

MODELISATION GEOSTATISTIQUE DE LA SALINITE DES EAUX SOUTERRAINES : CAS DE LA NAPPE DES SABLES DE BISKRA

GEOSTATISTICAL MODELING OF GROUNDWATER SALINITY CASE STUDY: SAND BISKRA AQUIFER

A.H MESSAMEH¹, J.P. LABORDE², S. BENMEBAREK³

¹ Laboratoire de Recherche en Hydraulique Souterraine et de Surface (LARHYSS)
Faculté des Sciences et Sciences de l'Ingénieur, Université de Biskra. B.P 145 , R.P 07000, Biskra. Algérie.
ah_messameh@yahoo.fr ,

² Université de Nice Sophia-Antipolis, France

³ Laboratoire de Recherche de Génie Civil, Faculté des Sciences et Sciences de l'Ingénieur, Université de Biskra

RESUME

La modélisation hydrogéologique (reconstruction des champs des écoulements et des champs de concentration) doit être effectuée à partir des données et informations de base recueillies sur le terrain. La densité limitée des réseaux de mesure, les lacunes fréquentes dans les séries statistiques font que l'estimation des différents paramètres hydrauliques par les modèles mathématiques est entachée d'erreurs. Le développement de la géostatistique dans les sciences de l'eau a permis de régionaliser des variables aussi bien spatiales que temporelles. Ces techniques permettent à l'hydrogéologue de disposer d'outils supplémentaires dans l'identification et la caractérisation des aquifères. Il est évident que l'identification et la détermination du mode de fonctionnement des systèmes aquifères conduit à comprendre les mécanismes de transfert de soluté et le degré de contamination des nappes. D'après les cartes piézométriques et de concentration en sel, il y'a une bonne concordance soit dans le sens d'écoulement et de déplacement de soluté, soit dans le gradient de la charge et de concentration. Cette nappe présente souvent des zones dont les concentrations en sels se situent à la limite des normes. Il existe des poches d'eau salée constituant des foyers de contamination en cas de modification des équilibres hydrodynamiques.

MOTS CLES : Modèles mathématiques, géostatistique, variables régionalisées, aquifère, transfert de soluté, piézométrie, équilibres hydrodynamique.

ABSTRACT

The hydrogeologic modeling (rebuilding the fields of the flows and the fields of concentration) must be made from the data and the basic information collected. The limited networks of measurement, the frequent gaps in the statistical series have a negative effect to the prediction of different hydraulic parameters using such mathematical models. The development of geostatistic in sciences of the water allowed regionalizing spatial and temporal variables. These techniques allow the hydrogeologist to have supplementary tools in the identification and the characterization of aquifers. It is obvious that the identification and the determination of the operating process of the aquiferous systems lead to understand the transfer mechanisms of aqueous solution and the degree of aquifer contamination.

According to the piezometric charts and salt concentration, there is a good agreement either in the direction of flow and displacement of aqueous solution, or in the gradient of the hydraulic head and concentration. This aquifer often presents zones whose salt concentrations are situated in norm limit. We notice there is existence of salt water pockets constituting of the hearts of contamination in case of modification of hydrodynamic balances.

KEY WORDS: Mathematical models, geostatistic, regionalized variables, aquifer, transfer of aqueous solution, piezometry, hydrodynamic balances.

1 INTRODUCTION:

Il s'avère que la géostatistique offre des concepts et des approches qui pourrait contribuer à enrichir les techniques d'assimilation de données, permettant de corriger l'état du modèle. La géostatistique avec ses méthodes de simulations conditionnelles offre un cadre idéal pour relier les différentes informations, comprendre et modéliser leur structure statistique, élaborer des outils de prévision. (Brochu, 2002)

Les méthodes géostatistiques sont souvent utilisées pour les problèmes impliquant des transformations non linéaires des variables mesurées. En hydrogéologie, les problèmes inverses sont traités par ces méthodes. Le paramètre inconnu peut être le coefficient de perméabilité, transmissivité, coefficient de dispersion, les conditions aux limites peuvent être identifiées.

Les paramètres sont considérés comme étant des variables aléatoires à cause de la nature hétérogène du milieu, en examinant la distribution spatiale des valeurs ponctuelles à l'intérieur du domaine donné et en calculant quelques éléments statistiques de l'estimation (la moyenne, la variance,...), on pourra juger la qualité de la simulation (Davis, 1986 ; Kitanidis, 1997). La méthode de krigeage offre l'avantage d'avoir la variance d'estimation minimale (Laborde, 2000), ce problème de simulation peut être résolu en deux étapes :

1. La moyenne et la fonction de variance sont estimées par les observations (données brutes).
2. L'estimation du champ (piézométrie ou concentration) est conditionnée par les observations pour obtenir les meilleures réalisations.

Le transfert des solutés par les eaux souterraines est lié à la géochimie des systèmes aquifères. La solubilité des minéraux dépend de leur nature et du temps de séjour des eaux. (G. de Marsily, 1981)

2 SIMULATION GEOSTATISTIQUE PAR KRIGEAGE:

Dans la technique de krigeage ordinaire, on cherche à établir les résultats permettant de fournir une mesure de la précision des estimés effectués par l'estimateur linéaire d'une valeur réelle h (inconnue) permet de déterminer : (Brochu, 2002 ; Laborde, 2000)

$$h^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i h_i \quad (1)$$

On définit l'erreur d'estimation:

$$e = h - h^* \quad (2)$$

L'obtention d'une variance d'estimation minimale revient à minimiser l'expression :

$$\begin{aligned} \text{var}(e) &= \sigma_e^2 = \text{var}[h - h^*] \\ &= \text{var}[h] + \text{var}[h^*] - 2 \text{cov}[h, h^*] \end{aligned} \quad (3)$$

Qui peut se réécrire en y substituant l'estimateur linéaire:

$$\begin{aligned} \sigma_e^2 &= \text{var}[h] + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \lambda_i \lambda_j \text{cov}[h_i, h_j] \\ &\quad - 2 \sum_{i=1}^n \lambda_i \text{cov}[h, h_i] \end{aligned} \quad (4)$$

Afin d'assurer une absence de biais pour l'estimateur linéaire (éq. 1), il est nécessaire que cette contrainte soit intégrée au modèle

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (5)$$

Cette contrainte signifie que la moyenne locale des observations est constante partout dans le domaine. La minimisation d'une fonction quadratique avec présence d'une contrainte d'égalité (éq. 5) s'effectue par la méthode de Lagrange. Il suffit de former le Lagrangien $L(\lambda)$ qui fait intervenir le multiplicateur de Lagrange μ :

$$L(\lambda) = \sigma_e^2 + 2\mu \left(\sum_{i=1}^n \lambda_i - 1 \right) \quad (6)$$

L'équation (6) fournit le krigeage ordinaire lorsque s'annulent toutes les dérivées partielles par rapport à chacun des λ_i ; et par rapport à μ

Le système de krigeage ordinaire devient :

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \text{cov}[h_i, h_j] + \mu = \text{cov}[h, h_i] \quad (7)$$

avec

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j = 1 \quad (8)$$

Qui est la contrainte de non-biais. La variance d'estimation minimale de ce système, ou variance de krigeage σ_e^2 est déterminée par la substitution des équations de krigeage dans l'équation (4) représentant la forme générale de la variance d'estimation :

$$\sigma_k^2 = \text{var}[h] - \sum_{i=1}^n \lambda_i \text{cov}[h, h_i] - \mu \quad (9)$$

Il est intéressant de visualiser le système de krigeage ordinaire sous forme matricielle:

$$K_0 \cdot \lambda_0 = k_0 \quad (10)$$

Ce système s'écrit, sous forme développée:

$$\begin{pmatrix} \sigma^2 & \text{cov}(h_1, h_2) & \dots & \text{cov}(h_1, h_n) & 1 \\ \text{cov}(h_2, h_1) & \sigma^2 & \dots & \text{cov}(h_2, h_n) & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \text{cov}(h_n, h_1) & \text{cov}(h_n, h_2) & \dots & \sigma^2 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \text{cov}(h_1, h) \\ \text{cov}(h_2, h) \\ \vdots \\ \text{cov}(h_n, h) \\ 1 \end{pmatrix} \quad (11)$$

La résolution de ce système permet de calculer les poids de krigeage λ_i , nécessaires à l'estimation d'un point par l'estimateur linéaire (éq. 1) (Laborde, 2000).

Après le conditionnement avec les valeurs mesurées, la variance diminue au fur et à mesure qu'on détermine le système de krigeage (évaluation de λ_i et μ).

3 MODELISATION DE VARIOGRAMME

Le variogramme est un outil servant à décrire la continuité spatiale d'un phénomène. Il repose sur l'idée voulant que deux observations séparées par une faible distance vont en moyenne se ressembler davantage que deux observations séparées par une plus grande distance.

La formulation théorique du variogramme $\gamma(r)$ fait appel à la notion de variance (var) appliquée à la différence entre deux observations $h(x)$ séparées par une distance r .

$$\gamma(r) = \frac{1}{2} \text{var}[h(X) - h(X + r)] \quad (12)$$

Cette définition du variogramme repose sur l'hypothèse de stationnarité du second ordre (en réalité, hypothèse intrinsèque). Elle signifie que des configurations de deux points, qui sont identiques par translation, sont considérées statistiquement équivalentes (moyennes et variances identiques). Ainsi, la valeur du variogramme dépend uniquement de la distance entre deux points sans tenir compte de leur position à l'intérieur du domaine.

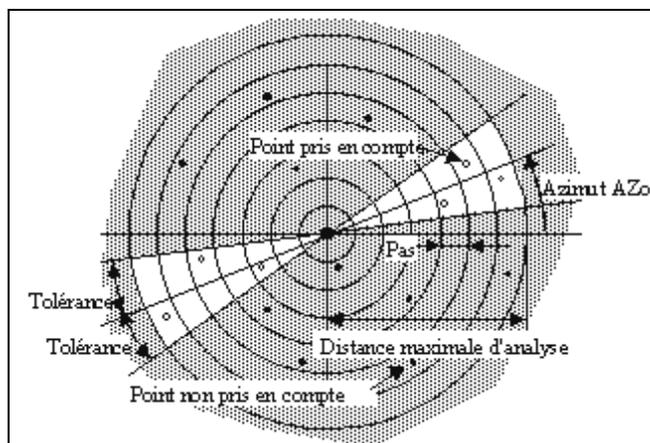


Figure 1 : Paramètres d'un variogramme anisotrope

A priori, les paramètres proposés sont ceux d'un variogramme omnidirectionnel (tolérance de 90°) calculé sur la moitié du champ.

Avant d'ajuster les paramètres il convient tout d'abord de choisir un des quatre modèles théoriques proposés dans HYDOLAB (Linéaire, Sphérique, Exponentiel, Gaussien). La première méthode consiste à modifier manuellement les paramètres et à tâtonner au regard des graphiques. (LABORDE, 2003)

La seconde méthode consiste à utiliser le Solveur d'Excel. On obtient alors une boîte de dialogue dans laquelle on va préciser ce que l'on veut optimiser, les paramètres susceptibles d'être modifiés et d'éventuelles contraintes.

4 ETUDE DE CAS: LA NAPPE DES SABLES DE BISKRA

Les formations aquifères dans cette région, sont donc toutes d'origine sédimentaire, la région a connu, en effet au cours de son histoire géologique de longues phases de sédimentation alternativement marines et continentales (Cornet A., 1961) qui se sont traduites par une diversité de faciès lithologiques et une accumulation en alternance de formations perméables et d'autres imperméables.

Les différentes coupes du Néogène montrent une alternance d'argiles ou marnes, d'argiles sableuses, de grès ou sables parfois argileux et de conglomérats au sommet, avec la présence de gypse dans presque tous les niveaux ou quelque bancs calcaires (Chebbah M. et al, 2002). Le système hydraulique de la nappe des sables est très hétérogène, il est constitué le plus souvent de couches aquifères de diverses perméabilités et d'épaisseurs.

La limite naturelle Ouest correspond entre Doucen et Ouled-Djellal à l'extension maximum du Mio-Pliocène vers l'Ouest. Celui-ci repose soit sur l'éocène moyen imperméable au Sud, soit sur l'éocène inférieur (nappe des calcaires).

La géométrie 2D (figure 2) montre aussi que l'épaisseur des ensembles supérieurs augmente du Nord (chaîne de Reliss) vers le Sud (centre de la Cuvette), mais les ensembles inférieurs restent constants. Au niveau de la Fosse Sud Aurésienne, le Néogène est formé de plusieurs ensembles lithologiques présentant des variations de faciès et d'épaisseur importantes. (Chebbah et al. 2002)

De la base au sommet on rencontre les ensembles suivants :

- Un ensemble argileux, d'une épaisseur de quelques dizaines de mètres (de plus de 100m) et qui affleure au Nord de la région en contact avec le substratum calcaire.
- Un ensemble gréseux avec des argiles sableuses à la base d'une épaisseur très variable mais qui dépasse les 150m.
- Un ensemble argilo-gréseux très épais (plus de 500 m) dans lequel on distingue deux sous ensemble, le premier formé d'une alternance d'argiles,

d'argiles sableuses et de grés et le second de grés argileux et de grés à passages de graviers.

- Un ensemble conglomératique et qui contient des lentilles gréseuses à la base. Son épaisseur est d'au 250m et forme les reliefs de la Chaîne de Rhélliss.

Cette nappe est fortement exploitée dans la partie Est de la wilaya, notamment dans les zones de Sidi Okba, Ain Naga, Chetma et M'zirâa. La profondeur varie de 100 à 900m :

- A l'Est de la wilaya, la nappe est la plus sollicitée. Elle se caractérise par une profondeur moyenne de l'ordre de 400m.
- Au Nord de la wilaya, la nappe est exploitée dans la plaine d'El Outaya à une profondeur allant jusqu'à 250m.
- A l'Ouest de la wilaya, la nappe est exploitée au Sud de la région de Tolga à une profondeur allant jusqu'à 150m.

Le sens d'écoulement principal de la nappe est vers Chott Melghir. L'alimentation de la nappe est assurée par les nombreux accidents de bordure et par infiltration des eaux de crues des oueds (El biod, Guerchich, El Arab) dans les zones d'affleurement. La minéralisation de l'aquifère est très variable. Elle croît vers les exutoires et en profondeur en relation avec les niveaux argileux présents.

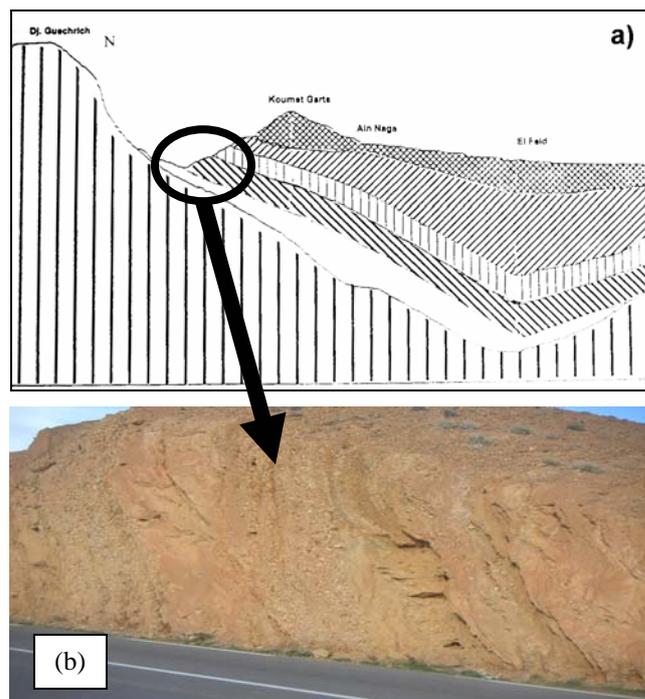


Figure 2 : (a) Coupe illustrant la disposition synclinale des formations néogènes de la cuvette (d'après Chebbah M. et al., 2002). (b) Photo montrant l'affleurement de ces formations au niveau de Chetma.

Tableau 1 : Echantillon de points de prélèvement des eaux souterraines (d'après l'A.N.A.T, 2003)

N°	Commune	Nom du Forage	Coordonnées Lambert			Residu sec (mg/l)	Prof. (m)
			X	Y	Z		
01	Sidi Okba	Ferme Pilote N°2	795.200	163.000	30	2888	220
02	Sidi Okba	Thouda Irrigation	792.250	172.700	90	1394	290
03	Sidi Okba	H'saya N°2	798.850	169.000	65	3036	163
04	El-Haouch	Daïet Mira N°3	807.125	144.500	14,49	3048	162.65
05	El-Haouch	Ain Chateau	808.010	145.750	3	5128	105
06	Ain Naga	Das Rezig	804.800	162.700	16	2196	255
07	Ain Naga	Ghmouget	822.200	163.400	35	1980	200
08	Zeribet El Oued	El-Ksar	863.700	169.350	100	2560	220
09	Zeribet El Oued	Z.El-Oued Aep Bis	840.000	270.200	42	2000	110
10	Zeribet El Oued	Bades N°2	864.100	168.200	110	3394	150
11	Meziraa	Zemoura N°4	820.650	165.300	35	1406	250
12	Meziraa	Meziraa Aep N°02	830.200	171.100	65	1060	210
13	Khanguet S.Nadji	Khanga Sidi Nadji N°2	866.088	176.980	178	3169	150
14	Khanguet S.Nadji	Khanga Sidi Nadji N°3	865.200	171.750	130	4000	250
15	El Feidh	Zeribet Hamed Aep	4G80'76"	48G50'07"	75	3514	200
16	El Feidh	El Feidh Cheptel	268.800	3819.000	2	7022	115
17	El Outaya	Driss Amor N°3	768.700	188.850	216	2335	71
18	El Outaya	Forage Sp2 El Outaya	767.500	190.200	210	3000	150
19	Biskra	Stade	779.550	175.800	102	3380	140
20	Biskra	Wilaya	777.100	176.750	100	2356	130
21	Biskra	Biskra Sud Zouaka N°2	777.550	175.450	103	1860	122
22	Biskra	Surete	777.500	177.200	116	3162	122
23	Ouled Djellel	Diffel Vsa	719.500	130.000	210	2540	100
24	Ouled Djellel	Chaoua N°2 Aep	718.800	126.200	210	1550	75

5 CONSTRUCTION DES VARIOGRAMMES EXPERIMENTAUX

Nous avons utilisé le logiciel SURFER dans les synthèses cartographiques. Ce logiciel est interfacé avec Excel, il comprend un module d'analyse géostatistique. Avec l'apport de HYDROLAB (LABORDE, 2003) nous avons pu effectuer une modélisation des variogrammes expérimentaux de façon à guider le choix dans les paramètres de krigeage de SURFER.

Les tableaux (2) et (3) indiquent les principales caractéristiques de l'échantillon à savoir sa taille, la moyenne, la variance et l'écart-type des valeurs, le nombre de couples possible et la distance maximale entre deux points de mesure.

Une fois choisie les paramètres du variogramme (la dernière colonne du tableau 2 (ii)), on peut lancer la construction des variogrammes expérimentaux.

La méthode adoptée pour l'ajustement des paramètres consiste à modifier manuellement les paramètres et à tâtonner au regard des graphiques. (LABORDE, 2003). La figure 3 présente la meilleure forme du variogramme rencontrée.

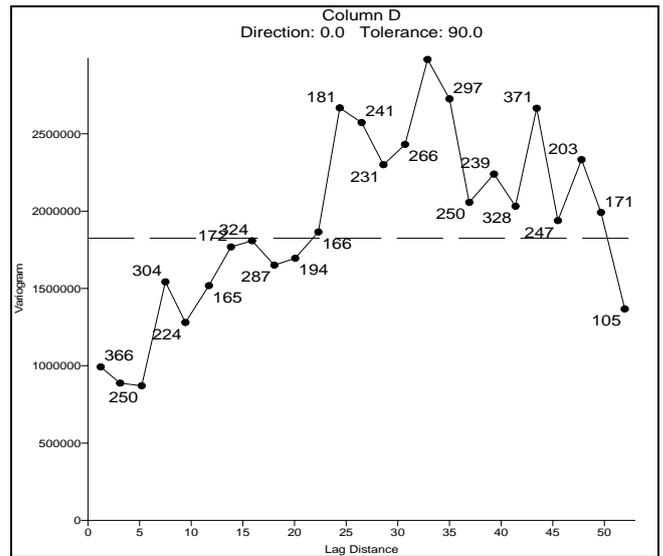


Figure 3 : Variogramme expérimental de la concentration (données brutes)

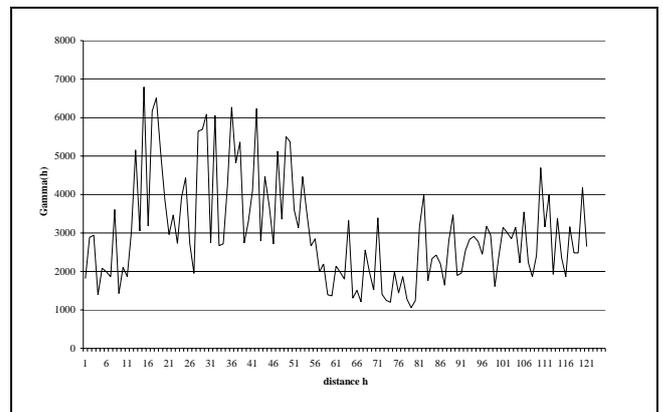


Figure 4 : Variogramme expérimental de la concentration selon les paramètres du tableau 2.

Tableau 2 : Caractéristiques de l'échantillon:

(i) Les valeurs de résidu sec observé	
Nb de valeurs	121
Moyenne	3020.62
Variance	1825103
Ecart-type	1350.964
Nb de couples	7260
Distance max. absolue	27.32376
Distance max. dans la direction	27.32376

(ii) Les paramètres de variogramme expérimental.					
Cat.	effec.	H	g(h)	Az0	0
28	1	27.3238	572450	Tolérance	90
26	1	25.9835	631688	Pas	1
Distance max. analyse					150

Tableau 3 : Caractéristiques de l'échantillon (piézométrie) et de variogramme expérimental

Nb de valeurs	120	Cat.	effec.	H	g(h)	Az0	0	
Moyenne	58.89167	4	1	27.3238	3872	Tolérance	90	
Variance	2403.413	3	1	25.9835	1404.5	Pas	9	
Ecart-type	49.02462						Distance max. d'analyse	150
Nb de couples	7140							
Distance max. absolue	27.32376							
Distance max. dans la direction	27.32376							

De la même manière, on examine la structure de la piézométrie avec des données brutes (tableau 3).

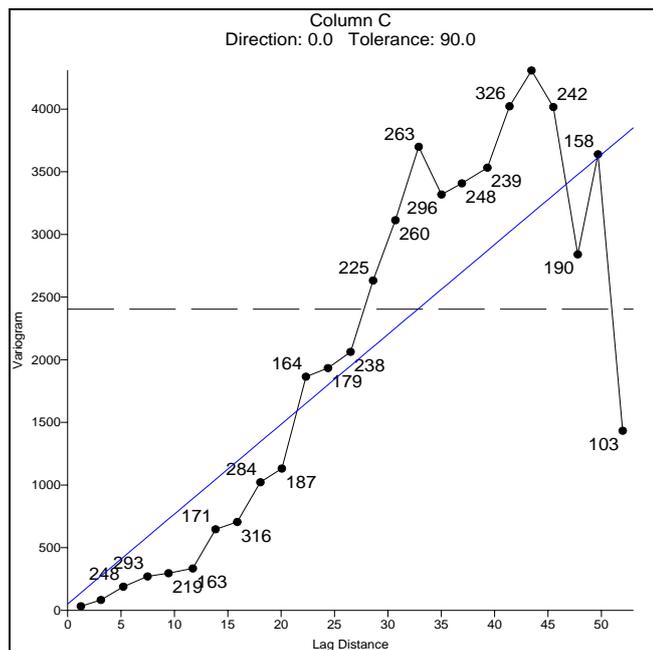


Figure 5 : Variogramme expérimentale de la piézométrie observée

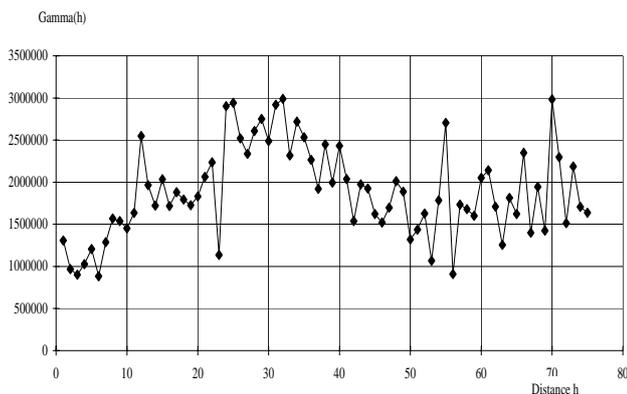


Figure 6 : Variogramme expérimental de la piézométrie

Avant d'ajuster les paramètres il convient tout d'abord de choisir un des quatre modèles théoriques proposés dans HYDOLAB (Linéaire, Sphérique, Exponentiel, Gaussien). La première méthode consiste à modifier manuellement les paramètres et à tâtonner au regard des graphiques. (LABORDE, 2000)

Le modèle théorique qui est proche de variogramme expérimental est celui de Gauss. Les paramètres calculés par HYDROLAB sont :

Portée = 133.9533

Palier = 3517179

Pépite = 0.

6 RESULTATS ET DISCUSSION

L'objectif de cette étude est l'analyse spatiale du phénomène de salinité des aquifères en améliorant la qualité des données par la détection d'anomalies dans les données brutes fournées par la direction d'hydraulique de Biskra.

Comme indiqué dans le tableau (1), chaque point de mesure est caractérisé par ses coordonnées cartésiennes et par la valeur mesurée en ce point de la fonction dont on veut étudier la fonction structure

Concernant les résultats, ils sont exprimés par des cartes de variation spatiale de la concentration de résidu sec qui correspond à la totalité des sels dissous contenus dans l'eau après évaporation à 110 °C. A partir de ces cartes, on peut déduire que:

- La nappe est caractérisée par deux sens d'écoulement; Nord-Est et Nord-Ouest convergeant vers le Chott.
- Le gradient hydraulique et la vitesse d'écoulement sont importants dans la partie supérieure (El Outaya, ville de Biskra et Sidi Okba) et faibles dans la partie inférieure (Z. El Oued, El Houch) (figure 7).
- La zone la plus exploitée (Ain Naga et M'zirâa) présente des valeurs négatives de la surface piézométrique. On constate un cône de dépression dans cette zone.
- Les valeurs mesurées de résidu sec (RS) dans les forages considérés présentes de nombreuses anomalies, comme indiqué dans la carte de position des forages (figure 8).
- Les eaux de la nappe sont chargées (entre 1500 et 4500 mg/l), notamment la région Sud-Est près du Chott. (figure 9) .
- La carte d'iso-concentration simulée indique qu'il existe un foyer de contamination dans la zone Nord-Ouest (M'khadma) qui est dû probablement à la structure géologique de la région.

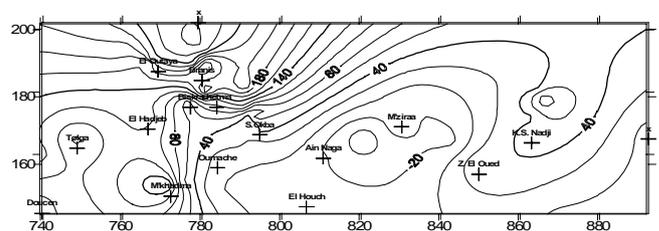


Figure 7 : Carte piézométrique mesurée de la nappe du Mio-Pliocène de Biskra

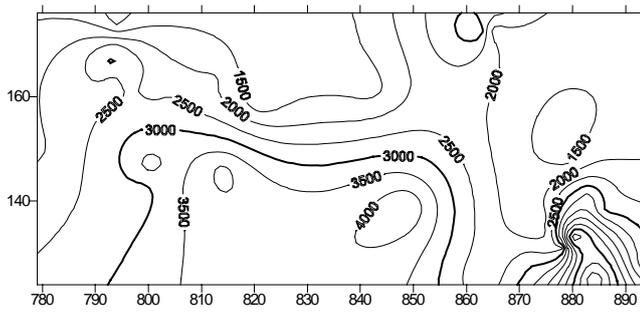


Figure 8 : Carte des iso-concentration mesurée des eaux de la nappe des sables (RS en mg/l)

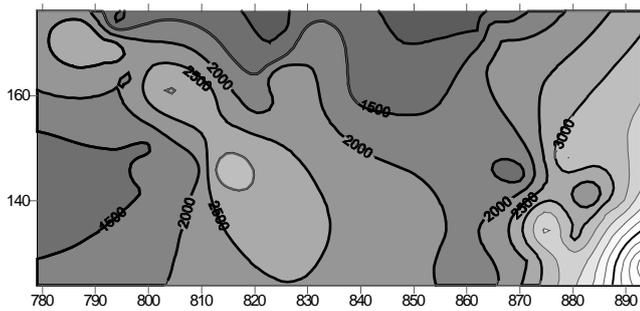
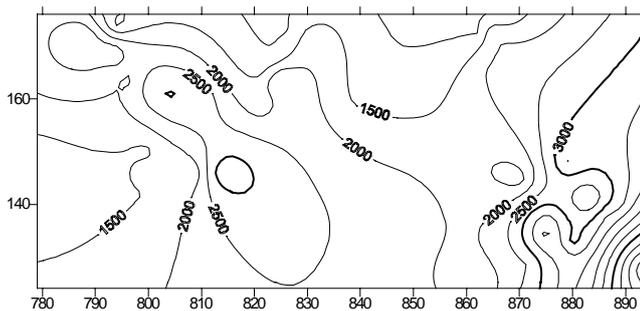


Figure 9 : Carte des iso-concentration simulées des eaux de la nappe des sables (RS en mg/l)

Nous avons pu effectuer une modélisation des variogrammes expérimentaux de façon à guider le choix dans les paramètres de krigeage de SURFER. L'ajustement des variogrammes expérimentaux peut être améliorée davantage en suivant la méthode de suppression des données de mauvaise qualité et en utilisant l'optimisation des paramètres par SOLVEUR d'EXCEL (voir § 3).

7 CONCLUSION

La nappe ayant fait l'objet de cette étude, fait partie du Complexe Terminal. Il s'agit de la nappe du Mio-Pliocène qui est constituée d'une alternance de niveaux sableux et sableux-argileux. Cette nappe est très sollicitée dans la partie Est de la Wilaya de Biskra.

Nous nous intéressons ici aux éléments transportés dits en solution, c'est-à-dire ne constituant pas une phase mobile différente de la phase fluide, mais s'intégrant à l'eau du milieu naturel en y modifiant éventuellement les propriétés physiques et chimiques (notamment la masse volumique et

la viscosité). Les cartes de résidu sec caractérisant la salinité, montrent que les eaux de la nappe sont chargées (1500-4500 mg/l), notamment dans la partie Sud, réduisant ainsi leur utilisation.

Les résultats de modélisation indiquent que le modèle Gaussien exprime mieux la continuité typique des variables étudiées. L'exploitation des résultats peut aider les gestionnaires dans le bon choix des champs de captage et l'implantation des forages contenant des eaux moins chargées. La conceptualisation des transferts de solutés s'organise autour de trois niveaux de mécanismes : la convection, la dispersion et l'interaction entre la fraction mobile et la fraction immobile du milieu. Cela pourra être étudiée par l'application d'une approche combinée basée sur les méthode numériques et géostatistiques.

NOTATION :

h^* : la charge hydraulique estimée.

h_i : la charge hydraulique observée au point x_i (variable aléatoire).

n : le nombre de points de mesure.

e : résidu (différence entre la valeur observée et estimée)

λ_i : représente les poids de krigeage.

μ : multiplicateur de Lagrange (moyenne)

σ_e^2 : variance de krigeage.

$\gamma(r)$: variogramme

r : distance entre deux observations

$\text{Cov}()$: covariance.

BIBLIOGRAPHIE:

- [1] A.N.A.T, (Mars 2003) "Schéma directeur des ressources en eau de wilaya de Biskra", rapport de synthèse, phase II.
- [2] BEAR J. (1979) "Hydraulics of groundwater", Edition McGraw-Hill, serie in water resources and environmental engineering, printed in USA.
- [3] BERGER A. et al. (1984) "Thermique des nappes souterraines", Presses Polytechniques Romandes, Suisse.
- [4] BROCHU Y. (2002) "Estimation directe des charges hydrauliques d'un aquifère par krigeage", Mémoire de Maîtrise Es Sciences appliquées, université de Montréal, Canada
- [5] CHEBBAH M. et al. (2002) "pollution des eaux souterraines en zones arides et semi-arides : Cas de la nappe phréatique du Souf (Bas Sahara septentrional, Algérie)". International Workshop on Water in the mediterranean Bassin : Ressources and sustainable Development (Watmed 2002), Manastir, Tunisia.

- [6] G. de Marsily, (1981) "*Hydrogéologie quantitative*", Edition Masson, France
- [7] LABORDE J.P. (2000) "Méthodes d'interpolation et géostatistiques pour la *cartographie automatique*", notes de cours, université de Nice, France.
- [8] LARABI Abdelkader (2003) "Atelier régional sur les nappes d'eaux souterraines dynamique, exploitation et modélisation par les codes Modflow et MT3D ", 17-22 Septembre, Biskra, Algérie.
- [9] MESSAMEH A., BOUZIANE M.T., DJEDRI T. (2005). "*Simulation numérique de la qualité des eaux souterraines. Nappe d'inféro-flux de Biskra (Algérie)*", Watmed2, Maroc
- [10] de MARSILY G. (1976) "Représentation par modèle mathématique des grands systèmes multicouches – théorie et application ", Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Fontainebleau, France.
- [11] SUN N. Z. (1994) "*Inverse problem in Groundwater modeling* ", Number 6 i, Theory and application of transport in porous Media. Kluwer.
- [12] ZIMMERMAN D. A., de MARSILY G., CARRERA J., NEUMAN S. P. and al. (1998) "A comparison of seven geostatistically based inverse approaches to estimate transmissivities for modeling advective transport by groundwater flow", Water Resources Research, Vol. 34 , n° 6 , pp 1373-1413.