

CADRE PHYSIQUE DE LA ZONE D'ETUDE ET CONTEXTES GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

1.1 Cadre physique et géographique

1.1.1 Localisation de la zone d'étude

Le bassin Sénégal-mauritanien est un bassin transfrontalier entre le Sénégal, la Mauritanie et la Guinée Conakry (Figure1). Formé durant la période Mésocénozoïque, le bassin s'est mis en place lors de la distanciation de deux plaques de l'Afrique et de l'Amérique du Sud au Jurassique. Il est limité au Nord par la Dorsale de Réguibat en Mauritanie, à l'Est par les Mauritanides et en fin au Sud par le bassin Paléozoïque de Bové (Sarr, 2019). Il s'étend sur environ 1400 km du Nord du Cap Barbas en Mauritanie, au Sud de Bissau en Guinée-Bissau, à travers le Sénégal et la Gambie. Sa plus grande largeur se situe à la latitude de Dakar (560 km) et sa superficie est de l'ordre de 340 000 km² (Bellion, 1987).

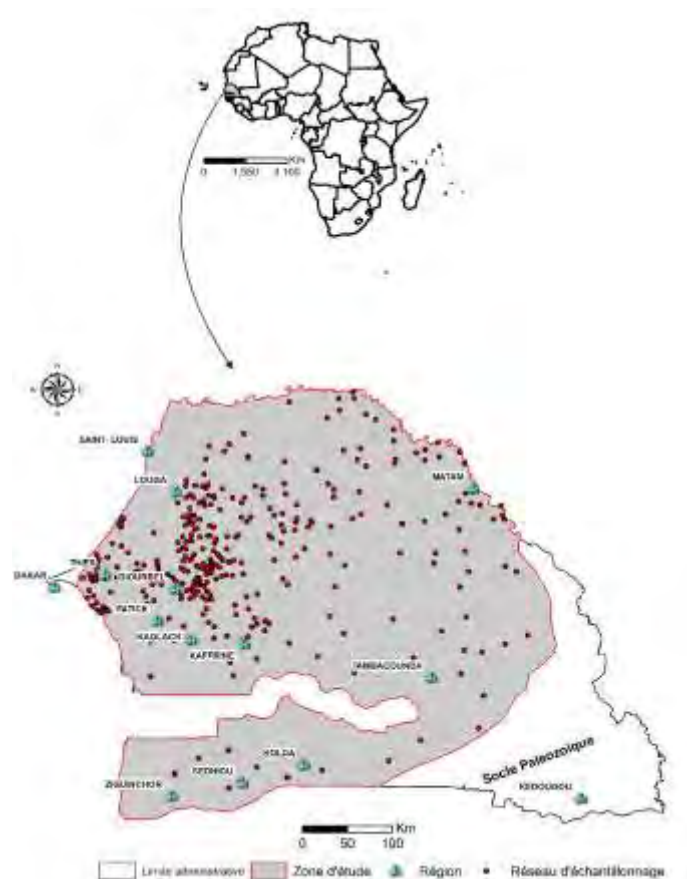


Figure 1: Etendu de la zone d'étude

Le Sénégal est un pays plat dans l'ensemble car une bonne partie de sa superficie est située en dessous de 50 mètres. Les altitudes maximales sont enregistrées au Sud-Est du pays sur le contrefort du Fouta Djallon, à la frontière avec la Guinée Conakry où les monts Bassari culminent à 581 mètres. La côte est généralement basse et sablonneuse sur laquelle débouche quatre estuaires importants (Sénégal, Sine Saloum, Gambie et Casamance). On note la présence des systèmes dunaires du littoral qui forment avec les estuaires, les niayes et les mangroves la zone attractive du littoral (figure 2).



1.1.3 Végétation et sols

La végétation naturelle est liée aux conditions climatiques. Au Sénégal, elle varie du Nord au Sud en formant des bandes d'orientation Est-Ouest (Figure 3) :

- Dans la zone Sahélienne (au Nord), la végétation est dominée par une steppe arbustive avec des acacias et quelques baobabs. Cette végétation est fortement soumise à la dégradation et à la désertification ;
- Dans la bande allant de Dakar à Matam, on trouve une savane arborée avec des acacias, des baobabs et des fromagers ;
- Dans la bande allant de Kaolack à Tambacounda, la savane se densifie ;
- Au Sud (région de la Casamance), la forêt devient importante ; on y trouve en plus le filao et le rônier.

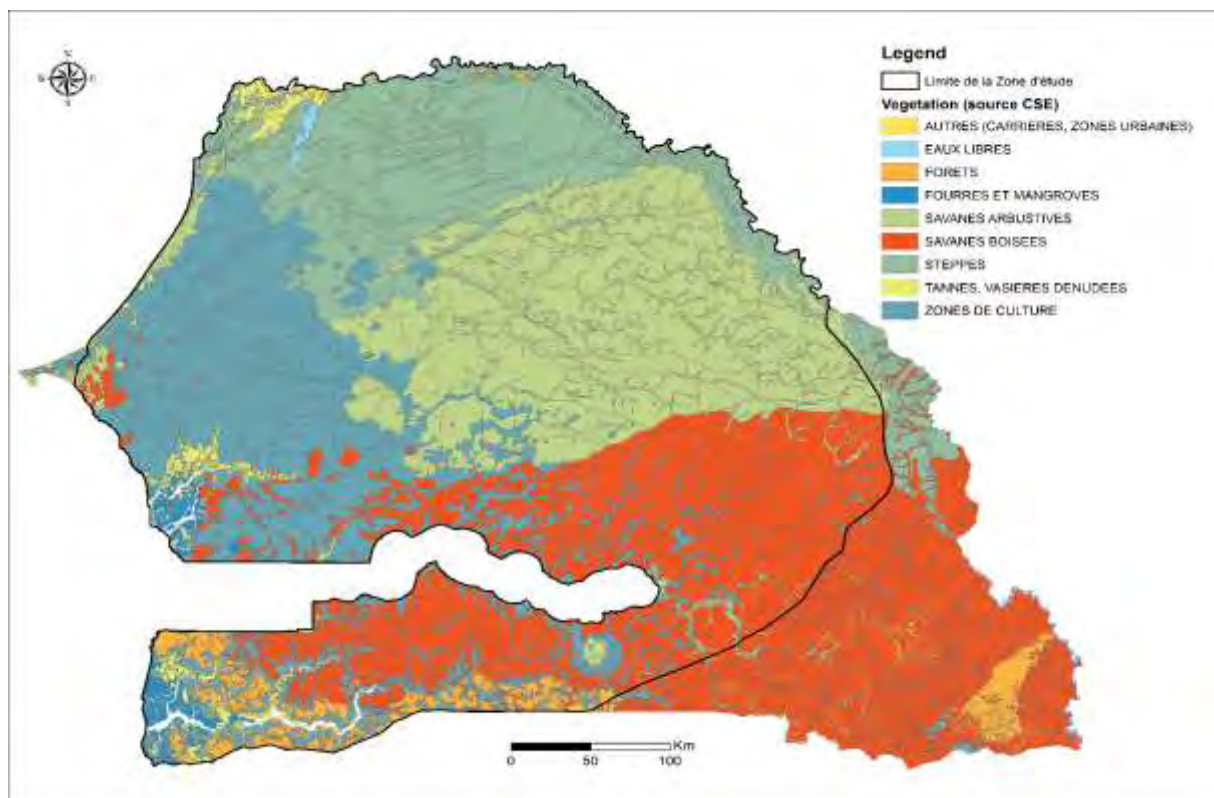


Figure 3: Répartition spatiale de la végétation (source CSE)

La variété de ces conditions bioclimatiques et la diversité de son substratum géologique font que le Sénégal recèle plusieurs types de sols aux aptitudes inégales :

- Les formations sableuses littorales : constituées par les sols des terrasses, des dunes du littoral et surtout de la Grande Côte entre Dakar et Saint Louis ;
- Les sols de vallées et de bas-fonds : constitués par des sols halomorphes formés sur des alluvions deltaïques, et des sols hydromorphes, caractérisés par la présence d'un excès d'eau, d'une grande profondeur ;
- Les sols ferrugineux : constitués de sols ferrugineux tropicaux lessivés sur grès sablo-argileux. Ces sols occupent la majeure partie du pays ;
- Le groupe des sols ferralitiques de Casamance : regroupe les meilleurs sols du Sénégal.

1.2 Contexte climatique

Le climat du Sénégal est influencé par l'alternance de trois flux dont les déplacements sont facilités par la platitude du relief.

- Le premier flux est représenté par l'alizé maritime issu de l'anticyclone des Açores, de direction nord à nord-est. L'alizé maritime est constamment humide, frais voire froid en hiver, et marqué par une faible amplitude thermique diurne. Son domaine est une frange côtière qui s'amenuise au Sud avec la remontée de la mousson, mais qui se maintient pendant presque toute l'année au nord du Cap-Vert ;
- L'harmattan, de direction Est dominante, branche finissante de l'alizé continental sahélien, est caractérisé par une grande sécheresse liée à son long parcours continental, et par des amplitudes thermiques très accusées ; frais ou froid la nuit, il est chaud à torride le jour. Il transporte souvent en suspension de fines particules de sable et des poussières qui constituent la "brume sèche" ;
- Le troisième flux, la mousson, provient de l'alizé issu de l'anticyclone de Sainte-Hélène dans l'Atlantique Sud. Elle bénéficie d'un très long trajet maritime qui la rend particulièrement humide. Elle pénètre dans le pays en période estivale selon une direction sud-est - nord-ouest et elle s'assèche relativement en fonction de sa pénétration vers l'intérieur. Elle est marquée par une faible amplitude thermique, mais avec des températures généralement plus élevées que celles de l'alizé maritime.

Le climat est caractérisé par l'alternance d'une saison sèche (de Novembre à Mai) et d'une saison pluvieuse (de Juin à Octobre). Pendant la saison pluvieuse ou humide souffle le flux de la mousson. Elle correspond à une période chaude sur l'étendue du territoire, surtout dans la partie Sud du pays. En outre, la saison sèche est caractérisée par la prédominance des alizés du Nord.

1.2.1 La pluviométrie

La saison des pluies s'étend de Juin à Octobre avec un pic en Aout-Septembre et varie selon les latitudes. Elle varie au plan spatial de 300 mm au Nord à plus de 1400 mm au Sud. Deux phénomènes provoquent des précipitations sur le pays ; il s'agit d'une part des lignes de grains et d'autre part de la partie active de l'équateur météorologique, marquée par l'ascendance de l'air humide qui se refroidit en altitude et se condense en pluies. La pluviométrie moyenne annuelle suit un gradient croissant du Nord au Sud du pays. Ce gradient Hydro-climatique entre le Sud humide et le Nord sec permet de distinguer deux grandes régions climatiques de part et d'autre de l'isohyète 500mm (Figure 4).

- La région sahélienne au-dessus de l'isohyète 500 mm comprend deux régimes climatiques : le régime Nord sahélien avec une pluviométrie inférieure à 300mm au Nord (Matam, Podor) et le régime Sud sahélien avec une pluviométrie comprise entre 300 mm et 500 mm au niveau des régions Louga, Diourbel, Thiès et le littoral Nord ;
- La région soudanienne au Sud de l'isohyète 500 mm avec elle aussi deux régimes climatiques : la région Nord soudanien entre 500 mm et 800 mm dans les régions de Tambacounda, la petite côte, le Sine-Saloum, les bassins versants amont de la Gambie, de la kayanga et de la Casamance ; le régime Sud soudanien en base Casamance avec plus de 800 mm.

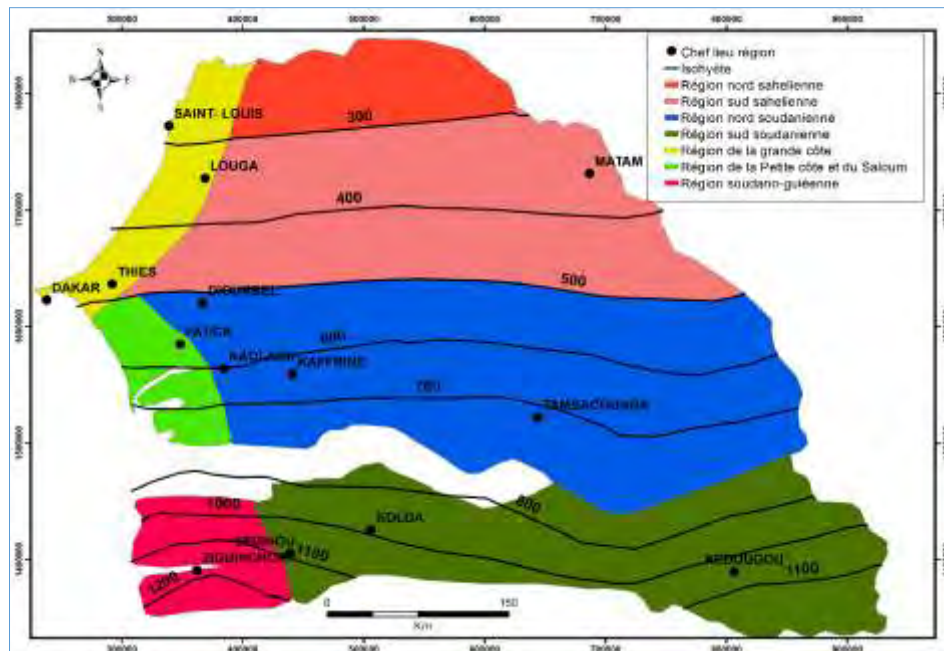


Figure 4: Carte des différentes zones climatiques du Sénégal (Malou, 2004)

1.2.2 La température

A l'instar de la pluviométrie, la température suit également un rythme saisonnier. Leurs évolutions et distributions résultent de conjonction des facteurs cosmiques, météorologiques et géographiques. Le régime thermique est scindé en deux parties :

- Les basses températures qui surviennent durant le mois de Janvier et Février (20°C à 35°C). C'est une période fraîche voir froide surtout dans les régions côtières comme le littoral Nord et une partie de la région casamançaise. Les alizés maritimes soufflent le long de la côte et font baisser les températures, les régions deviennent humides. Cependant le gradient thermique augmente de plus en plus qu'on s'éloigne du littoral ;
- Les hautes températures commencent à souffler à partir du mois de Mars et atteignent leur maximum d'avril au début de Juin, avant l'arrivée de la mousson. Elles varient entre 38°C et 45°C . Cette variation de la température s'accompagne d'un gradient décroissant du Nord vers le Sud avec une influence de la mer à l'Ouest. Les pics de chaleur sont remarquables entre Juillet et Octobre avec une moyenne de 45°C .

1.2.3 Evapotranspiration

Elle correspond à la quantité d'eau transférée vers l'atmosphère, par l'évaporation au niveau du sol et au niveau de l'interception des précipitations, et par la transpiration des plantes. L'évapotranspiration intervient sur l'ensemble du pays avec des moyennes comprises entre 1700mm et 3200mm. Cette variation dépend de la saison (sèche ou pluvieuse). Au niveau des régions côtières, la présence de l'alizé maritime diminue l'évapotranspiration (1700mm). Néanmoins, plus on va s'éloigner du littoral, plus l'évaporation augmente. En effet, au niveau de la zone du Ferlo et du bassin du Sine-Saloum, l'évaporation varie entre 2300mm et 2500mm avant d'atteindre 3139mm sur l'axe Nioro-Tambacounda. Ces valeurs peuvent s'expliquer par la présence de l'harmattan.

1.3 Contexte géologique et hydrogéologique

1.3.1 Contexte géologique

Le bassin sénégal-mauritanien d'environ 340 000 km² est le plus vaste des bassins de la marge passive de la côte Ouest atlantique de l'Afrique. Il s'étend sur près de 1 400 km entre le Cap Barbas en Mauritanie et le Cap Roxo en Guinée Bissau couvrant ainsi 4/5 du territoire sénégalais (Figure 5). Il se dépose en discordance sur le substratum anté-mésozoïque déformé, dont les témoins sont représentés dans la chaîne des Mauritanides d'âge panafricain à hercynien. Son origine est directement liée à l'ouverture de l'atlantique, dont les premières manifestations sont enregistrées au Trias-Lias (Bellion et Guiraud, 1984).

Le bassin forme une vaste structure monoclinale à faible pendage Ouest (Spengler *et al.* 1966). A l'Est, il est limité par la chaîne des Mauritanides d'âge Pan Africain à Hercynien et les formations Paléo protérozoïques de la boutonnière de Kédougou. Il est généralement recouvert par une formation sablo-argileuse du Continental Terminal, des calcaires lacustres et des sables éoliens du Quaternaire. Les affleurements se rencontrent principalement dans les régions du Cap-Vert et de Thiès, et dans les vallées du fleuve Sénégal et du Ferlo. L'histoire de cette marge passive peut être subdivisée en trois stades :

- Le stade pré-rift serait représenté par les formations du substratum ;
- Le stade syn-rift est associé aux dépôts évaporitiques du Trias et aux épisodes volcaniques du jurassique très important de la Province magmatique de l'Atlantique Central encore appelé CAMP) ;
- Le stade post-rift est caractérisé par les épais dépôts des couvertures sédimentaires méso-cénozoïques du Jurassique supérieur au Pléistocène.

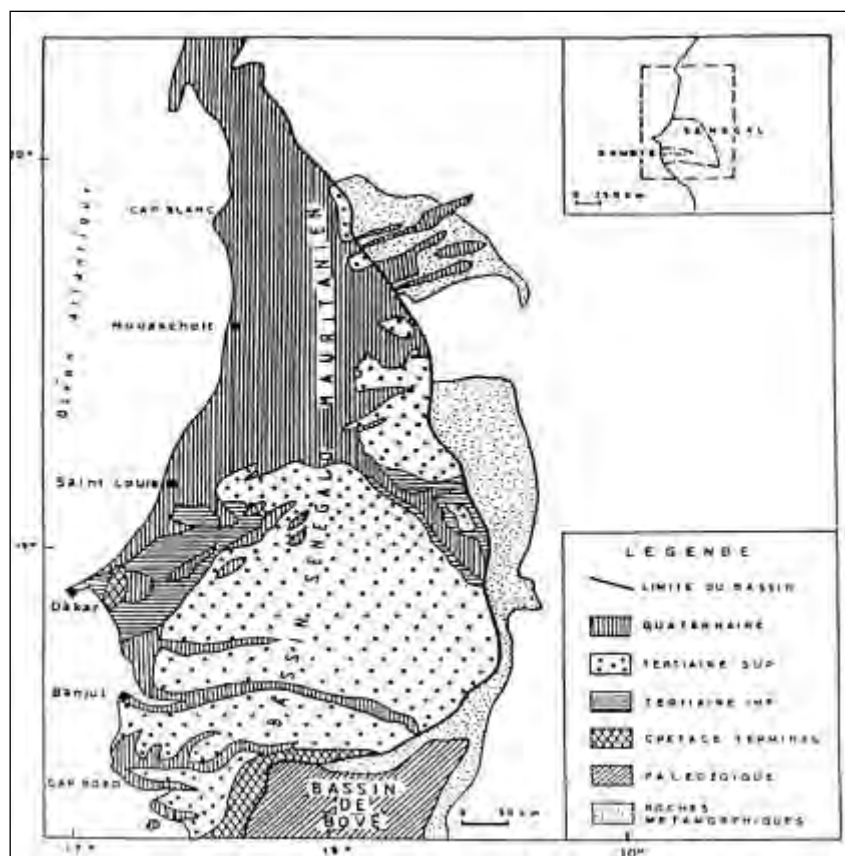


Figure 5: Bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien (Bellion, 1987 in Siby 1997)

Les résultats de la géophysique et des forages pétroliers ont permis de mettre en évidence une accentuation du pendage du substratum à partir de Kolobane vers l'Ouest. Ainsi, on peut distinguer deux domaines structuraux (Figure 6) séparés par une flexure de direction Nord-Sud (Liger, 1980 ; Ritz et Flicoteaux, 1985 ; Latil-Brun et Flicoteaux, 1986 ; Latil-Brun, 1987) :

- Un domaine à l'Est du méridien $15^{\circ} 30' W$, caractérisé par une couverture sédimentaire d'âge Crétacé supérieur et Cénozoïque de quelques centaines de mètres surmonte un socle faiblement incliné, métamorphique et granitique. La limite Ouest de ce domaine ($15^{\circ} 30' W$ et $16^{\circ} 30'' W$) est marquée par le plongement progressif du soubassement cristallin vers l'Ouest qui est affecté par des failles normales généralement concordantes. La puissance de la couverture sédimentaire devient de plus en plus puissante vers l'Ouest pour dépasser 4000 m à Diourbel ;
- La zone de flexure : C'est la partie qui sépare le domaine oriental de l'occidental. Elle est comprise entre la longitude $15^{\circ}30'W$ et $16^{\circ}30' W$. La zone de flexure est marquée par un prolongement progressif du socle vers l'Ouest ainsi que par des accidents de

même direction. Du point de vue sédimentologique, l'épaisseur de la couverture sédimentaire augmente vers l'Ouest pour dépasser 4200 m à Diourbel. Cette direction Ouest comprend également des terrains Cénozoïques d'âges différents, Crétacé supérieur puis inférieur et en fin du Jurassique supérieur à l'extrême occidental ;

-Le domaine Ouest s'étend du méridien 16° 30' W jusqu'à la pente du talus continental. Il est caractérisé par une série sédimentaire Mésocénozoïque très épaisse et pouvant dépasser 10 000 m à 12 000 m. Les terrains les plus anciens reconnus par forages au Sud du Cap-Vert datent du Bathonien au Callovien. Ce domaine est marqué dans les régions du Cap-Vert et de Thiès par un réseau de failles méridiennes N 20° E, parallèles à la direction du littoral Nord entre Dakar et Saint-Louis. Ces failles normales listriques, sont de grandes extensions spatiales et concaves en profondeur, elles délimitent des horsts (Dakar et Diass) et des grabens (Rufisque).

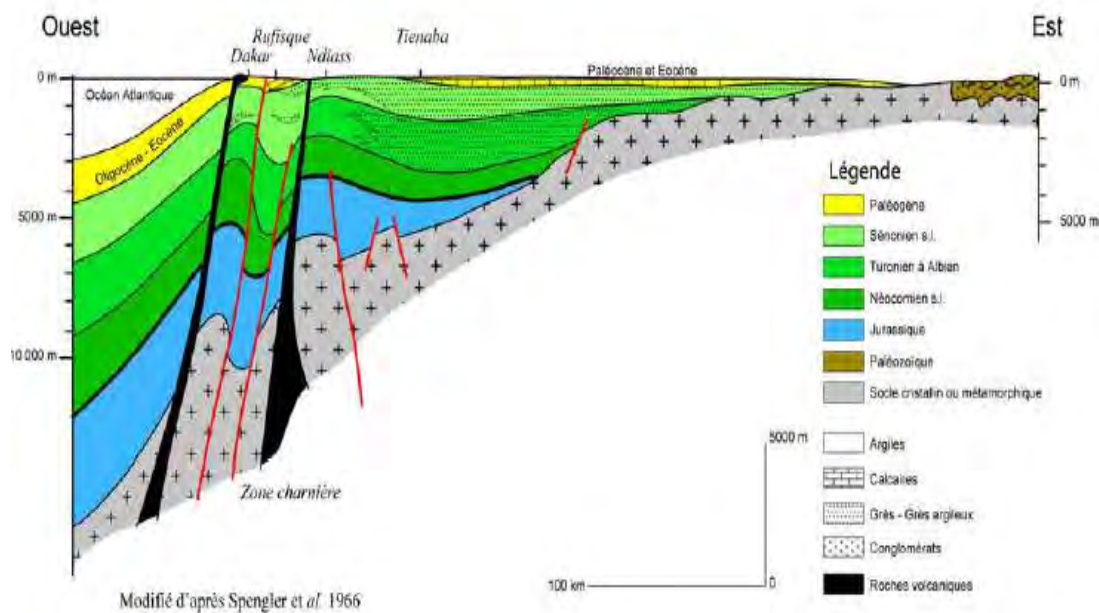


Figure 6: Coupe schématique du bassin du Sénégal (Spengler et al. 1966, modifiée)

Des manifestations magmatiques sont reconnues dans le bassin, il s'agit de magmatisme tholéitique précoce qui serait associé à l'ouverture de l'océan Atlantique centrale (Bertrand et Villeneuve, 1989 ; Ndiaye, 2012) et de volcanisme alcalin d'âge cénozoïque qui s'étend de l'Eocène moyen (Lutétien) au Quaternaire (Crévola et al. 1994). Des diapirs de sels d'âge Trias ou Lias, ont « recoupé » la couverture sédimentaire du plateau continental casamançois au Sud, et celle du talus continental mauritanien au Nord.

Le substratum correspond aux terrains situés sous la discordance à la base du Mésozoïque, son âge s'étend du Protérozoïque au Paléozoïque. Certains forages l'ont atteint en Haute Casamance, dans le Ferlo, le Sine-Saloum et la région de Diourbel.

Lithostratigraphie

La série sédimentaire du bassin sénégalais débiterait par des dépôts détritiques continentaux du Permo-Trias, époque contemporaine du stade syn- rift de l'Atlantique Central (Bellion & Guiraud, 1984 ; Bellion, 1987).

Dans ce qui suit, nous décrivons de façon succincte la lithostratigraphie des formations du Trias-Lias au Crétacé qui renferme le réservoir de la nappe Maastrichtienne.

Le Trias et le Lias

Pendant cette période, des conditions nécessaires à la précipitation de solutions salines sont réunies : les bassins du rift proto-atlantique sont peu étendus permettant le confinement de la transgression marine et les conditions climatiques déshydratantes sont assurées par la position sub- équatoriale du bassin. Les dépôts sont constitués d'une association de sels, de gypse, d'anhydrite et d'argiles vertes à noires dans un bassin salifère large d'environ 60 km situé à environ 200 km au large de la ligne de côte actuelle du bassin. Ils sont reconnus par forages au Cap Vert, au large de la Casamance et de la Mauritanie jusqu'à la latitude Sud de Saint-Louis (Diédhiou, 2003).

Le Jurassique moyen et supérieur

Cette période qui marque le début du stade post-rift est marquée par une importante tectonique salifère qui remobilise les dépôts d'évaporites sous forme de diapirs et perturbe la sédimentation post-rift. Le Jurassique a été traversé dans le Cap-Vert par les forages DKM2 et Diass 1 (DS1) et probablement à Diourbel et Diana Malari (Castelain, 1965 ; Spengler et al. 1966 ; Sarr, 2019).

Le Crétacé

Le Crétacé inférieur

Le passage du Jurassique au Crétacé est marqué par l'arrivée de matériel détritique à l'Ouest du bassin où les dépôts carbonatés restent dominants. La plateforme carbonatée créée au Jurassique s'épaissit jusqu'à l'Aptien (environ 1,2 km au Nord et environ 1,6 km au Nord de la Casamance) (Bellion 1987).

Le Crétacé supérieur

Le Cénomanién

Le Cénomanién est également formé d'alternances d'argiles, d'argiles silteuses et de calcaires, de sables et de grès. Les sondages dans le Cap-Vert l'ont entièrement traversé (960 m à CVM1 ; 101 m à Rufisque 1), dans la région de Thiès (630 m à DS1 ; 322 m à Gadiaga 1). Le Cénomanién a été partiellement recoupé à Mont Rolland 2 (Rd2), Pout 2 (Pt2) et Tiénaba 1 (Ti1). Dans le Centre du bassin, le Cénomanién correspond à une alternance d'argiles, de grès à passages de graviers quartzeux intercalés de grès à ciment calcaro-dolomitique, d'argiles rouges et de niveaux dolomitiques et de fins niveaux de lignite. Son épaisseur atteint plus de 443 m à Diourbel.

Le Turonien

Le Turonien est un bon repère lithologique pour son faciès argileux homogène. Dans l'Ouest du bassin, il correspond à une argile noire parfois bitumeuse, avec de rares passées de calcaire argileux. Son épaisseur est de 180 m à TB1, 210 m à DKM1, 40 m à DS1, 58 m à Mbour (Br1). Vers le Centre, le Turonien est argilo-sableux et gréseux versicolore, avec des intercalations de niveaux calcaires gréseux et glauconieux fossilifères à Tiénaba. Son épaisseur atteint 88 m à Diourbel. A l'Est, les argiles sont versicolores avec des niveaux de grès de plus en plus grossiers, épais de 60 m à Ndiodori F1.

Le Sénonien inférieur

Le Coniacien et le Santonien sont formés de dépôts argilo-sableux. Sur la marge occidentale, on trouve des argiles à intercalations de calcaires à la base et des niveaux argilo-sableux. Dans le Cap-Vert et la région de Thiès l'épaisseur atteint 930 m à Mont Rolland 2 (Rd2), 400 m à CV1 et Mbour. Au Centre et à l'Est les argiles sont plus ou moins versicolores et les sables deviennent grossiers, avec des niveaux de graviers, de galets et de débris de lignite par endroits. L'épaisseur des dépôts diminue vers l'Est (497 m) à Diourbel.

Le Campanien

Vers la limite Campanien-Maastrichtien se situe la mise en place du dôme de syénite de Léona au Sud de Saint-Louis. Dans le Cap-Vert et la région de Thiès, le Campanien est formé d'argiles silteuses et de sables ou de grès à intercalations de calcaires. L'épaisseur est de 110 m à TB1, 165 m à Pout 1 (Pt1), 210 m à Diamniadio 2 (DN2) et By1, 470 m à Gadiaga 1 et 486 m à Cayar off-shore 1 (Co1). Dans le horst de Diass le sommet du Campanien affleure au Cap de Naze sous forme d'argiles noires feuilletées surmontées par un banc de calcarénite jaune bioturbé. Le Campanien supérieur affleure probablement dans la carrière de Paki sous forme de grès quartzites coquilliers. Dans le Centre et l'Est du bassin le Campanien est formé d'argiles sableuses et silteuses et ne peut être distingué du Sénonien inférieur.

Le Maastrichtien

Il est marqué par des processus de régression et d'érosion associés à des soulèvements locaux. Au Maastrichtien, une nette régression a lieu alors que des soulèvements locaux érodent le dôme de Diass, le dôme de Léona, la presqu'île du Cap Vert et le dôme Flore dans la partie offshore de la Casamance créant une lacune partielle. Ce soulèvement associé aux mouvements de blocs faillés est la conséquence de la phase tectonique Laramienne. A l'Ouest du horst de Diass, les faciès sableux passent latéralement à des faciès sablo-argileux dans le secteur de Diamniadio/Sangalkam, puis à des faciès entièrement argileux au lac Retba (Rt1 et Wayambam 1). Cette variation de faciès s'accompagne d'un épaissement considérable des dépôts au lac Retba où ils dépassent virtuellement 2250 m. Ce phénomène peut s'expliquer par le jeu de failles synsédimentaires bordières du horst. L'épaisseur du Maastrichtien est plus forte dans la zone du lac Retba (Rt1 : 1120 m ; Wayambam 1 : 1295 m ; DN5 : 1746 m). Elle est plus faible au Nord-Ouest du Sénégal (TB1 : 480 m), dans la région de Thiès (Mbour : 404 m). Les sables dominent à l'Est du horst de Diass où ils admettent des passages argileux, des niveaux de lignite au sommet et des passées conglomératiques à la bordure orientale du bassin. L'épaisseur des dépôts diminue vers l'Est, passant de 303 m à Diourbel. Le Maastrichtien repose directement sur le socle à la bordure Nord-Est du bassin (confins sénégal-mauritaniens). Il affleure bien dans le massif de Diass, en particulier sur le littoral entre Yène et Guéréo où il forme des falaises sablo-gréseuses et silto-argileuses.

1.3.2 Contexte hydrogéologique

Le contexte hydrogéologique du Sénégal est caractérisé par deux grands ensembles hydrogéologiques en fonction des configurations géologiques : les aquifères généralisés de type intergranulaire, karstique des formations sédimentaires perméables et les aquifères fissurés de type discontinu à semi-continu des nappes du substratum ancien (socle) dont les potentiels exploitables sont limités et difficiles à trouver. Ainsi, les ressources en eaux souterraines du Sénégal sont représentées par des nappes associées aux formations allant du Quaternaire au Maastrichtien (aquifères généralisés) d'une part et des nappes de formations d'altération superficielles du Sénégal oriental (aquifères de socle) d'autre part. La série stratigraphique simplifiée (PSE, 2001), résumant les principales caractéristiques lithologiques et hydrogéologiques, est présentée sur le tableau 1. On distingue :

« *L'ensemble supérieur* » regroupe les assises géologiques de l'Oligocène du Néogène et du Quaternaire. Dans cet ensemble, le système aquifère dénommé « *Complexe Terminal* » comprend tous les niveaux plus ou moins productifs des formations détritiques et biochimiques

de l'Oligocène, du Miocène, du Pliocène ainsi que les dépôts sableux du Pleistocène et de l'Holocène. Il couvre en conséquence la quasi-totalité du bassin sédimentaire sénégalais ;

« *L'ensemble intermédiaire* » correspond aux formations du Paléogène (Eocène, Paléocène). Cet ensemble formé principalement d'assises carbonatées (marnes, marno-calcaires, calcaires), ne présente des caractéristiques hydrogéologiques intéressantes que dans les parties ayant subi des phénomènes de karstification et de fissuration (non colmatées par la suite) ;

La dénomination générale de « *l'aquifère Maastrichtien* », englobe tous les niveaux productifs à dominante sableuse compris dans les étages du Crétacé supérieur : Maastrichtien *sensus stricto*, Campanien, Sénonien inférieur, jusqu'au toit du Turonien. Cet étage, formé d'argiles

noires imperméables, constitue d'ailleurs un repère stratigraphique très utile du fait de son extension quasi généralisée dans le bassin sénégalais ;

« *Les aquifères de socle* » renferment des ressources en eau considérées comme faibles car les puits sont généralement implantés dans la frange d'altération des roches cristallines et métamorphiques du Sénégal oriental. Il s'agit d'aquifères discontinus ou semi-continus représentés par les franges altérées des roches saines et / ou par les réseaux de fractures et de fissures affectant la partie supérieure de ces roches.

Des facteurs stratigraphiques et structuraux affectent de manière indiscutable l'emplacement de l'eau dans cette région où la nappe phréatique est en relation avec les roches cristallines, métamorphiques et méta-sédimentaires

Tableau 1 : Récapitulatif synthétique des aquifères du Sénégal (PSE, 2001)

ERE	Syst	Epoque	Etage	Regroupement Strati.	Zone Nord		système Aquifère	Zone Sud		
					Lithologie dominante	Aqui..		Lithologie dominante	Aqui..	
QUATERNAIRE				→ "Ensemble supérieur"	Sables éoliens alluvions tufs volcaniques	Aquifère	"Complexe Terminal" "Système Aquifère du Paléogène" "Système Maastrichtien"	Sables marins et éoliens	Aquifère	
TERTIAIRE	NEOGENE	PLIOCENE	« CONTINENTAL TERMINAL »	→	Sables coquilliers sables +/- argileux	Aquitard		sables ou grès argileux et argiles	Aquitard	
		MIOCENE		marno calcaire	Aquitard	sables avec bancs d'argile et calcaires		Aquifère		
	PALEOGENE	OLIGOCENE		→	marnes et agiles	Aquitard		calcaires karstifiés	Aquifère	
		EOCENE	moy	↑	Calcaires marno-calcaires	Aquiclude		calcaires karstifiés	Aquifère	
			LUTETIEN SUP.	→	sables	Aquifère		marno calcaires passés sables	Aquitard	
		PALEOCENE	inf	LUTETIEN INF.	→	Marnes et argiles		Aquiclude	sables, calcaires coquilliers ou karstifiés	Aquifère
			YPRESIEN	→	Marno-calcaires calcaires karstifiés marnes	Aquifère		marno calcaires passés sables	Aquitard	
	SECONDAIRE	CRETACE Supérieur	SENONIEN	PALEOCENE sup. à moyen	↓	Marno calcaires argiles		Aquitard	sables, calcaires coquilliers ou karstifiés	Aquifère
				DANIEN	↓	sables grès, sables gréseux sables argileux		Aquifère	marno calcaires argiles	Aquitard
				MAASTRICHTIEN	↑	Grès Sables argileux		Aquifère	sableux avec passées d'argile	Aquifère
				CAMPANIEN	↑	sables argileux et argiles sableuses		Aquitard	sables argileux	Aquifère
		CRETACE moyen	SENONIEN	SENONIEN INF	↑	argiles noires		Aquiclude	argile sableuse	Aquitard
				TURONIEN	↓	calcaires argiles sableuses		Aquiclude	Argiles noires	Aquiclude
				CENOMANIEN	↑	calcaire, marno calcaire sables argileux			marno calcaire	Aquiclude
				ALBIEN	↑	calcaire, marno calcaire argiles sableuses			Marno calcaires, argiles sableuses	
				APTIEN	↑	calcaire dolomitique			Marno calcaires, argiles sableuses	
		CRETACE Inférieur	SENONIEN	NEOCOMIEN	↑	calcaires, calcaires dolomitiques		Aquiclude	calcaires et bancs de dolomie	Aquiclude
				JURASSIQUE	↓	couche salifère	Aquiclude	couche salifère	Aquiclude	
PRIMAIRE		Socle	Socle cristallin	→	argiles silteuses grès quartzites conglomérats	Aquiclude	argiles silteuses grès quartzites conglomérats	Aquiclude		
				↓	granites, diorites, roches métamorphiques	Aquifère dans les zones superficielles fracturées et arénisées				

En définitive, on distingue quatre (04) grands systèmes aquifères selon les critères stratigraphiques et sédimentologiques susmentionnés (figure 7) :

- (i) le système aquifère superficiel dit « complexe terminal » qui regroupe les formations à dominante sablo-argileuse et sableuse du Quaternaire (QT), du Continental Terminal (CT) et de l'Oligo-miocène (OM) ;
- (ii) le système aquifère intermédiaire qui regroupe les formations essentiellement calcaires, karstiques par endroits, et marno-calcaires de l'Eocène (EO) et du Paléocène (PA) ;
- (iii) le système aquifère profond qui regroupe les horizons du Maastrichtien, du Campanien et du Sénonien inférieur. C'est une nappe captive d'une épaisseur moyenne de 250 m qui s'étend sur la quasi-totalité de la partie sédimentaire du Sénégal (Travi, 1988) ;
- (iv) le système aquifère inférieur ou aquifères de socle qui regroupe les aquifères discontinus à semi-continu de fissures et d'altération des formations granitiques et métamorphiques du Sénégal oriental.

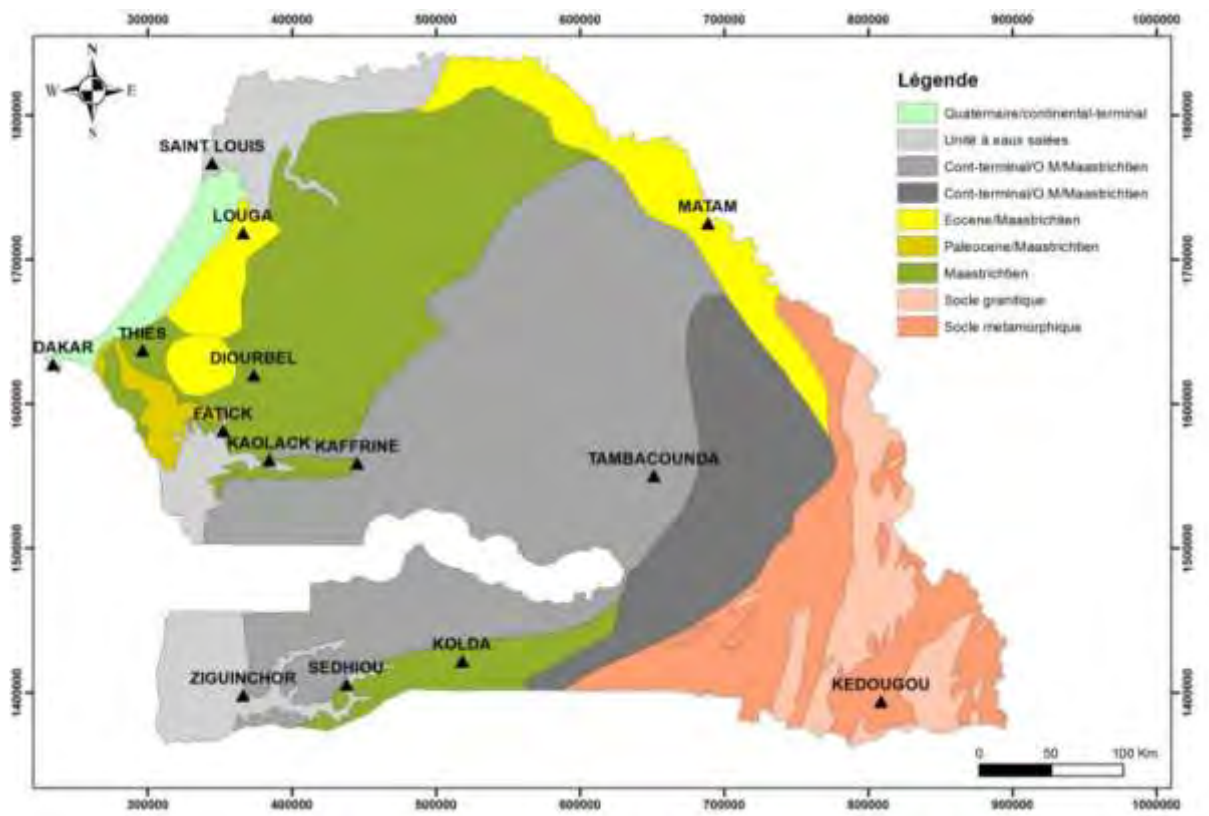


Figure 7: carte des aquifères du Sénégal (source DGPRES)

La figure suivante (figure 8) présente la succession d'ensemble et la configuration géométrique des aquifères à travers 4 coupes hydrogéologique réalisées dans le cadre du projet PAGIRE-BA (DGRPE, 2014) :

- **La Coupe F** qui part du fleuve Sénégal (région de Matam) et traverse diagonalement les régions de Matam et de Louga, montre la succession stratigraphique d'ensemble du bassin sédimentaire où les couches en biseau sédimentaire à l'Est s'épaississent vers l'Ouest suite à des jeux de failles et d'effondrement par subsidence. La formation sableuse du Maastrichtien qui fait l'objet de cette étude présente une allure irrégulière ; elle sub-affleure à l'Est et repose sur le socle pour s'enfoncer progressivement sur une puissance de 100 m sous le recouvrement tertiaire et quaternaire suite aux jeux de failles synsédimentaires. Vers le centre, les couches sont légèrement soulevées du fait de l'occurrence du dôme de Léona qui a créé une surrection dans la région. Les sondages pétroliers de Ndioumanane et de Linguère 1 et 2 ont rencontré les formations du dôme et de l'auréole métamorphisée. Au-delà de Linguère, le maastrichtien s'épaissit et s'enfonce progressivement pour atteindre des épaisseurs de plus de 600 m. Les couches supérieures du Paléocène, de l'Eocène et du plio-quaternaire présentent la même allure. Il faut signaler la présence de saumure de 60 à 100 g/l dans le sondage de Sagatta très probablement induite par la surrection des dômes de Gawane et Leona et celle du Horst de Diass.
- **La Coupe J** passant par la diagonale E-W du territoire sénégalais depuis la zone de socle en passant par Diourbel et Mbour et les sondages pétroliers de Korkol, Ndiodiri, Diourbel1, Kotiane et Bambey montre un épaississement progressif du Maastrichtien sous le recouvrement Plio-Quaternaire, Eocène, Paléocène. Dans la zone Est, le maastrichtien affleure et repose sur le socle puis s'enfonce progressivement pour se relever au niveau de Korkol-Ndiodiri à la faveur de la poussée du dôme de Gawane. Au-delà vers l'Ouest, le maastrichtien s'épaissit et son toit remonte par l'amorce de la surrection du Horst de Diass où l'Eocène disparaît.

- **La Coupe L** partant du socle et passant par Tambacounda – Kaffrine – Ndoffane – Djiffère présente la plus forte puissance du maastrichtien. Ce dernier affleure à son contact avec le socle pour ensuite s'enfoncer très rapidement vers Tambacounda. C'est d'ailleurs dans cette zone où le toit de la formation est plus profond. La couche maastrichtienne évolue par la suite sur une plateforme constituée des terrains du cénomanien inférieur avec une épaisseur moyenne de 300 à 350 m perturbée par quelques jeux de failles.
- **Coupe O** passant sur le transect Sud du pays depuis le socle en passant par Kolda – Bignona-Kafountine présente une configuration similaire que la précédente mais la zone d'affleurement du maastrichtien est plus étendue et la couche s'approfondit en s'épaississant vers l'Ouest.

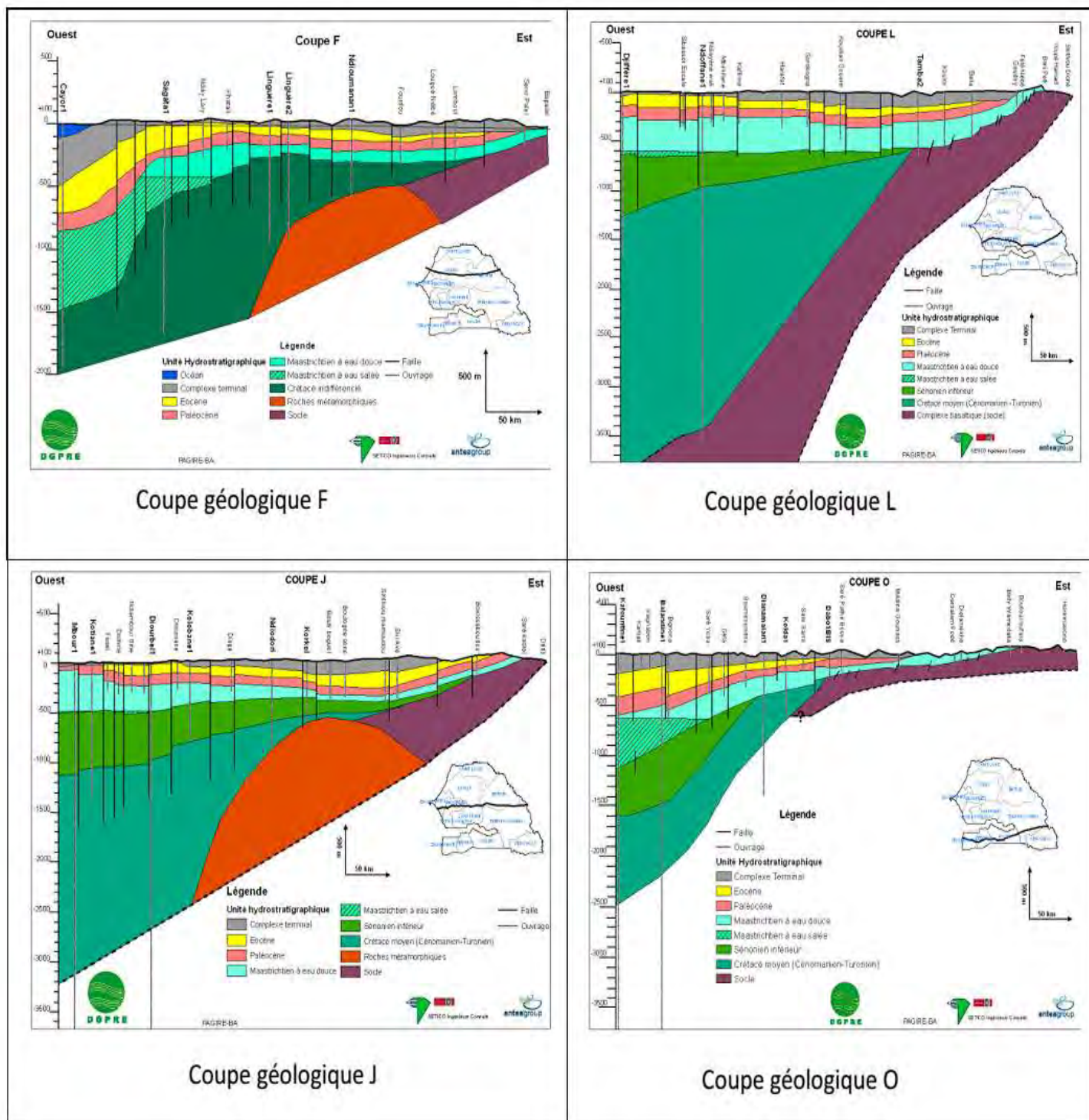


Figure 8: Coupes géologiques Est-Ouest sur le bassin (DGPPE, 2014)

CHAPITRE 2 : METHODOLOGIE

2.1. Compilation et constitution de la base de données

Dans cette présente étude, les outils statistiques et les SIG sont utilisés pour évaluer la qualité des eaux de la nappe profonde du Maastrichtien en compilant des données récentes sur la qualité des eaux souterraines provenant de la base de données de la DGPPE, d'anciens projets d'étude et de mémoire de master sur la nappe maastrichtienne. Les études antérieures sur l'hydrochimie et l'isotopie de cet aquifère profond ont révélé la présence d'anciennes eaux qui ne sont pas affectées par la variabilité saisonnière en dehors du Hors de Diass, et de la bordure Sud correspondant à des zones de recharge de la nappe (Travy, 1988 ; Faye 1983 ; DGPPE, 2001). Par conséquent, les données allant de la période 2013 à 2019 au niveau de 623 ouvrages ont été prises en compte dans cette étude. Les analyses de la qualité de l'eau comprenant 10 paramètres (CE, HCO₃, Cl, NO₃, SO₄, Na, K, Ca, Mg, F) ont été effectuées par le laboratoire d'hydrochimie du département de géologie de l'université Cheikh Anta Diop conformément aux méthodes standards.

Toutefois, il faut noter que l'analyse chimique et les mesures *in-situ* sont souvent incomplètes pour les 623 ouvrages répertoriés. La Balance Ionique (BI) a été utilisée comme moyen de vérification de la fiabilité des données. A cet effet, les échantillons ayant une BI supérieure à 10 % ont été éliminés de la base de données. Enfin, le traitement des données s'est effectué sur 382 observations compilées dans une BD géographiquement référencée et projetée UTM-WGS84 (figure 1).

2.2. Statistique descriptive et multivariée

Les techniques statistiques ont été appliquées par de nombreux chercheurs pour caractériser et évaluer la qualité des eaux souterraines (Reghunath et al., 2002 ; Lin et al., 2003 ; Shrestha, 2007 ; Madioune, 2012 ; Emvoutou, 2018).

Dans cette étude, des modèles statistiques multivariés, tels que l'analyse en composantes principales (ACP) et les dendrogrammes (CAH) ont été utilisés pour regrouper les eaux en fonction des caractéristiques de la qualité de l'eau et identifier les facteurs probables qui influencent l'hydrochimie.

L'ACP est surtout utilisée comme technique d'analyse dans laquelle un ensemble complexe de données contenant des variables est transformé en un ensemble plus petit de nouvelles variables, qui maximisent la variance de l'ensemble de données originales (Horejeet et al., 2015). Une standardisation (échelle z) a été effectuée sur chaque paramètre chimique avant l'analyse statistique (Simeonov et al., 2004), afin d'éliminer le biais de tout paramètre de différentes unités à forte concentration et de rendre les données sans dimension. Les composantes principales sont générées de manière séquentielle avec des contributions décroissantes à la variance, c'est-à-dire que la première composante principale (PC1) explique la plupart des variations présentes dans les données originales, et les composantes principales successives représentent des proportions décroissantes de la variance (Pires et al., 2009 ; Vieira et al., 2012).

Le dendrogramme, d'autre part, est une méthode utile pour organiser objectivement un grand ensemble de données en groupes sur la base d'un ensemble donné de caractéristiques. L'objectif principal du dendrogramme est d'identifier des groupes relativement homogènes en fonction de leurs similitudes/dissimilitudes. Le regroupement d'objets similaires se fait d'abord et finalement, lorsque la similarité diminue, tous les sous-groupes sont fusionnés en un seul groupe. Dans cette étude, le Classification Hiérarchique Ascendante (CAH) a été réalisée sur l'ensemble de données normalisées au moyen de la méthode de Ward en utilisant la distance euclidienne au carré comme mesure de la similarité pour obtenir le dendrogramme (Helali, 2016). Le dendrogramme fournit un résumé visuel des processus de regroupement, présentant une image des groupes et de leur proximité, avec une réduction de la dimensionnalité des données originelles.

Toute la statistique multivariée a été réalisée à l'aide des logiciels OriginPro ® et R studio®.

2.3. Interpolation spatiale et génération des cartes de distribution spatiale des paramètres

L'interpolation spatiale est une procédure de prédiction de la valeur des attributs sur des sites non échantillonnés à partir de mesures effectuées à des points situés dans la même zone.

Les méthodes de Krigeage et d'IDW (inverse de la distance au carré) ont été utilisées pour l'interpolation des valeurs et la création de cartes de distribution spatiale des paramètres hydrochimiques (variables). Pour chaque variable, les histogrammes et les QQplots ont été tracés afin d'examiner la normalité des données observées. Les paramètres qui ne sont pas

distribués de façon normale ont été transformés (Log et BoxCox) pour qu'elles satisfassent l'hypothèse d'une égale variabilité.

Pour la méthode de Krigeage, plusieurs types de modèles de semivariogrammes ont été examinés pour chaque paramètre de qualité de l'eau afin d'obtenir le meilleur ajustement. Les performances prédictives des modèles ajustés ont été vérifiées sur la base de tests de validation croisée. Après avoir mené la procédure de validation croisée entre les modèles de krigeage et l'IDW, les couches de distribution des paramètres sont générées. Ces traitements ont été effectués sous ArcGis ® et Surfer ®

2.3. Indice de Qualité d'Eau (IQE)

L'indice de qualité de l'eau (IQE) est défini comme une technique de notation qui exprime l'influence composite d'un paramètre individuel de qualité de l'eau sur la qualité globale de l'eau destinée à la consommation humaine (Vasanthavigar et al., 2010, Herojeet et al., 2015).

Elle a été utilisée pour la première fois par Horton (1965) dans le cadre d'une étude portant sur les critères de qualité de l'eau, norme pour les cours d'eau et les affluents. Cinq ans après, Brown et al (1970) l'ont développé en attribuant un poids approprié à chaque paramètre de bases des éléments d'analyses. De nos jours, l'IQE est devenu un paramètre important dans la gestion des ressources en eaux, largement utilisée à travers la communauté scientifique (El-Fadel et al., 2013 ; Sadat-Noori et al., 2013 ; Selvam et al., 2013 ; Tiyyagi et al., 2013 ; Jhariya et al., 2017 ; Gnanachandrasamy et al., 2018 ; Karakus et al., 2018 ; Kawo et al., 2018 ; Huag et al., 2019 ; Prisca 2020 ; Verma et al., 2020).

Dans cette présente étude, le calcul de l'IQE s'est effectué dans un environnement SIG en 4 étapes :

- (1) Choix des paramètres physico-chimiques et création des couches de distribution spatiale à l'issue de la phase d'interpolation ;
- (2) Pondération des critères et leur normalisation ;
- (3) Calcul de la déviation par rapport à la norme OMS (1999 et 2017) (Q) et génération des couches ;
- (4) Combinaison des différentes couches par « overlaying » et classification de l'indice IQE.

La méthodologie est présentée dans la figure 9 ci-dessous.

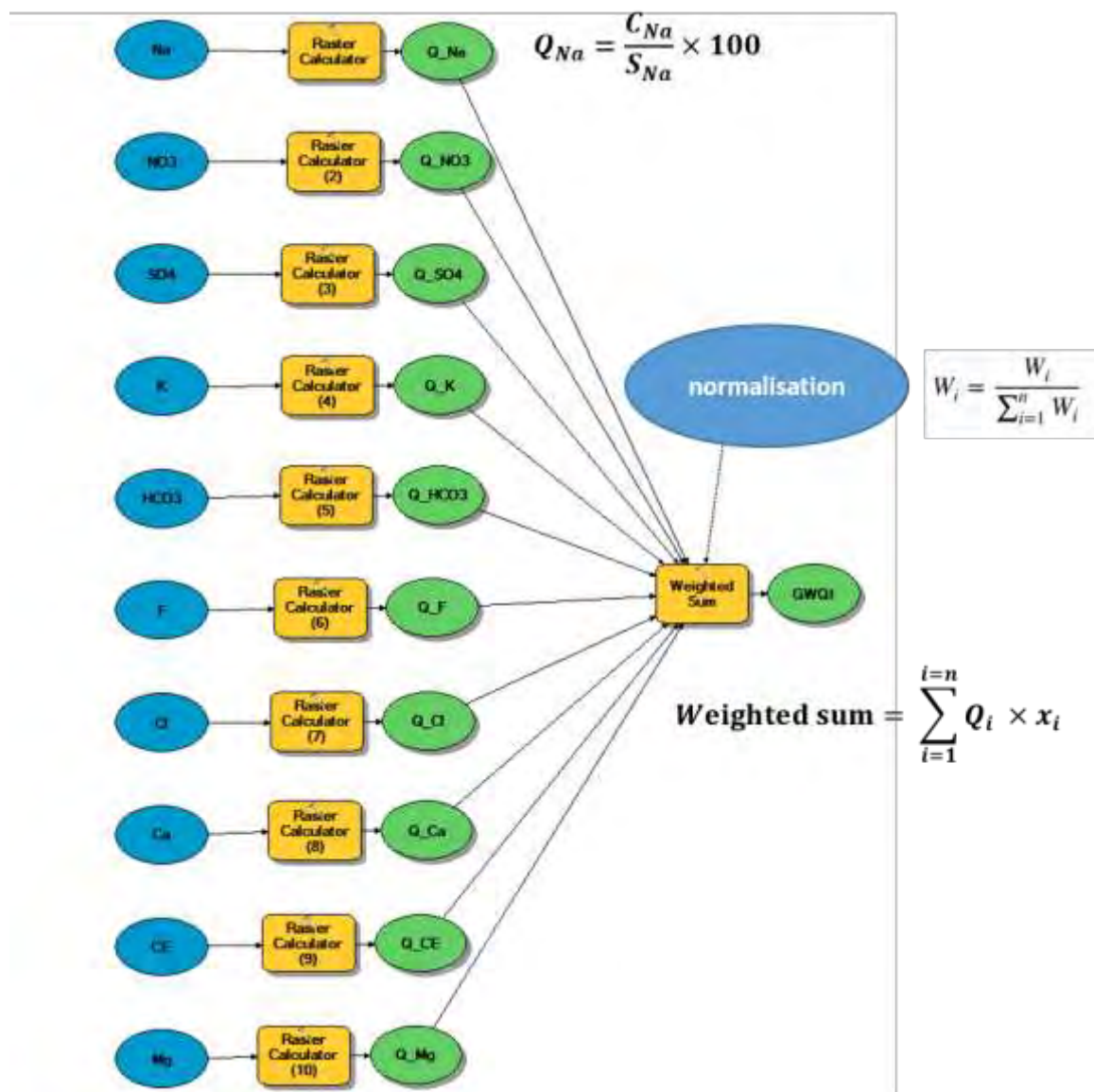


Figure 9: Organigramme de calcul de l'IQE