite	-1.31	-5.59	-4.28	CaSO4
Aragonite	0.90	-7.44	-8.34	CaCO3
Calcite	1.04	-7.44	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-2.74	-4.21	-1.47	CO2
Dolomite	1.81	-15.28	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.01	-5.59	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-24.10	-27.20	-3.10	H2
H2O(g)	-1.50	-0.00	1.50	H2O
Halite	-7.52	-5.95	1.57	NaCl
O2(g)	-35.09	-37.98	-2.89	O2
Sylvite	-9.06	-8.16	0.90	KCl

**For a gas, SI = log10(fugacity). Fugacity = pressure * phi / 1 atm.
For ideal gases, phi = 1.

Initial solution 2.

-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Alkalinity	2.575e-03	2.575e-03
Ca	2.722e-03	2.722e-03
Cl	5.878e-03	5.878e-03
K	5.000e-06	5.000e-06
Mg	5.936e-03	5.936e-03
N(5)	3.000e-06	3.000e-06
Na	2.690e-03	2.690e-03
S(6)	4.321e-03	4.321e-03

-----Description of solution-----

pH = 7.860
pe = 4.000
Specific Conductance (µS/cm, 25°C) = 1625

```

          Density (g/cm³) = 0.99806
          Volume (L) = 1.00304
          Activity of water = 1.000
    Ionic strength (mol/kgw) = 2.564e-02
          Mass of water (kg) = 1.000e+00
          Total carbon (mol/kg) = 2.591e-03
          Total CO2 (mol/kg) = 2.591e-03
          Temperature (°C) = 25.00
          Electrical balance (eq) = 2.913e-03
Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 9.35
          Iterations = 8 (15 overall)
          Total H = 1.110149e+02
          Total O = 5.553122e+01

```

-----Distribution of species-----

mole V Species cm³/mol	Molality	Activity	Log Molality	Log Activity	Log Gamma
OH- -3.96	8.591e-07	7.330e-07	-6.066	-6.135	-0.069
H+ 0.00	1.568e-08	1.380e-08	-7.805	-7.860	-0.055
H2O 18.07	5.551e+01	9.996e-01	1.744	-0.000	0.000
C(4)	2.591e-03				
HCO3- 24.86	2.365e-03	2.043e-03	-2.626	-2.690	-0.064
MgHCO3+ 5.57	7.603e-05	6.509e-05	-4.119	-4.187	-0.067
CO2 34.43	6.305e-05	6.342e-05	-4.200	-4.198	0.003
CaHCO3+ 9.76	3.857e-05	3.343e-05	-4.414	-4.476	-0.062
MgCO3 -17.09	1.793e-05	1.803e-05	-4.746	-4.744	0.003
CaCO3 -14.60	1.487e-05	1.496e-05	-4.828	-4.825	0.003
CO3-2 -4.78	1.247e-05	6.940e-06	-4.904	-5.159	-0.254
NaHCO3 1.80	2.620e-06	2.636e-06	-5.582	-5.579	0.003
NaCO3- -0.79	3.455e-07	2.965e-07	-6.462	-6.528	-0.066
(CO2)2 68.87	7.340e-11	7.383e-11	-10.134	-10.132	0.003
Ca	2.722e-03				
Ca+2 -17.77	2.305e-03	1.283e-03	-2.637	-2.892	-0.254
CaSO4 7.50	3.639e-04	3.660e-04	-3.439	-3.436	0.003
CaHCO3+ 9.76	3.857e-05	3.343e-05	-4.414	-4.476	-0.062

CaCO3	1.487e-05	1.496e-05	-4.828	-4.825	0.003
-14.60					
CaOH+	1.797e-08	1.542e-08	-7.746	-7.812	-0.066
(0)					
CaHSO4+	3.870e-11	3.321e-11	-10.412	-10.479	-0.066
(0)					
Cl	5.878e-03				
Cl-	5.878e-03	5.024e-03	-2.231	-2.299	-0.068
18.19					
H(0)	2.682e-27				
H2	1.341e-27	1.349e-27	-26.873	-26.870	0.003
28.61					
K	5.000e-06				
K+	4.945e-06	4.222e-06	-5.306	-5.374	-0.069
9.12					
KSO4-	5.511e-08	4.760e-08	-7.259	-7.322	-0.064
34.23					
Mg	5.936e-03				
Mg+2	4.823e-03	2.723e-03	-2.317	-2.565	-0.248
-21.46					
MgSO4	1.018e-03	1.024e-03	-2.992	-2.990	0.003
5.84					
MgHCO3+	7.603e-05	6.509e-05	-4.119	-4.187	-0.067
5.57					
MgCO3	1.793e-05	1.803e-05	-4.746	-4.744	0.003
-17.09					
MgOH+	8.237e-07	7.160e-07	-6.084	-6.145	-0.061
(0)					
N(5)	3.000e-06				
NO3-	3.000e-06	2.550e-06	-5.523	-5.593	-0.071
29.61					
Na	2.690e-03				
Na+	2.666e-03	2.294e-03	-2.574	-2.639	-0.065
-1.30					
NaSO4-	2.136e-05	1.845e-05	-4.670	-4.734	-0.064
14.86					
NaHCO3	2.620e-06	2.636e-06	-5.582	-5.579	0.003
1.80					
NaCO3-	3.455e-07	2.965e-07	-6.462	-6.528	-0.066
-0.79					
NaOH	1.672e-19	1.682e-19	-18.777	-18.774	0.003
(0)					
O(0)	4.551e-39				
O2	2.276e-39	2.289e-39	-38.643	-38.640	0.003
30.40					
S(6)	4.321e-03				
SO4-2	2.918e-03	1.604e-03	-2.535	-2.795	-0.260
15.00					
MgSO4	1.018e-03	1.024e-03	-2.992	-2.990	0.003
5.84					
CaSO4	3.639e-04	3.660e-04	-3.439	-3.436	0.003
7.50					
NaSO4-	2.136e-05	1.845e-05	-4.670	-4.734	-0.064
14.86					
KSO4-	5.511e-08	4.760e-08	-7.259	-7.322	-0.064
34.23					

HSO4-	2.509e-09	2.153e-09	-8.600	-8.667	-0.066
40.40					
CaHSO4+	3.870e-11	3.321e-11	-10.412	-10.479	-0.066
(0)					

-----Saturation indices-----

Phase	SI**	log IAP	log K(298 K,	1 atm)
Anhydrite	-1.41	-5.69	-4.28	CaSO4
Aragonite	0.29	-8.05	-8.34	CaCO3
Calcite	0.43	-8.05	-8.48	CaCO3
CO2(g)	-2.73	-4.20	-1.47	CO2
Dolomite	1.32	-15.77	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.10	-5.69	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-23.77	-26.87	-3.10	H2
H2O(g)	-1.50	-0.00	1.50	H2O
Halite	-6.51	-4.94	1.57	NaCl
O2(g)	-35.75	-38.64	-2.89	O2
Sylvite	-8.57	-7.67	0.90	KCl

**For a gas, SI = log10(fugacity). Fugacity = pressure * phi / 1 atm.
For ideal gases, phi = 1.

Beginning of batch-reaction calculations.

Reaction step 1.

Using mix 1.

Mixture 1.

1.000e-01 Solution 1
9.000e-01 Solution 2

-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
C	2.696e-03	2.696e-03
Ca	2.929e-03	2.929e-03
Cl	5.382e-03	5.382e-03
K	5.500e-06	5.500e-06
Mg	5.534e-03	5.534e-03
N	6.070e-05	6.070e-05
Na	2.582e-03	2.582e-03
S	4.134e-03	4.134e-03

-----Description of solution-----

balance

pH = 7.883 Charge

```

pe = 11.347      Adjusted to
redox equilibrium
  Specific Conductance (µS/cm, 25°C) = 1572
    Density (g/cm³) = 0.99804
      Volume (L) = 1.00304
        Activity of water = 1.000
          Ionic strength (mol/kgw) = 2.494e-02
            Mass of water (kg) = 1.000e+00
              Total alkalinity (eq/kg) = 2.686e-03
                Total CO2 (mol/kg) = 2.696e-03
                  Temperature (°C) = 25.00
                    Electrical balance (eq) = 3.118e-03
Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 10.31
  Iterations = 20
    Total H = 1.110150e+02
      Total O = 5.553096e+01

```

-----Distribution of species-----

mole V			Log	Log	Log
Species	Molality	Activity	Molality	Activity	Gamma
cm³/mol					
OH-	9.046e-07	7.732e-07	-6.044	-6.112	-0.068
-3.96					
H+	1.485e-08	1.309e-08	-7.828	-7.883	-0.055
0.00					
H2O	5.551e+01	9.996e-01	1.744	-0.000	0.000
18.07					
C(-4)	0.000e+00				
CH4	0.000e+00	0.000e+00	-133.655	-133.652	0.002
35.46					
C(4)	2.696e-03				
HCO3-	2.462e-03	2.130e-03	-2.609	-2.672	-0.063
24.86					
MgHCO3+	7.450e-05	6.389e-05	-4.128	-4.195	-0.067
5.57					
CO2	6.234e-05	6.270e-05	-4.205	-4.203	0.002
34.43					
CaHCO3+	4.359e-05	3.784e-05	-4.361	-4.422	-0.061
9.76					
MgCO3	1.857e-05	1.868e-05	-4.731	-4.729	0.002
-17.09					
CaCO3	1.775e-05	1.786e-05	-4.751	-4.748	0.002
-14.60					
CO3-2	1.363e-05	7.635e-06	-4.866	-5.117	-0.252
-4.78					
NaHCO3	2.628e-06	2.643e-06	-5.580	-5.578	0.002
1.80					
NaCO3-	3.649e-07	3.137e-07	-6.438	-6.504	-0.066
-0.80					
(CO2)2	7.174e-11	7.216e-11	-10.144	-10.142	0.002
68.87					
Ca	2.929e-03				

Ca+2	2.485e-03	1.392e-03	-2.605	-2.856	-0.252
-17.77					
CaSO4	3.821e-04	3.843e-04	-3.418	-3.415	0.002
7.50					
CaHCO3+	4.359e-05	3.784e-05	-4.361	-4.422	-0.061
9.76					
CaCO3	1.775e-05	1.786e-05	-4.751	-4.748	0.002
-14.60					
CaOH+	2.053e-08	1.765e-08	-7.688	-7.753	-0.066
(0)					
CaHSO4+	3.846e-11	3.306e-11	-10.415	-10.481	-0.066
(0)					
Cl	5.382e-03				
Cl-	5.382e-03	4.609e-03	-2.269	-2.336	-0.067
18.19					
H(0)	0.000e+00				
H2	0.000e+00	0.000e+00	-41.612	-41.610	0.002
28.61					
K	5.500e-06				
K+	5.441e-06	4.655e-06	-5.264	-5.332	-0.068
9.12					
KSO4-	5.869e-08	5.078e-08	-7.231	-7.294	-0.063
34.22					
Mg	5.534e-03				
Mg+2	4.513e-03	2.563e-03	-2.346	-2.591	-0.246
-21.46					
MgSO4	9.275e-04	9.329e-04	-3.033	-3.030	0.002
5.84					
MgHCO3+	7.450e-05	6.389e-05	-4.128	-4.195	-0.067
5.57					
MgCO3	1.857e-05	1.868e-05	-4.731	-4.729	0.002
-17.09					
MgOH+	8.167e-07	7.110e-07	-6.088	-6.148	-0.060
(0)					
N(-3)	0.000e+00				
NH4+	0.000e+00	0.000e+00	-54.744	-54.815	-0.071
18.07					
NH3	0.000e+00	0.000e+00	-56.179	-56.176	0.002
24.42					
NH4SO4-	0.000e+00	0.000e+00	-56.449	-56.514	-0.066
37.79					
N(0)	5.498e-10				
N2	2.749e-10	2.765e-10	-9.561	-9.558	0.002
29.29					
N(3)	7.823e-15				
NO2-	7.823e-15	6.663e-15	-14.107	-14.176	-0.070
25.09					
N(5)	6.070e-05				
NO3-	6.070e-05	5.170e-05	-4.217	-4.287	-0.070
29.61					
Na	2.582e-03				
Na+	2.559e-03	2.206e-03	-2.592	-2.656	-0.064
-1.30					
NaSO4-	1.984e-05	1.717e-05	-4.702	-4.765	-0.063
14.84					
NaHCO3	2.628e-06	2.643e-06	-5.580	-5.578	0.002
1.80					

NaCO3-	3.649e-07	3.137e-07	-6.438	-6.504	-0.066
-0.80					
NaOH	1.696e-19	1.706e-19	-18.771	-18.768	0.002
(0)					
O(0)	1.375e-09				
O2	6.873e-10	6.912e-10	-9.163	-9.160	0.002
30.40					
S(-2)	0.000e+00				
HS-	0.000e+00	0.000e+00	-130.813	-130.881	-0.068
20.72					
H2S	0.000e+00	0.000e+00	-131.825	-131.823	0.002
37.16					
S-2	0.000e+00	0.000e+00	-135.660	-135.916	-0.256
(0)					
S(6)	4.134e-03				
SO4-2	2.804e-03	1.552e-03	-2.552	-2.809	-0.257
14.99					
MgSO4	9.275e-04	9.329e-04	-3.033	-3.030	0.002
5.84					
CaSO4	3.821e-04	3.843e-04	-3.418	-3.415	0.002
7.50					
NaSO4-	1.984e-05	1.717e-05	-4.702	-4.765	-0.063
14.84					
KSO4-	5.869e-08	5.078e-08	-7.231	-7.294	-0.063
34.22					
HSO4-	2.298e-09	1.975e-09	-8.639	-8.704	-0.066
40.39					
CaHSO4+	3.846e-11	3.306e-11	-10.415	-10.481	-0.066
(0)					
NH4SO4-	0.000e+00	0.000e+00	-56.449	-56.514	-0.066
37.79					

-----Saturation indices-----

Phase	SI**	log IAP	log K(298 K,	1 atm)
Anhydrite	-1.39	-5.67	-4.28	CaSO4
Aragonite	0.36	-7.97	-8.34	CaCO3
Calcite	0.51	-7.97	-8.48	CaCO3
CH4(g)	-130.85	-133.65	-2.80	CH4
CO2(g)	-2.73	-4.20	-1.47	CO2
Dolomite	1.41	-15.68	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.08	-5.67	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-38.51	-41.61	-3.10	H2
H2O(g)	-1.50	-0.00	1.50	H2O
H2S(g)	-130.77	-138.76	-7.99	H2S
Halite	-6.56	-4.99	1.57	NaCl
N2(g)	-6.38	-9.56	-3.18	N2
NH3(g)	-57.97	-56.18	1.80	NH3
O2(g)	-6.27	-9.16	-2.89	O2
Sulfur	-98.24	-93.36	4.88	S
Sylvite	-8.57	-7.67	0.90	KCl

**For a gas, SI = log10(fugacity). Fugacity = pressure * phi / 1 atm.
For ideal gases, phi = 1.

End of simulation.

Reading input data for simulation 2.

```
MIX 2
  1   0.15
  2   0.85
END
```

Beginning of batch-reaction calculations.

Reaction step 1.

Using mix 2.

Mixture 2.

```
1.500e-01 Solution 1
8.500e-01 Solution 2
```

-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
C	2.748e-03	2.748e-03
Ca	3.032e-03	3.032e-03
Cl	5.134e-03	5.134e-03
K	5.750e-06	5.750e-06
Mg	5.334e-03	5.334e-03
N	8.955e-05	8.955e-05
Na	2.528e-03	2.528e-03
S	4.040e-03	4.040e-03

-----Description of solution-----

balance	pH = 7.894	Charge
redox equilibrium	pe = 11.358	Adjusted to
	Specific Conductance ($\mu\text{S}/\text{cm}$, 25°C) = 1845	
	Density (g/cm^3) = 0.99802	
	Volume (L) = 1.00303	
	Activity of water = 1.000	
	Ionic strength (mol/kgw) = 2.458e-02	
	Mass of water (kg) = 1.000e+00	
	Total alkalinity (eq/kg) = 2.741e-03	
	Total CO2 (mol/kg) = 2.748e-03	
	Temperature (°C) = 25.00	
	Electrical balance (eq) = 3.220e-03	
Percent error, $100 \cdot (\text{Cat} - \text{An}) / (\text{Cat} + \text{An})$	= 10.81	

Iterations = 21
 Total H = 1.110151e+02
 Total O = 5.553083e+01

-----Distribution of species-----

mole V Species cm ³ /mol	Molality	Activity	Log Molality	Log Activity	Log Gamma
OH- -3.96	9.268e-07	7.929e-07	-6.033	-6.101	-0.068
H+ 0.00	1.447e-08	1.276e-08	-7.839	-7.894	-0.055
H2O 18.07	5.551e+01	9.996e-01	1.744	-0.000	0.000
C(-4) CH4 35.46	0.000e+00	0.000e+00	-133.838	-133.835	0.002
C(4) HCO3- 24.86	2.748e-03	2.174e-03	-2.600	-2.663	-0.063
MgHCO3+ 5.57	7.357e-05	6.315e-05	-4.133	-4.200	-0.066
CO2 34.43	6.205e-05	6.240e-05	-4.207	-4.205	0.002
CaHCO3+ 9.76	4.622e-05	4.015e-05	-4.335	-4.396	-0.061
CaCO3 -14.60	1.932e-05	1.943e-05	-4.714	-4.712	0.002
MgCO3 -17.09	1.882e-05	1.893e-05	-4.725	-4.723	0.002
CO3-2 -4.79	1.422e-05	7.991e-06	-4.847	-5.097	-0.250
NaHCO3 1.80	2.629e-06	2.644e-06	-5.580	-5.578	0.002
NaCO3- -0.80	3.740e-07	3.217e-07	-6.427	-6.493	-0.065
(CO2)2 68.87	7.107e-11	7.147e-11	-10.148	-10.146	0.002
Ca Ca+2 -17.78	3.032e-03	1.448e-03	-2.589	-2.839	-0.250
CaSO4 7.50	3.906e-04	3.928e-04	-3.408	-3.406	0.002
CaHCO3+ 9.76	4.622e-05	4.015e-05	-4.335	-4.396	-0.061
CaCO3 -14.60	1.932e-05	1.943e-05	-4.714	-4.712	0.002
CaOH+ (0)	2.188e-08	1.882e-08	-7.660	-7.725	-0.065
CaHSO4+ (0)	3.830e-11	3.295e-11	-10.417	-10.482	-0.065
Cl	5.134e-03				

18.19	C1-	5.134e-03	4.401e-03	-2.290	-2.356	-0.067
	H(0)	0.000e+00				
28.61	H2	0.000e+00	0.000e+00	-41.658	-41.655	0.002
	K	5.750e-06				
9.12	K+	5.690e-06	4.872e-06	-5.245	-5.312	-0.067
34.22	KSO4-	6.034e-08	5.224e-08	-7.219	-7.282	-0.063
	Mg	5.334e-03				
-21.47	Mg+2	4.357e-03	2.482e-03	-2.361	-2.605	-0.244
5.84	MgSO4	8.831e-04	8.881e-04	-3.054	-3.052	0.002
5.57	MgHCO3+	7.357e-05	6.315e-05	-4.133	-4.200	-0.066
-17.09	MgCO3	1.882e-05	1.893e-05	-4.725	-4.723	0.002
(0)	MgOH+	8.105e-07	7.061e-07	-6.091	-6.151	-0.060
	N(-3)	0.000e+00				
18.06	NH4+	0.000e+00	0.000e+00	-54.778	-54.849	-0.071
24.42	NH3	0.000e+00	0.000e+00	-56.201	-56.199	0.002
37.79	NH4SO4-	0.000e+00	0.000e+00	-56.490	-56.555	-0.065
	N(0)	6.773e-10				
29.29	N2	3.387e-10	3.406e-10	-9.470	-9.468	0.002
	N(3)	1.040e-14				
25.08	NO2-	1.040e-14	8.866e-15	-13.983	-14.052	-0.069
	N(5)	8.955e-05				
29.61	NO3-	8.955e-05	7.635e-05	-4.048	-4.117	-0.069
	Na	2.528e-03				
-1.30	Na+	2.506e-03	2.162e-03	-2.601	-2.665	-0.064
14.83	NaSO4-	1.910e-05	1.654e-05	-4.719	-4.782	-0.063
1.80	NaHCO3	2.629e-06	2.644e-06	-5.580	-5.578	0.002
-0.80	NaCO3-	3.740e-07	3.217e-07	-6.427	-6.493	-0.065
(0)	NaOH	1.705e-19	1.714e-19	-18.768	-18.766	0.002
	O(0)	1.693e-09				
30.40	O2	8.466e-10	8.514e-10	-9.072	-9.070	0.002
	S(-2)	0.000e+00				
20.72	HS-	0.000e+00	0.000e+00	-131.013	-131.081	-0.068
37.16	H2S	0.000e+00	0.000e+00	-132.036	-132.033	0.002

S-2	0.000e+00	0.000e+00	-135.850	-136.105	-0.254
(0)					
S(6)	4.040e-03				
SO4-2	2.747e-03	1.526e-03	-2.561	-2.816	-0.255
14.98					
MgSO4	8.831e-04	8.881e-04	-3.054	-3.052	0.002
5.84					
CaSO4	3.906e-04	3.928e-04	-3.408	-3.406	0.002
7.50					
NaSO4-	1.910e-05	1.654e-05	-4.719	-4.782	-0.063
14.83					
KSO4-	6.034e-08	5.224e-08	-7.219	-7.282	-0.063
34.22					
HSO4-	2.201e-09	1.893e-09	-8.657	-8.723	-0.065
40.39					
CaHSO4+	3.830e-11	3.295e-11	-10.417	-10.482	-0.065
(0)					
NH4SO4-	0.000e+00	0.000e+00	-56.490	-56.555	-0.065
37.79					

-----Saturation indices-----

Phase	SI**	log IAP	log K(298 K,	1 atm)
Anhydrite	-1.38	-5.66	-4.28	CaSO4
Aragonite	0.40	-7.94	-8.34	CaCO3
Calcite	0.54	-7.94	-8.48	CaCO3
CH4(g)	-131.03	-133.84	-2.80	CH4
CO2(g)	-2.74	-4.20	-1.47	CO2
Dolomite	1.45	-15.64	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.07	-5.66	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-38.55	-41.66	-3.10	H2
H2O(g)	-1.50	-0.00	1.50	H2O
H2S(g)	-130.98	-138.97	-7.99	H2S
Halite	-6.59	-5.02	1.57	NaCl
N2(g)	-6.29	-9.47	-3.18	N2
NH3(g)	-58.00	-56.20	1.80	NH3
O2(g)	-6.18	-9.07	-2.89	O2
Sulfur	-98.41	-93.53	4.88	S
Sylvite	-8.57	-7.67	0.90	KCl

**For a gas, SI = log10(fugacity). Fugacity = pressure * phi / 1 atm.
For ideal gases, phi = 1.

End of simulation.

Reading input data for simulation 3.

```

MIX 3
    1  0.2
    2  0.8
END

```

 Beginning of batch-reaction calculations.

Reaction step 1.

Using mix 3.

Mixture 3.

2.000e-01 Solution 1
 8.000e-01 Solution 2

-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
C	2.801e-03	2.801e-03
Ca	3.136e-03	3.136e-03
Cl	4.886e-03	4.886e-03
K	6.000e-06	6.000e-06
Mg	5.133e-03	5.133e-03
N	1.184e-04	1.184e-04
Na	2.474e-03	2.474e-03
S	3.947e-03	3.947e-03

-----Description of solution-----

	pH =	7.905	Charge
balance	pe =	11.364	Adjusted to
redox equilibrium			
	Specific Conductance ($\mu\text{S}/\text{cm}$, 25°C)	= 1519	
	Density (g/cm^3)	= 0.99801	
	Volume (L)	= 1.00303	
	Activity of water	= 1.000	
	Ionic strength (mol/kgw)	= 2.423e-02	
	Mass of water (kg)	= 1.000e+00	
	Total alkalinity (eq/kg)	= 2.796e-03	
	Total CO2 (mol/kg)	= 2.801e-03	
	Temperature (°C)	= 25.00	
	Electrical balance (eq)	= 3.322e-03	
Percent error, $100 * (\text{Cat} - \text{An}) / (\text{Cat} + \text{An})$		= 11.33	
	Iterations	= 21	
	Total H	= 1.110151e+02	
	Total O	= 5.553070e+01	

-----Distribution of species-----

mole V Species cm^3/mol	Molality	Activity	Log	Log	Log
			Molality	Activity	Gamma

OH-	9.485e-07	8.123e-07	-6.023	-6.090	-0.067
-3.97					
H+	1.412e-08	1.246e-08	-7.850	-7.905	-0.054
0.00					
H2O	5.551e+01	9.996e-01	1.744	-0.000	0.000
18.07					
C(-4)	0.000e+00				
CH4	0.000e+00	0.000e+00	-133.966	-133.964	0.002
35.46					
C(4)	2.801e-03				
HCO3-	2.560e-03	2.218e-03	-2.592	-2.654	-0.062
24.85					
MgHCO3+	7.252e-05	6.231e-05	-4.140	-4.205	-0.066
5.57					
CO2	6.180e-05	6.214e-05	-4.209	-4.207	0.002
34.43					
CaHCO3+	4.894e-05	4.255e-05	-4.310	-4.371	-0.061
9.76					
CaCO3	2.098e-05	2.109e-05	-4.678	-4.676	0.002
-14.60					
MgCO3	1.903e-05	1.913e-05	-4.721	-4.718	0.002
-17.09					
CO3-2	1.481e-05	8.351e-06	-4.829	-5.078	-0.249
-4.79					
NaHCO3	2.627e-06	2.642e-06	-5.581	-5.578	0.002
1.80					
NaCO3-	3.825e-07	3.294e-07	-6.417	-6.482	-0.065
-0.80					
(CO2)2	7.049e-11	7.088e-11	-10.152	-10.149	0.002
68.87					
Ca	3.136e-03				
Ca+2	2.667e-03	1.504e-03	-2.574	-2.823	-0.249
-17.78					
CaSO4	3.987e-04	4.009e-04	-3.399	-3.397	0.002
7.50					
CaHCO3+	4.894e-05	4.255e-05	-4.310	-4.371	-0.061
9.76					
CaCO3	2.098e-05	2.109e-05	-4.678	-4.676	0.002
-14.60					
CaOH+	2.326e-08	2.003e-08	-7.633	-7.698	-0.065
(0)					
CaHSO4+	3.813e-11	3.283e-11	-10.419	-10.484	-0.065
(0)					
Cl	4.886e-03				
Cl-	4.886e-03	4.192e-03	-2.311	-2.378	-0.067
18.19					
H(0)	0.000e+00				
H2	0.000e+00	0.000e+00	-41.689	-41.687	0.002
28.61					
K	6.000e-06				
K+	5.938e-06	5.089e-06	-5.226	-5.293	-0.067
9.11					
KSO4-	6.188e-08	5.362e-08	-7.208	-7.271	-0.062
34.22					
Mg	5.133e-03				
Mg+2	4.201e-03	2.401e-03	-2.377	-2.620	-0.243
-21.47					

MgSO4	8.393e-04	8.439e-04	-3.076	-3.074	0.002
5.84					
MgHCO3+	7.252e-05	6.231e-05	-4.140	-4.205	-0.066
5.57					
MgCO3	1.903e-05	1.913e-05	-4.721	-4.718	0.002
-17.09					
MgOH+	8.024e-07	6.996e-07	-6.096	-6.155	-0.060
(0)					
N(-3)	0.000e+00				
NH4+	0.000e+00	0.000e+00	-54.805	-54.875	-0.070
18.06					
NH3	0.000e+00	0.000e+00	-56.217	-56.215	0.002
24.42					
NH4SO4-	0.000e+00	0.000e+00	-56.524	-56.589	-0.065
37.79					
N(0)	7.842e-10				
N2	3.921e-10	3.943e-10	-9.407	-9.404	0.002
29.29					
N(3)	1.278e-14				
NO2-	1.278e-14	1.091e-14	-13.893	-13.962	-0.069
25.08					
N(5)	1.184e-04				
NO3-	1.184e-04	1.010e-04	-3.927	-3.995	-0.069
29.61					
Na	2.474e-03				
Na+	2.453e-03	2.118e-03	-2.610	-2.674	-0.064
-1.30					
NaSO4-	1.837e-05	1.592e-05	-4.736	-4.798	-0.062
14.82					
NaHCO3	2.627e-06	2.642e-06	-5.581	-5.578	0.002
1.80					
NaCO3-	3.825e-07	3.294e-07	-6.417	-6.482	-0.065
-0.80					
NaOH	1.711e-19	1.720e-19	-18.767	-18.764	0.002
(0)					
O(0)	1.960e-09				
O2	9.800e-10	9.855e-10	-9.009	-9.006	0.002
30.40					
S(-2)	0.000e+00				
HS-	0.000e+00	0.000e+00	-131.159	-131.226	-0.067
20.72					
H2S	0.000e+00	0.000e+00	-132.191	-132.189	0.002
37.16					
S-2	0.000e+00	0.000e+00	-135.986	-136.239	-0.253
(0)					
S(6)	3.947e-03				
SO4-2	2.690e-03	1.500e-03	-2.570	-2.824	-0.254
14.98					
MgSO4	8.393e-04	8.439e-04	-3.076	-3.074	0.002
5.84					
CaSO4	3.987e-04	4.009e-04	-3.399	-3.397	0.002
7.50					
NaSO4-	1.837e-05	1.592e-05	-4.736	-4.798	-0.062
14.82					
KSO4-	6.188e-08	5.362e-08	-7.208	-7.271	-0.062
34.22					

HSO4-	2.109e-09	1.816e-09	-8.676	-8.741	-0.065
40.39					
CaHSO4+	3.813e-11	3.283e-11	-10.419	-10.484	-0.065
(0)					
NH4SO4-	0.000e+00	0.000e+00	-56.524	-56.589	-0.065
37.79					

-----Saturation indices-----

Phase	SI**	log IAP	log K(298 K,	1 atm)
Anhydrite	-1.37	-5.65	-4.28	CaSO4
Aragonite	0.43	-7.90	-8.34	CaCO3
Calcite	0.58	-7.90	-8.48	CaCO3
CH4(g)	-131.16	-133.96	-2.80	CH4
CO2(g)	-2.74	-4.21	-1.47	CO2
Dolomite	1.49	-15.60	-17.09	CaMg(CO3)2
Gypsum	-1.06	-5.65	-4.58	CaSO4:2H2O
H2(g)	-38.59	-41.69	-3.10	H2
H2O(g)	-1.50	-0.00	1.50	H2O
H2S(g)	-131.14	-139.13	-7.99	H2S
Halite	-6.62	-5.05	1.57	NaCl
N2(g)	-6.23	-9.40	-3.18	N2
NH3(g)	-58.01	-56.21	1.80	NH3
O2(g)	-6.11	-9.01	-2.89	O2
Sulfur	-98.53	-93.65	4.88	S
Sylvite	-8.57	-7.67	0.90	KCl

**For a gas, SI = log10(fugacity). Fugacity = pressure * phi / 1 atm.
For ideal gases, phi = 1.

End of simulation.

Reading input data for simulation 4.

End of Run after 0.128 Seconds.
