

E Q U E S E N

(Environnement et Qualité des Eaux du Sénégal)

Projet CEE T52 0158 F EDB

RAPPORT DE SYNTHÈSE

Tome 1

CHAPITRE I

Historique : DE PTOLEMÉE A MANANTALI

CHAPITRE II

LE BASSIN VERSANT DU FLEUVE SENEGAL

Sommaire

CHAPITRE 1 - HISTORIQUE : DE PTOLEEMEE ... A MANANTALI

- I - LES PHENICIENS ET LES CARTHAGINOIS**
- II - L'AFRIQUE INTERIEURE DE PTOLEEMEE**
- III- LES ARABES**
- IV - LES PORTUGAIS ET LES GENOIS: CONTROVERSE AUTOUR D'UN NOM**
- V - TROIS SIECLES DE MOUVANCE ESSENTIELLEMNT FRANCAISE**
 - A - LE XVI ème SIECLE**
 - B - LE XVII ème SIECLE**
 - C - LE XVIII ème SIECLE**
 - D - LE XIX ème SIECLE**
 - E - LE XX ème SIECLE**

CHAPITRE 2 - LE BASSIN VERSANT DU FLEUVE SENEGAL

- I - SITUATION GEOGRAPHIQUE, HYSOMETRIE, CADRE STRUCTURAL ET LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE PRINCIPAL**
- II - LES GRANDS TRAITTS DU MODELE DES PAYSAGES : LA GEOMORPHOLOGIE**
 - A - SURFACES D'APLANISSEMENT DU SECONDAIRE ET DE L'EOCENE**
 - 1 - La première surface d'âge Jurassique**
 - 2 - La deuxième surface d'âge Crétacé**
 - 3 - La troisième surface d'âge Eocène**
 - B - LE RELIEF INTERMEDIAIRE**
 - C - LES GLACIS**
 - 1 - Le haut glacis et la haute terrasse**
 - 2 - Le moyen glacis et les témoins de la moyenne terrasse**
 - 3 - Le bas glacis**
- III- LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES ET LITHOLOGIQUES**
 - A - L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION**
 - B - LES GRANDES UNITES GEOLOGIQUES DU HAUT BASSIN DU SENEGAL**
 - 1 - Les formations birrimiennes du socle**

- 2 - La couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur
- 3 - La chaîne panafricaine des Bassarides
- 4 - Les sillons molassiques panafricains du Protérozoïque terminal et Cambrien inférieur
- 5 - Les formations sédimentaires paléozoïques du Cambrien Supérieur au Dévonien
- 6 - Les venues doléritiques permo-triasiques
- 7 - Le bassin méso-cénozoïque sénégal-mauritanien
- 8 - Les latérites et les formations superficielles

C - LE CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA VALLEE DU SENEGAL

- 1 - Le secondaire
- 2 - Le tertiaire
- 3 - Le quaternaire

D - LES PRINCIPAUX FACIES LITHOLOGIQUES

- 1 - Degré d'altérabilité des roches
- 2 - Classification lithologique
- 3 - Evaluation de la composition chimique moyenne des roches

IV - L'HYDROGEOLOGIE

A - ROCHES ERUPTIVES ET METAMORPHIQUES

B - LA PERMEABILITE DES TERRAINS

C - LES AQUIFERES ET LEUR COMPOSITION CHIMIQUE

- 1 - Les aquifères de la partie malienne du bassin versant
- 2 - Les eaux des nappes phréatiques du bassin de la Falémé

V - LA NATURE DES SOLS : LE DOMAINE DES LATERITES

A - LES SOLS, RESULTANTE DE DEUX COMPLEXES INTERACTIFS

- 1 - Relation avec le climat
- 2 - Relation avec la topographie
- 3 - Relation avec la roche-mère

B - LE CADRE PEDOLOGIQUE GENERAL

- 1 - Les sols ferrallitiques
- 2 - Les sols ferrugineux tropicaux
- 3 - Les sols sub-arides tropicaux

C - LES SOLS INTRAZONAUX

- 1 - Les sols minéraux bruts
- 2 - Les sols jeunes peu évolués
- 3 - Les sols hydromorphes
- 4 - Les sols halomorphes
- 5 - Les sols du complexe d'altération smectitique sur roche basique

CHAPITRE I

HISTORIQUE : DE PTOLEEMEE ...A MANANTALI

Ce préambule sur la reconnaissance progressive du fleuve Sénégal à partir de documents anciens (récits de voyage et cartes géographiques) peut paraître étonnant. Rappelons qu'il n'a pas pour objectif de faire ici oeuvre d'historien en se substituant à des compétences bien plus établies et reconnues dans ce domaine.

La majorité des documents a été répertoriée par BECKER et al. (1983) que nous remercions pour avoir eu l'extrême courtoisie de mettre à notre disposition l'ensemble de leurs archives cartographiques sur la basse vallée du Sénégal. L'analyse particulièrement pertinente de ces historiens montre l'intérêt incontestable et la mine de renseignements que représentent, même avec certaines insuffisances notoires, les cartes géographiques anciennes. Leur interprétation avec un regard d'hydrogéochimiste (position relative des cours d'eau, contours des lacs, des îlots, des zones submergées, extension de l'invasion marine des estuaires...) a été l'objet de plusieurs rapports édités dans le cadre du projet EQUSEN (GAC et al. 1990 a, b, c).

Il aura fallu près de 2 millénaires pour que le bassin du fleuve Sénégal soit parfaitement reconnu grâce aux écrits des anciens, aux récits des voyageurs arabes du Moyen âge et aux rapports des missions et explorations européennes à partir du XVII^{ème} siècle.

I - LES PHENICIENS ET LES CARTHAGINOIS

Dans un document* qui a été daté du V^{ème} siècle avant J.C., un navigateur carthaginois HANNON qui entreprit le périple de l'Afrique mentionne : " *L'embouchure du Lixus, fleuve considérable qui vient de l'intérieur de la Lybie, pour se jeter à cet endroit à la mer, c'est à dire à neuf journées de navigation (vers le Sud) des colonnes d'Hercule (mont Calpée et Abyla situés de part et d'autre du détroit de Gibraltar)...*" Il s'agit vraisemblablement d'une des anciennes embouchures du fleuve Sénégal. Quand au temps de la chute de la royauté romaine et du règne de Darius 1^{er} (521-486 av. J.C.), les Grecs, les Perses et les Romains concentraient toute leur attention sur les régions voisines de la Méditerranée, les souks de Carthage travaillaient l'or et l'ivoire; ses navires traversaient mystérieusement les mers, et ses caravanes, à pleines charges, les déserts. Si les marins carthaginois fondèrent sans doute *Cerné* (sur l'îlot de Gorée dans la baie de Dakar), ils furent devancés semble-t-il par une colonie de Tyriens venus de Lixos en Phénicie qui s'établirent à l'embouchure du Sénégal (SAGAZAN, 1951).

II - L'AFRIQUE INTERIEURE DE PTOLEEMEE

Cet astronome grec d'Alexandrie (v. 90-168) est l'auteur d'une célèbre *Composition mathématique* et d'une *Géographie* qui a fait autorité pendant tout le Moyen âge (393-1453). La situation présentée sur la figure 1 est celle du milieu du II^{ème} siècle avant notre ère, celle de l'époque de la chute de Carthage (146 av. J.C.). Sur la carte de Ptolémée, les côtes de la *Maurétanie* et celles de l'*Atlantikos* ont un tracé très approximatif. Si les latitudes sont plus ou moins bien respectées (repérage sur la hauteur du soleil), les longitudes sont entachées de sérieuses erreurs (imprécision sur l'heure).

Ce document a été particulièrement étudié par SAGAZAN (1951) : "*Quand Ptolémée étudiait les itinéraires des marins qui suivaient les côtes, ses coordonnées géographiques étaient calculées d'après les distances entre les relâches successives. Il était simple de faire le calcul inverse et de préciser les distances en fonction des coordonnées. Il suffisait de connaître un point de l'itinéraire et d'en déduire les autres. Applicable à la reconnaissance des positions côtières, ce procédé n'était plus valable pour les points de l'intérieur*". La valeur uniforme, adoptée par Ptolémée, pour déterminer les degrés de longitude et les degrés de latitude était inexacte.

* Il existe une traduction grecque du périple d' Hannon en Afrique

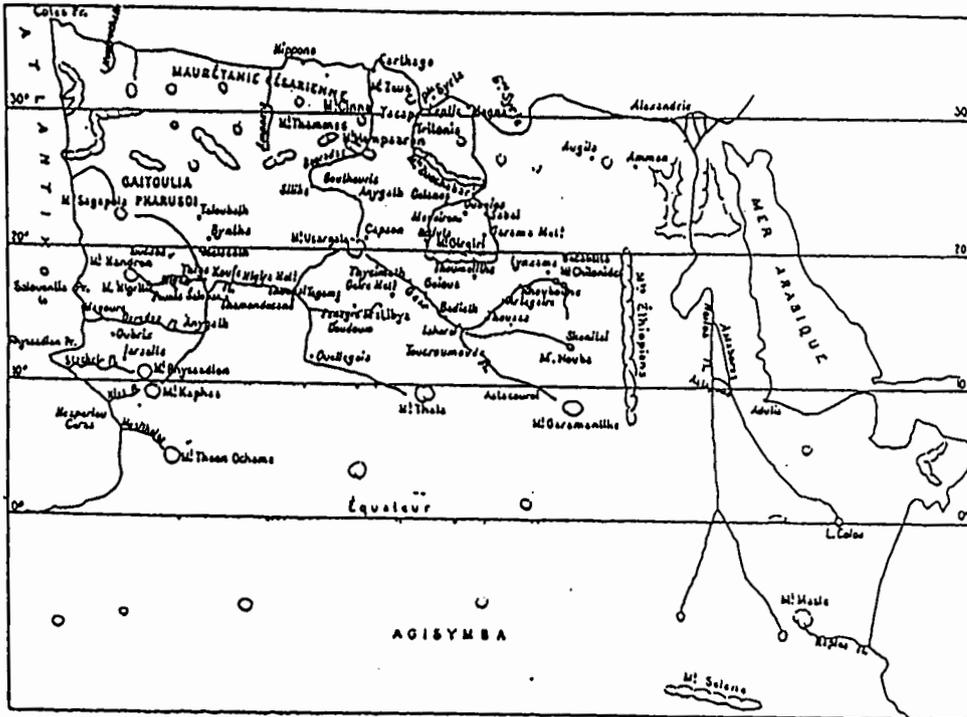


Fig. 1 - L'Afrique d'après PTOLEEMEE

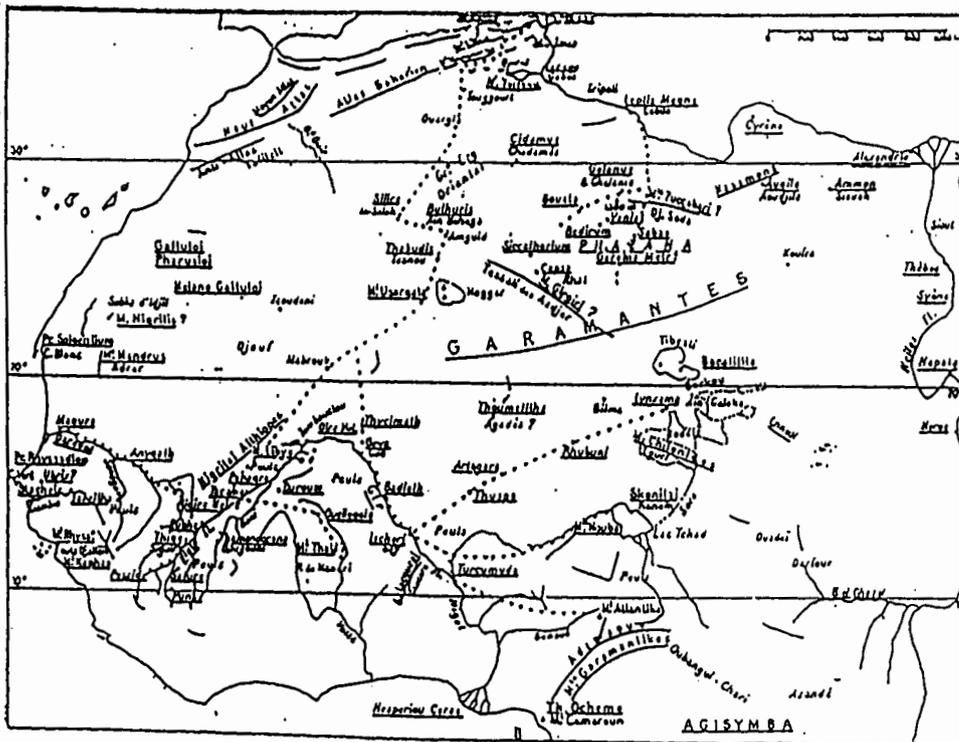


Fig. 2 - L'Afrique intérieure ancienne selon SAGAZAN (1951)
(les noms anciens sont soulignés, les tracés en pointillés représentent les itinéraires identifiés)

La carte de l'Afrique ancienne (Fig.2) reconstituée d'après les travaux de Ptolémée rectifie les erreurs et identifie les itinéraires probables. Le Cap *Soloentium* ou *Solouentia* est le Cap Blanc, le *Darados* le fleuve Sénégal, le Cap *Rhyssadion* le Cap Vert et le *Stachis* ou *Stacheir* le fleuve Gambie.

Si avec ses sources au mont *Khaphas* (le Fouta Djallon) le *Darados* est le Sénégal, on ne peut douter que le *Nigr* ou *Nigeir* ne soit le Niger.

Sur le *Darados*, la ville de *Magoura* devait se trouver dans la région de Podor ou de Dagana. *Iarzeita*, village voisin du cours de la Gambie devait être au Sud le marché de l'or du Bambouk, dont *Anigath* terminus de la navigation du *Darados* était sans doute le marché du Nord.

Tel est le tableau de la configuration ancienne des contours de l'Afrique que permet de reconstituer avec assez de vraisemblance **la Géographie** de Ptolémée. Il apporte une contribution assez inattendue à la reconnaissance du bassin du Sénégal.

III - LES ARABES

Les arabes, au contact des grands empires africains, et dans le cadre du commerce transsaharien découvrent le bas-Sénégal. EL BEKRI au XI^{ème} siècle fait couler dans l'océan Atlantique le Nil de Tékrou (Sénégal) ou Nil des noirs, issu de l'intérieur de l'Afrique et vers l'Est le Nil de Ras-Ek-Na (Nil d'Egypte). MONOD et al. (1951) résument fort bien l'opinion des voyageurs " *Les arabes du Moyen âge croyaient en effet que d'un grand lac d'Afrique centrale sortaient trois Nil différents : le Nil d'Egypte allant se jeter dans la Méditerranée, le Nil de Mogadischou coulant vers l'océan Indien et le Nil du Soudan (des noirs) vers l'océan Atlantique* ".

C'est au début du XVI^{ème} siècle, sous le règne de François 1^{er} en France, qu'il est pour la première fois fait état en Europe de l'existence d'une vaste mer intérieure au coeur de l'Afrique.

Dans son célèbre ouvrage sur la "Description de l'Afrique", Alhassan Ibn Mohammed ALVAZZAN, plus connu sous le pseudonyme de Léon l'Africain écrivait vers 1515 " *Le fleuve Niger dresse son cours par le milieu de la terre des noirs, lequel sort en un désert appelé seu ; c'est à savoir du côté du levant (côté Nil), prenant son commencement dans un grand lac (sans doute le lac Tchad ou le delta intérieur du Niger), puis vint à se détourner devers ponant (branche du fleuve Sénégal), jusqu'à ce qu'il se joint avec l'océan. Et selon qu'affirment et nous donnent à entendre nos cosmographes, le Niger est un bras provenant du Nil, lequel se perdant sous terre vient surgir en ce lieu là, formant ce lac* ". Il faudra attendre près de trois siècles pour que les trois grands cours d'eau soient dissociés.

La reproduction du planisphère catalan présentée sur la figure 3 date du XV^{ème} siècle. L'original qui est à l'échelle de 1/ 20.000.000 est conservé à la bibliothèque Estense de Modène (Italie). Sur cette carte exceptionnelle du Sahara sont indiquées clairement les villes de Mali, de Ghana (capitales des empires du même nom) et de Tombouctou.

Les sources du Sénégal/Niger réunies et celles d'un Nil occidental sont voisines au Sud d'Agadès. Dans sa partie centrale l'ensemble Sénégal/Niger traverse un grand lac (peut être l'actuel delta intérieur du Niger) d'où sortent cinq rivières.

Vers l'Ouest, le Sénégal est subdivisé en deux cours d'eau avant de rejoindre l'océan Atlantique : le tracé de ces deux rivières suggère que la branche Nord correspond au Sénégal et la branche la plus méridionale à la Gambie. Vers le Sud partent quatre rivières aux cours parallèles : la qualité de la reproduction du document ne permet pas de déceler si ces cours d'eau parviennent à l'océan Atlantique où s'il s'agit de rivières intérieures issues d'un grand massif montagneux. Il pourrait s'agir des rivières côtières que sont le Bandama, la Comoé, la Volta Noire et la Volta Blanche.

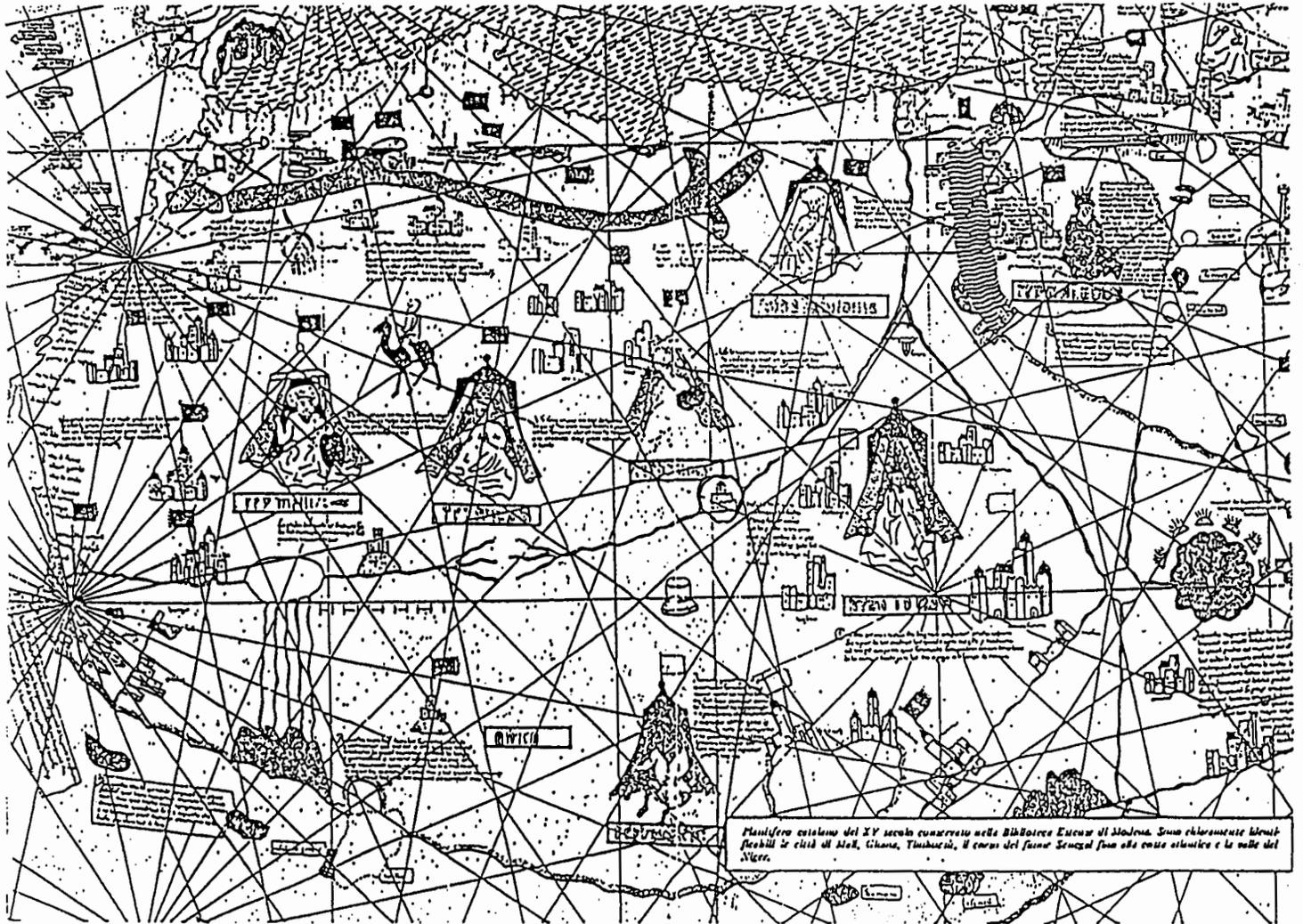


Fig. 3 - Planisphère catalan du XV ème siècle

IV - LES PORTUGAIS ET LES GENOIS : CONTROVERSE AUTOUR d'UN NOM

En 1444, les caravelles du navigateur portugais TRISTAO NUNO mouillent, sans y entrer, au large de l'embouchure du Sénégal. Il semble bien établi que le premier navire à franchir l'embouchure du fleuve soit celui de Denis FERNANDEZ en 1446 ou celui Lancelot Etienne ALONZO en 1447.

En 1455, DA CA MOSTO, navigateur génois à bord de sa caravelle, devant la barre du "ruisseau Senega" décrit en ces termes la propagation de la marée : "En ce lieu monte la marée, et cale de six en six heures, dont le montant se jette dans le fleuve par plus de soixante milles selon que j'en ai été Informé par les Portugalols qui ont navigué dans iceluy longuement". Le mille nautique italien correspondant environ à 2 km, le front salé se situait à 120 km de l'embouchure et ne parvenait pas à la confluence avec la Taoué et le lac de Guiers.

L'appellation de Sanaga ou Sénégal des navigateurs portugais semble résulter d'un malentendu et d'une confusion au moment de la rencontre avec les premiers habitants de la région. Ceux-ci crurent sans doute à une interrogation sur le nom de la pirogue (Samagal), des pirogues (Soumougal) ou de la rivière (Vi-dèkh). Dans un récent article consacré aux grands fleuves par le quotidien "Le Monde", DECRAENE (1979) ouvre le débat sur l'origine du nom du fleuve Sénégal. Pour l'historien VILLARD (1943), le Sénégal est la rivière des Aznègues, les berbères Zenaga. Mais ce point de vue ne fait pas l'unanimité.

Pour GAFFAREL (1890), c'est LANZAROTE le Génois qui, dans son voyage (en 1275 ?) donna au fleuve le nom d'un maure qu'il rencontra sur ses rives. Les anciens Wolof le nommaient Djalli-Balil et sur les portulans, il a souvent été appelé Vedamel ou rivière de l'or. Enfin VALLON (1886) signale que le fleuve était indifféremment appelé : Dechgi, Dechnndar, Dechgaglle ou Gogiledèch. Mais le mot Sénégal a prévalu.

V - TROIS SIECLES DE MOUVANCE ESSENTIELLEMENT FRANCAISE

De 1500 à nos jours, il existe près de 500 documents géographiques sur lesquels figure la vallée du Sénégal. Ces cartes peuvent être consultées dans différents services d'archives français et notamment aux Archives de la Marine, aux Archives de France (avec l'ancien fond documentaire de la Marine, section d'outre-mer), à la Bibliothèque Nationale et au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris. Aux Archives nationales du Sénégal, il existe de nombreuses cartes de la seconde moitié du XIX^{ème} siècle réalisées lors des expéditions militaires françaises.

Les documents retenus, dans ce préambule historique, ont surtout été sélectionnés sur la basse vallée du fleuve Sénégal, région d'étude privilégiée par le programme EQUÉSEN. Ils s'échelonnent entre le XV^{ème} et le XIX^{ème} siècle. Ils permettent de visualiser les progrès successifs réalisés dans la connaissance géographique de l'Afrique de l'Ouest et du bassin versant du fleuve Sénégal. Il est cependant très difficile d'accéder, surtout s'ils sont très anciens aux oeuvres originales. Il ne s'agit ici que de simples reproductions de la totalité ou d'une partie des manuscrits authentiques. Ils sont souvent de qualité moyenne.

A - LE XVI^{ème} SIECLE

Ce portulan (ancienne carte marine qui indiquait essentiellement la position des ports et des côtes souvent dressée pendant le Moyen âge) est daté du XVI^{ème} siècle. Il marque un progrès considérable dans la connaissance des contours de l'Afrique et des îles de l'Atlantique tropical (Açores, Canaries, Cap Vert et Bissagos) (Fig. 4).

Sur le littoral, la position des trois principaux caps est approximativement exacte (le Cap de Bojador au Sud-Ouest des îles Canaries, le Cap Blanc au Nord du banc d'Arguin bien dessiné sur la carte et le Cap Vert à l'Ouest des îles du même nom).

Sur le continent, le tracé du fleuve Sénégal (*rio de Senega*) est rectiligne d'Ouest en Est. Il est dissocié du Niger. En dessous du Cap Vert apparaissent les cours de la Gambie, de la Casamance et sans doute du rio Coroubal dont l'embouchure se situe en face des îles Bissagos. Les hauteurs qui figurent au Sud du cours du Niger pourraient correspondre aux reliefs du Fouta Djallon, et le grand lac au Sud d'Agadès au delta intérieur du Niger.

On remarque la présence d'un grand fleuve (*le rio de S. Jago*) au Sud du Cap Blanc. Il traverse toute la Mauritanie actuelle et ses sources sont voisines de celles du Sénégal. Il n'existe aujourd'hui aucun cours d'eau dans cette région désertique. Il est cependant probable que cette rivière, remarquablement positionnée au droit du banc d'Arguin, devait avoir de forts écoulements témoignant ainsi d'une époque où le Sahara était plus verdoyant.

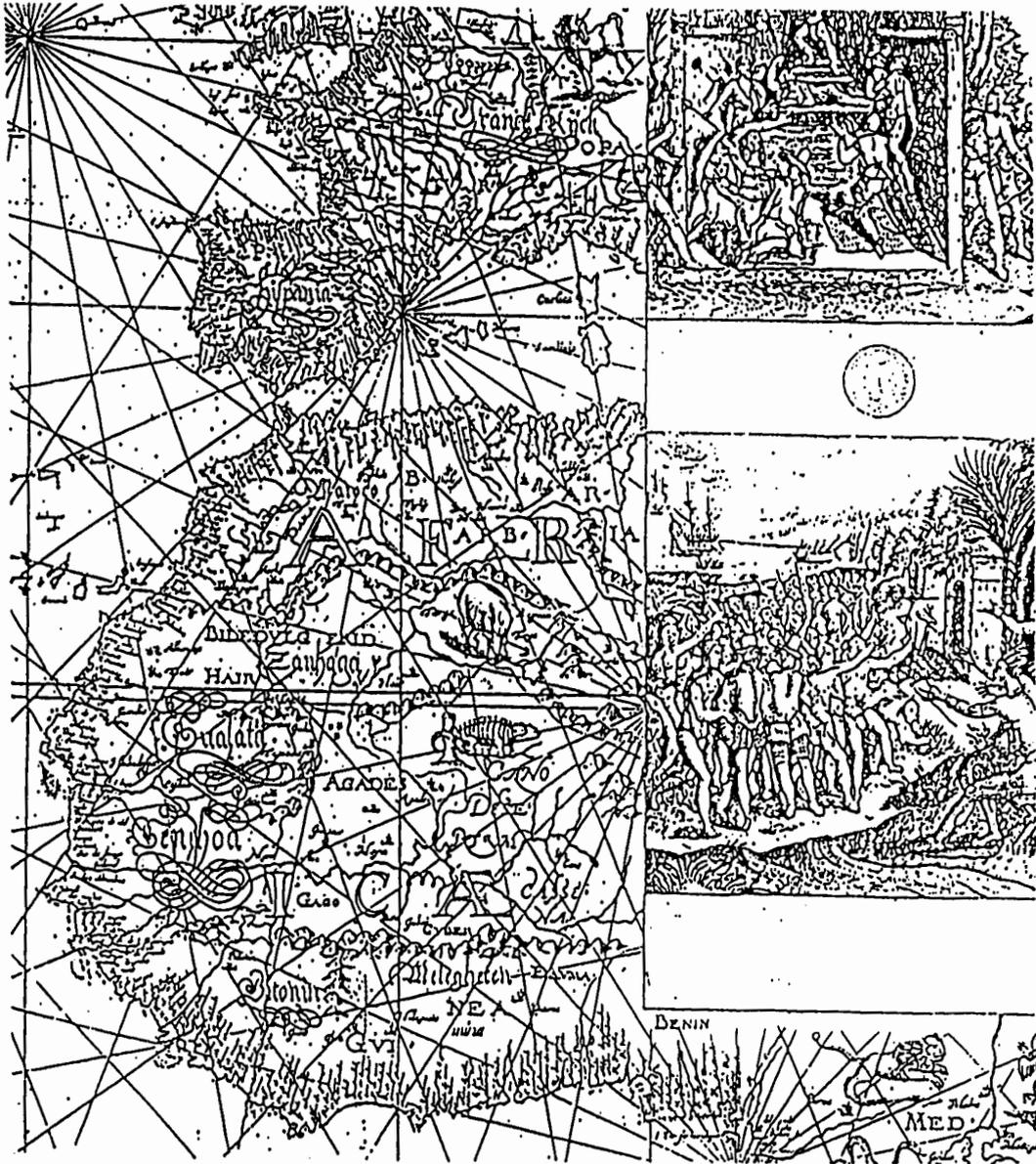


Fig. 4 - Portulan du XVI^{ème} siècle (Carte de l'Afrique Occidentale et de la côte jusqu'à la latitude de l'île de Sao Tomé)

B. - LE XVII^{ème} SIECLE

1. 1628 - Carte de la rivière du Senega dessinée pour le compte de la Compagnie néerlandaise des Indes Occidentales par J. BASTIAENSZ sans doute vers 1628. Elle figure dans les Atlas Vingboons du XVII^{ème} siècle (Fig. 5).

Les toponymes au nombre de 110 déterminés par THILMANS (1975) n'apportent aucune indication précise sur le lac de Guiers et sur la vallée du Ferlo. Pour mémoire, les numéros accolés au lac de Guiers correspondent aux indications suivantes: 36- Fea Jook, 37- Groot Marebouw (grand marabout), 38- Cleyn Marebouw (petit marabout), 39- Alkeyte Dorp (village de l'Alcaïde), 40- Git (jais).

Le tracé du bas-Sénégal est remarquablement précis pour un document de cette époque. En revanche, la partie amont est décalée de 180° par rapport au cours réel. Cette orientation vers le Nord au lieu d'un parcours vers le Sud est étonnante de la part d'un navigateur !. Il est plus probable que la confusion résulte plutôt d'une erreur d'assemblage au moment de l'édition des Atlas. Le lac de Guiers est correctement cartographié et ses contours, bien que circulaires, sont assez proches de la réalité. La liaison avec le Sénégal est indiquée. L'alimentation du lac au Sud semble assurée par trois rivières. Il paraît cependant plus vraisemblable que la rivière occidentale corresponde au déversements du lac vers la cuvette du N'diaël et que l'illusion soit donnée par les contours inachevés de l'île centrale de Djélan.

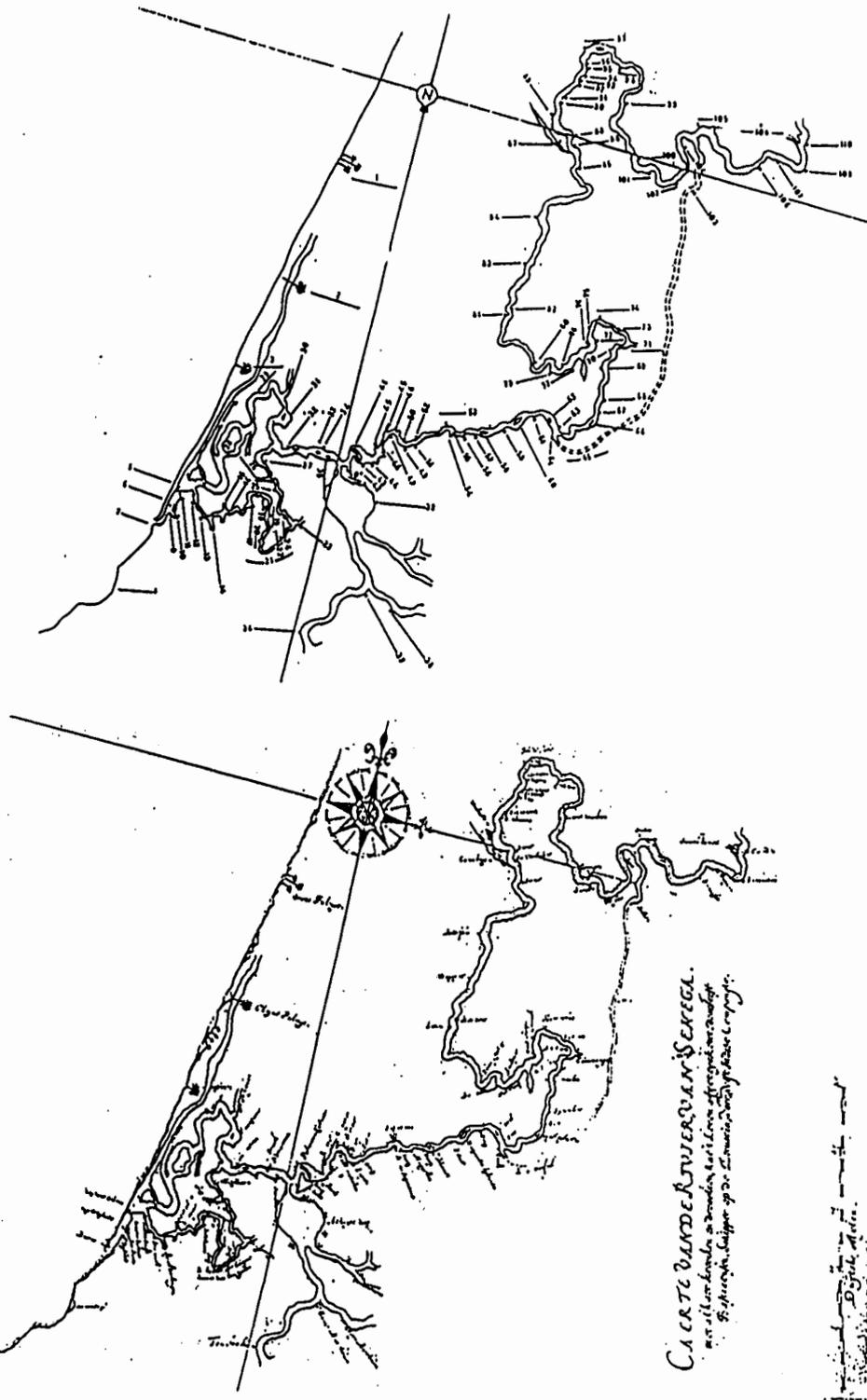


Fig. 5 - Carte de la rivière Senega (J. BASTIAENSZ, 1628)

2. 1659 - Carte de l'Afrique ou Lybie ultérieure, où sont le Saara ou désert et la Guinée de Sanson d'ABBEVILLE.

Cette carte illustrée par la figure 6 est très détaillée au niveau du Sahara et des régions côtières. Tous les cours d'eau tels que le Sénégal, la Gambie, la Casamance, le Coroubal (qui porte ici le nom de *rio Grande*) sont indiqués comme étant les exutoires maritimes occidentaux du Niger vers l'océan Atlantique. Le Sénégal comporte en rive droite un affluent important qui draine le royaume de *Genehoa*. Le rio *S. Jago* du portulan du XVI^{ème} de la figure 4 qui débouche dans la baie d'Arguin est de dimension plus réduite. Le Niger quant à lui se prolonge au-delà d'une importante dépression lacustre (delta intérieur sans doute) par le *Nil des nègres* à l'*arabe de Nubie*.

Les royaumes de *Genehoa*, de *Tombutum* et *Mandinga* se situent au pourtour du bassin du fleuve Sénégal. La ville de Tombouctou figure en rive droite du Sénégal. Enfin quelques appellations modernes apparaissent avec Resfaco (Rufisque), Tombotu (Tombouctou) ...



Fig. 6 - Carte de l'Afrique ou Lybie ultérieure de d'ABBEVILLE (1659)

L'agrandissement d'une partie de la carte de 1707 (Fig. 7) montre que les connaissances s'affinent :

- dans la basse vallée, les lacs de *Paniefoule* (lac de Guiers) et les lacs de *Cayar* (lac de Rkiz) sont identifiés. L'île à Morfil est positionnée en rive gauche du Sénégal entre le fleuve et la rivière à Morfil (le Doué actuel).

- sur le haut bassin, le *Felemé* (Falémé) draine la région aurifère de *Bamboe* ou *Bambouc*. Les chutes du *Félu* (*Felu* ou *grand rocher qui fait le sault du Sénégal*) se situent en amont de la confluence avec la rivière *Joto* qui correspond sans doute à l'actuelle Kolombiné. Au Sud des reliefs de *Tanbaora* (falaise des grès de Tambaoura) la *rivière noire* qui sort d'un grand lac du *Fouté Guiallon* (Fouta Djallon) ou *pays naturel des Foules* pourrait être soit le Bafing actuel, branche mère principale du Sénégal, ou encore le cours supérieur du Niger (éventuellement le Tinkisso, son principal affluent de la rive gauche dans le haut bassin).

En dehors du bassin du Sénégal, la carte de 1707 fournit de nombreuses autres informations sur l'Afrique occidentale. Citons :

- au Sud du Cap Blanc, l'énigme et l'ambiguïté sur la rivière Saint Antoine ou Saint Jean sont levées par l'annotation de l'auteur (*rivière prise par quelques uns pour un bras du Niger*).

- la ville de *Tombut* ou *Tombouctou*, d'où l'on "apporte" de bon étain et du morfil (ivoire) qui semble bien située géographiquement...



Fig. 7 - Le bassin du Sénégal (agrandissement de la carte de 1707)

2. 1719 - Carte idéale d'une partie de la concession de la Compagnie royale du Sénégal depuis le Cap Blanc jusqu'aux Bissaux. Faite au Sénégal le 31 décembre 1719 et remise à Sr Robert par le Sr Brüe (Fig. 8)

Cette carte manuscrite est très sommaire. Le Sénégal comporte deux bras de part et d'autre de l'île de Bifêche. La Taoué qui relie le Sénégal au lac de Guiers (lac de Panier Foule) porte le nom de rivière Portugaise. Le lac de Cayar ou de Cayor (l'actuel lac de Rkiz) est disproportionné par rapport au lac de Guiers. Ce dernier se prolonge au Sud par une petite rivière non identifiée qui situe la vallée du Bounoum, terminaison aval du Ferlo.

A signaler, le tracé en pointillé du marigot des Maringouins qui indique la possibilité d'une liaison intermittente du Sénégal avec l'océan Atlantique au Nord de l'embouchure principale.

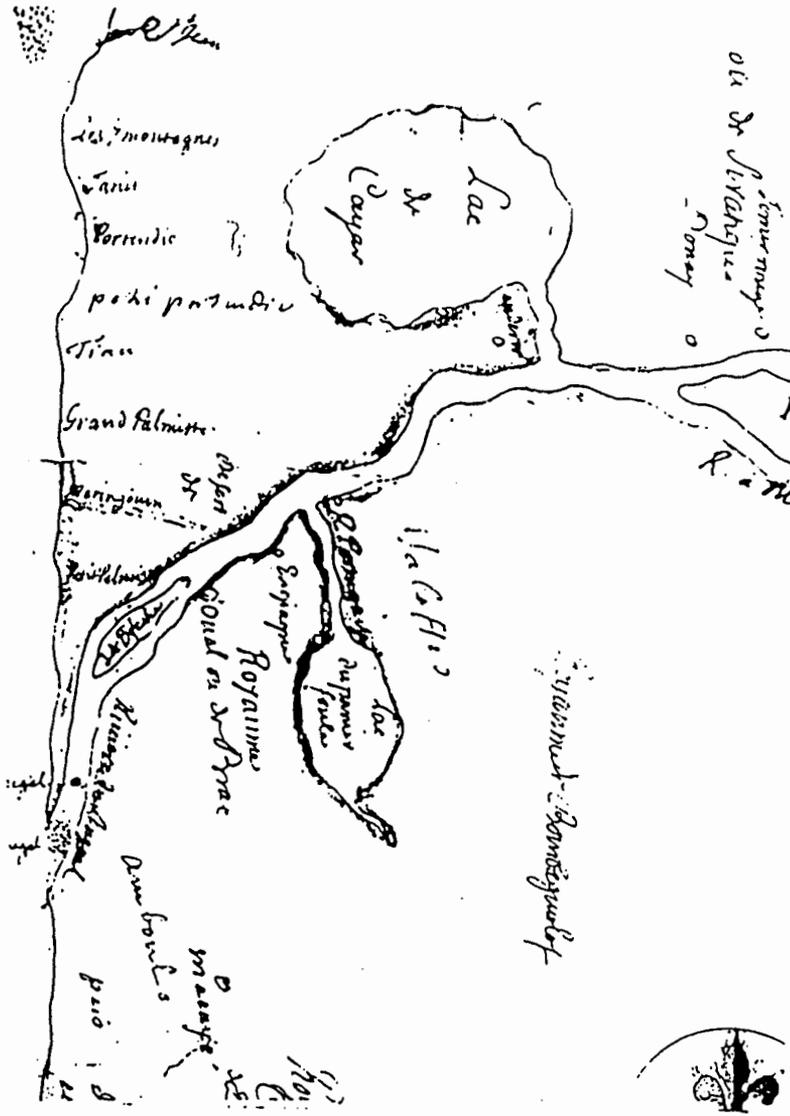


Fig. 8 - Carte d'une partie de la concession du Senega (1719)

3. 1725 (?) - Carte des pays voisins des rivières de Sanaga et de Gamba qui date du début du XVIII ème siècle.(Fig. 9)

Le lac de Guiers, qui porte le nom de Pania Fouti est bien dessiné et comporte une île centrale nettement éloignée des deux rives. On sait que cette île, l'actuelle île Ghélan, redevient une presqu'île (liaison qui s'établit avec la rive Ouest) quand le plan d'eau du lac s'abaisse sous la cote + 1,00 m IGN (COGELS et GAC, 1981/1982).

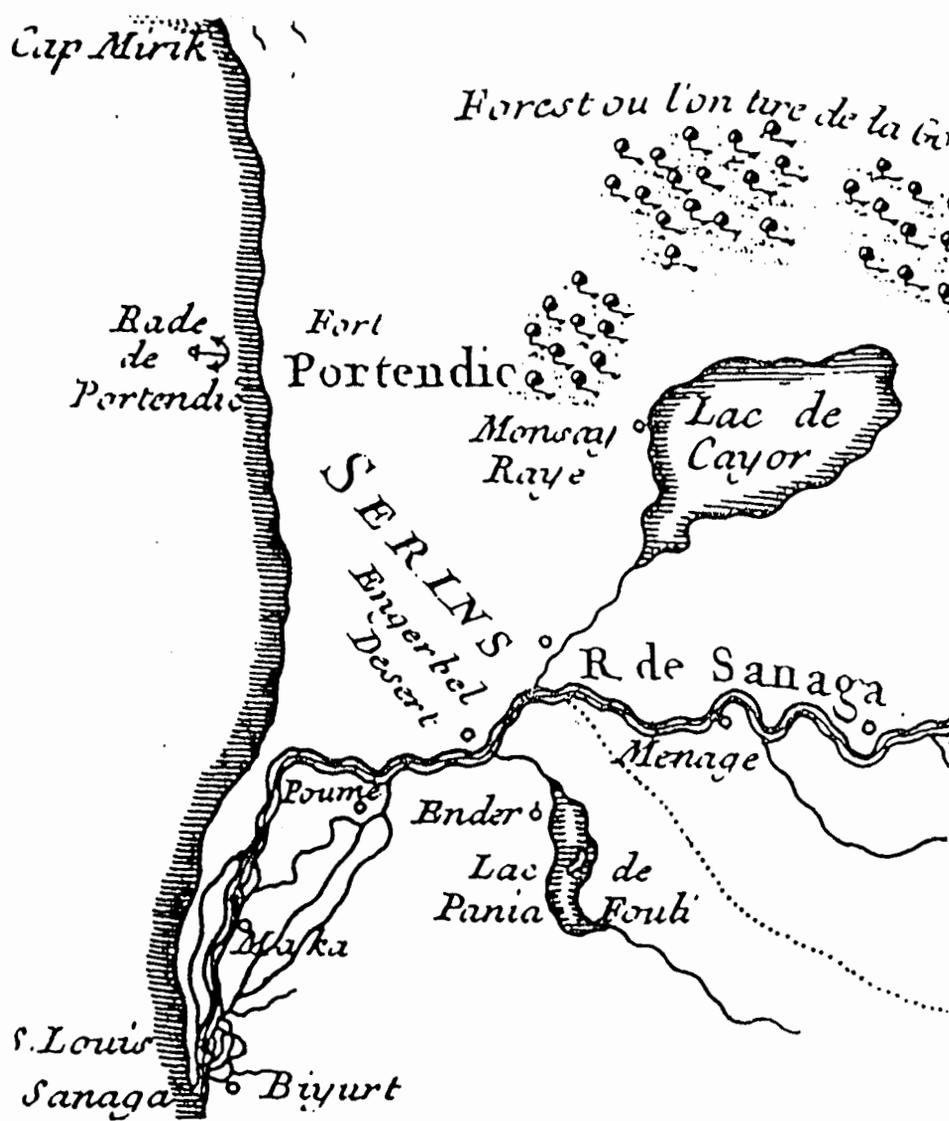


Fig. 9 - Carte des pays voisins des rivières de Sanaga et de Gamba (1725)

Cette situation suggère qu'à cette époque, les crues du Sénégal étaient fortes. Ceci semble confirmé par le tracé de la vallée du Ferlo au Sud du lac, les nombreux bras indiqués dans le delta du Sénégal, l'extension considérable du lac de Cayor et l'existence de "forest" où l'on tire de la gomme au Nord du lac de Rkiz. Dans l'ensemble, les orientations principales des lacs et des cours d'eau sont exactes.

A noter, la localité d'Engerbel (Diourbel) en rive droite du fleuve à la hauteur de la ville actuelle de Rosso. L'appellation Biyurt en bordure de l'océan signifie simplement localité de l'embouchure.

4. 1750 - Carte particulière du Senega depuis le désert en remontant jusqu'à l'isle du Morfil (Fig. 10).

Cette carte a été réalisée par D'ANVILLE (1697-1782) pour illustrer l'ouvrage de LABAT (1728). Elle fait partie de toute une série de cartes détaillées qui constituent une véritable synthèse des connaissances cartographiques sur la Sénégambie au milieu du XVIII^{ème} siècle.

Le lac de Guiers (lac de Panier Foule) communique avec le Sénégal par la rivière portugaise. L'île centrale Guelaray (Ghélán) est bien positionnée à proximité de la rive Ouest.

Certains noms de localités sont très peu différents des appellations actuelles : Themoy (Temèye Salane), Sadines (sanninthe), Fosse (Foss), Ender (Nder) demeure du roi, Malles (Mal). Nieye sur la bordure occidentale à une consonance phonétique qui n'est pas sans rappeler le village de N'Gnith.

La position du village de Gouyougue et la configuration donnée au lac dans sa partie méridionale laisse supposer un Ferlo large et abondamment inondé.

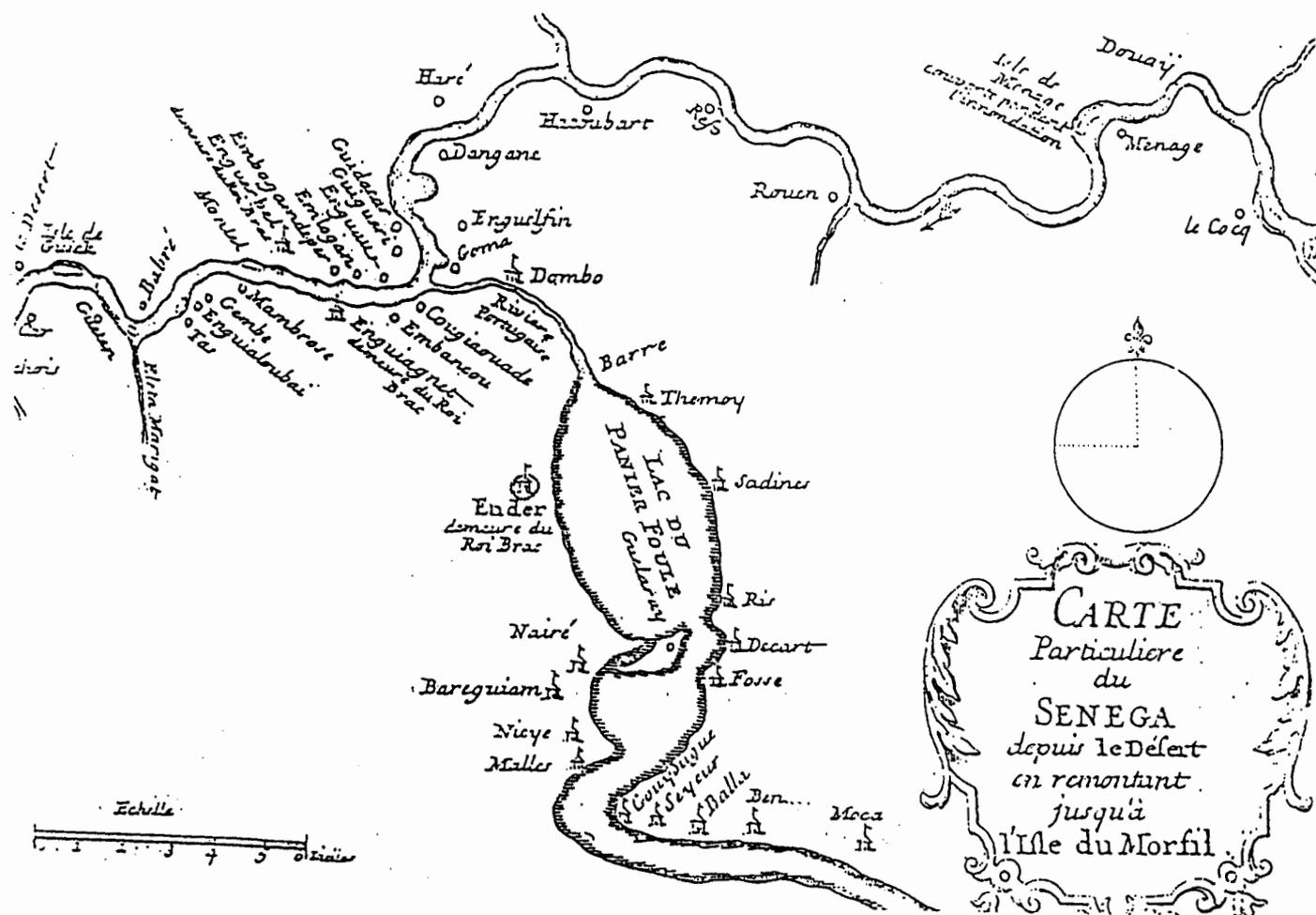


Fig. 10 - Carte particulière du Senega de D'ANVILLE (1750)

5. 1753 - Carte manuscrite n° 18 du fleuve Niger par ADANSON (Fig. 11)

Parmi les cartes manuscrites "du fleuve Niger" réalisées par ADANSON la carte n° 18 donne une information capitale sur la remontée des eaux océaniques dans la basse vallée du Sénégal au milieu du XVIII^{ème} siècle.

ADANSON (cité par BANCAL, 1924) a eu soin, pendant les cinq années (de 1749 à 1753) passées à parcourir le Sénégal, de noter et de mesurer ce qui semblait pouvoir s'expliquer avec le temps.

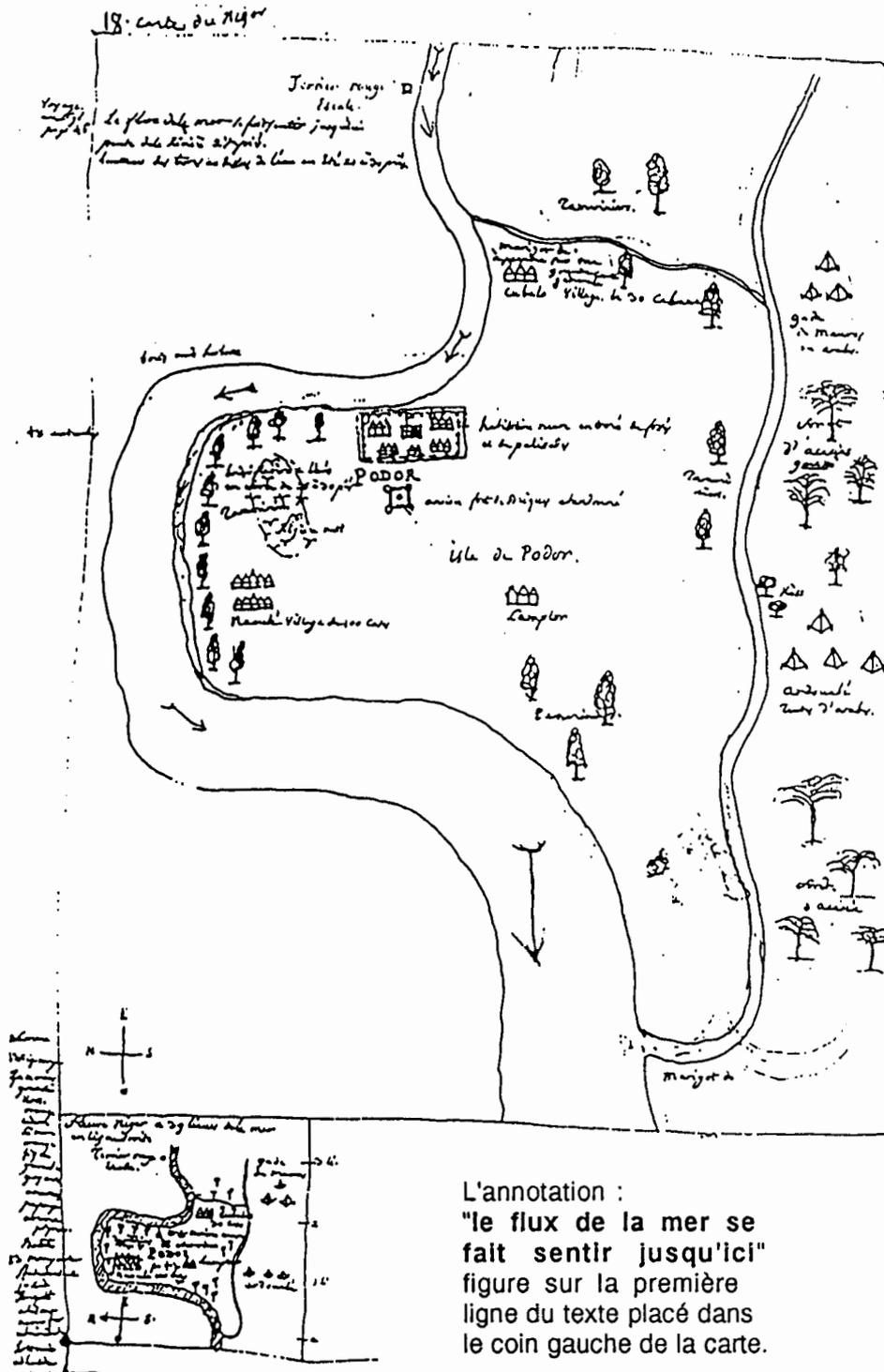


Fig. 11 - Carte n° 18 du fleuve Niger d'ADANSON-(1753)

Il donne cependant deux informations contradictoires. D'un côté, il faisait remarquer que "Les eaux étaient douces au delà de 30 lieues de l'embouchure" : chaque degré étant divisé en 25 lieues, le front salé remontait de 130 à 135 km vers l'amont du fleuve. Il indiquait par ailleurs, en dessous de l'escale du Terrier Rouge, à la partie supérieure de sa carte 18 du Niger (appellation du Sénégal à cette époque) des environs de Podor (Fig.11), "le flux de la mer se fait sentir jusqu'ici". Cette remarque situe la remontée de la mer, ou du moins l'effet de l'onde de marée, sur plus de 300 kilomètres ! Il souligne également l'élimination rapide des eaux salées , au moment du changement de régime : "Rendu à l'île Saint Louis le 15 juillet 1750, l'accroissement du fleuve fût si prompt que l'on vit le 19 le retour des eaux douces à son embouchure où deux jours auparavant on avait vu l'eau salée de la mer". Cette observation place le retrait des eaux marines le 19 juillet 1750.

6. 1784 - Carte pour servir au voyage de Robert ADAMS dans l'intérieur de l'Afrique (Fig. 12)

Cette carte qui fût réalisée en 1784 est extraite de l'ouvrage de GAUDIO (1984) sur l'histoire du naufrage de la Captivité de Monsieur de Brisson. Elle retrace les itinéraires de reconnaissance des explorateurs à la fin du XVIII ème siècle (Voyages d'Hornman vers Mourzouk, de Browne vers le lac de Bornou, de Bruce sur le Nil, de Mungo Park et d'Adams sur le Niger). Le haut bassin du Sénégal est bien délimité : les sources du fleuve se situent dans le Fouta Yalla et sont distinctes de celles du Niger. Pour ce dernier de nombreuses hypothèses sont émises sur le tracé de son cours et la position de son embouchure. Selon MUNGO PARK c'est un affluent du Zaïre, pour les Maures de Barbarie un affluent du Nil et pour le major RENNEL, un fleuve endoréique qui aboutit dans une grande mer intérieure (le lac Tchad ?). Seul REICHARD avait soupçonné le réel parcours du Niger qui, en sortant de la *mer du Soudan*, bifurque vers le Sud et se jette dans le golfe de Guinée.

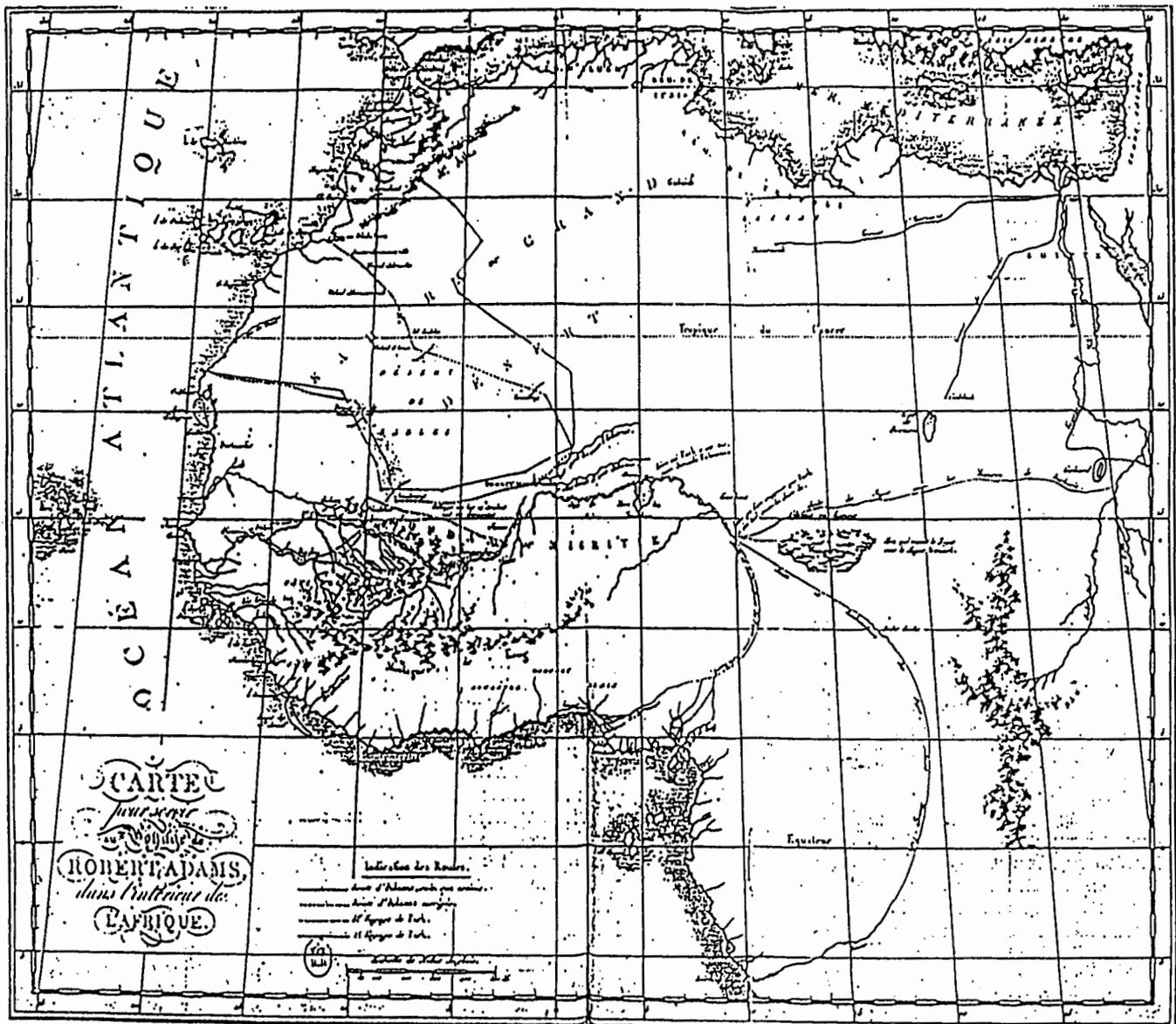


Fig. 12 - Carte pour servir au voyage de Robert ADAMS (1784)

D - LE XIX^{ème} SIECLE

En octobre 1814, après avoir été le maître de l'Europe, Napoléon n'est plus que le roi d' "un carré de légumes" selon une allusion, peu amène, de CHATEAUBRIAND au dernier carré de la Vieille Garde commandé par le général Cambronne. Après la défaite de Waterloo le 18 juin 1815, qui sonne le glas de l'empire napoléonien, le traité de Vienne du 20 novembre 1815 décide que la colonie du Sénégal resterait sous la domination de la France.



Portrait de Claude RICHARD (1783-1869)

En 1816, sous la Restauration, la France arme une petite flotille de quatre navires pour reprendre possession de la colonie. L'un d'entr'eux, tristement célèbre par son naufrage le 2 juillet 1816 sur le banc d'Arguin a été "immortalisé" par un chef d'oeuvre du peintre Géricault " le radeau de la Méduse". Le radeau ne comptait que quinze survivants parmi lesquels Théodore Gaspard MOLLIEN et, semble-t-il aussi, le baron RICHARD. Claude RICHARD (1783-1869) est le fondateur du jardin d'essai de Richard-Toll au Nord du lac de Guiers. Deux ans plus tard (en 1818), MOLLIEN atteindra les sources de la Gambie et du Sénégal dans le massif du Fouta Djalon.

Les reconnaissances vers l'intérieur des terres vont alors se multiplier. Citons, parmi tant d'autres, le voyage des Sieurs Leudelot et Lelièvre en avril 1828 sur le lac de Ghier (ou Panié Foull) dont une copie partielle du journal original est reproduite ci-dessous :

*Journal d'un voyage au lac de Ghier. (Panié Foull)
en Avril 1828.*

*23 Avril. — Parti de Richard Col, à 5 heures
du soir. Dans la nuit et avec l'assistance de M.
Berton, Directeur de l'Établissement. Remonté
le marigot de Caruy, ses bords sont boisés ou
garnis de Langens, succédant de grès et mil, sur un
sable de Pétiage. On trouve actuellement six barres,
dont une seule est étendue, ou les origes des villages
de Kouma, Noumbo et Pétiage recueillent la pêche.*

1. 1853 - Carte des peuples du Sénégal, dressée par D. BOILAT, prêtre missionnaire apostolique, pour servir à l'intelligence de leur histoire (Fig.13).

Bien qu'elle soit de qualité médiocre, cette carte est intéressante à plusieurs titres :

- les principaux Royaumes y figurent et sont délimités avec une grande précision,
- le lac de Cayor où le Rkiz est de dimension réduite,
- dans l'encadré sur les " Environs de Saint Louis du Sénégal", le marigot des Maringouins semble fonctionnel en rive droite du fleuve,
- le lac de Guiers porte pour la dernière fois le nom de Panier Foule et son extension vers le Sud est limitée au fort de Mérinaghène qui vient d'être construit pour la surveillance du Royaume du Walo. La vallée du Ferlo est convenablement dessinée.

La flèche sableuse littorale, la langue de Barbarie, porte trois sémaphores et sa longueur de près de 25 Km témoigne du déplacement de l'embouchure du fleuve vers le Sud.

2. 1856 - Carte du Sénégal de Podor à Saint Louis avec les itinéraires des colonnes expéditionnaires du Sénégal au cours des années 1855 et 1856 commandées par le colonel FAIDHERBE (Fig. 14).

Cette carte dressée par le sergent Gabbardy à l'échelle approximative du 1 / 600 000 est d'une lecture malaisée par suite d'une inscription désordonnée des annotations.

Le grand lac aux teintes foncées en rive droite est alimenté par un effluent du Sénégal qui se faufile depuis la hauteur de la localité de Gaé entre de multiples massifs dunaires. Dans sa partie centrale sont indiqués lac de Cayar, de Khomak et de Rouiz (appellation proche du Rkiz actuel). Le lac de Ghier ou Guier prend son nom "moderne". L'île de la partie centrale est individualisée à très faibles distances de la rive Ouest (cote probable: + 1,00 m IGN).

La vallée du Bounoum (Ferlo) est en eau comme le prouve la présence étonnamment indiquée (point noir à l'extrémité Sud du lac) d'un **bateau à vapeur le GUET NDAR en décembre 1854**. Cette annotation manuscrite dans la vallée du Ferlo est d'une importance capitale pour plusieurs raisons. Sa présence d'abord en ce lieu et à cette date montre manifestement, bien que son tirant d'eau ne soit pas connu avec exactitude, que la crue du Sénégal en 1854 a dû être l'une des plus importantes du XIX ème siècle (rappelons qu'en décembre le fleuve a déjà amorcé le début de son étiage). Enfin c'est ce même navire qui délivrera en juillet 1855 le fort assiégé de Bakel situé à près de 800 km en amont de l'embouchure. On peut en conclure que la crue du fleuve en 1855 a dû être précoce.

Le cours de la Taoué, cordon ombilical entre le fleuve et le lac, est dessiné avec une grande précision sur le tracé des différents méandres. Le dernier îlot méridional, au centre de la vallée du Bounoum montre que la cartographie de cette région se précise. Il s'agit de l'actuel massif dunaire de Dounou Dial.

Enfin le désert de Bounoum, indiqué au Sud de la carte, apparaît pour la première fois sur un document géographique.

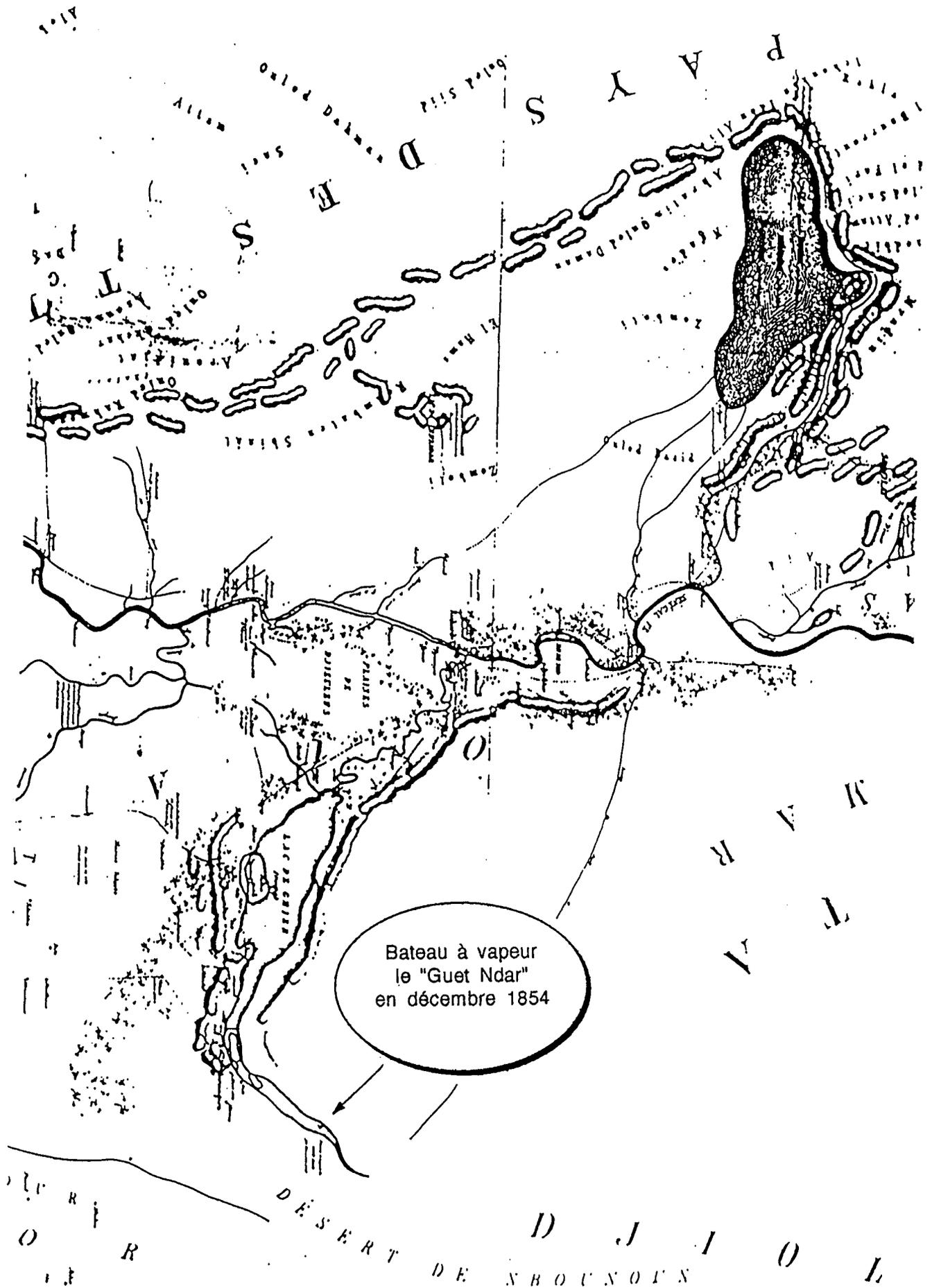


Fig. 14 - Carte du Sénégal de Podor à St Louis (GABBARDY, 1856)

3. 1857 - Un dessin étonnant de E. de BERARD d'après NOUVEAUX : Le fort de Mérinaghem, dans le Oualo, sur le lac de Guiers, à soixante kilomètres de Saint- Louis

En commentant cette illustration (Fig. 15) sous le titre " le lac de Guiers : une région verdoyante au milieu du XIX ème siècle", GAC et al. (1990, d) indiquaient " avant 1890 des embarcations à voile ou à vapeur naviguaient sur le lac comme en témoigne ce cliché paru dans le journal l'illustration de 1861. Il s'agit d'un navire à voile de petit tonnage à 2 mâts carrés et gréant, outre les voiles sur le bout-dehors de beaupré et l'ensemble classique de voiles sur les 2 mâts, cacatois et bonnettes. Vraisemblablement un brick-goëlette dont on peut estimer la longueur à 20 mètres et le tirant d'eau entre 1,50 m et 2 m."

En réalité, après des recherches plus approfondies, le dessin est tiré de la revue " Le Tour du Monde" de 1861 dans une note intitulée "Voyages et expéditions au Sénégal et dans les contrées voisines" où l'auteur précise " cette livraison et les deux suivantes sont entièrement extraites de documents officiels publiés depuis 1857 par le ministère des colonies", qu' hélas nous n'avons pas pu consulter.

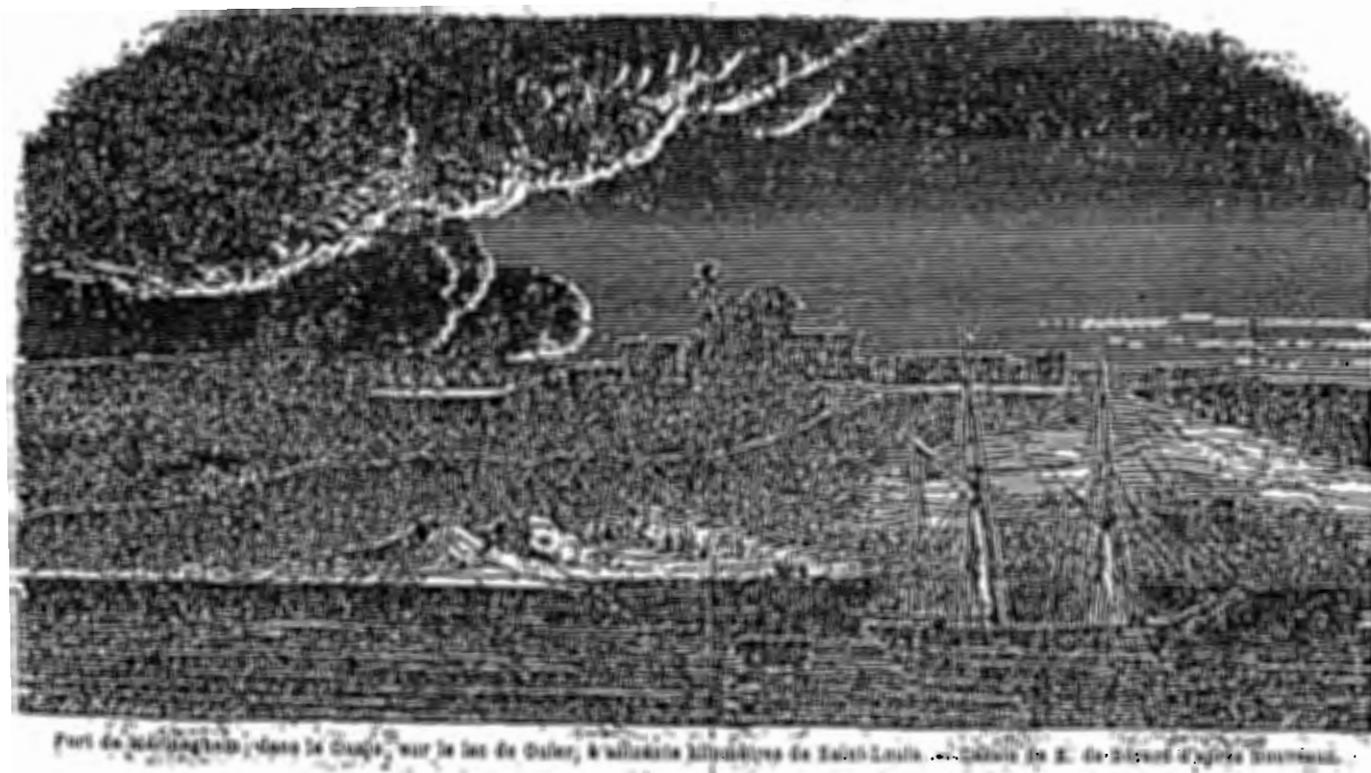


Fig. 15 - Fort de Mérinaghem, dans le Oualo sur le lac de Guiers

Les ruines de l'ancien fort de Mérinaghen se situent sur la rive Sud-Ouest du lac de Guiers. Un survol aérien de la région a permis de confirmer le plan schématique des ruines (fig. 16) déjà établi par HARDY (1921). Ce qui était important naturellement c'était de connaître le tirant d'eau du navire en sachant, qu'à l'endroit de son mouillage la profondeur actuelle du lac ne dépasse pas 2 mètres.

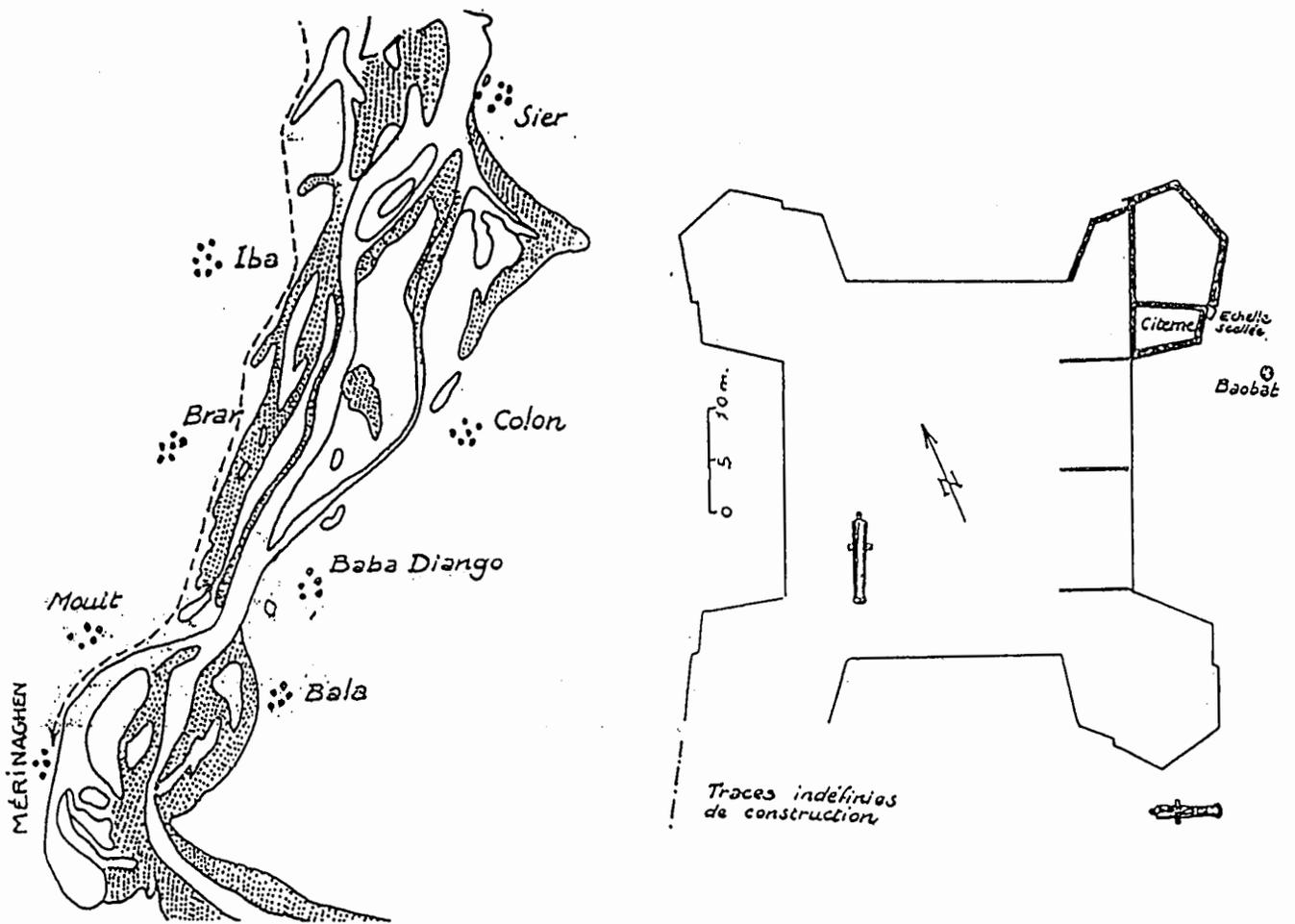


Fig. 16 - Situation de Mérinaghen et plan schématique des ruines du fort

Pour plus de certitude, des investigations ont été menées au Musée de la Marine et auprès de l'Association des amis des musées de la Marine à Paris. La maquette (au 1/100) du navire (Fig. 17) y est exposée et il existe aussi des plans et des descriptifs détaillés pour le construire !

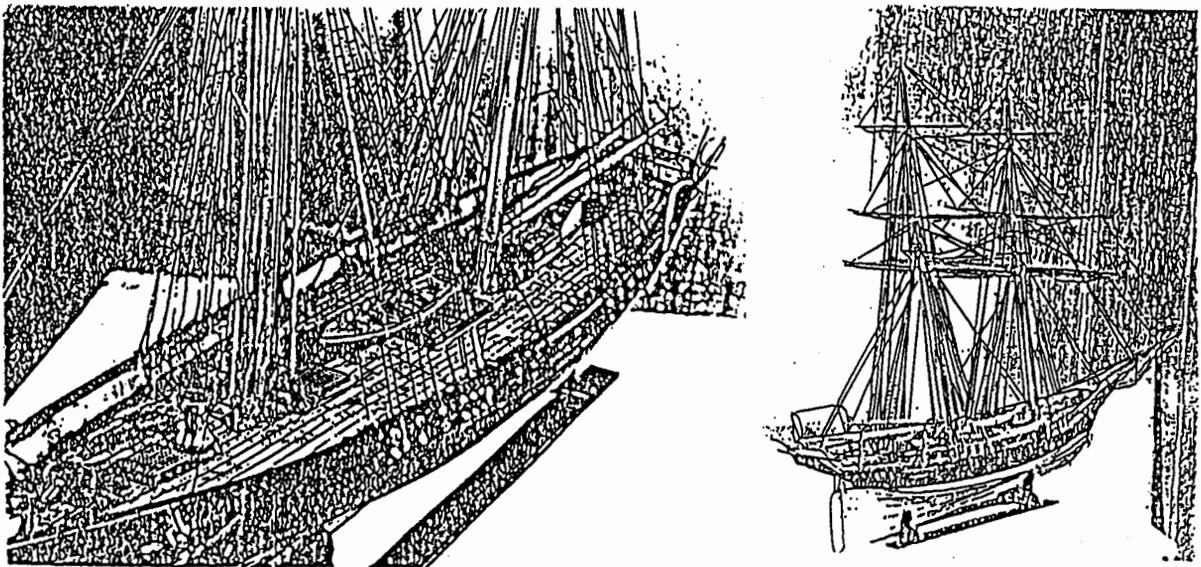


Fig. 17 - Maquettes de l'Ouragan (Musée de la Marine à Paris)

De type Ouragan, ce brick construit aux chantiers de Nantes dans la première moitié du XIX^{ème} siècle était réputé pour sa vitesse de marche. Ses caractéristiques étaient les suivantes : longueurs de la coque (41,25 m) et de la flottaison de râblure à râblure (32 m), largeur au maître couple hors tout (9,50 m) *et surtout tirant d'eau arrière de 4,70 m et tirant d'eau avant de 2,70 m*. Il disposait de deux embarcations de sauvetage : un yole de 5,50 m et une baleinière de 7 m. Sur le dessin de la figure 15, le yole est amarré à la poupe du brick et la baleinière est à terre.

On imagine l'importance des crues du fleuve vers la moitié du XIX^{ème} siècle avec un plan d'eau du lac se situant alors à plus de 3 mètres au dessus des niveaux relevés actuellement. La dépression du N'Diaël devait être sous eau et la vallée du Ferlo submergée bien au delà de Linguère (200 km en amont du lac de Guiers).

Cette interprétation mérite cependant une réserve d'importance : il était fréquent que les paysagistes de cette époque ajoutent, à des fins artistiques, une embarcation sur leurs esquisses. Elle ne pourra éventuellement être levée qu'en consultant les documents de 1857 du ministère des colonies.

4. 1866 - Carte du Soudan Occidental dressée par MAGE sur ordre du Conte de DE CHASSELOUP LAUBAT, Ministre, Secrétaire D'Etat au Département de la Marine et des Colonies. D'après les voyages du Lieutenant de Vaisseau MAGE en 1859 et 1860 et de MAGE et du chirurgien de la marine QUINTIN en 1863 et 1866 (Fig. 18).

Cette carte générale est à l'échelle du 1 / 1 500 000. Le Ferlo ou "désert sans eau" ainsi que le désert du Bounoum sont mentionnés à la partie inférieure du document.

Le marigot du Bounoum, terminaison aval de la vallée du Ferlo dans le lac de Guiers, s'étend très à l'amont prenant sa source dans trois mares près de la localité de Ouarkhokh (campement de base de MOLLIEU dans son périple aux sources du Sénégal en 1818) qui se situe à mi-chemin entre les villes actuelles de Linguère et de Dahra.

Beaucoup de lieux habités portent le nom que nous leur connaissons aujourd'hui : Dagana, Tiagar, Rong et Saldé (sur le fleuve Sénégal); Richard Toll, Ndombo, Nder en bordure du lac de Guiers. Certaines erreurs de tracé subsistent mais l'essentiel de la cartographie de la vallée du Sénégal est acquise.

5. 1870 - Carte de la Banlieue de St Louis, du OUALO, du NDIAMBOUR levée et dressée sur ordre du Colonel PINET LAPRADE, Gouverneur, par le Capitaine d'Etat Major BOIS assisté pour les reconnaissances par le sous-lieutenant FREY (Fig. 19).

Ce dernier document qui utilise les travaux antérieurs de nombreux cartographes tels que BROSSARD DE CORBIGNY, BRAOUZEC, GAILLARD DE REGNAULT, AZAN, VINCENT, MARTIN et LORANS constitue la synthèse des connaissances vers la fin du XIX^{ème} siècle. Il améliore considérablement le tracé du lac de Guiers, de la vallée du Bounoum et du Ferlo et surtout signale un nombre important de localités nouvelles.

Au Sud de Mérinaghen, le resserrement du lac à la hauteur de l'ancien emplacement de Gouyougue et la présence dans ce seuil d'un petit îlot servant de gué ont sans nul doute été à l'origine du choix de cet endroit pour l'édification en 1957 de la digue de Keur Momar Sarr. De nombreuses annotations figurent tout le long de la vallée du Ferlo qui s'étendait sur plus de 100 kilomètres. A noter la présence d'une localité au Sud du Bounoum : Dakar Mégnélé. Aujourd'hui disparue, elle devait avoir l'importance du village de Mérinaghène. Cette localité se situe à l'endroit de l'actuel village de Diatmet, point de départ du futur canal du Cayor vers la presqu'île du Cap Vert et Dakar.

E - LE XX^{ème} SIECLE

"A la fin du XIX^{ème} et au début du XX^{ème} siècle, la vallée du Sénégal est bien connue. Après les relevés des militaires, les renseignements sont fournis par les autorités coloniales et collectés par des cartographes spécialisés" (BECKER et al., 1983).

Les cartes géographiques deviennent de plus en plus précises et à différentes échelles s'organisent les levés topographiques. La voie est ouverte à la mise en place d'observations hydrométriques et de stations climatiques ainsi qu'au développement d'études géologiques et pédologiques. L'époque est à la mise en valeur des connaissances et à l'exploitation des terres. De nombreux projets d'irrigation sont conçus lorsque survient la crise climatique de 1913. Le fleuve Sénégal avec un module de 271 m³/s enregistre cette année-là un déficit de près de 62 % par rapport à la moyenne (713 m³/s) des 10 premières années de mesure des écoulements (FAURE et GAC, 1981; GAC et FAURE, 1987). La remontée saline vers l'amont du fleuve est d'une amplitude exceptionnelle : 216 km en 1914, 186 km en 1915 et 200 km en 1916 (GAC et al., 1981; GAC et al., 1985; GAC et al. 1986 a, b). Des taux de salinité supérieurs à 10 g/l se maintiennent pendant plusieurs semaines à la hauteur de la confluence du Sénégal et de la Taoué. Cette succession d'invasions salines amène à concevoir, dès 1916, les premiers petits projets d'aménagements pour préserver les ressources en eau douce.

Ce seront ensuite les sécheresses centrées sur les années 40 puis celle que nous vivons aujourd'hui depuis 20 ans. Cette dernière conjuguée à une demande croissante en eau a conduit à la politique actuelle de développement marquée par les aménagements à la périphérie du lac de Guiers et sur le fleuve Sénégal : barrages de Rheune en 1983, de Diama en 1985 et en 1987 de Manantali.

Il reste maintenant, après six années d'observations, à gérer ce vaste dispositif fluvio-lacustre. C'est dans ce contexte d'un nouvel environnement qu'a été élaboré, entr'autres projets, le programme EQUESSEN coordonné par l'ORSTOM. Notre souhait en présentant cette synthèse finale est qu'elle contribue, selon l'expression de MIETTON (1991) à un heureux partage de l'espace, en harmonie avec la protection de la nature et le développement économique et social du Sénégal.

Jean Yves GAC, juillet 1993

Il était à sa naissance fougueux et impétueux. Comme un lionceau il incisait, découpait, tranchait, entaillait, creusait... Puis, bien plus tard, quand son lit s'est abaissé, il a compris qu'il devait se discipliner et s'assagir devant celle qu'il avait nourri de ses horizons : comble d'ironie, la mer se révélait possessive et déferlait dans son domaine réservé. Alors, il est devenu plus humble. Quand le ciel redevenait clément, il lui arrivait de se souvenir de ce temps lointain où il était jeune et hardi. Sans le savoir il hypothéquait de nouveau son avenir. Puis sont venues, pour employer le langage biblique de Joseph conseiller du pharaon, les périodes des "vaches maigres". Espérons comme le disait PLINE dans un texte relatif à l'allégorie des 16 enfants, que comme sur le Nil, les 16 coudées d'abondance soient pour demain

(JYG, le 1er Août 1993).

CHAPITRE II

LE BASSIN VERSANT DU FLEUVE SENEGAL

Le Sénégal est l'un des plus grands fleuves de l'Afrique Occidentale. Il était, avant la sécheresse actuelle, le second par l'importance de son débit après le Niger.

Navigable sur plusieurs centaines de kilomètres, il a été équipé dès le début des années 1890 d'une quarantaine d'échelles limnimétriques suivies d'août à décembre et installées sur les seuils et aux escales des bateaux circulant sur le fleuve (ALBERGEL et al., 1993).

La station de Bakel qui contrôle l'ensemble des apports à la basse vallée date de 1901; ses relevés sont utilisables depuis 1903 mais ne sont complets en basses eaux que depuis 1951 (ROCHETTE, 1974). Rappelons, à titre de comparaison, les fabuleuses archives sur les crues du Nil qui remontent à l'Hégire (622) grâce au nilomètre de l'île de Rhodes au Caire.

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE, HYPOMETRIE, CADRE STRUCTURAL ET RESEAU HYDROGRAPHIQUE PRINCIPAL

Le bassin versant du fleuve Sénégal couvre approximativement une superficie de 280.000 km². Le bassin amont limité à l'exutoire de Bakel s'étend sur 220.000 km². Il se partage entre les quatre républiques de Guinée, du Mali, de la Mauritanie et du Sénégal (Fig. 1). De forme ovoïde, il est orienté selon un grand axe SW-NE entre 10°20' et 17°00' de latitude Nord et de 7°00' à 12°20' de longitude Ouest (Fig.2).

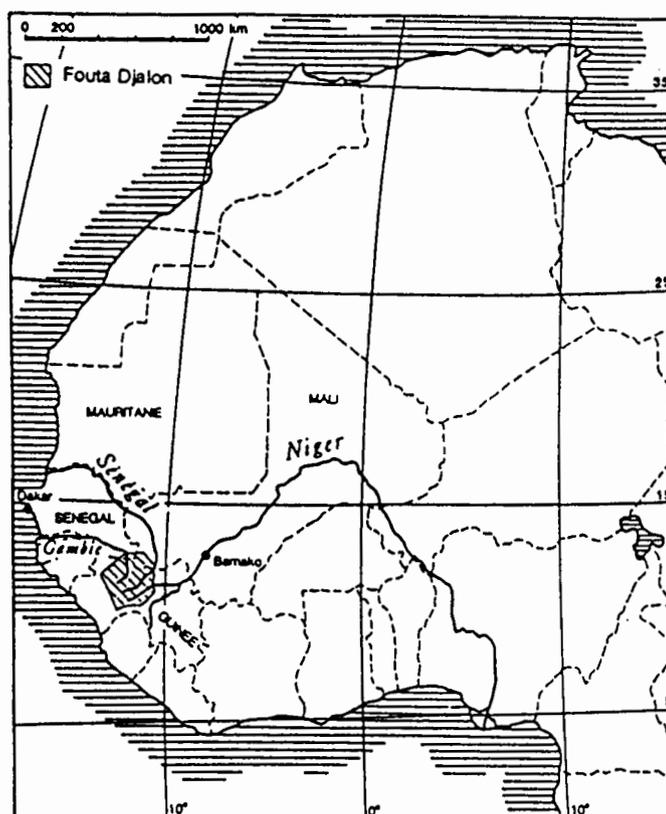


Fig.1 - Situation géographique du bassin du Sénégal en Afrique Occidentale

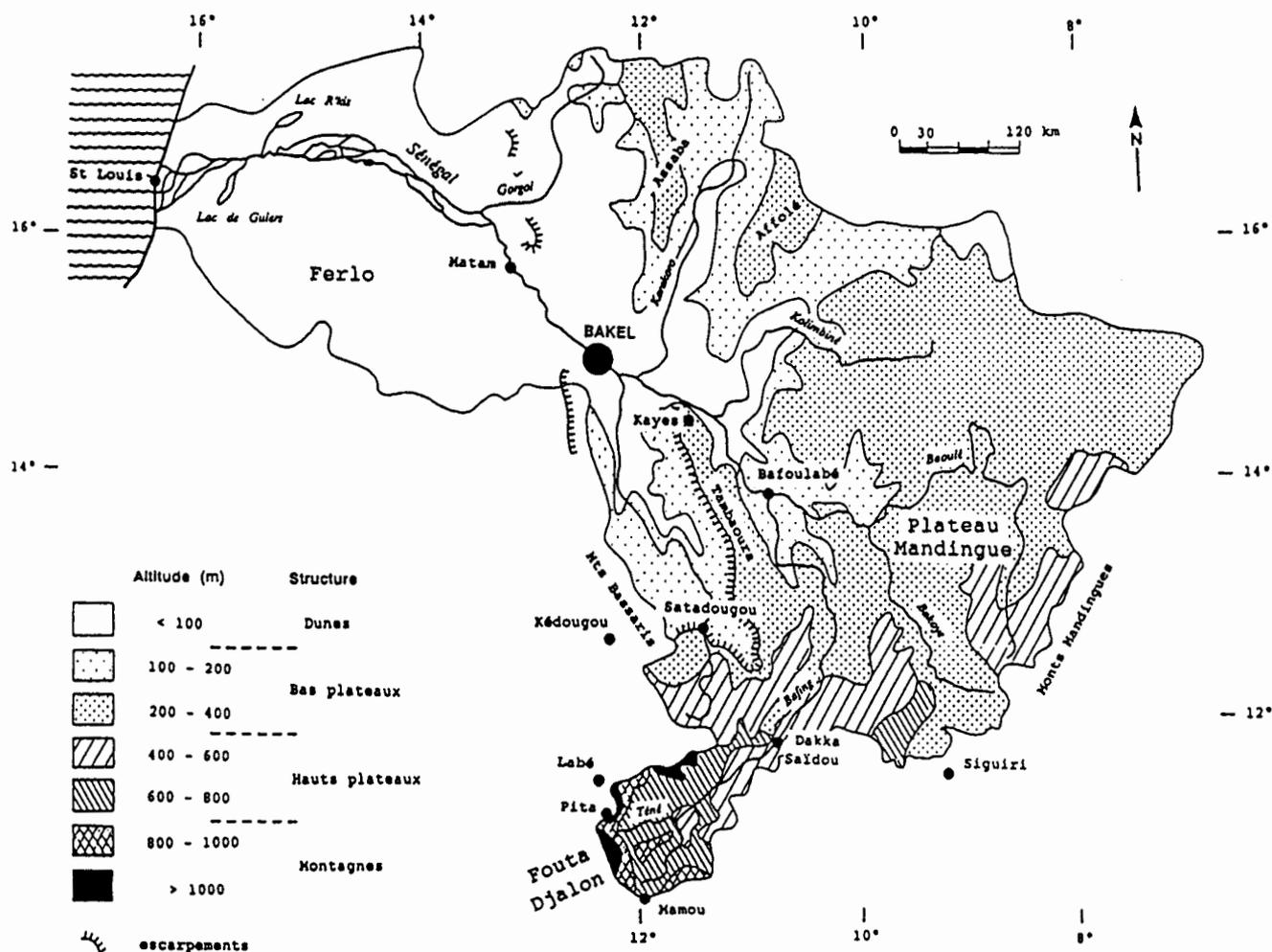


Fig. 2 - Le bassin versant du fleuve Sénégal
(Hypsométrie, cadre structural et réseau hydrographique)

Le fleuve Sénégal est formé par la réunion du Bafing et du Bakoye à Bafoulabé, 255 km en amont de Bakel. Long d'environ 1.800 Km, il prend sa source dans le massif du Fouta Djallon en Guinée. A partir de Bakel, il sert de frontière entre le Sénégal et la Mauritanie jusqu'à la ville de Saint Louis où se situe son embouchure dans l'océan Atlantique.

L'extrémité méridionale du bassin versant est la plus montagneuse. Elle est constituée en territoire guinéen par le massif du Fouta Djallon et en territoire malien par le plateau Mandingue. Le point le plus élevé du bassin est à l'altitude de 1465 m; il se situe au sud de Dalaba dans les monts Kavendou qui surplombent les sources de la Téné et du Bafing.

La dorsale guinéenne (Fig.3), imposant "bourrelet" de hautes terres situées à plus de 1.000 m d'altitude constitue une originalité du relief de l'Afrique Occidentale. Elle est divisée en deux vastes ensembles bien distincts séparés par un très large ensellement qui correspond au cours supérieur du Niger. La partie Nord est formée des hauts plateaux gréseux et doléritiques du Fouta Djallon; les sources de la rivière Gambie se situe dans le plateau le plus septentrional, celui du Mali, qui surplombe les plaines avoisinantes d'un millier de mètres et culmine au Fello Loura à 1538 m d'altitude.

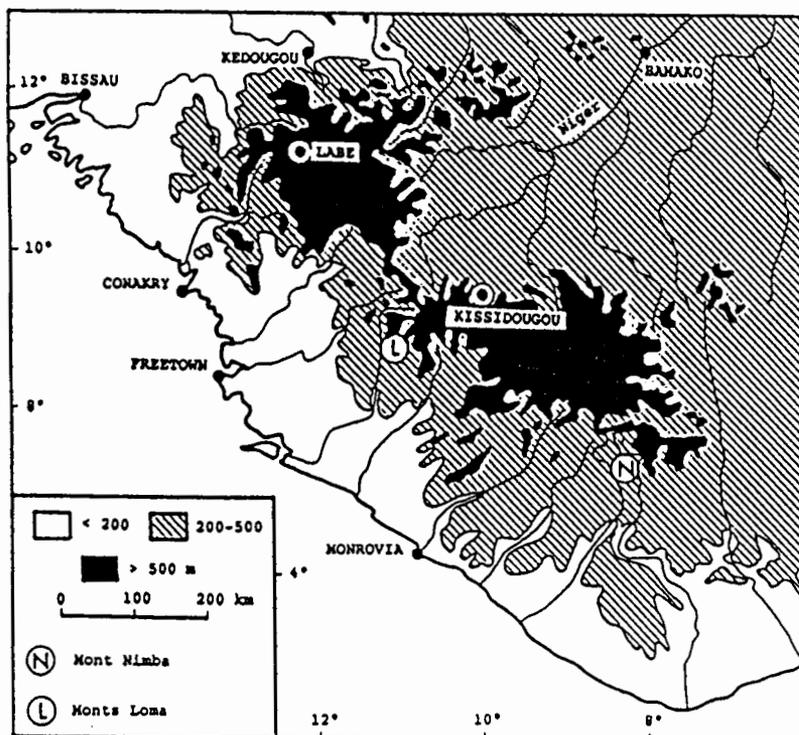


Fig. 3 - Carte de situation générale de la dorsale guinéenne

Le plateau Mandingue fait suite au Fouta Djallon vers le Nord-Est. Il est moins élevé et n'atteint que 800 m dans sa partie la plus haute, près du rebord méridional; c'est une succession de plateaux séparés par des couloirs et des plaines. Le plateau Mandingue ne présente une allure massive que sur ses bordures occidentales (falaise de Tambaoura) et méridionales (Monts Mandingues). Les rivières Bafing, Bakoye et Baoulé coulent dans de larges plaines ou s'encaissent dans les plateaux gréseux passant d'une diaclase à l'autre par de brusques coudes.

Au nord de ce plateau, dans la partie Nord-Est du bassin versant du Sénégal, les vallées de la Kolombiné et du Karakoro, au nord et au Nord-Est de Kayes s'allongent entre le massif doléritique de Bafoulabé et les reliefs gréseux de l'Affolé et de l'Assaba. Le modelé général s'aplatit et les altitudes sont inférieures à 100 m.

Le tableau I indique les % de la superficie totale du bassin amont (exutoire de Bakel) correspondants à chaque tranche d'altitude: 0,25 % seulement de la surface du bassin se situe à plus de 1.000 m et 50 % de la superficie totale est comprise entre 200 et 400 m. La station de Bakel, à l'entrée de la vallée du fleuve, est à l'altitude de 15 m. La description actualisée du réseau hydrographique illustrée par la figure 4 a été empruntée aux travaux d'ALBERGEL et *al.* (1993).

Le *Bafing*, branche mère du Sénégal prend sa source dans le massif du Fouta Djallon à 960 m d'altitude, à 17 km au Nord-Ouest de Mamou. Son bassin très étiré est situé pour moitié dans le domaine climatique guinéen entre les isohyètes 2.000 et 1.300 mm et dans le domaine soudanien (jusqu'à l'isohyète 800 mm). Il reçoit successivement la Téné (dont les sources sont situées en contrebas du mont Kavendou, point culminant du bassin du Sénégal) et la Kioma sur sa rive gauche. Après sa sortie du Fouta Djallon à Dakka Saïdou il reçoit en rive droite, à 250 m d'altitude, le Balé 1 et le Balé 2, avant de se réorienter SE-NO jusqu'à sa confluence avec le Balinn. Le barrage de Manantali (bassin versant de 27.800 km²) implanté entre les confluences avec le Balé 2 et le Balinn, qui régularise les apports du Bafing et contrôle environ la moitié des écoulements du

Sénégal, a été mis en service en 1987. Avec une retenue d'un volume de 12 milliards de m³ (qui correspond à un module potentiel de 380 m³/s), il a été réalisé avec les objectifs suivants :

- irrigation de 375.000 ha de cultures réparties le long de la vallée,
- production de 800 GWh d'électricité par an,
- navigation jusqu'à Kayes à 925 km de l'embouchure du fleuve,
- laminage des fortes crues,
- soutien des débits d'étiage.

Tableau I

Hypsométrie du bassin versant du Sénégal à Bakel (ROCHETTE, 1974)

Tranches d'altitude	% de la superficie totale du bassin	% cumulé
1465-1200	0,01	0,01
1200-1000	0,24	0,25
1000-800	1,65	1,90
800-600	5,00	6,90
600-400	10,00	16,90
400-200	50,30	67,20
200-100	21,10	88,30
100-15	11,70	100,00

En aval du barrage, le Bafing s'oriente ensuite N-S jusqu'à Bafoulabé où il reçoit les apports du Bakoye. A Bafoulabé, où il prend le nom de Sénégal, il a parcouru 750 km. De Bafoulabé à Bakel, le Sénégal prend la direction SE-NW et traverse une région accidentée entrecoupée par quelques rapides et des chutes (seuil de grès de Talari, chutes de Gouina et du Félou). Les chutes du Félou ont été reconnues dès le début du XVIII^{ème} siècle (réf. fig. 7 de la partie historique où on peut noter sur la carte de 1707 " *Felu ou Grand rocher qui fait le Sault du Senegal* "). Au delà du plateau Mandingue, ses principaux affluents en rive droite sont la Kolombiné (près de Kayes) et le Karakoro. En rive gauche, il reçoit un seul affluent important la Falémé à 50 km en amont de Bakel.

Le *Bakoye* prend sa source à l'extrémité occidentale du plateau Mandingue aux monts Ménien (au NW de Siguiri) vers 760 m d'altitude. Il atteint rapidement la cote 400 m après avoir traversé successivement une région granitique par une série de chutes et de rapides, puis une région sans relief accusé constitué de schistes birrimiens et de grès. Il reçoit en rive droite, à Toukoto (bassin versant de 16.500 km²) son principal affluent : le Baoulé contrôlé à la station de Siramakana (bassin versant de 59.500 km² dont 30.000 km² quasiment endoréïques drainés par la vallée du Serpent venant d'une zone presque désertique). La station de Oualia (bassin versant de 84.700 km²) contrôle les apports cumulés du Bakoye et du Baoulé.

La *Falémé*, dont le bassin versant s'étend sur une superficie d'environ 32.000 km² est contrôlée à la station de Kidira (28.900 km²). Elle prend sa source à 750 m d'altitude au *bowal** Séguéré Fougou dans une région de plateaux doléritiques. Le point culminant du bassin versant (928 m) se situe à l'est de Fongolambi sur la ligne de crêtes qui la sépare du bassin de la Gambie. Dans l'ensemble, son cours à une orientation sensiblement parallèle à celui du Bafing. A sa sortie du Fouta Djallon, après Satadougou, elle draine sur 300 km l'ensemble granitique et métamorphique birrimien de la *fenêtre de Keniéba* puis elle achève son parcours sur des grès quartzitiques.

* *bowal*, pluriel *bowé* : surface plane cuirassée sans végétation.

Bassin versant du Sénégal (Albergel et al, 1993)

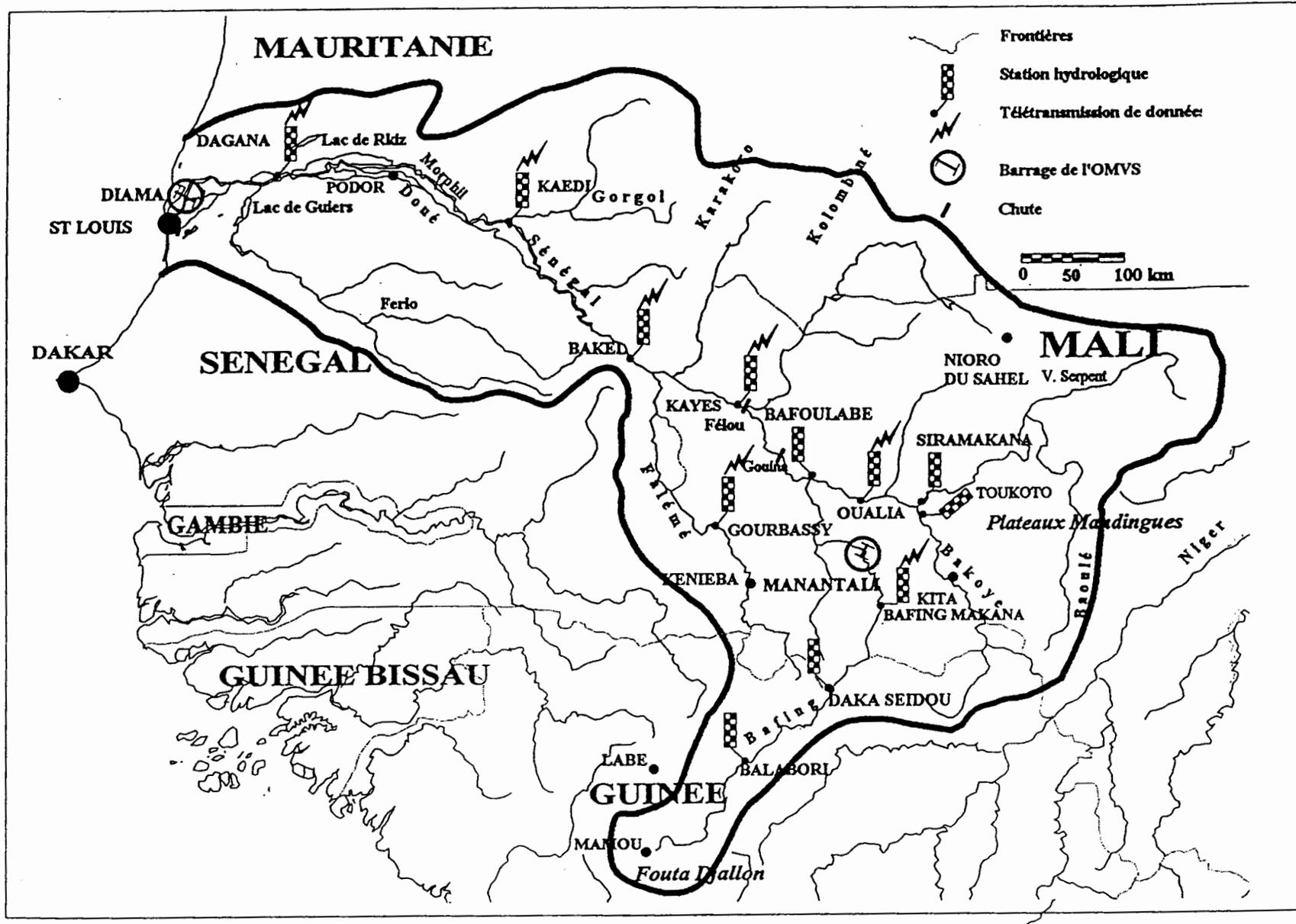


Fig. 4 - Réseau hydrographique du Sénégal (ALBERGEL et al., 1993)

Après Bakel, le Sénégal entre dans sa vallée alluviale. Il reçoit en rive droite quelques affluents sahéliens aux apports négligeables dont le plus important est le Gorgol dont les écoulements sont régulés par un barrage de retenue (visible sur des images satellitaires récentes). En aval de Bakel la pente très faible du fleuve engendre des phénomènes très caractéristiques de dégradation hydrographique : défluent, plaines d'inondation, lacs. Le Doué, principal défluent, quitte le Sénégal à une quarantaine de km en aval de Kaédi. Il reste parallèle au cours du fleuve sur près de 200 km, isolant l'île à Morphil, avant de le rejoindre peu après Podor. Le lit mineur du fleuve se situe en contrebas de l'océan à partir de Boghé situé à plus de 400 km de l'embouchure.

En aval de Dagana, le Sénégal alimente deux dépressions : le lac de Rkiz (ancien lac de Cayar sur les documents historiques) en rive droite; l'ensemble lac de Guiers (ou Panier Foul) et la vallée du Ferlo asséchée de 1957 à 1988.

Il se jette dans l'océan Atlantique à Saint Louis après un parcours de 1.800 km. Son embouchure qui a varié au cours des temps (Gac et *al.* 1982 ont fait l'historique de cette migration) se situe à l'extrémité de la flèche sableuse littorale de la langue de Barbarie.

A une trentaine de km en amont de Saint Louis, le barrage anti-sel de Diama édifié en 1985 et complété par des endiguements en rive droite et en rive gauche, peut influencer les niveaux d'eau sur près de 350 km (BADER, 1992).

Le régime hydrologique du fleuve Sénégal (qui sera détaillé plus loin) se caractérise sur l'ensemble de son cours par une saison de hautes eaux de juillet à début octobre et par une saison des basses eaux de début décembre à début juin. Un tarissement régulier succède au passage de la crue et se prolonge pendant toute la période des basses eaux, assurant un faible écoulement permanent à partir de Kayes, excepté pour les années les plus déficitaires pour la plupart observées depuis deux décennies (GAC et *al.*, 1991).

Le tableau II (ALBERGEL et *al.*, 1993) résume les caractéristiques principales du régime du fleuve dans sa partie amont.

Tableau II

Caractéristiques hydrologiques du haut bassin du Sénégal
(période de référence 1951-1989)

Bassin	Bafing	Bakoye	Baoulé	Falémé	Haut Sénégal
Station de contrôle	Bafing Makana	Toukoto	Siramakana	Kidira	Bakel
Superficie du bassin versant	22000	16500	59500	28900	218000
Précipitation annuelle moyenne (mm)	1600	1200	780	1020	820
Débit moyen annuel (m3/s)	271	58,4	44,9	148	648
Volume moyen annuel (10 ⁹ m3)	8,55	1,84	1,42	4,67	20,4
Débit caractéristique* d'étiage (m3/s)	6,37	0,11	0	0,25	4,11
Débit caractéristique** de crue (m3/s)	1213	336	293	1045	3515

* Débit moyen non dépassé pendant 10 jours de l'année

** Débit moyen dépassé pendant 10 jours de l'année

II - LES GRANDS TRAITs DU MODELE DES PAYSAGES : LA GEOMORPHOLOGIE

Les plateaux et les glacis constituent les traits géomorphologiques dominants du haut bassin versant du fleuve Sénégal. MAIGNIEN (1958) et MICHEL (1973) ont identifié trois grandes surfaces d'aplanissement cuirassées et disposées en gradins successifs, un relief intermédiaire de moyenne altitude cuirassé sur les versants, et trois glacis d'extension très variable (Fig. 5).

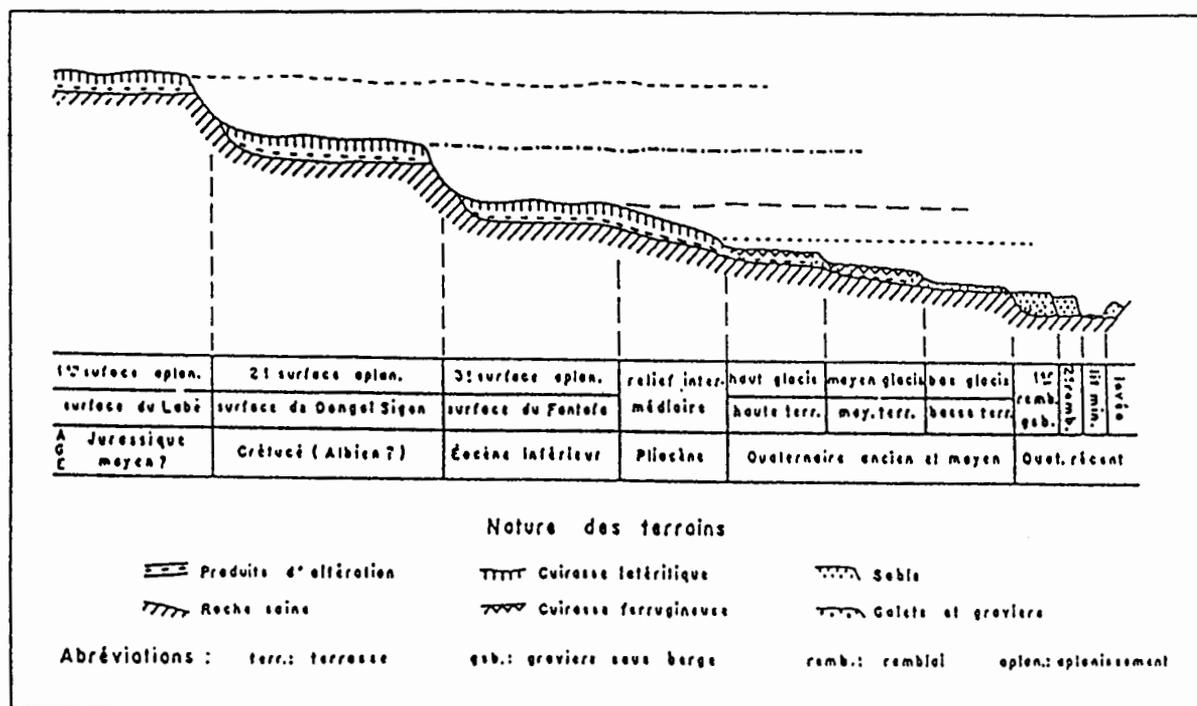


Fig. 5 - Schéma du modelé (MICHEL, 1973)

A - SURFACES D'APLANISSEMENT DU SECONDAIRE ET DE L'EOCENE

Leur topographie plane contraste fortement avec leurs rebords escarpés. Cette morphologie est due à la présence en surface d'une cuirasse latéritique d'une dizaine de mètres d'épaisseur qui a moulé chaque aplanissement préservant ainsi au cours des âges ces témoignages du modelé général et des anciens climats.

1 - La première surface d'âge Jurassique

Cette première surface d'aplanissement, dite de Labé, ne subsiste plus que sous forme de quelques lambeaux perchés entre 1.150 m et 1.200 m sur les hauts reliefs du Fouta Djallon. Datées du Jurassique, certaines de ces surfaces ont été portées à des altitudes plus élevées à la faveur de soulèvements régionaux: c'est le cas du revêtement latéritique situé à quelques kilomètres au sud de la ville de Mali (Guinée) et qui coiffe, à près de 1382 m, un important sill de dolérite.

2 - La deuxième surface d'âge Crétacé

Cette deuxième surface d'aplanissement, dite de Dongol Sigon, couvre une vaste superficie dans la partie orientale du Fouta Djallon. Elle s'étend très largement de part et d'autre du cours du Bafing où les vastes bowé déroulent leur terrain rocaillieux entre 850 et 1.000 m d'altitude. Des lambeaux plus petits et isolés subsistent dans les contreforts septentrionaux et s'égrènent vers l'Est sur la bordure méridionale du plateau Mandingue.

3 - La troisième surface d'âge Eocène

Ce niveau d'aplanissement, dit de Fantofa, qui s'étale en contrebas des témoins de la seconde surface a été bien conservé dans les contreforts du Fouta Djallon et sur les hauteurs du plateau Mandingue méridional. Ailleurs ne subsistent que de petits fragments, perchés sur des reliefs d'érosion différentielle. Les bowé de cette troisième génération, qui se situent entre 550 et 650 m d'altitude occupent de vastes surfaces au sommet des interfluvés dans la région de Fantofa que traversent les branches supérieures de la Falémé.

Toutes ces pénéplaines sont recouvertes d'un manteau latéritique cuirassé dont l'épaisseur atteint souvent 10 mètres. Les niveaux supérieurs sont hétérogènes et ferrugineux; en profondeur la minéralisation bauxitique a pu se développer progressivement au cours des âges donnant des horizons plus homogènes et plus alumineux. Les bowé de la surface éocène se terminent souvent en pente douce et sont précédés de croupes au sommet arrondi : c'est le relief intermédiaire.

B - LE RELIEF INTERMEDIAIRE

Une nouvelle surface, mixte, s'est développée au cours du Pliocène : surface de remblaiement lorsqu'elle se confond avec le sommet des dépôts du Continental Terminal, surface d'érosion quand elle tranche les formations antérieures. Les formes de ce relief sont très variées : versants en pente douce à revêtements latéritiques, croupes arrondies ou encore ensemble confus de collines. Sa position, au raccord des anciennes surfaces et des glacis façonnés plus tard au Quaternaire, lui a valu ce qualificatif de relief intermédiaire (VOGT, 1957; MICHEL, 1973). Les diverses formes du relief intermédiaire ont encore une grande extension aussi bien dans les massifs montagneux de part et d'autre du Bafing et du Bakoye que plus à l'Est dans les monts Mandingues. Elles y ont été "archivées" grâce à leur couverture latéritique. Plus au nord ces paléoformes ont presque toujours été détruites par l'érosion mécanique. Il n'en demeure que quelques rares témoins sur les hauteurs gréseuses et les inselbergs du cours inférieur du Bakoye et du Bafing.

C - LES GLACIS

Durant le quaternaire ancien, la surface d'érosion du Pliocène supérieur a été rajeunie et détruite sur de vastes étendues par le réseau hydrographique qui a entaillé les cuirasses latéritiques et permis la mise en place d'importantes nappes détritiques. Le haut glacis s'est alors formé par accumulation et migration des sesquioxides. Au cours d'une seconde phase de creusement, le haut glacis à lui-même été entaillé et les éléments de cette érosion ont contribué, en contrebas, à la formation du moyen glacis, avec également addition de sesquioxides par migration latérale. Une troisième entaille a entraîné la formation du bas glacis selon le même processus (Fig. 6)

1. Le haut glacis et la haute terrasse

Le haut glacis s'étale largement dans les contreforts du Fouta Djallon et s'insinue jusqu'au coeur du massif le long des grands axes hydrographiques. On le trouve en bordure du Bafing et il connaît de même une grande extension dans le plateau Mandingue méridional. Il a été, par contre, fortement disséqué par l'érosion dans le bassin versant de la Falémé où prédominent des roches sensibles à l'altération biochimique. Ce niveau cuirassé se situe entre 350 et 500 m.

2. Le moyen glacis et les témoins de la moyenne terrasse

Ce nouveau glacis développé par érosion différentielle dans les formations tendres, occupe encore de vastes étendues dans les pays de la Falémé et du plateau Mandingue. Ce niveau n'a pas été observé dans les régions centrale et orientale du Fouta Djallon. Sa cuirasse est généralement

épaisse : elle a été "nourrie" par le lessivage oblique des hydroxydes de fer du haut glacis. La moyenne terrasse est bien représentée le long des affluents de la rive droite du Sénégal (Kolombiné, Karakoro, Gorgol et Oued Garfa). Des fragments de cette ancienne nappe alluviale jalonnent le cours inférieur de la Falémé où la terrasse s'infléchit en pente douce entre 200 et 120 m.

3 - Le bas glacis

Il se distingue des glacis plus anciens par l'absence de cuirasse ferrugineuse continue et par la faible épaisseur des formations meubles masquant le substratum rocheux. Ce dernier niveau n'est jamais perché, mais occupe les parties déprimées des paysages. Son extension est limitée aux régions septentrionales du plateau Mandingue et le long des rivières Kolombiné et Karakoro. Enfin de nombreux lambeaux de terrasse, dominant de quelques mètres le niveau atteint par les plus fortes crues, s'égrènent le long du Sénégal en aval de Bakel.

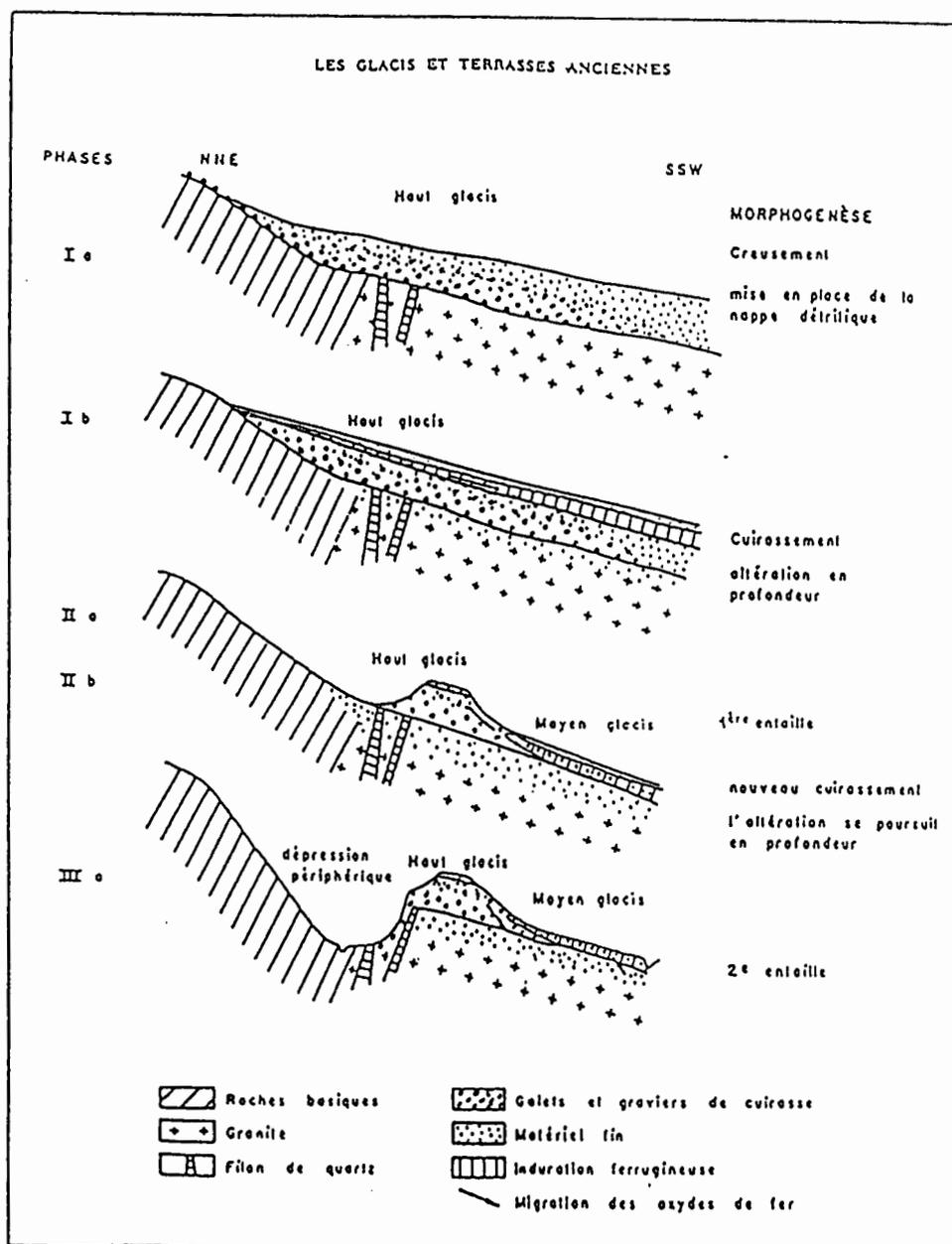


Fig. 6 - Schéma de la formation des glacis (MICHEL, 1973)

Au quaternaire récent (100.000 dernières années) la dynamique des paysages qui caractérise la morphogénèse de la vallée et du delta du Sénégal est assujettie aux effets combinés des variations climatiques, des fluctuations importantes du niveau de la mer, des cycles d'érosion fluviale et dépôts alluvionnaires. Les changements climatiques de grande amplitude déterminent une chronique d'évènements majeurs et parfois répétitifs (creusement du lit, mise en place de graviers sous berge, d'ergs, remblaiement de la vallée, mise en place de vastes rias, cordons littoraux, bourrelets de berges, levées alluviales...) dont les séquelles sont à l'origine de la morphogénèse de la vallée. La dynamique actuelle dépend d'abord du milieu bioclimatique et ensuite du régime hydrologique (MICHEL, 1993).

III - LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES ET LITHOLOGIQUES

Le bassin versant du fleuve Sénégal se situe sur la bordure Sud-Ouest du craton Ouest-africain (Fig. 7). Ce vaste complexe géologique précambrien, stabilisé à la fin de l'orogénèse éburnéenne vers 1800-1600 Ma, est ceinturé par des zones mobiles formées ou rajeunies au cours de cycles orogéniques ultérieurs, panafricains (660 et 550 Ma), hercynien (250 Ma) ou encore alpin (60 Ma).

Il constitue un ensemble continu s'étendant depuis la Mauritanie et l'Algérie jusqu'à la Côte d'Ivoire et le Ghana. Il est limité au Nord et au Sud par les deux dorsales du socle (dorsale Réguibat et dorsale de Léo) qui encadrent le bassin sédimentaire de Taoudéni, lui-même orné de deux boutonnières de socle dans les fenêtres de Kéniéba et de Kayes. Vers l'Ouest, la plateforme cratonique disparaît sous la chaîne des Mauritanides et le bassin mésocénozoïque sénégalo-mauritanien. Globalement, depuis le Carbonifère, l'Afrique de l'Ouest est restée soumise à des conditions continentales avec pour seuls témoins post-paléozoïques de cette longue période les minces dépôts du continental intercalaire ou terminal et les recouvrements sableux ou latéritiques quaternaires (DEYNOUX, 1980).

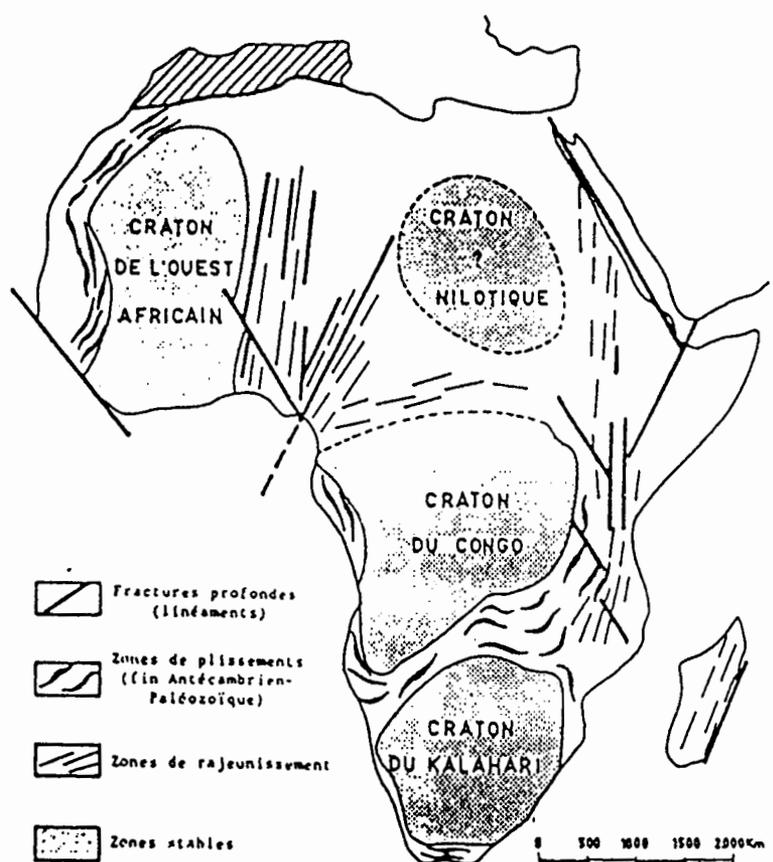


Fig. 7 - Structure d'ensemble de l'Afrique (ROCCI, 1965)

En résumé, la géologie de l'Afrique de l'Ouest se compose de trois éléments (Fig. 8) :

- une aire cratonique stable depuis 1600 Ma comprenant un socle protérozoïque inférieur et une couverture sédimentaire protérozoïque supérieur et paléozoïque,
- une ceinture de zones mobiles affectant socle et couverture sur les marges du craton dans une évolution orogénique panafricaine (600 Ma) et calédo-hercynienne,
- des bassins côtiers secondaires et tertiaires.

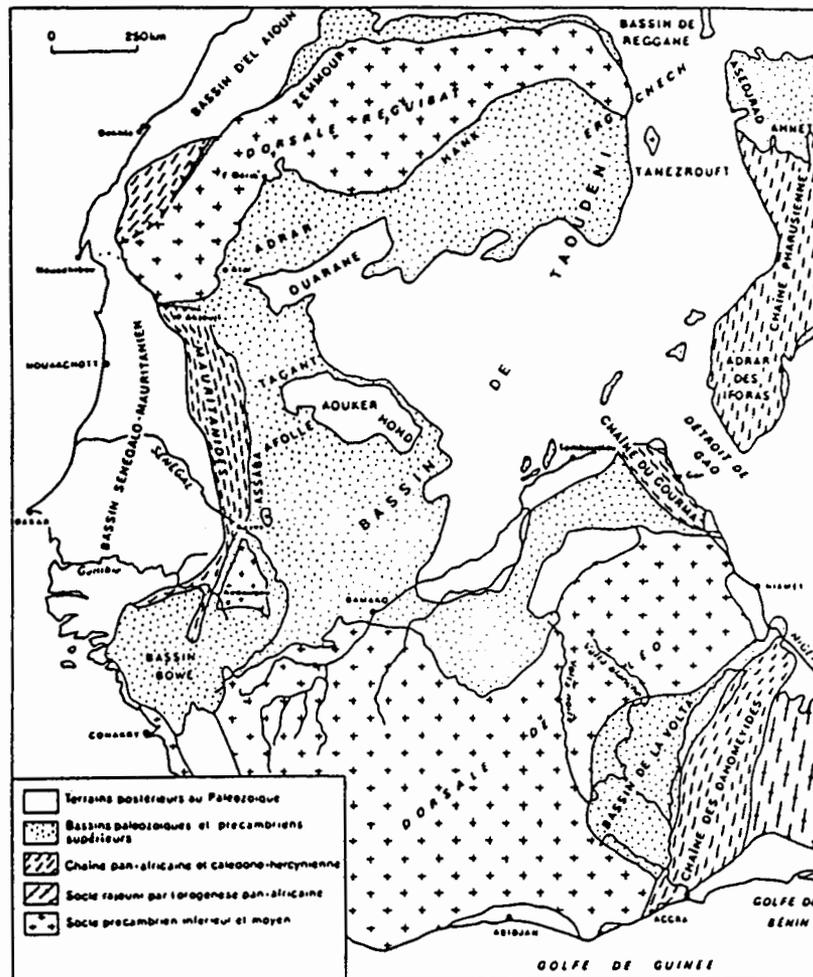


Fig.8 - Carte géologique schématique de l'Afrique de l'Ouest (ROSSI et al, 1984)

A - L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

L'histoire géologique de la région est brossée à grands traits à partir des récents travaux de VILLENEUVE (1984) et de DEYNOUX et al. (1989) qui complètent les études antérieures de BASSOT (1966, 1969), TROMPETTE (1973), DILLON & SOUGY (1974), BESSOLES (1977) et DEYNOUX (1980). D'une manière schématique, elle se résume à huit grands événements :

1.- L'orogénèse éburnéenne (1800 Ma) constitue la fin du cycle birrimien. Elle a affecté selon BESSOLES (1977) toutes les roches formées depuis le cycle libérien (3000-2500 MA).

2.- Ensuite vers 1000 Ma, des mouvements distensifs débutant par des épanchements rhyolitiques individualisent le bassin de Madina Kouta dont les sédiments d'abord continentaux puis épicontinentaux à marins indiquent l'ouverture d'une dépression orientée E-W et un stade d'océanisation.

3.- Cet épisode prend fin vers 650 Ma, suite à la fermeture d'un rift de type mer Rouge, provoquant la collision de deux masses continentales et la naissance de la chaîne du Panafricain I des Bassarides (VILLENEUVE, 1984; VILLENEUVE & DALLMEYER, 1987). Cette chaîne d'orientation SSW-NNE, forme dans sa partie nord une bande de 10 à 30 km de large en bordure des dépôts tertiaires du golfe sénégal-mauritanien prenant en écharpe la limite occidentale du cours supérieur du fleuve Sénégal. Vers le sud, dans le bassin continental du fleuve Gambie, elle s'élargit puis se divise en deux branches distinctes (GAC & *al.*, 1987). Les trois grandes unités lithostratigraphiques, étirées en bandes de direction N-S, sont d'Est en Ouest : l'unité A qui représente la bordure de la paléomarge passive orientale (groupe de Termesse), l'unité B qui correspond à la province du rift océanisé devenue active lors de la fermeture (groupe de Guingan) et l'unité C qui est la paléomarge continentale ouest, elle aussi active lors de la fermeture, (groupes de Forécariah, du Niokolo-Koba et de la Koulountou).

4.- Ces unités sont recouvertes en discordance par des dépôts molassiques du Protérozoïque terminal et du Cambrien inférieur. Ils représentent la phase d'érosion de la chaîne du Panafricain I des Bassarides. Cette période d'érosion et de dépôt a été peu marquée par les plissements provoqués par la phase du Panafricain II (vers 550 Ma) bien développée au Sud, en Sierra Leone, où elle est à l'origine de la chaîne des Rokélides (VILLENEUVE, 1988).

5.- Après ces derniers épisodes tectoniques, la région est le théâtre d'une sédimentation discontinue jusqu'à la fin du Dévonien. Au sud l'érosion des Rokélides accumule les dépôts en structure synclinale dans les bassins de Youkounkoun et de Bové; au nord se mettent en place les sédiments du plateau de l'Assaba, dont ils ne restent aujourd'hui qu'un chapelet de buttes témoins, dans le bassin de Taoudéni.

6.- Dès la fin du Dévonien supérieur et au Carbonifère (vers 345 Ma), les formations du bassin de Bové ont été affectées, essentiellement dans la partie Nord, par les phases tectoniques compressives hercyniennes de la chaîne des Mauritanides. A cette structuration hercynienne synclinale, succède une structuration post-hercynienne en marche d'escalier liée à l'ouverture de l'Atlantique. De la fin du Permien au début du Jurassique (DILLON & SOUGY, 1974), ces phénomènes distensifs se sont accompagnés de remontées de magma basique le long de nombreuses cassures. Elles se sont traduites par l'injection de dolérites dans tous les terrains encaissants (les sillons de dolérites sont cependant plus importants dans les formations tabulaires argileuses).

7.- Après cette amorce du rift médio-atlantique, marqué par la fissuration des marges et un volcanisme doléritique important, une période d'émersion et d'érosion arase les plis et les bombements hercyniens. La mer envahit les régions côtières du Sénégal au Jurassique (vers 180 Ma) et s'avance vers l'intérieur au Crétacé. La transgression est maximale à l'Eocène moyen au Lutétien (vers 45 Ma) ; la mer occupe alors les régions ouest des bassins du Sénégal et de la Gambie. A la fin de l'Eocène, un bombement du socle, dû à des remontées mantelliques, individualise le massif du Fouta Djallon. La mer se retire, l'érosion entaille les reliefs et le matériel gréseux du Continental terminal s'empile au-dessus des séries marines éocènes. Au Pliocène, le continent actuel est émergé. La surrection de la région du Fouta Djallon a engendré la topographie actuelle. On note encore quelques manifestations locales d'hydrothermalisme (GIRARD, 1985; GAC, 1986; GIRARD & *al.*, 1989).

8.- Au cours du Quaternaire ancien et moyen, de vastes glacis étagés en trois niveaux se sont formés, s'ordonnant en fonction du réseau hydrographique. Le climat a ensuite évolué vers la sécheresse pendant le Würm récent ; les fleuves ont alors creusé leurs lits dans les grès du Continental terminal et dans les séries marines sous-jacentes d'âge éocène. Les cours d'eau ont repris les galets des terrasses anciennes et formés en bordure des plaines alluviales les "graviers sous berges" (VOGT, 1959). Les dernières phases de l'évolution sont marquées par d'importantes modifications bioclimatiques au cours de la seconde moitié du Pléistocène supérieur et de

l'Holocène (AUDIBERT, 1970; MICHEL, 1973; MONTEILLET, 1988; DIOUF, 1989; GAC & al., 1990).

B - LES GRANDES UNITES GEOLOGIQUES DU HAUT BASSIN DU SENEGAL

L'esquisse géologique est extraite de la notice de la carte géologique de l'Afrique Occidentale (au 1/2.000 000) publiée par le BRGM en 1960, des notices des cartes géologiques de Guinée (au 1/1.000 000) et du Mali (au 1/1.500 000). Elle a été précisée grâce à de nombreux travaux dont les plus exhaustifs sont ceux de CHETELAT (1933), GOLOUBINOW (1950), DARS (1961), BASSOT (1969), MACHENS (1973), MICHEL (1973), TROMPETTE (1973), DILLON & SOUGY (1974), BESSOLES (1977), DEYNOUX (1980), VILLENEUVE (1984), DEYNOUX & al. (1985), MARCHAND & al. (1987), DEYNOUX & al. (1989), GIRARD & al. (1989), VILLENEUVE (1989).

Le socle est recouvert par les formations allochtones du Protérozoïque et n'apparaît qu'en deux fenêtres. Les formations sédimentaires impliquées dans la chaîne panafricaine ont été fortement plissées, métamorphisées et injectées de roches volcaniques et granitiques. Pendant le Cambrien, se sont déposées d'épaisses séries sédimentaires, principalement gréseuses; elles sont affectées par des plissements, métamorphisées à l'Ouest et traversées de venues doléritiques. Les grès et les dolérites forment les principaux reliefs du bassin supérieur du Sénégal.

VILLENEUVE (1984) a proposé de différencier 8 grandes unités structurales :

- les formations birrimiennes du socle (*fenêtres de Kayes, de Kéniéba et dorsale de Léo*),
- les bassins du Protérozoïque supérieur (*bassin de Madina Kouta, plateau de l'Affolé pro parte, plateau Mandingue pro parte*),
- la chaîne du Panafricain I des Bassarides (*séries de la Falémé et de Bakel-Mbout*),
- les bassins molassiques du Protérozoïque terminal et Cambrien inférieur (*groupe du Wassangara, groupe de Konlakar et groupe de Nloro*),
- les formations sédimentaires cambro-dévonniennes (*groupe de Pita*),
- les venues doléritiques permo-triasiques,
- le bassin méso-cénozoïque sénégal-mauritanien,
- les formations latéritiques et superficielles.

1 - Les formations birrimiennes du socle

Les affleurements du socle sont représentés, au Nord par la fenêtre de Kayes, à l'Ouest par celle de Kéniéba et au Sud sur les hauts reliefs du bassin par l'extrémité septentrionale de la dorsale de Léo. Le socle est constitué de formations birrimiennes faiblement métamorphisées d'origine sédimentaire ou éruptive et ayant subi diverses granitisations. Il est classiquement divisé en deux séries métamorphiques comprenant d'une part, un ensemble de schistes verts et de grauwackes, et d'autre part des formations volcaniques faiblement métamorphisées.

Le faciès schisteux, attribué au Birrimien inférieur, s'étend de part et d'autre du cours supérieur de la Falémé. Il comprend des schistes sériciteux, des talcschistes et des micaschistes, le plus souvent à muscovite; les grauwackes et quartzites représentent d'anciens grès feldspathiques mal classés. On trouve également des cipolins bien individualisés en deux groupes d'affleurements d'une puissance de 2300 m : l'un est situé au sud-ouest de Kédougou, l'autre sur la Falémé dans la fenêtre de Kéniéba. Ce sont des calcaires dolomitiques pouvant évoluer vers des faciès siliceux ou marneux (BASSOT, 1966).

Les roches volcaniques du Birrimien supérieur sont désignées sous le terme de roches vertes. Ce complexe volcano-sédimentaire, faiblement métamorphisé, se compose de tufs, de brèches volcaniques, de metabasaltes et métagabbros, de métaandésites et d'amphibolites associés à des grauwackes et conglomérats, et à des formations sédimentaires métamorphiques: cipolins, quartzites, arkoses, grès et schistes. Elles affleurent au Nord du granite de Kayes, en rive gauche

du cours inférieur du Karakoro, et de part et d'autre du cours moyen de la Falémé (au Nord-Est de Kédougou et en contrebas des grès infracambrien de la "falaise" de Tambaoura au Mali).

Les deux séries métamorphiques ont subi diverses granitisations liées à l'orogénèse éburnéenne. Les granites syntectoniques, les plus fréquents et les plus répandus, constituent le vaste ensemble granito-gneissique de la dorsale de Léo qui délimite la bordure méridionale du bassin versant du Sénégal, et les deux fenêtres de Kayes et de Kéniéba (comprenant le massif granitique de Kakadian). Les granites post-tectoniques sont très localisés. Ils se présentent en petits massifs circulaires ou ovales : ces roches plutoniques tardives sont formées de granites non orientés et de porphyres quartzifères.

2 - La couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur

En bordure du socle, d'importantes couches sédimentaires reposent en discordance majeure sur les séries métamorphiques et les granites intrusifs. Ces dépôts, essentiellement gréseux, occupent la majeure partie des hauts bassins versants des fleuves Sénégal et Gambie. Dans le paysage, cette couverture constitue :

- une grande partie du plateau de l'Affolé au Nord de Kayes,
- le plateau Mandingue dont le contact avec le socle est matérialisé par la falaise de Tambaoura,
- et enfin le Nord-Est du Fouta Djallon où elle correspond à la couverture sédimentaire du bassin de Madina Kouta dont la lithostratigraphie a été redéfinie par VILLENEUVE (1984) en s'appuyant sur les travaux de BASSOT (1966) et de TORCHINE (1976).

a) Le bassin de Madina Kouta

Dans le bassin de Madina Kouta, VILLENEUVE (1984) distingue le *groupe de Ségou* à la base et le *groupe de Madina Kouta* en discordance sur le premier ou directement sur le socle. Ces deux groupes comprennent 5 formations: formations de Pellèle et de Dindéfello (groupe de Segou), de Fongolambi, de la Kanta et de Dira (groupe de Madina Kouta).

- à la base, la *formation de Pellèle* est hétérogène avec des séquences carbonatées, argileuses, volcano-détritiques ou volcaniques. La présence d'un volcanisme acide entre le socle et les premiers dépôts de cette formation a été confirmée par des sondages au coeur du bassin,

- la formation supérieure constitue la falaise de *Dindéfello*. Il s'agit essentiellement de grès reposant en concordance sur les argilites sommitales de la série de Pellèle.

Les dépôts de ces deux formations indiquent un milieu marin peu profond soumis au régime de la houle et avec des émergences fréquentes. Elles correspondent à des façonnements d'appareils deltaïques.

- à la base du groupe de Madina Kouta, la *formation de Fongolambi* est transgressive et se dépose en discordance sur le groupe de Ségou ou directement sur le socle. Elle est caractérisée par une alternance argilo- carbonatée avec des niveaux à stromatolithes, localement interrompue par des venues doléritiques. A cette époque, l'environnement est un milieu aquatique calme.

- au-dessus, la *formation de Kanta* est gréseuse. Elle présente des caractères similaires à la formation de Dindéfello. Il pourrait s'agir de barres sableuses progradantes marquant une période de reprise d'érosion à la suite de mouvements tectoniques ascendants du bassin.

- au sommet, *la formation de Dira* présente, exception faite des niveaux à stromatolithes, beaucoup d'analogies avec la formation de Fongolambi avec ses alternances d'argilites, de grès et de carbonates en petits bancs décimétriques.

b) Le massif gréseux de l'Affolé

Ce massif gréseux, situé dans la partie mauritanienne du haut bassin versant du fleuve Sénégal, prend en écharpe la vallée du Karakoro. Il s'appuie au Sud-Ouest sur la fenêtre du socle granitique de Kayes; à l'Ouest il s'estompe sous les grès de Galla Gandé, les silexites et argilites du Karakoro et de Kiffa (équivalent du groupe de Bouly) qui le séparent du plateau de l'Assaba. Il forme une sorte de voûture anticlinale peu accentuée et faillée, relevée au Sud contre la fenêtre de Kayes et enveloppée au Nord, à l'Ouest et à l'Est par les formations glaciaires du Protérozoïque terminal (DEYNOUX, 1980).

La lithostratigraphie de ce substratum gréseux a donné lieu à de nombreuses divergences entre les auteurs : groupe unique de Souroukoto ou, de bas en haut, les trois groupes de Béréddji-Kourou/El géléïta, de Teizir et d'Aïoun (AYME & al., 1962). L'unanimité semble faite aujourd'hui pour considérer le massif de l'Affolé comme l'équivalent du groupe glaciaire du Bakoye (communication orale de DEYNOUX).

- le *groupe de Béréddji-Kourou et d'El Géléïta* (1200 m), affleure dans le Sud du massif où il repose en discordance majeure sur le socle métamorphique et granitique de la fenêtre de Kayes. Il débute par des grès conglomératiques et se poursuit par des grès fins à grossiers à stratifications obliques, des grès feldspathiques fins à scolithes et se termine par des grès argileux micacés. L'apparenté est remarquable avec le groupe de Souroukoto du plateau Mandingue.

- le *groupe de Teizir* (430 m) forme la majorité des plateaux du centre du massif. Il est constitué par des grès blancs à grain fin, auxquels succèdent des grès feldspathiques gris à stratifications obliques, eux-mêmes coiffés par un banc repère hématitique également perpendiculaire à oblique (niveau caractéristique du groupe du Bakoye du Protérozoïque terminal dans le plateau Mandingue).

- le *groupe d'Aïoun* (200 m) qui affleure au Nord et à l'Est du massif est constitué de grès à faciès ruiniforme et larges stratifications obliques. Ce sont des grès jaunâtres, tendres, friables, localement recouverts par une barre de grès massifs bruns. Ce groupe est également corrélé avec le groupe du Bakoye au Mali occidental.

c) Le plateau Mandingue

Les formations sédimentaires silto-gréseuses de la partie sud-ouest du plateau Mandingue ont une épaisseur minimum de 900 m. Elles ont été particulièrement étudiées au cours de la dernière décennie par SIMON (1979), SIMON & al.(1979), ROSSI (1982), ROSSI & al.(1984), MARCHAND & al. (1987), DEYNOUX (1989), DEYNOUX & al.(1989), PROUST (1990). Ces récents travaux distinguent (de bas en haut) dans les formations du plateau Mandingue 4 groupes : *le groupe de Sotuba, le groupe de Souroukoto, le groupe du Bakoye*, récemment subdivisé entre le groupe inférieur de Wassangara et le groupe supérieur de Koniakari (DEYNOUX et al. 1989), et *le groupe de Nioro* (Fig. 9).

Les groupes de Sotuba et de Souroukoto seraient les équivalents des groupes de Ségou et de Madina Kouta au Sénégal oriental et en Guinée, du groupe de Béréddji-Kourou, et d'El Géleïta de l'Affolé du Tagant et de l'Assaba et enfin du Super groupe I de l'Adrar de Mauritanie. La fin du panafricain I débiterait sur les plateaux Mandingues par le groupe du Bakoye (avec ses deux sous-groupes) lui-même surmonté par le groupe de Nioro.

Le groupe de Sotuba constitué de grès fins, marins et glauconieux repose en discordance sur le socle de la dorsale de Léo. Non représenté dans le bassin du Sénégal, il affleure au sud de Bamako à partir du méridien 8° E et se développe vers l'Est

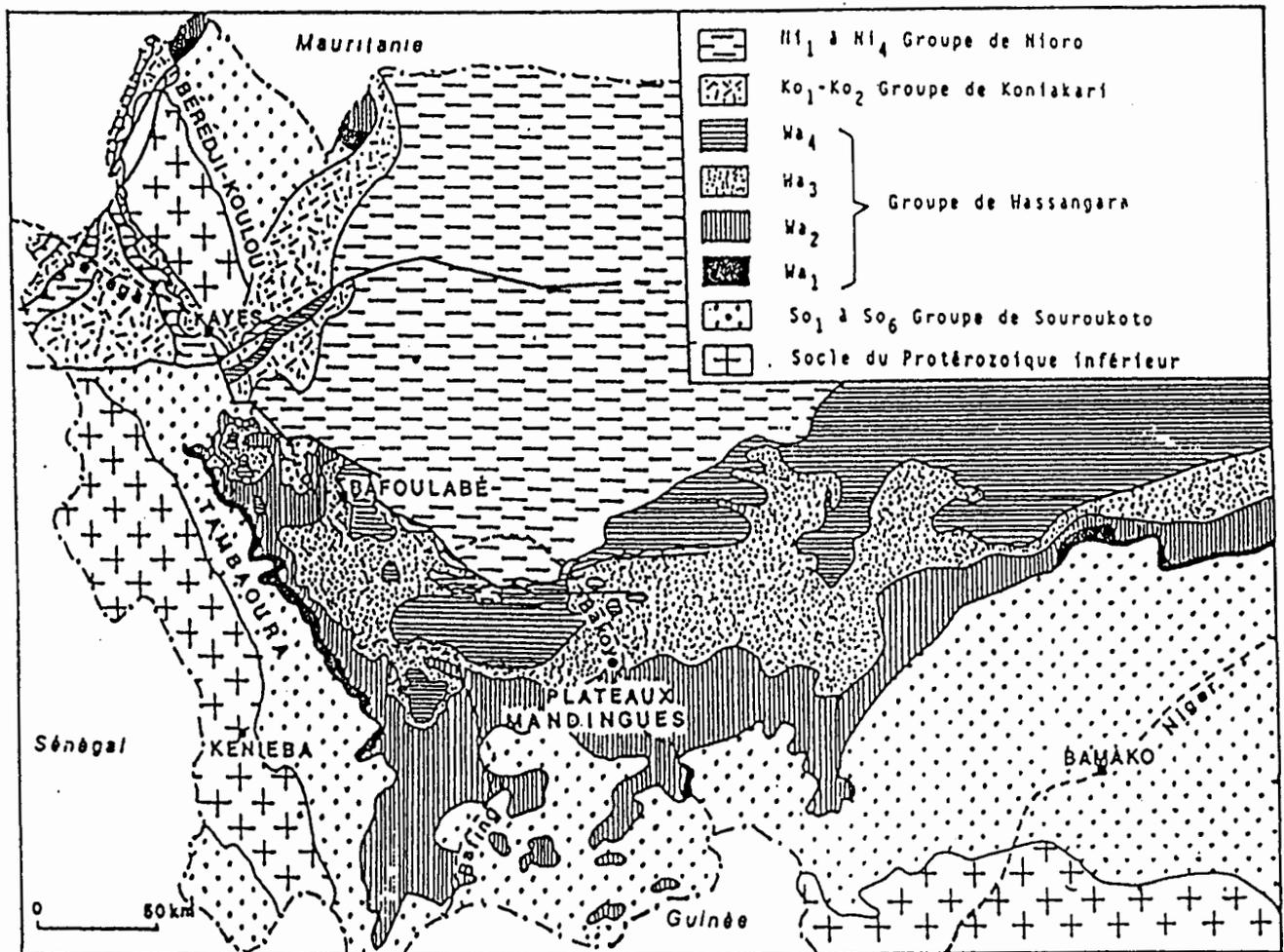


Fig. 9 - Carte géologique schématique du Mali occidental
(DEYNOUX, MARCHAND & PROUST, 1989)

Le groupe de Souroukoto, épais d'environ 1100 m., a été défini par une série de coupes effectuées dans la région du village de Souroukoto sur la feuille de Kossanto (13°28'N, 11°15'W). Il constitue la falaise et les premiers gradins des plateaux de Tambaoura, premières assises du bassin protérozoïque et paléozoïque de Taoudéni, discordantes sur les boutonnières du socle de Kayes et de Kénéba. Ce groupe a été subdivisé en 12 formations sur la base de coupures lithostratigraphiques (DEYNOUX & al., 1989). Il s'agit d'une alternance de grès et de silstones d'origine marine et fluviatile avec quelques discordances internes (Fig. 10). Ce groupe est caractérisé par une oscillation permanente entre un domaine de plateforme, soumise aux vagues de tempête, et un domaine littoral pouvant aller jusqu'à l'émergence.

Enfin, il importe de préciser que sur toute l'étendue des tables gréseuses du plateau Mandingue, les bancs de grès siliceux durs présentent de grandes fissures. Ces diaclases se recoupent sous des angles divers et forment un quadrillage serré. De nombreux cours d'eau empruntent ces discontinuités et changent de direction à plusieurs reprises.

- l'unité A, la bordure de la paléomarge passive orientale (*groupe de Termesse*), seule unité partiellement observée dans le haut-bassin du Sénégal,

- l'unité B, la province océanique occidentale devenue active lors de la fermeture (*groupe de Guingan*),

- l'unité C, la paléomarge continentale Ouest, active lors de la fermeture (*groupes de Forécarlah, du Niokolo Koba et de la Koulountou*).

Le *groupe de Termesse* correspond en partie à la *série de la Falémé*, plus couramment appelé *Falémien*, identifiée au Sénégal par BASSOT (1966). Cette série forme une bande étroite d'une vingtaine de kilomètres s'étalant de Gaoual à Bakel : elle présente une succession de jaspes, schistes et grès. La partie Nord s'étire dans le bassin du Sénégal de Bakel à Mbout en Mauritanie. C'est la *série de Bakel-Mbout*, faiblement métamorphisée et constituée de quartzites et de schistes. Vers l'Ouest, les formations plongent (pendage de 30 à 40 °) sous les dépôts du Tertiaire.

L'Unité B correspond au *groupe de Guingan* (VILLENEUVE, 1984) ou à la *série des Bassaris* (BASSOT, 1966). Elle prend en écharpe le cours moyen de la Gambie et se situe dans un étroit couloir orienté NNE-SSW limité par des failles entre l'unité A à l'Est et la couverture molassique de Youkounkoun à l'Ouest. Elle est constituée de matériaux volcaniques basiques, de tufs volcaniques et de sédiments détritiques généralement plus métamorphiques que dans la série précédente.

L'unité C n'affleure pas dans le bassin du Sénégal. Elle est représentée, dans le bassin de la Gambie par les *groupes du Niokolo-Koba et de la Koulountou* et plus au sud à l'Ouest des Rokélides par le *groupe de Forécarlah*.

Parmi les trois unités de la chaîne, les deux orientales (A et B) sont caractérisées par un magmatisme tholéitique et une sédimentation volcano-sédimentaire de type "prisme d'accrétion" de marge continentale, et l'unité occidentale (C) par un magmatisme calco-alkalin et une accumulation de matériaux volcaniques et volcano-détritiques en milieu mixte (terrestre et aquatique) supposée de marge continentale active (VILLENEUVE, 1984).

4 - Les sillons molassiques panafricains du Protérozoïque terminal et Cambrien inférieur

La couverture molassique représente la phase d'érosion de la chaîne du Panafricain I des Bassarides. Elle englobe l'ensemble des formations, reposant en discordance sur la chaîne des Bassaris et son avant-pays qui comprend le soubassement granitisé et la couverture argilo-gréseuse du bassin de Madina Kouta, et correspond au comblement des dépressions disposées en sillons parallèles à la chaîne.

La particularité de ces formations sédimentaires détritiques, déposées dans une zone orogénique en fin de tectonisation, est de débiter par un marqueur lithostratigraphique, d'une continuité extraordinaire sur des milliers de kilomètres, connu sous l'appellation de "la triade". Elle comprend un conglomérat de base (complexe glaciaire de la "tillite inférieure"), coiffé par des dolomies calcaires à barytine, surmontées par des silexites à faciès jaspes (pour VILLENEUVE, la série molassique identifiée au Mali occidental ne débute pas toujours par la triade).

Les corrélations à l'échelle de l'Ouest-africain basées sur ce type de lithofaciès sont encore incertaines (Tableau III, DEYNOUX, 1990, Inédit). Il pourrait s'agir par exemple de l'*Oti beds* de la bordure occidentale de la chaîne des Dahomeyides, le *groupe des Jbéllat* de la falaise d'Atar, le *groupe de l'Azlaf* dans la falaise du Hank au Sud de la dorsale Reguibat et la *triade de Walidiala* dans le bassin nord-guinéen de la Komba. Ce complexe de base se poursuit par des argilites marines vertes, des argilites rouges et grès rouges continentaux, puis des grès marins riches en scolithes.

Cet ensemble molassique, décrit dans le bassin supérieur de la Gambie par VILLENEUVE (1984), comprend deux formations : le *groupe de Mali* et le *groupe de Youkounkoun*.

L'ensemble inférieur (groupe de Mali) est essentiellement argileux et argilo-gréseux de type flysch. Il débute par un conglomérat argilo-gréseux surmonté par un niveau de calcaires dolomitiques auquel succèdent, dans certains cas des jaspes, pélites et grès (BASSOT, 1966). Cet ensemble à teinte dominante verte est plissé, vers l'Ouest, dans les zones de faiblesse de la chaîne des Bassarides aux abords des failles. Il repose en discordance sur le socle birrimien, sur le groupe horizontal de Madina Kouta ou sur les unités A et C de la chaîne. Les caractères principaux des formations de ce groupe (dépôts homogènes, présence de faciès d'origine glaciaire à la base, absence de matériaux volcaniques, plissement relativement faible et peu de métamorphisme) permettent de les différencier de celles du groupe supérieur de Youkounkoun. VILLENEUVE (1984) a interprété les dépôts de la triade de base comme les premiers faciès molassiques mis en place dans un environnement en partie glaciaire et structurés par des phases panafricaines tardives (Panaficain II) liées à l'édification de la chaîne des Rokelides en Sierra Leone.

Les dépôts du groupe de Youkounkoun, essentiellement constitués de grès et de conglomérats à teinte dominante rouge ou brun-rouge seraient plus récents (post panafricain II). Leur caractère peu évolué indique un faible transport et un étalement réduit dans des bassins bien circonscrits profonds (2000 à 3000 m de puissance), probablement tectoniquement actifs et à subsidence rapide. Ils correspondent à l'épisode molassique de la chaîne des Rokelides.

Dans le haut bassin du Sénégal, l'équivalent du groupe de Mali est représenté par la partie supérieure du *groupe du Bakoye* et le *groupe de Nioro* (ROSSI, 1982; ROSSI & al., 1984; VILLENEUVE, 1988 & 1989).

Le *groupe du Bakoye* a été récemment subdivisé en deux groupes: le *groupe de Wassangara* et le *groupe de Konlakarî* (DEYNOUX & al., 1989). Cette nouvelle distinction est justifiée par l'existence à la base du groupe de Konlakarî d'une importante discordance angulaire de ravinement et par un changement assez radical de milieu de sédimentation qui reste toutefois sous incidence glaciaire. Il occupe avec le groupe de Nioro toute la région Est du haut-bassin du Sénégal (Fig.9), constituant ainsi les formations géologiques les plus étendues du cours supérieur du fleuve.

Le *groupe de Wassangara*, essentiellement gréseux, apparaît dans le paysage sous forme de talus et de falaises de 200 à 300 m. de haut, limitant des plateaux ou des buttes tabulaires bien circonscrites par l'érosion, juchés à la partie supérieure des plateaux à structure monoclinale du groupe de Souroukoto. Les 500 m. de puissance cumulée du groupe, ont été subdivisés en cinq formations lithostratigraphiques qui correspondent à la base de l'ex-groupe du Bakoye tel qu'il avait été défini par SIMON (1979), SIMON & al., (1979) et MARCHAND & al., (1987). Les niveaux gréseux ou grésos-silteux sont parfois interrompus par une alternance de dépôts marins et continentaux (Fig. 11) témoins d'une zone d'accumulation périglaciaire installée à l'Ouest du Mali au Protérozoïque supérieur. La sédimentation du groupe de Wassangara paraît toute entière dominée par des oscillations climatiques auxquelles l'inlandsis répondait par des avancées (périodes éoliennes de bas niveau marin) et des reculs (haut niveau marin) successifs. La présence de masse de glace sur les boutonnières de socle de Kayes et de Kéniéba est responsable de l'alimentation en diamictites et écoulements de débris de la zone déprimée de Wassangara. D'une façon générale, les diamictites correspondent à un complexe de grès argileux, d'argilite gréseuse, ou de grès carbonaté, microconglomératique, dans lesquels "flottent" des granules, galets et blocs de nature et de formes variées, disposées d'une façon apparemment anarchique et dont certains sont striés (ROSSI & al. 1984).

Le *groupe de Konlakarî* se distingue par la présence de la triade classique (tillite, calcaire à barytine et sillexite). C'est l'équivalent de la série de Wlidiata et du groupe des Jbéliat. Il repose en discordance angulaire et de ravinement sur les formations sédimentaires sous jacentes et jusque sur le socle au Sud et au Nord de la fenêtre de Kayes (Fig.9). En dehors du banc de dolomie qui le coiffe, il est principalement argileux et présente des caractères glaciaires dominants avec des tillites terrestres et des diamictites marines (Fig.10). Le passage des argilites aux diamictites, dont une grande part correspond à des écoulements de débris, peut être l'expression du réajustement isostatique lié au recul des glaciers pour aboutir au faciès lagunaire évaporitique illustré par les dolomies calcaires à barytine.

Tableau III

Essai de corrélations entre les formations du Sénégal oriental/Guinée, du Mali occidental, de l'Adrar de Mauritanie et de l'Afjolé/Tagant/Assaba.
(DEYNOUX, 1980, 1989, et DEYNOUX inédit 1990)

SENEGAL Oriental GUINEE	MALI Occidental	AFFOLE - TAGANT ASSABA		ADRAR de MAURITANIE
Groupe de Youkounkoun		Silurien		Siluro-Dévonien
		Complexe glaciaire ordovicien		Groupe de Njakane Abteilli
		Groupe de l'Assaba Tagant		Groupe des plateaux d'Oujeft et de la falaise d'Atar.
Groupe de Mali avec à la base la Triade de Walidiala (T)	Groupe de Nioro	Groupe de Bouly	Groupe du Hodh	Groupe de Teniagouri
	<i>Groupe de Koniakari (T)</i>	<i>Groupe des grès d'El Aguer et du Dar Taleb</i>	<i>Groupe de Nagara</i>	Groupe des Jbeliat (T)
BASSARIDES Groupe de Madina-Kouta	<i>Groupe de Wassangara</i>	<i>Groupe d'Aïoun Groupe de Teizir</i>		Supergroupe I
	Groupe de Souroukoto Groupe de Sotuba	Groupe de Beredji-Kourou et d'El Geleita		

(T) triade

----- discordance

===== fin du Panafricain I

Les formations silto-argileuses du *groupe du Nioro*, dont l'épaisseur est d'environ 300 mètres surmontent les dolomies calcaires à barytine qui coiffent les dépôts glaciaires du groupe de Koniakari. Seule sa partie inférieure est représentée dans la partie ouest du bassin du Sénégal. Vers l'Est, il couvre de vastes surfaces au nord de Bafoulabé et il se développe largement en Mauritanie. Dans le bassin versant du Bakoye, les formations sont surmontées par l'important sill de dolérite du massif du Kaarta. Ce groupe est depuis longtemps considéré comme représentant une transgression marine post-glaciaire (TROMPETTE, 1973; DEYNOUX, 1980). Dans la région de Kayes et de la Falémé (près de Bokédianbi), l'observation d'écaillages et de nouveaux ensembles chevauchants laissent supposer les premières manifestations de la tectonique chevauchante des Mauritanides.

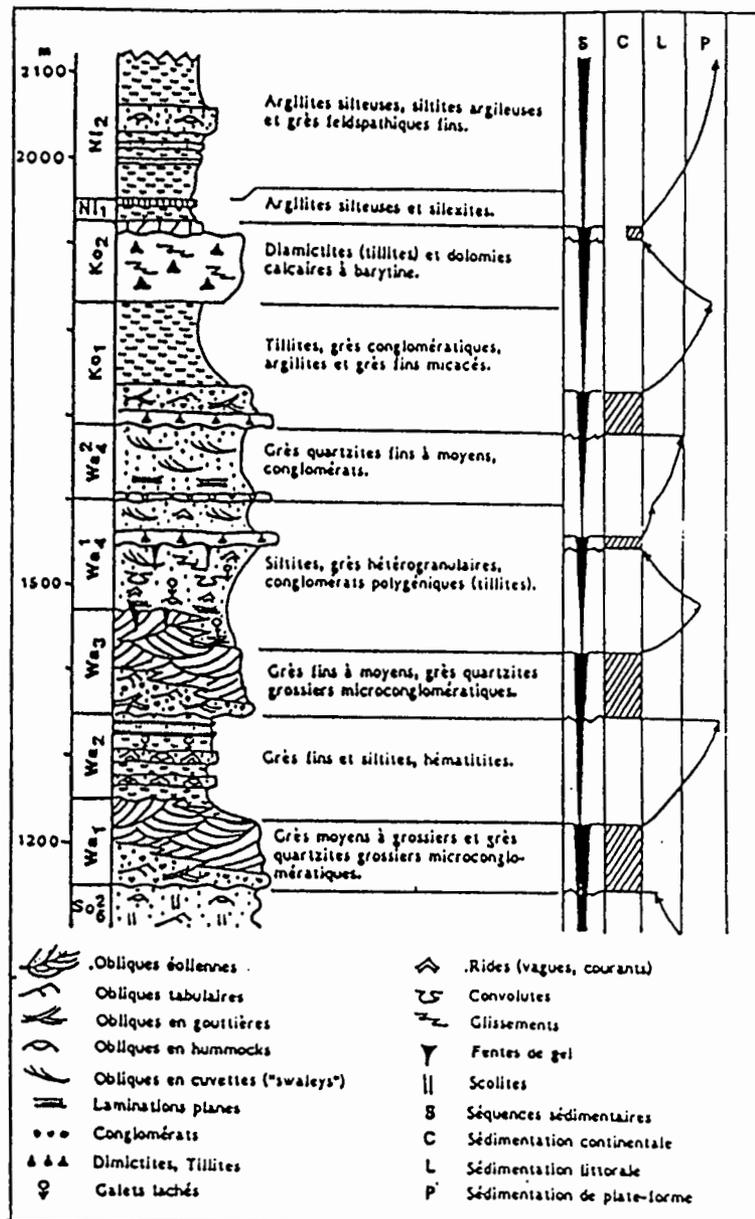


Fig. 11 - Log stratigraphique schématique des groupes de Wassangara, de Koniakari et de Nioro (pro parte) au Mali occidental (DEYNOUX & al., 1989)

5 - Les formations sédimentaires paléozoïques du Cambrien supérieur au Dévonien

Les terrains sédimentaires paléozoïques débutent en général par des épandages gréseux cambro-ordoviciens de plateforme continentale mis en place par un réseau fluvial "en tresses", succédant aux dépôts de comblement des sillons molassiques de la chaîne panafricaine (VILLENEUVE, 1984) et antérieurs à une phase de sédimentation marine de plateforme épicontinentale à scolithes (grès à scolithes du toit du groupe de l'Assaba Tagant et du toit du groupe des plateaux d'Oujeft dans l'Adrar de Mauritanie). Ces épandages se terminent par un épisode glaciaire qui correspondrait à la glaciation fin-ordovicienne. TROMPETTE (1973) a envisagé une émergence du bassin suivie d'érosion et d'altération intense avant le dépôt des sédiments glaciaires de la "tillite supérieure". La fonte de l'inlandsis et la transgression marine qui en résulte au Silurien se traduit par un changement complet avec une sédimentation épicontinentale dans les bassins du Paléozoïque. Au Pridolien (Silurien supérieur), les conditions marines ayant régnées plus ou moins continuellement au cours du Silurien cèdent la place à des conditions de dépôts plus nettement soumises aux influences continentales et à un climat moins froid comme semblent l'indiquer les premiers niveaux rubéfiés de la base du Dévonien.

Ces sédiments paléozoïques sont surtout connus dans le bassin Bové. Dans le bassin de Taoudéni, ces formations paléozoïques sont situées en Mauritanie dans les plateaux de l'Assaba et du Tagant, la falaise du Hodh et surtout dans l' Adrar.

Les grandes subdivisions lithostratigraphiques du bassin Bové sont, de bas en haut, les groupes de *Pita*, de *Téllmélé* et de *Bafata* dont les puissances respectives sont de 300-600 m, 300 m et 100 m. Le groupe de *Pita*, base de la série, est représenté dans le plateau de l'Assaba et dans la partie occidentale du Fouta Djallon. Il comprend trois formations: à la base la *formation de Guémata*, au centre la *formation de Kindia* et au sommet la *formation du mont Gangan*.

La formation de Guémata (grès feldspatiques et conglomérats) et la formation de Kindia (grès blancs) affleurent jusqu'aux sommets des principaux reliefs du bassin versant du Sénégal. Elles occupent toutes les hauteurs entre Labé, Pita et Dalaba aux sources du Bafing et de l'affluent principal de son cours supérieur: la Téné. Au Sud de Dalaba, dans le mont Kavendou qui constitue le point culminant du bassin versant du Sénégal (1425 m), affleurent les grès blancs de la formation de Kindia.

VILLENEUVE (1984) a attribué aux trois groupes du bassin Bové des âges Cambro-Ordovicien, Silurien et Dévonien. Les grès blancs massifs et les conglomérats rouges de la formation du mont Gangan pourraient correspondre à la glaciation fin-ordovicienne et au dépôt de la "tillite supérieure" caractérisée dans le bassin de Taoudéni (groupe de Tichit dans l'Affolé-Hodh, groupe Njakane-Abteilli dans l'Adrar et groupe de l'Erg Chech supérieur dans le Hank au Sud de la dorsale Reguibat) pour DEYNOUX (1983) qui a synthétisé les travaux de nombreux auteurs.

Dans le Fouta Djallon, les terrains paléozoïques (bassin Bové) sont subhorizontaux et ne présentent que des pentes faibles en allant vers l'Ouest. Plus au Nord, au Sénégal oriental les couches ont été affectées par une tectonique hercynienne plus violente (MICHEL, 1973; VILLENEUVE, 1984).

6 - Les venues doléritiques permo-triasiques

Les dolérites du Permien et du Trias, forment avec les grès les principaux reliefs des bassins versants supérieurs des fleuves Sénégal et Gambie. La répartition des venues doléritiques et leur mode de gisement dépendent des roches traversées : elles sont sous forme de dykes au sein des roches granitiques et métamorphiques, et de dykes et de sills à l'intérieur des couches sédimentaires. Le métamorphisme de contact développé par les injections de dolérites est assez important (400 à 500 °C) et surtout ces dolérites semblent avoir développé un phénomène d'hydrothermalisme qui concerne tout le bassin de Taoudéni et en particulier sa partie nord (GIRARD, 1985; GIRARD & al., 1989). Il a donné naissance à une diagénèse de haute température

(135-170 °C) et pratiquement tous les minéraux argileux y seraient diagénétiques. Il se traduit par la transformation des pélites et des grès calcaires ou argileux en schistes et des autres grès en quartzites. Les cornéennes sont très répandues dans le massif de Mali au Sud du bassin et dans la région de Bafoulabé-Nioro du Sahel où elles prennent en écharpe la partie méridionale du bassin versant de la Kolimbiné.

Ce sont des roches foncées, grisâtres à verdâtres, à grains de dimensions variables, très dures (DARS, 1961; MACHENS, 1973). Le type le plus fréquent dans le Fouta Djallon est une dolérite à grains moyens de texture ophitique de même composition chimique que celles du Maroc et du bassin de Taoudéni (BERTRAND & VILLENEUVE, 1989).

7. Le bassin méso-cénozoïque sénégal-mauritanien

Ce vaste bassin sédimentaire qui s'étend du Nord de la Mauritanie au Sud du Sénégal s'est mis en place à partir du Trias et durant le Tertiaire. Seules les formations de l'Eocène et du Continental terminal affleurent. Le Continental terminal est un complexe sédimentaire qui se dépose de l'Eocène au Quaternaire et qui résulte de l'altération d'une série marine.

Des sables et des grès tendres ou argileux dominent et alternent avec des bancs d'argiles. Cette série constitue la partie supérieure du bassin sénégal-mauritanien. Elle n'apparaît qu'à l'extrémité NE du bassin, en contact discordant avec les terrains paléozoïques du Sénégal oriental. Par endroit, l'érosion a mis à jour la couche sédimentaire concordante sous-jacente de l'Eocène dont ELOUARD (1962) a fait une description détaillée. Cette série d'origine marine, grés-argileuse affleure surtout le long de la vallée du Sénégal en aval de Bakel.

8. Les latérites et les formations superficielles

Les latérites présentent en Afrique occidentale une extension considérable. Elles y constituent d'épais profils, qui peuvent atteindre plus de 50 mètres, développés par altération des roches mères sous-jacentes. Ce manteau latéritique a été décrit par GOLOUBINOW (1950) dans un profil de la région nord de Guinée. Il distingue de haut en bas :

- une carapace latéritique dure de 1 mètre (la cuirasse),
- la latérite s.s. de 1 à 10 mètres d'épaisseur, dure et ferrugineuse vers le haut (zone de concrétion), tendre et argileuse vers le bas,
- plusieurs dizaines de mètres de kaolinite passant progressivement à la roche mère saine.

Sur les roches granitiques, les latérites sont de teintes orangées, très argileuses et riches en grains de quartz résiduels. Sur les schistes, elles sont rouges violacées, à grains fins et elles se délitent en plaquettes. LEPRUN (1979) a souligné le rôle prépondérant de la roche mère non seulement sur la genèse et l'évolution du cuirassement, mais aussi sur ses transformations et sa dégradation. Pour cet auteur, les cuirasses formées à partir d'une roche "subissent durant toute leur maturation et jusqu'à leur disparition, l'influence du patrimoine génétique de cette roche. La locution de roche-mère prend ici toute sa justification". Les cuirasses, longtemps considérées comme un masque trompeur, sont en fait une peau qui dissimule et révèle en même temps la matière qu'elle recouvre.

Les autres formations superficielles sont constituées d'alluvions, de dunes et de quelques dépôts loessiques. Les alluvions garnissent les vallées alluviales du fleuve Sénégal et de ses affluents : il s'agit de limons très fins, peu argileux, de sables et de graviers. Des bancs de sables ou dunes recouvrent l'extrémité ENE du bassin à l'Est de Nioro du Sahel. Des recouvrements de limons éoliens saupoudrent les reliefs, principalement les plateaux latéritiques et les glacis élevés dans le Fouta Djallon et dans le plateau Mandingue méridional (GSELL, 1957; MICHEL, 1973).

C - LE CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA VALLEE DU SENEGAL

L'histoire géologique de la région du Ferlo et du lac de Guiers est intimement liée à celle de la basse vallée du Sénégal, environnement fluvio-marin développé au quaternaire sur la marge ouest-africaine après avoir été soumis aux transgressions marines du secondaire et du tertiaire.

Le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien a pris naissance à la fin du Trias et au début du Jurassique supérieur (Pliensbachien) entre 200 et 140 millions d'années (Ma), au moment de l'affaissement de la marge continentale qui a conduit à la séparation de l'Afrique et de l'Amérique.

1 - Le secondaire

Les dépôts les plus anciens sont datés du jurassique et du crétacé supérieur (sénonien). La transgression du jurassique a mis en place des roches carbonatées. L'avancée de la mer au Sénonien s'est traduit par des dépôts grésos-sableux transgressifs sur les formations précédentes. La zone de transition entre calcaires et grès a été interprétée comme une ancienne ligne de flexure indiquant l'amorce du talus continental.

La fin du Crétacé (vers 65 Ma) correspond à une régression marine généralisée marquée par les dépôts sableux du Maestrichtien (Fig. 12 a) qui constituent aujourd'hui un excellent aquifère. A cette époque, la venue d'intrusions magmatiques aurait provoqué des déformations jusqu'en surface engendrant des bombements à grand rayon de courbure (GUIEU, 1976). C'est ainsi que se serait mis en place le dôme du lac de Guiers. Le sommet de cette ride anticlinale située à l'Est du lac de Guiers et de la vallée du Ferlo coïncide avec le toit du Maestrichtien.

2 - Le tertiaire

Au Paléocène, se déposent des calcaires (Fig. 12 b). Une nouvelle poussée accentue le bombement et affecte les assises paléocènes (Fig. 12 c) avant l'épisode Eocène qui est considéré comme le plus transgressif du bassin (MICHEL, 1973).

L'Eocène inférieur reconnu dans les sondages en bordure du lac de Guiers par SAINTON (1957) et TRENOUS (1968) est représenté par les calcaires marneux et argiles de l'Yprésien. A cette époque la ride anticlinale est immergée (Fig. 12 d). Au moment de la grande transgression de l'Eocène moyen, le dôme est émergé: les rivages de la mer lutétienne en épousent les contours et les dépôts de marnes à huîtres, grès-quartzites et calcaires se disposent sur sa périphérie (Fig. 12 e) en bordure du bas-Ferlo au sud de Keur Momar Sarr.

A la fin de l'Eocène moyen et jusqu'au Miocène s'est produite une surrection différentielle du bassin: la mer se retire d'Est en Ouest (TESSIER, 1950; SPENGLER et al. 1966; ELOUARD, 1975). La partie occidentale du bassin se soulève tandis que la région centrale s'abaisse conduisant à la formation de la vallée du Ferlo (MICHEL, 1973). Cette régression post-éocène ne présente cependant pas un caractère tranché: ainsi le Continental Terminal n'est pas un complexe de dépôts uniquement continentaux mais un amalgame de sédiments marins et continentaux altérés (TESSIER et al., 1975).

De l'Oligocène au Miocène inférieur, les phénomènes d'érosion s'amplifient dans l'arrière-pays. Cette période régressive est associée à une intensification des remontées d'eaux profondes correspondant à un régime de type glaciaire.

Au milieu du Miocène, une pulsation chaude des eaux de surface coïncide avec le plus haut niveau marin atteint depuis la fin de l'Eocène. Connue en basse Casamance, elle correspond aux dépôts d'argiles, de sables glauconieux, de débris coquilliers et d'ovoïdes ferrugineux (MONTEILLET, 1988). Le Miocène supérieur est marqué par un optimum climatique humide et chaud avec un niveau marin proche de l'actuel. L'érosion des parties émergées et le transport des

matériaux vers les zones basses conduisent à la mise en place des formations gréseuses, argileuses et azoïques du Continental Terminal (Fig. 12 f). Le début d'un modelé en compartiments par le jeu d'un système de failles date de cette époque. Les failles qui ont déterminé les orientations du lac de Guiers et du Ferlo se manifesteront à diverses époques du quaternaire.

Au début du Pliocène, le recul des glaciers polaires engendre un haut niveau marin. Le taux de sédimentation est plus élevé qu'au Miocène sous l'effet d'un climat tropical humide dans les régions sahéliennes. A la fin du Pliocène d'importantes modifications de la circulation atmosphérique à l'échelle du globe provoque une détérioration du climat dont l'instabilité augmente.

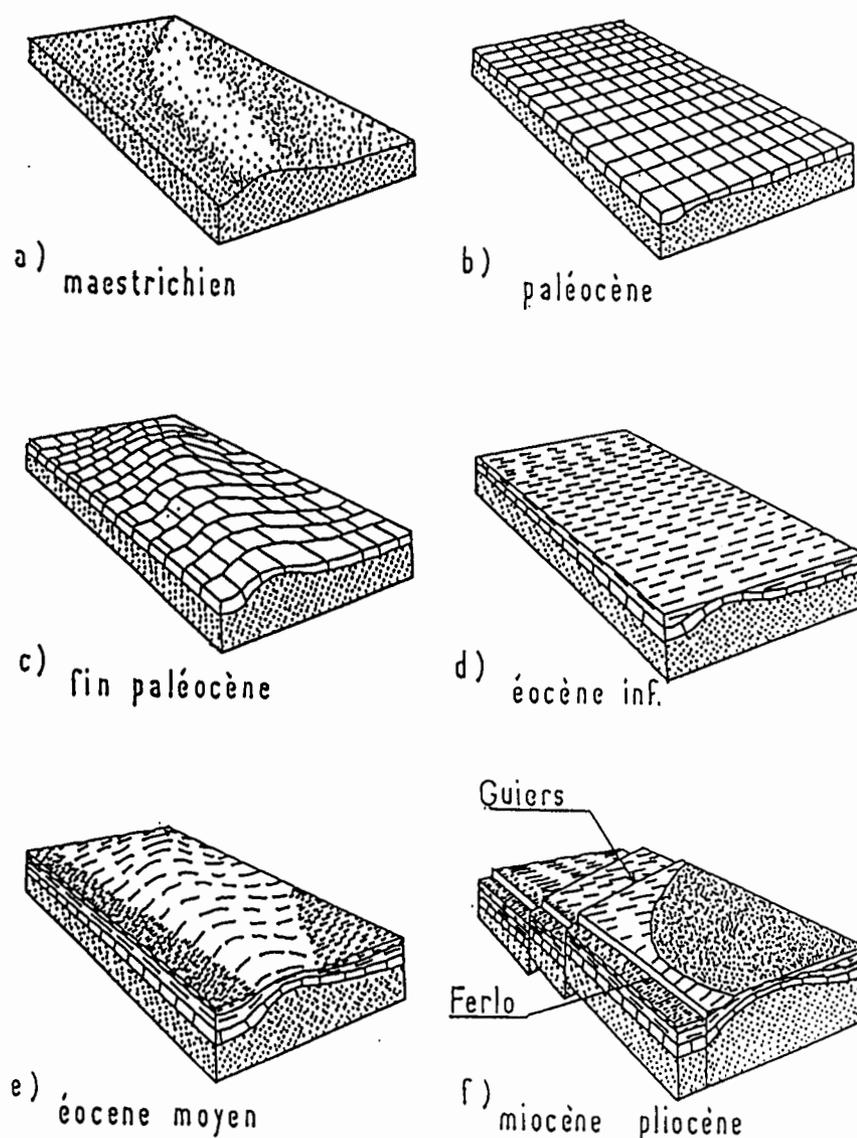


Fig. 12 - Evolution de la structure géologique dans les régions du lac de Guiers et du Ferlo (TRENOUS, 1970).

3 - Le quaternaire

L'évolution géologique de la basse vallée du Sénégal marquée, au cours du Quaternaire par de nombreuses périodes climatiques et glacio-eustatiques a été précisée grâce à de nombreux travaux dont les plus exhaustifs sont ceux d'AUDIBERT (1970), de MICHEL (1973), de MONTEILLET (1986/88) et plus récemment de DIOUF (1989). Les enseignements les plus significatifs au cours du Pléistocène et de l'Holocène concernent l'environnement sédimentaire du delta et de ses annexes lacustres (Rkiz, Ferlo-Guiers).

a) Le Pléistocène

La plus ancienne transgression marine quaternaire reconnue par HEBRARD (1978) a été datée du Tafarien (125.000 ans B.P.). Le Tafarien type décrit par cet auteur comprend de bas en haut: des grès conglomératiques ferruginisés, des grès fins à nodules calcaires passant latéralement à des grès fins argileux comprenant des intercalations de diatomites, des grès à végétaux et des calcaires à microfaune marine.

Les récents travaux de GIRESE et al.(sous presse) ont montré que le niveau gréseux fin à faciès argileux interprété comme glauconitique était en fait un sédiment pigmenté par de la montmorillonite calcique et magnésienne. De même, les "intercalations de diatomites" ne sont en réalité qu'un mélange de calcite et de traces de gypse et de thénardite. Il semble que la plus ancienne transgression observée corresponde à l'Aouïjien intercalée entre deux épisodes arides et/ou régressifs, ceux de l'Akcharien et de l'Ogolien I.

Une période aride (Akcharien) dont le caractère régressif est incertain a pour conséquence ensuite le démantèlement des formations ferrugineuses cuirassées du Quaternaire ancien (Pléistocène) et du Pliocène.

Les bassins subsidents formés pendant l'Akcharien ont par la suite subi l'incursion de la mer Aouïjienne. Cette mer chaude, peu profonde et agitée voit se développer une faune abondante et variée d'huîtres, de balanes et d'oursins (DIOUF, 1989). Au Sénégal, cet épisode ne serait que très localement représenté par des grès calcaires à stratifications entrecroisées.

L'Ogolien I (appelé également Trazien par HEBRARD, 1978), correspond à un épisode aride régressif, à une intensification des actions éoliennes et au premières ébauches d'alignements dunaires importants.

Une nouvelle transgression vers 40.000 ans B.P. (Inchirien) voit le Sénégal édifié les dépôts de la basse terrasse et la lente subsidence du delta.

Vers 30.000 ans B.P., une phase de creusement intense affecte l'ensemble du bassin versant du fleuve Sénégal. Elle est consécutive à un abaissement du niveau de base et à l'installation progressive d'un climat aride. "Les graviers sous berges" se déposent en contrebas de la basse terrasse. A la fin de cette période, un court stade humide permet l'installation, en bordure de la vallée et des marges du delta de population de l'industrie moustéroïde (BESSAC, 1955).

De 20.000 à 15.000 ans B.P. (Ogolien II), au cours de la dernière grande régression glacio-eustatique, le climat a évolué vers l'aride. Le niveau marin serait descendu à - 120 m. Les alizés continentaux définissent un vaste erg Ogolien. Les cordons dunaires ont barré le fleuve qui devient endoréique; celui-ci abandonne sa charge solide en amont pour constituer dans sa vallée le premier remblais sablo-argileux.

b) L'Holocène

Il correspond au Quaternaire récent et a été subdivisé en trois épisodes climatiques, Tchadien, Nouakchottien et Tafolien.

De 11.000 à 7.000 ans B.P. (Tchadien), la fonte des glaces aux hautes latitudes a entraîné un relèvement du niveau marin vers - 50 m. Le climat devenu plus humide a favorisé la reprise de la ferruginisation des sols et de l'écoulement dans le réseau hydrographique. Le fleuve a réaménagé son cours à travers les cordons sableux. Pendant une courte phase sèche, le fleuve édifie le second remblais.

De 7.000 à 4.000 ans B.P. (Nouakchottien), la mer envahit le delta et son niveau se situe à 2,5 m au-dessus du zéro actuel. Le golfe constitué crée une vaste ria qui ennoie les dépressions annexes du Rkiz, du lac de Guiers et du Ferlo. Le sable de l'erg ogolien a été remanié et étalé en une terrasse dont les dépôts situés à une altitude variant de + 1 à + 2 m sont caractérisés par une faune marine de mollusques. Un lambeau de cette terrasse affleure en bordure de la vallée du Bounoum au sud de Keur Momar Sarr.

De 4.000 à 1.880 ans B.P. (Tafolien), une importante dérive littorale régularise la cote et édifie une succession de cordons sableux. Le golfe se transforme en une série de lagunes qui ne communiquent avec l'océan que par des passes instables. L'alluvionnement fluvial se substitue peu à peu à la sédimentation à caractère lagunaire et le Sénégal bâtit de puissantes levées et érige un delta digité en forme de patte d'oie à la hauteur de Richard-Toll.

Au début de l'ère chrétienne, les cordons littoraux continuent de s'épaissir provoquant le comblement progressif du golfe et la désorganisation de l'écoulement du fleuve dans son delta. Les embouchures septentrionales se ferment et le cours du fleuve se déplace vers le sud-ouest. La formation de la Langue de Barbarie, étroite flèche sableuse littorale instable et fragile située entre l'océan Atlantique et l'embouchure du fleuve date de cette époque (JOIRE, 1947; TRICART, 1961, GAC et al. 1982).

L'évolution géologique et géomorphologique au cours du Quaternaire a laissé un héritage important dans le delta. Elle est à l'origine du modelé actuel et du façonnement des grands cordons dunaires: dunes rouges de l'Ogolien, dunes jaunes du Tafolien, dunes littorales subactuelles et actuelles. Les extrémités amont du delta du Sénégal et en particulier les dépressions annexes comme la vallée du Ferlo ont surtout été intéressées au cours d'un passé récent par les transgressions de l'Holocène. Cette vallée fluviale antérieurement active et aujourd'hui fossile est creusée dans un plateau d'environ trente mètres d'altitude. Le fond de ce talweg, du moins dans son bief aval, est à une altitude voisine du zéro I.G.N.

Le soubassement constitué par les calcaires éocènes est surmonté d'alluvions d'une épaisseur de 7 à 8 mètres. MONTEILLET (1988) à partir de datations au radiocarbone sur des amas coquilliers et sur la matière organique d'interlits argileux a pu montrer que les vitesses de sédimentation ont été de l'ordre de 0,77 m/millénaire pour la période comprise entre 3.340 ans B.P. et 1.545 ans B.P. et d'environ 0,30 à 0,37 m/millénaire au cours des phases ultimes de dépôt.

La sédimentation a donc été assez active entre 3.340 et 1.545 ans B.P. malgré la persistance d'étiages prolongés comme en témoignent les interlits argileux. Le régime de crues périodiques et d'écoulements turbulents étaient caractérisés par une migration latérale rapide et fréquente de chenaux multiples. Le fléchissement ensuite du rythme des dépôts correspond à la baisse sensible des débits du Ferlo entraînant en corollaire une invasion marine saisonnière de sa basse vallée.

Vers 1800 ans B.P., une nouvelle chute des écoulements de l'amont, associée peut-être à un changement des lignes de rivage dans le delta provoque une invasion saline durable dans le bief aval du Ferlo via la dépression du lac de Guiers jusqu'à 1.545 ans B.P.. Puis l'influence marine s'est atténuée et ce déclin a été suivi à la période subactuelle par un épisode lacustre qui précédait lui-même le tarissement complet observé aujourd'hui des apports d'eaux douces de l'amont.

Il faut ensuite remonter à la période historique et au récit des voyageurs pour resituer les périodes, éphémères à l'échelle géologique, de submersion de la vallée du Sénégal, du lac de Guiers et du Ferlo par de l'eau douce ou de l'eau de mer.

D - LES PRINCIPAUX FACIES LITHOLOGIQUES

Les flux de substances dissoutes ou de matériaux particuliers qui transitent dans les eaux fluviales à l'exutoire d'un bassin versant relèvent de processus d'altération chimique et d'érosion mécanique dont l'intensité est fortement tributaire de la nature lithologique des formations rocheuses et des sols drainés. Il apparaît donc primordial d'établir dans un premier temps une classification lithologique par bassin versant et de définir ensuite une composition chimique moyenne des principaux faciès.

1. Degré d'altérabilité des roches

Les minéraux présentent des sensibilités différentes à l'altération selon leur composition chimique et l'agencement de l'édifice cristallin. Dans le domaine tropical, MAIGNIEN (1958), LENEUF (1959) et LELONG (1969) ont fixé un ordre de vulnérabilité décroissant : silicates basiques, feldspaths calco-sodiques, feldspaths potassiques, muscovite et quartz. Ce schéma type est naturellement général et il peut présenter des variations selon les conditions d'altération.

Ce qui ressort de cette classification très ancienne c'est la nette opposition entre les roches basiques et les roches acides, visible à toutes les échelles, du minéral au paysage. L'altération des roches basiques et des schistes engendre un matériel fin, argileux, homogène et très peu perméable. L'hydrolyse des roches acides conduit à la formation de sable et d'arènes. L'altération relève de deux processus : les mécanismes physiques qui séparent, désagrègent, disjoignent les cristaux des roches et les mécanismes chimiques qui dissèquent et dissolvent les cristaux eux-mêmes. Elle se manifeste de façon brutale sur les roches basiques et progressive sur les roches acides. MICHEL (1973) a proposé pour les différentes formations rocheuses représentées dans le bassin versant du Sénégal une échelle de dureté ou de résistance à l'altération :

- roches très dures : grès quartzites, cornéennes, dolérites
- roches dures : grès quartzeux bien cimentés
- roches dureté moyenne : roches vertes, quartzites fissurés
- roches tendres : grès feldspathiques, schistes métamorphiques
- roches très tendres : grès à plaquettes, granites, pélites, tufs.

Les granites leucocrates à biotite ou à deux micas, les plus fréquents dans le bassin versant, sont considérés comme très sensibles à l'altération.

2. Classification lithologique

L'étude géologique permet d'identifier les roches suivantes: granites et gneiss, grès et quartzites, roches vertes et rhyolites, dolérites, schistes, micaschistes, cipolins et autres roches carbonatées, grauwacks, argilites et pélites. Les formations carbonatées, que ce soient les cipolins du socle ou les bancs carbonatés du bassin de Madina Kouta, constituent toujours des roches bien cristallisées qui résistent mieux à l'érosion que l'encaissant constitué de pélites ou de grès peu cimentés. Par ailleurs les dolomies calcaires plus tendres du groupe de Nioro ne représentent qu'une petite entité géologique située dans une zone désertique quasi-endoréique où l'altération utilise plutôt des mécanismes à caractère physique. Cette famille de roches n'a donc pas été prise en compte.

Finalement parmi les deux grandes familles de roches acides et basiques, six classes lithologiques (Fig. 13) ont été retenues pour le haut bassin du fleuve Sénégal : granites, grès, schistes, grès quartzitiques et quartzites (roches acides), roches vertes et dolérites (roches basiques).

- la classe des granites est représentée par l'ensemble des formations granito-gneissique du socle birrimien (dorsale et fenêtres),

- la classe des grès tendres est la plus étendue (tous les grès du Protérozoïque terminal et du Paléozoïque),
- la classe des schistes, de dureté moyenne est formée de l'ensemble métamorphique du Birrimien inférieur,

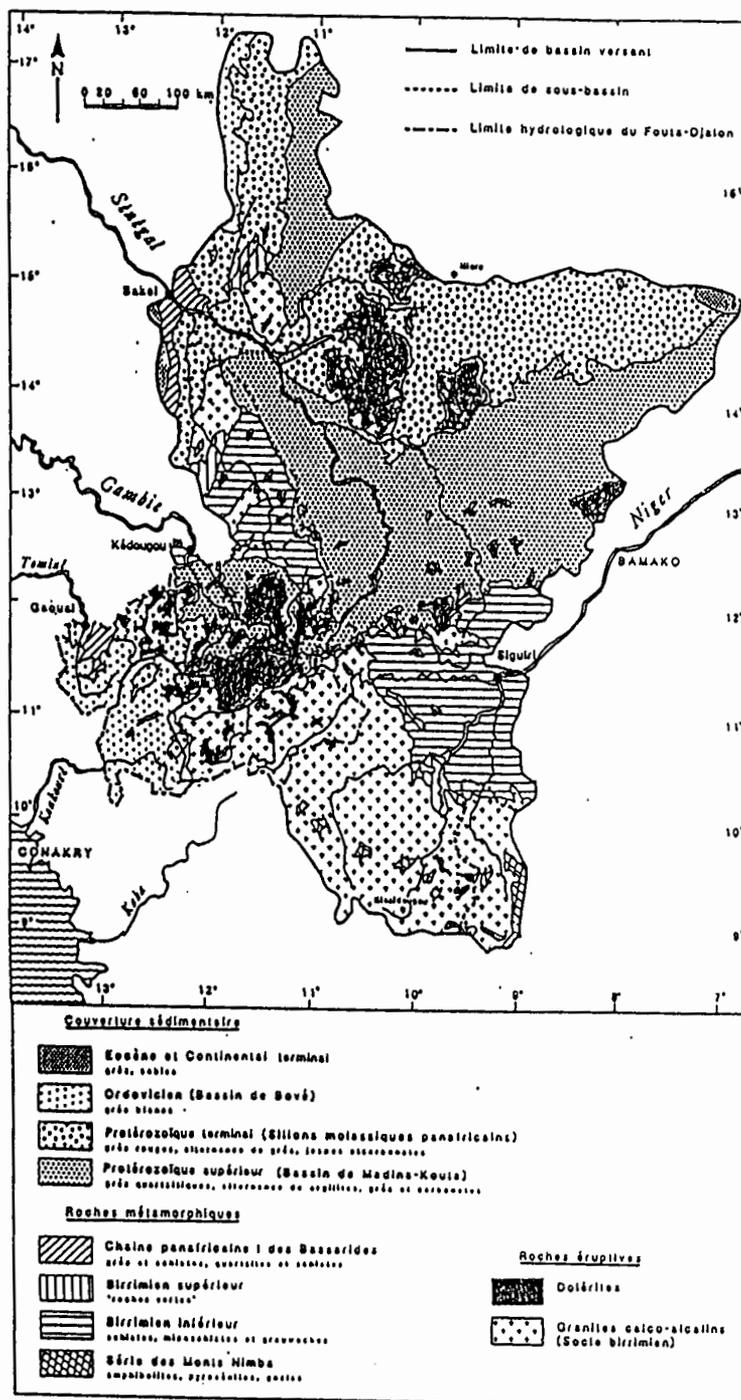


Fig. 13 - Esquisse lithologique du haut bassin versant du Sénégal

- la classe des grès quartzitiques et quartzites correspond à la couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur,
- la classe des "roches vertes" représente les formations métamorphiques du Birrimien supérieur,
- la classe des dolérites correspond à toutes les venues magmatiques du Permien et du Trias.

La composition chimique des grandes unités lithologiques est donnée dans le Tableau IV.

Tableau IV

Composition chimique des grandes unités lithologiques (en %)

Classes lithologiques	n	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O
Granites	26	68,9	15,4	1,40	1,50	0,00	1,00	2,90	4,40	2,60	0,32	0,13	0,43
Grès	3	94,4	2,80	0,70	0,00	0,01	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	0,00	1,30
Schistes	10	64,1	15,0	3,00	2,60	0,08	2,70	0,80	2,70	2,70	0,80	0,13	3,34
Quartzites	1	97,1	0,20	2,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dolérites	38	51,1	15,1	2,90	8,40	0,17	5,40	9,20	2,20	1,00	1,40	0,22	1,90
R. Vertes	24	49,5	14,2	3,90	8,20	0,16	6,10	9,10	2,60	0,37	0,85	0,07	2,20

L'extension géographique des différentes unités lithologiques et leurs superficies respectives dans le haut-bassin du fleuve Sénégal ont été précisées par ORANGE (1990) dans une étude plus globale sur la géodynamique du Fouta Djallon.

Les roches acides représentent 87 % de la superficie du bassin amont avec une prédominance des grès quartzitiques et quartzites (42 %) du Protérozoïque supérieur sur les grès tendres du Protérozoïque terminal et du Paléozoïque (31 %), les granites (7 %) et les schistes (7 %). Les roches basiques occupent 13 % du bassin (dolérites 12 % et roches vertes 1 %).

3. Evaluation de la composition chimique moyenne des roches

Le tableau IV donne la composition chimique moyenne des différentes classes lithologiques du bassin. Ces résultats proviennent de la compilation de 775 déterminations et de la sélection de 104 analyses, effectuées pour la plupart par le BRGM, sur les échantillons collectés au cours de nombreuses prospections (dolérite, granite, micro-granite, granodiorite, grès, schiste, micaschiste, quartzite, cipolin, gabbro, micro-gabbro, dolérite, métaandésite, métagabbro, dunite, basalte et gneiss). Parmi les ouvrages consultés, il faut citer : BLANCHOT (1958), MAIGNIEN (1958), BONIFAS (1958), DARS (1961), MAINGUET (1972), MACHENS (1973), PION (1979) et BLOT (1980).

L'examen des différents groupes lithologiques du soubassement géologique montre que les minéraux primaires les plus abondants dans près de 90 % des roches (granites, quartzites, grès et schistes) sont le quartz, les feldspaths et les micas.

La composition chimique moyenne des roches du haut bassin versant du fleuve Sénégal a été estimée à partir de celles des différentes unités lithologiques et de leurs extensions respectives (Tableau V).

Tableau V

Composition chimique de la roche moyenne par bassin versant (en %)

Bassin versant	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O
Sénégal	86,0	5,0	2,00	1,40	0,03	1,00	1,50	0,82	0,53	0,29	0,05	0,92
Falémé	72,2	10,8	2,40	2,70	0,06	2,10	2,40	2,10	1,50	0,59	0,10	1,81
Baf/Bak	88,1	4,1	1,90	1,20	0,03	0,80	1,40	0,62	0,38	0,24	0,04	0,78
Gambie	80,5	6,2	2,40	2,70	0,06	1,80	2,90	0,87	0,51	0,49	0,08	1,04
Tomine	88,3	4,5	1,00	1,20	0,03	0,84	1,50	0,39	0,23	0,28	0,03	1,38
Konkoure	93,5	3,1	0,74	0,17	0,01	0,21	0,38	0,14	0,12	0,13	0,00	1,31
Niger	66,7	15,2	1,90	2,10	0,03	1,70	2,70	3,90	2,50	0,48	0,13	1,27
Milo	68,1	15,4	1,50	1,80	0,01	1,20	3,00	4,20	2,60	0,38	0,13	0,65
Tinkisso	68,2	15,4	1,50	1,80	0,01	1,20	3,20	4,30	2,50	0,36	0,13	0,49
Fouta	77,2	8,9	1,80	2,40	0,05	1,70	2,90	1,70	1,00	0,47	0,09	1,14

Globalement, les roches constitutives des bassins versants du Sénégal et de la Gambie ont une composition chimique moyenne très voisine. Les différences notables concernent le fer, le titane, le calcium et le magnésium environ deux fois plus abondants dans le substratum gambien. Au niveau des sous-bassins du Sénégal, les roches de la Falémé sont moins siliceuses mais plus alumineuses et surtout plus riches en alcalins et alcalino-terreux que celles du Bafing/Bakoye.

IV. L'HYDROGEOLOGIE

Les régions où le soubassement géologique est constitué de roches éruptives et de roches métamorphiques ont longtemps été considérées comme peu propices à l'existence en quantité facilement exploitable d'eau souterraine.

Selon ROCHETTE (1974), la capacité de rétention du haut bassin du Sénégal est très faible et toutes les formations géologiques doivent y être considérées comme imperméables. Dans les roches métamorphiques, comme dans les grès, les systèmes aquifères se réduisent à des cuvettes topographiques peu étendues. Dans tous les cas, les nappes alluviales sont très limitées dans l'espace et dans le temps. Il existe localement quelques nappes d'arènes à faibles débits (de 1 à 10 m³/jour).

Depuis quelques années les progrès réalisés, tant dans le domaine de l'hydrogéologie que dans des disciplines connexes (hydrologie de surface, géomorphologie, pédologie et géochimie), ont montré que sous certaines conditions, ces formations pouvaient recéler des ressources exploitables (BISCALDI, 1968; LELONG & LEMOINE, 1968; BLOT, 1970; WACKERMAN, 1975). Le rôle important des aquifères dans le modelé latéritique (MAIGNIEN, 1958; GEORGE, 1968 ; LEPRUN, 1979), justifie de leur intérêt.

A - ROCHES ERUPTIVES ET METAMORPHIQUES

A l'état sain et massif, ces roches présentent une porosité nulle ou négligeable : SCHOELLER (1962) cite des valeurs de porosité inférieures à 1% pour les schistes, ardoises, granites et roches éruptives profondes. Des exceptions existent bien sûr et sont loin d'être négligeables. En règle générale cependant, l'emménagement d'eau n'y est possible que si les roches ont été soumises à des transformations postérieures à leur genèse, d'ordre météorique ou tectonique y ayant développé une zone d'altération de plus ou moins grande porosité ou un réseau de fissures ou de fractures non colmatées (BISCALDI, 1968). En effet, sous l'action du climat tropical, caractérisé par des températures élevées et l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide, les roches éruptives et les roches métamorphiques subissent une altération météorique qui les transforme en un complexe plus ou moins hétérogène de sables et d'argiles, d'épaisseur variable au-dessus du socle sain.

Ce sont ces altérites qui constituent des réservoirs potentiels d'eau et qui forment de bons aquifères si leur épaisseur atteint au moins une dizaine de mètres. D'autre part, pour que ces nappes puissent se constituer et persister, il est nécessaire que la pluviométrie annuelle soit suffisante pour les recharger. Cette alimentation suppose que la hauteur des pluies excède la hauteur évapotranspirée en surface (interception par la végétation et évaporation au sol) et le déficit d'humidité du sous-sol dû à l'évaporation différée (prélèvements par les racines des végétaux, évaporation souterraine). En effet, toute lame de pluie qui s'infiltré est vite absorbée par les capillaires fins tant que ceux-ci ne sont pas rechargés : l'alimentation des nappes n'intervient qu'après la réhumectation des terrains qui les recouvrent et cette réhumectation consomme beaucoup d'eau dans les régions tropicales, à longues saisons sèches.

Le seuil de pluies annuelles à partir duquel l'infiltration alimente les nappes est variable selon les zones bioclimatiques. Il est minimum quand les pluies sont très concentrées dans le temps et que le sol est à la fois nu et perméable (zones arides à placages superficielles de sable). Il est maximum quand les pluies sont étalées et que le sol est recouvert d'une végétation forte consommatrice d'eau (zone tropicale humide forestière) (DEGALLIER, 1965 ; LELONG, 1966). Ce seuil est difficile à définir de façon précise.

En Afrique de l'Ouest, sa valeur est voisine de 400 mm dans la zone sahélienne autour du 14^{ème} parallèle (ARCHAMBAULT, 1960) puis semble augmenter progressivement vers le Sud en même temps que la fréquence des pluies : de l'ordre de 600 mm en pays de savanes (LELONG & LEMOINE, 1968).

Les débits ponctuels obtenus dans les nappes d'altération sont souvent très réduits : la capacité de production d'un puits moyen exploitant un à plusieurs mètres d'aquifère varie généralement entre 1 et 10 m³/jour. Par ailleurs, les altérations ne constituent pas une couverture régulière et aucune relation ne semble exister entre la topographie de surface et la topographie du substratum (BISCALDI, 1968 ; GEORGE, 1968).

B - LA PERMEABILITE DES TERRAINS

L'existence de vides dans un matériau ne suffit pas à assurer sa qualité en tant qu'aquifère ; il faut aussi que les vides communiquent entr'eux. Cette notion définit la perméabilité d'un terrain. Si la porosité des arènes et des argiles d'altération est élevée (30 à 45%), leur perméabilité du fait de la finesse des conduits est souvent très faible, parfois même négligeable.

Aux six classes lithologiques retenues, correspondent trois types de comportements hydrogéologiques, d'après l'échelle de perméabilité réalisée par SOW (1984) sur les formations géologiques du bassin versant du Sénégal. Les granites et les grès sont des roches à circulation de fissures ou à alternance de couches perméables et imperméables. Les roches vertes et schistes sont des roches encore susceptibles de renfermer des niveaux aquifères. Enfin, les dolérites et quartzites sont des roches totalement imperméables.

C - LES AQUIFERES ET LEUR COMPOSITION CHIMIQUE

La caractéristique fondamentale de la zone étudiée est donc l'absence de nappes généralisées. En effet, il n'existe aucune nappe profonde, les seules existantes sont celles de la zone d'altération ne dépassant jamais 100 m de profondeur, de la couverture sédimentaire et des formations récentes (alluvions, éluvions et latérites). Ces aquifères sont discontinus et présentent une forte hétérogénéité verticale en fonction de la stratification des zones perméables, donnant naissance à des nappes semi-captives ou captives (BLOT, 1970; SOW, 1984 ; TRAORE, 1985). Cette zone d'étude est donc imperméable dans l'ensemble mais entretient des nappes peu importantes et très localisées bien connu des populations locales. Enfin, malgré le déficit pluviométrique actuel de la région, TRAORE (1985) confirme que les nappes se rechargent annuellement.

Les informations chimiques sur les eaux souterraines de cette région ouest africaine sont relativement nombreuses (près de 600 analyses). Les données sont cependant très inégalement réparties. Certaines grandes provinces géologiques ou entités lithologiques, sous-jacentes aux secteurs les plus peuplés ont été particulièrement étudiées. D'autres en revanche, comme les formations du Paléozoïque n'ont fait l'objet que de prospections fragmentaires (BLOT, 1970; WACKERMANN, 1975; TRAVI, GAC & SILLA, 1986).

Les analyses physico-chimiques, bien que parfois incomplètes sont de bonne qualité et fiables (équilibre des balances ioniques). Les mesures "*in situ*", n'ont cependant été que trop rarement effectuées et ces informations manquantes constituent une lacune importante dans certains domaines d'utilisation.

1. Les aquifères de la partie malienne du bassin versant

Les eaux du Birrimien proviennent de différents types de réservoirs : schistes, granitoïdes, amphibolites et grès. Dans ces formations, les solutions restent diluées (conductivité inférieure à $350 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) et sont légèrement acides. Si aucune forme ionique ne prédomine nettement, les eaux sont le plus souvent bicarbonatées calciques et magnésiennes et les teneurs en chlorures et sulfates sont faibles. La présence de sulfures décelée dans quelques aquifères schisteux, à corréliser sans doute avec l'abondance de pyrite, s'accompagne d'une augmentation des concentrations en sulfates. Dans quelques secteurs, les analyses révèlent de fortes teneurs en fer, manganèse et nickel.

Dans les faciès "schistes verts", les solutions sont plus minéralisées avec des conductivités qui oscillent entre 2 et $3000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Ce résultat confirme des observations effectuées dans la région de Kayes et correspond à une particularité bien connue des aquifères des régions sahéliennes de l'Afrique de l'Ouest à dominante schisto-gréseuse et volcano-sédimentaire.

Dans les aquifères gréseux, les conductivités sont d'une manière générale inférieures à $300 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; la présence d'intercalations schisteuses et pélitiques peut localement donner lieu à des minéralisations plus élevées ($1000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Les solutions qui présentent une acidité marquée (pH de 5 à 6) sont bicarbonatées calciques et magnésiennes ou sodiques avec de très faibles teneurs en chlorures.

Les aquifères des formations carbonatées se rangent dans leur grande majorité dans le faciès bicarbonaté magnésien et calcique. Les solutions sont peu minéralisées (conductivité $< 1000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). La présence de gypse et d'anhydrite peut localement induire des solutions plus concentrées (conductivité $< 1700 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$).

Les eaux du Protérozoïque terminal sont de nature et de qualité très variables selon les roches encaissantes constituant le réservoir (grès, argilites, dolérites, carbonates). La gamme des conductivités est très étendue puisqu'elle s'étend de 100 à $20000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ mais les valeurs les plus fréquentes oscillent autour d'une valeur moyenne de $600 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. De type carbonaté calcique

ou sodique dans les aquifères dilués, les eaux en se concentrant, s'acheminent vers des faciès sulfatés sodiques selon leur état de saturation vis à vis de la calcite (TRAVI, GAC & SYLLA, 1986).

Signalons quelques particularités : des eaux franchement saumâtres, hypersulfatées sodiques et présentant un fort déséquilibre chlorures-alcalins ou encore certains aquifères avec des teneurs élevées en nitrates (jusqu'à 2,5 g/l).

2. Les eaux des nappes phréatiques du bassin de la Falémé

Les caractéristiques physicochimiques des nappes du Sénégal oriental, en rive gauche de la Falémé, ont été présentées par WACKERMANN (1975) et BLOT (1970, 1980). Leurs conclusions reposent sur l'analyse des eaux de 37 puits foncés pour l'étude des altérites et de 91 puits villageois répartis dans le triangle Bakel/Kédougou/Kéniéba. Ce corpus analytique de 128 échantillons comprend les aquifères des formations volcaniques et sédimentaires du Birrimien (62), des granites du socle (39), des grès du Paléozoïque et du Cénozoïque (16) et des schistes du Paléozoïque (11).

L'examen du tableau VI, met en évidence les fortes minéralisations (0,5 g/l) des eaux de nappes phréatiques dans un encaissant schisteux et la dilution très importante des eaux souterraines établies sur des formations gréseuses (0,06 g/l). Les eaux du socle (granite et formations volcano- sédimentaires) s'inscrivent en position intermédiaire entre celles des schistes et des grès.

A l'exception des grès dont les eaux sont très proches de la neutralité, tous les aquifères de cette région présentent un caractère basique avec des pH qui oscillent entre 7,1 (granites) et 8,1 (schistes).

On relève que les bicarbonates sont les anions dominants et que le calcium et le sodium sont les cations les plus représentés. Les teneurs en silice sont élevées, exception faite des nappes sur grès. Ce résultat peut paraître paradoxal au vu de la composition chimique de cette roche-mère qui renferme près de 95 % de SiO_2 . La raison tient à la structure et aux formes de cristallisation de la silice dans les roches. Le quartz, minéral essentiel des grès, à une solubilité très faible et très nettement inférieure à celle des autres silicates dont la charpente cristalochimique est d'autant plus vulnérable qu'elle est riche en cations (MILLOT, 1964).

La comparaison pour les aquifères du socle entre les eaux des roches acides (granites) et les eaux des roches plus basiques (formations volcaniques et sédimentaires) fait apparaître des affinités et des contrastes entre ces deux groupes (BLOT, 1980).

Les différences sont significatives avec une probabilité $< 0,01$ pour le pH, la conductivité et les teneurs en chlorures et $< 0,001$ pour les concentrations en bicarbonates, magnésium, calcium et potassium. Il n'y a pas de divergences importantes pour les teneurs en sodium et en silice des eaux phréatiques des granites et des roches plus basiques du socle.

Au niveau régional, on peut retenir que les eaux phréatiques ont une composition qui dépend globalement de la nature de l'aquifère. Les eaux des granites sont plus "acides", plus riches en potassium et en chlorures que les eaux d'aquifère "basique" plus minéralisées, et ayant des teneurs plus importantes en bicarbonates, magnésium et calcium.

D'une manière générale, lorsqu'une pluie tombe à la surface du sol, une partie est rapidement utilisée par la végétation, une partie ruisselle en surface et gagne rapidement les points bas du paysage, une partie s'infiltre dans le sol puis rejoint les nappes plus profondes; cette fraction s'achemine ensuite de manière différée vers les collecteurs de l'aval.

Au cours des processus complexes de l'infiltration, une partie de l'eau du sol est recyclée par évaporation et par évapotranspiration.

Tableau VI

Composition chimique des nappes phréatiques du Sénégal Oriental
(teneurs moyennes en mg/l)

1. Ensemble des aquifères
2. Ensemble des eaux du socle
3. Eaux des formations sédimentaires et volcaniques du Birrimien
4. Eaux des granites
5. Eaux des schistes Paléozoïques
6. Eaux des grès

Origine	1	2	3	4	5	6
Nombre échant.	128	101	62	39	11	16
Cond. ($\mu\text{S/cm}$)	206	217	260	166	840	70
pH	7,45	7,45	7,65	7,14	8,15	7
HCO_3^-	137,5	157	207,8	89,3	229,3	15,9
Cl^-	6,6	5	3,5	7	45,9	5,2
$\text{SO}_4^{=}$	3,6	2,7	3,2	2,2	27,9	1,4
Na^+	18,6	18,6	18,1	19,3	36,6	5,5
K^+	3,5	2,9	2,4	3,7	29,9	3,4
Ca^{++}	21,3	22,1	26,6	15,4	49,2	5,3
Mg^{++}	12,9	13,6	17,1	7,1	30,9	2,1
SiO_2	54,6	62,3	63,6	60,3	43,8	19,9
Minéralisation	258,4	284,2	342,3	204,3	493,5	58,7

Schématiquement, les eaux des nappes reflètent les transformations au sein des profils d'altération et les eaux de surface "la respiration hydrogéochimique globale" du bassin versant.

La composition moyenne de l'eau au cours de son cycle varie donc dans une large gamme (Tableau VII). Elle est tributaire et assujettie à son temps de séjour dans les réservoirs terrestres qui peuvent de façon remarquable la marquer de leur "patrimoine génétique".

La composition chimique moyenne des eaux de pluies tombées en domaine continental au Sénégal ne présente pas de caractère exceptionnel. Elles sont nettement moins minéralisées que les eaux de ruissellement, les eaux des fleuves et les aquifères (TRAVI et *al.* 1987, ORANGE et GAC, 1990).

Il est cependant remarquable de constater que les chlorures sont plus abondants dans les eaux de surface et dans les aquifères que dans les eaux météoriques. A noter également les très faibles concentrations en silice dans les eaux de pluie.

Tableau VII

Composition chimique moyenne des eaux de pluie, des eaux de ruissellement, des eaux de la Falémé et des eaux souterraines du socle birrimien.
(teneurs en mg/l)

- 1.- Eaux de pluies de Juil./Août/Septembre (Tambacounda/Bakel/Kédougou)
- 2.- Eaux de ruissellement recueillies sur le bassin de la Falémé
- 3.- Eaux de la rivière Falémé (moyenne annuelle)
- 4.- Eaux des aquifères du socle

Classe	1	2	3	4
Nombre échant.	51	10	122	101
Cond. ($\mu\text{S/cm}$)	20	41	64	217
pH	6,6	7,02	7,4	7,45
HCO_3^-	6,3	24,1	32,3	157
Cl^-	1,5	0,5	3,6	5,0
$\text{SO}_4^{=}$	1,0	n.d.	1,2	2,7
Na^+	0,3	3,0	2,8	18,6
K^+	0,5	0,8	2,3	2,9
Ca^{++}	1,5	4,2	5,6	22,1
Mg^{++}	0,2	1,2	2,5	13,6
SiO_2	0,3	10,3	9,8	62,3
Minéralisation	13,9	44,8	60,1	284,2

n.d.: non déterminé

Les eaux de la Falémé ont une teneur relativement importante en bicarbonates qui naturellement est à corrélérer à la prédominance du calcium dans les espèces cationiques. Comparativement aux deux bassins hydrographiques qui l'encadrent, le Sénégal et la Gambie, le réseau de la Falémé livre des eaux chimiquement très comparables (GAC et *al.*, 1987). Dans l'ensemble les eaux de la Falémé présentent, avec un taux de dilution voisin pour tous les éléments (à l'exception des chlorures, sulfates et potassium) de grandes similitudes avec les eaux des aquifères du socle birrimien.

Les éléments à l'état de traces dans les eaux des nappes phréatiques ont été déterminés par BLOT (1970, 1980). Il s'agit essentiellement des éléments majeurs des roches ayant une très faible mobilité et des éléments en traces (teneur de l'ordre du ppb) dans les minéraux des sols, en général ceux qui se substituent aux éléments majeurs au sein des structures cristallines.

La composition moyenne des eaux en éléments traces a été évaluée à partir de 42 nappes dans les puits forcés pour l'étude des altérations. L'examen du Tableau VIII, montre que parmi les éléments les plus abondants figurent le strontium, le fer, le baryum, le manganèse et l'aluminium. Les teneurs en cobalt, chrome, molybdène, nickel et plomb sont faibles et de l'ordre du ppb.

Tableau VIII

Teneurs en éléments traces dans les eaux phréatiques (ppb)
 () anomalies : valeurs les plus élevées

Aluminium	: 10 (480)	Molybdène	: 2 (11)
Baryum	: 25,5 (145)	Nickel	: 1,5
Cobalt	: 2 (34)	Plomb	: 1,5
Chrome	: 3 (102)	Rubidium	: 3 (15)
Cuivre	: 2,5 (30)	Etain	: 3
Fer	: 45,5 (9.000)	Strontium	: 53,5 (320)
Lithium	: 9 (70)	Vanadium	: 4,5 (30)
Manganèse	: 10,5 (120)		

V - LA NATURE DES SOLS : LE DOMAINE DES LATERITES

Le cadre pédologique est esquissé à partir des travaux de VAN ES & PEREIRA BARRETO (1962), CHAUVEL (1967), FELLER & MERCKY (1976), GUPTA (1987) et des cartes succinctes de reconnaissances des types de sols au 1/500.000 éditées par le Service National des sols (SENASOL) du Ministère de l'Agriculture de Guinée (levés de FOFANA et BAH 1980/81/82).

Trois grandes classes de sols se succèdent en bandes latidunales du Sud au Nord du bassin : les *sols ferrallitiques* dans le Fouta Djallon et ses contreforts septentrionaux, les *sols ferrugineux tropicaux* dans la partie centrale du haut-bassin, et les *sols subarides* dans les régions NE quasi endoréïques. A ces trois familles principales sont associés, en surimposition, des sols squelettiques, des sols minéraux bruts, des sols hydromorphes et des sols à complexe d'altération smectitique (vertisols et sols halomorphes).

PEREIRA BARRETO (*in* ROCHETTE, 1974) a souligné l'extrême complexité de la répartition des sols et surtout les variations très importantes qui apparaissent de façon inattendue entre zones apparemment identiques. Toute extrapolation abusive à partir de secteurs reconnus doit être confirmée au fur et à mesure des travaux de prospection et de cartographie.

Depuis cette époque, les études pédologiques se sont malheureusement confinées dans des zones plus restreintes et le champ couvert est resté très limité. La raison tient au fait, qu'après deux décennies d'inventaires, (1950/1970) les travaux des pédologues qui disposaient d'une panoplie assez complète des différents types de sols, se soient plutôt orientées vers la recherche plus intuitive des mécanismes et du déterminisme qui président à l'agencement ordonné et aux successions systématiques des différents types de sols dans les toposéquences ou, à l'échelle plus globale de vastes paysages, à travers différentes régions bioclimatiques.

Depuis 1963, le haut-bassin du Sénégal s'est trouvé, pour des raisons diverses, en dehors du champ d'application et du courant nouveau qui, en sortant du cadre restreint de la mobilité des ions dans les faciès d'altération, s'est attaché à concevoir des modèles et à aborder en termes de bilan global les phénomènes d'altération, d'érosion et de sédimentation. En dépit d'un récent regain

d'intérêt pour des travaux de cartographie classique (projet PNUD/FAO, GUI 72/004), de faibles progrès ont été réalisés depuis l'esquisse présentée par PEREIRA BARRETO (1974).

Ce préambule donne à cette esquisse pédologique une portée restreinte. Elle n'a pas la prétention de fournir un panorama complet des sols de la région et encore moins de dégager le rôle de ces sols dans la genèse des formes d'écoulement.

Quel que soit le contenu donné au concept sol, il est unanimement reconnu comme étant cette partie, généralement meuble de l'écorce terrestre qui résulte de l'action combinée du climat et de la biosphère sur la lithosphère. De cette définition se trouvent dégagés les facteurs principaux et généraux de la pédogenèse : le climat (et la végétation qu'il induit), la topographie et la roche-mère.

A - LES SOLS, RESULTANTE DE DEUX COMPLEXES INTERACTIFS

Le substrat lithosphérique constitue l'agent pourvoyeur de matière, essentiellement **passif**, et sa nature lithologique induit l'héritage directement transmis, plus ou moins modifié, aux sols. Les agents atmosphériques constituent l'agent **actif**, de prélèvement, de transport et de transformation du stock de matière héritée (CAMPY & MACAIRE, 1989).

1. Relations avec le climat

Le climat joue un rôle prépondérant dans la pédogenèse, directement par les paramètres qui le caractérisent (pluviométrie et température) et indirectement par le couvert végétal qu'il engendre. L'altération des minéraux dans les sols et la genèse des humus sont étroitement dépendants du couple climat-végétation. Sous un climat donné, un équilibre s'établit (climax) entre la nature du sol et son couvert végétal.

Il en découle une répartition zonale des principaux types de sols en fonction des grands domaines bioclimatiques, ce que DOKOUCHAEV, géologue père de la pédologie, fût le premier à souligner dès la fin du XIX ème siècle. Cette pédogenèse zonale tend à uniformiser dans les sols des matériaux d'origines diverses.

La considération de l'ensemble du haut bassin montre que l'on passe, du Sud au Nord, du climat soudano-guinéen, au climat soudano-sahélien et au climat sahélo-saharien. Les études menées dans ces régions tropicales ont très tôt dégagé, en correspondance avec le gradient climatique, une zonalité pédogénétique horizontale presque parfaite. Ainsi se succèdent les sols ferrallitiques, les sols ferrugineux tropicaux et les sols sub-arides. Dans de nombreux secteurs, cette séquence se trouve fortement perturbée par d'autres facteurs tels que le couvert végétal, les conditions géomorphologiques ou encore la nature de la roche-mère ou du matériau originel, ensembles qui concourent à la mise en place des sols intrazonaux.

En milieu tropical, surtout soudanien et sahélien, la végétation est avant tout sous la dépendance du sol et du climat ; en corollaire, l'action directe ou indirecte de la végétation sur le sol peut être déterminante par son développement.

La zone soudano-guinéenne est le domaine de la forêt dense foutanienne à *Parinari excelsa*, du bush de montagnes, de la savane boisée et des brousses secondaires. On y distingue :

- des zones de savanes à *Parinari excelsa* essentiellement dans les régions doléritiques très accidentées de hautes altitudes,

- des zones de savanes dites de transition dans des conditions géologiques et pédologiques très variées (sols sur dolérite, grès, granites etc...) d'altitudes moyennes et caractérisées par *Erythrophleum suaveoleus*, *Parkia biglobosa* (surtout sur grès) et *Andropogons*,

- des zones de savanes sèches avec petites prairies généralement sur substratum granitique à modelé peu accentué, pente douce mais étendue,

- des zones constituées d'une mosaïque de prairies à *Hyparrhenia s.p.p.* sur sols "dantari" plus ou moins bien drainés et *Loudetia coarctata* sur sols "hollaldé" à mauvais drainage,

- des zones de prairies à *Tristachya* généralement sur sols squelettiques à éléments de cuirasses ferrugineux,

- des zones de steppes graminéennes et arbustives en modelé de collines squelettiques (généralement cuirassées) et de vallées encaissées à sols profonds. Les collines portent une végétation de steppes éclaircies à *Loudetia s.p.p.* et *Ctenium newtonii*, et les vallées à versants abrupts, une savane à *Parinari*.

D'une façon générale, la zone soudano-guinéenne, à l'exclusion de la zone foutanienne assez particulière, est caractérisée par les reliques de forêts sèches denses à légumineuses, à *Pterocarpus erinaceus* et *Parkia biglobosa*, à *Anogeissus*. C'est aussi le domaine de la forêt claire à *Isoberrinia*, *Uapaca*, de peuplement de Karité, de la savane boisée à *Lophira Alata*, *Terminalia macroptera*, *Pterocarpus erinaceus*, *Daniela oliveri*, *Burkea africana* et des galeries forestières.

La zone sahélo-soudanienne est le domaine de la steppe et savane boisée à épineux. Bush à *combrétacées*, à *pterocarpus luceus*, forêts claires à *Isoberrinia* et *uapaca* (limites supérieures), à *Boswellia*, *Anogeissus*, *Karité*, forêts reliques à *Cynometra glandulosa*, savanes boisées à *Bombax costatum*, *Prosopis africana* et palmeraies d'*Hypheane* et *Borassus*.

2. Relations avec la topographie

La topographie intervient dans la pédogenèse et la répartition des sols sur deux plans:

- en commandant les processus d'érosion : l'épaisseur des sols varie en fonction de la valeur des pentes,
- en déterminant la distribution des eaux superficielles qui engorgent les sols dans les zones déprimées.

Elle module ainsi la nature des sols au sein de chaque zone climatique. Sur une surface plane, peu touchée par l'érosion, surtout si la roche mère est perméable, le sol prend son développement optimum et se rapproche de son équilibre climacique (CAMPY & MACAIRE, 1989). Sur les pentes, principalement si le couvert végétal est réduit, le ruissellement décape les horizons superficiels du sol qu'il rajeunit au fur et à mesure de son évolution. Le sol est alors privé de ce qui fait son originalité : la matière organique. Dans les cas extrêmes la roche-mère affleure. Ces sols d'érosion peu évolués portent les noms de régosols sur roches tendres et lithosols sur roches dures.

Les eaux de ruissellement et de drainage des nappes souterraines convergent vers les dépressions topographiques (cuvettes, vallons, vallées) où elles engendrent des nappes d'eau superficielles dont la surface piézométrique est proche de la surface topographique. Les sols sont ainsi amenés à évoluer dans un milieu totalement ou partiellement gorgé d'eau, sorte de milieu confiné qui modifie fortement la pédogenèse. C'est le domaine des sols hydromorphes dont les développements ultérieurs sont régis par la dynamique de la nappe d'eau. Lorsque celle-ci baisse périodiquement par l'alternance des saisons sèches et humides, la succession de phases oxydantes et réductrices peut engendrer les pseudogleys. La nature de la roche-mère joue ici un rôle déterminant par le jeu de la mobilité des ions qu'elle est susceptible de libérer.

3. Relations avec la roche-mère

Comme la topographie, la nature pétrographique de la roche-mère peut modifier localement la pédogenèse climacique surtout lorsque sa composition chimique présente un trait particulier

bien marqué. C'est le cas des roches carbonatées (calcaires ou dolomies) ou encore, de la série dite, des "schistes verts".

Le matériau originel oriente également la pédogenèse par sa texture. Une texture très argileuse sous climat humide, en ralentissant la circulation de l'eau, induit des sols hydromorphes, y compris dans les positions hautes du paysage. Une texture sableuse ou limoneuse, comme pour les grès, exacerbe le rôle du climat.

B - LE CADRE PEDOLOGIQUE GENERAL

Dans ce vaste ensemble de près de 220.000 km² que constitue le cours supérieur du Sénégal, seules quelques zones très particulières et périphériques ont fait l'objet d'études pédologiques détaillées. Il s'agit d'une part, de la partie méridionale du bassin du Bafing dans la région de Mamou-Dalaba sur les hauteurs du Fouta Djallon, et d'autre part, de la partie ouest du bassin de la Falémé située en zone sénégalaise. Les principaux types de sols recensés sur le haut-Bafing sont les suivants : sols ferrallitiques, sols hydromorphes, sols peu évolués et sols minéraux bruts. Dans le bassin de la Falémé, ont été répertoriés : des sols ferrugineux tropicaux, des sols hydromorphes, des sols halomorphes, des vertisols et paravertisols, des sols bruns eutrophes, des sols peu évolués et des sols minéraux bruts.

1. Les sols ferrallitiques

En fonction de la nature de la roche-mère ou du matériau originel, on distingue:

- les sols rouges ferrallitiques sur roches plus ou moins basiques,
- les sols beiges ou jaunes ferrallitiques développés sur des formations plus acides (grès, granites...),
- les sols ferrallitiques lessivés sur matériau sableux à sablo-argileux dérivé des grès.

a) Les sols rouges ferrallitiques

Ces sols sont caractéristiques des régions chaudes et humides de la zone intertropicale. Ils représentent la grande majorité des sols observés en Guinée. Ils sont profonds (de 3 m à plus de 10 m) et de couleurs vives (rouges, jaunes), leur horizon organique est peu épais. L'horizon B est caractérisé par la présence abondante de kaolinite (et parfois de gibbsite, hématite et goethite) ; l'horizon C est variable et dépend du type de roche-mère. Ce sont des sols où les silicates sont totalement hydrolysés.

Généralement installés sur des pentes fortes, ils sont développés sur une argile rouge ferrallitique, produits de décapage de pitons ou massifs de roches basiques (dolérites essentiellement) qui sont venus recouvrir des surfaces irrégulières, cuirassées ou non. La nature colluviale de leur matériau est souvent confirmée par des éléments rocheux ou/et de cuirasse rencontrés irrégulièrement dans les profils. Ces éléments peuvent d'ailleurs devenir dominants, il s'agit alors de sols rouges plus ou moins squelettiques très répandus dans la région des plateaux d'altitude. Bien qu'argileux (30 à 40 % d'argile), ce sont des sols qui ont généralement un bon drainage interne. Leur situation topographique et sur pente forte, les rend très sensibles à l'érosion (en ravines ou rigoles) lorsqu'ils sont mal protégés par la végétation.

b) Les sols beiges ou jaunes ferrallitiques

Ils occupent de vastes surfaces à modelé peu accentué, à topographie plane avec des pentes faibles pour la région (de l'ordre de 8 à 15 %). Ils succèdent parfois topographiquement aux sols rouges et, dans la majorité des cas, ils sont assez étroitement associés aux formations schisto-gréseuses. Ils sont développés sur un matériau relativement homogène, très rarement complexé

par des éléments rocheux ou cuirassés. Au point de vue texture, ils se rapprochent des sols rouges avec cependant une teneur en limon légèrement plus élevée (> à 20 %). Leur teneur en matière organique est toujours plus faible et ils sont moins riches en fer. Bien qu'ayant un drainage relativement bon (sauf quand ils surmontent une cuirasse à faible profondeur), ils sont assez sensibles à l'érosion en nappe.

c) Les sols ferrallitiques sur matériau sableux

Ils correspondent aux sols développés sur matériau d'épandage provenant des provinces gréseuses. Généralement profonds, ils s'organisent sur une topographie plane.

2. Les sols ferrugineux tropicaux

Ce sont des sols qui ont été identifiés au Nord et au Nord-Est de la Guinée et dans le bassin de la Falémé. Ils occupent l'ensemble de la portion du bassin comprise entre 12° et 14° de latitude Nord, en association avec des vertisols, des sols halomorphes et des sols halomorphes.

Ces sols se caractérisent par la forte individualisation et la grande mobilité du fer et du manganèse. Ils sont moins épais que les sols ferrallitiques (< 3 m), de couleurs beiges et leur horizon de matière organique est toujours assez bien développé.

Les sols ferrugineux tropicaux sont divisés en deux groupes d'après le comportement des argiles de nature essentiellement kaolinique : dans les sols non lessivés, les particules argileuses restent stables ; dans les sols lessivés, elles migrent et constituent en profondeur un horizon plus ou moins colmaté enrichis en sesquioxydes de fer.

Le lessivage présumé n'est pas toujours le phénomène responsable de l'existence d'un horizon B dit "d'accumulation". Ce dernier dans le contexte de la région résulte parfois d'un polyphasage ou d'un processus d'accumulation relative par remanie-ment des horizons de surface. Les sols ferrugineux tropicaux cartographiés dans le bassin de la Falémé appartiennent au groupe "lessivé" dans lequel, suivant la nature des matériaux on distingue quatre principales familles :

- sols ferrugineux sur matériau colluvio-alluvial, sablo-argileux à argilo-sableux,
- sols ferrugineux sur matériau argilo-sableux à argileux plus ou moins limoneux des plateaux,
- sols ferrugineux sur matériau sablo-argileux à argilo-sableux dérivés de formations granitiques,
- sols ferrugineux sur matériau sableux à argilo-sableux dérivés des grès.

a) Les sols ferrugineux tropicaux sur matériau colluvio-alluvial

D'extension variable suivant les zones, ils sont localisés dans les axes alluviaux et correspondent aux sols ferrugineux les plus typiques, remaniés par le réseau hydrographique qui a entaillé la cuirasse. Généralement très profonds, ils peuvent par endroits, être brutalement interrompus par un niveau gravillonnaire et caillouteux (débris de cuirasse colluvionnés).

Leurs couleurs varient du jaune ou beige au rouge en fonction des conditions de drainage et de la position topographique. D'un point de vue hydrologique, ce sont des sols qui présentent un bon drainage interne surtout dans les horizons supérieurs. Ils sont cependant sensibles à l'érosion hydrique en nappe (stabilité structurale faible) qui provoque progressivement le décapage des horizons superficiels et la mise à l'affleurement des horizons B. Ces horizons déjà riches en argiles, en fer et/ou manganèse (niveaux de chevrotines), vont durcir et constituer des couches imperméables sur lesquelles le ruissellement sera intense.

b) Les sols ferrugineux tropicaux des plateaux

Il s'agit de sols profonds qui se développent sur un matériau à texture variable dérivé probablement des sables gréseux ou grès argileux plus ou moins altérés du Continental terminal, en affleurement par disparition de la couverture cuirassée.

De faible extension, ils sont associés aux sols peu profonds gravillonnaires ou hydromorphes sur cuirasse. De texture plus fine, ils sont à drainage interne plus ou moins déficient.

c) Les sols ferrugineux tropicaux sur granites

Ils sont par définition strictement limités aux zones granitiques (dorsale du socle et fenêtres de Kayes et de Kéniéba). Ces sols se caractérisent par une texture très grossière et leur enrichissement fréquent en gravillons ferrugineux. De profondeur variable, ils reposent sur une arène granitique hétérogène plus ou moins carapacée. Leur drainage interne est bon, surtout en surface.

d) Les sols ferrugineux tropicaux sur grès

Ces sols, plutôt jeunes, se sont développés sur les produits sableux accumulés en contrebas des massifs de grès du Paléozoïque. De faible extension dans le bassin de la Falémé, ils sont probablement bien mieux développés dans la région des plateaux Mandingues.

3. Les sols sub-arides tropicaux

Ce sont des sols associés aux paysages steppiques de la zone sahélienne au Nord du bassin entre 14° et 15° de latitude. Leurs caractéristiques principales découlent des conditions climatiques sévères auxquelles ils sont soumis. L'aridité diffère l'évolution des faibles quantités de matière organique apportées par une très maigre végétation. La percolation limitée par le ruissellement, l'évaporation intense et la pluviométrie insuffisante, ne permet qu'une altération très faible. Enfin, l'érosion contrarie la différenciation de l'horizon superficiel.

C - LES SOLS INTRAZONAUX

A l'intérieur de ces grands domaines de sols climatiques s'individualisent certaines formations superficielles qui doivent leur particularité à la lithologie, la topographie, l'abondance de l'eau ou à des teneurs élevées en sels. Par commodité elles ont été regroupées sous l'ancienne appellation de sols intrazonaux : les sols minéraux bruts, les sols jeunes ou peu évolués, les sols hydromorphes, les sols halomorphes, les vertisols et les sols bruns eutrophes qui leur sont apparentés.

1. Les sols minéraux bruts

Ils sont essentiellement constitués par un matériau rocheux au sens large ne manifestant aucune évolution pédologique apparente. Il s'agit exclusivement de lithosols mis en place par des processus d'érosion qui ont décapé les couches superficielles. Ces sols sont représentés par les cuirasses ou débris de cuirasses et par les formations rocheuses en affleurement.

a) Les cuirasses et les débris de cuirasses

D'âges variables, les cuirasses se rencontrent en toute position topographique indifféremment de la lithologie : au sommet des plus hauts plateaux ou des pointements rocheux, sur pentes plus ou moins abruptes, en plaine et dans le fond des vallées. De structures très

variables, elles ont toutes comme caractéristiques communes leur teneur importante en sesquioxides de fer et/ou d'alumine, leur compacité et leur dureté.

Leur apparition en surface est due à l'érosion, après qu'elles aient pris naissance au sein d'un profil pédologique sous un paysage forestier. Le cuirassement est donc un phénomène secondaire et facultatif au sein des profils d'altération latéritique. Il est le fruit de l'immobilisation du fer transporté en partie par lessivage vertical de haut en bas, mais surtout par circulation latérale des nappes aquifères cheminant dans le manteau d'altération (MAGNIEN, 1958; MILLOT, 1964; LEPRUN, 1979; PION, 1979).

Les cuirasses qui recouvrent toutes sortes de formations constituent souvent de vastes plateaux dénudés : ce sont alors des bowés (bowal), recouverts en place par un tapis de graminées ou de cypéracées accrochés à une couche superficielle de limon, parfois éolien, ou de sable fin noirâtre, relativement riche en matière organique. Les surfaces cuirassées sont quasi imperméables. Le ruissellement intense provoque souvent le démantèlement de la cuirasse en énormes blocs. En régions sèches, le manque d'humidité ralentit la migration des différents oxydes et le développement végétal; les phénomènes de cuirassement y sont peu intenses. Les cuirasses latéritiques sont de ce fait confinées au Sud du 13^{ème} parallèle.

b) Les formations rocheuses

Elles sont constituées par une grande variété de roches: grès affleurant sous formes de massifs ou de buttes témoins, granites en blocs, boules, coupoles ou dômes, roches vertes en massifs ou pointements. Comme les cuirasses, ces formations sont peu perméables. En fonction cependant de leur disposition à la désagrégation pouvant résulter de leur structure, du système de diaclases ou de la direction des plans de schistosité, elles peuvent présenter une perméabilité en grand assez élevée.

2. Les sols jeunes peu évolués

Ces sols squelettiques et peu évolués, non climatiques, caractérisés par un horizon superficiel de moins de 10 cm sont très fréquents dans les régions montagneuses du haut bassin. Ils se rencontrent indifféremment sur les cuirasses latéritiques ou ferrugineuses plus ou moins démantelées, sur les affleurements de roches ou encore sur les colluvions récentes de blocs et de gravillons. On distingue :

- les sols peu évolués régosoliques sur matériau ferrugineux ou rocheux,
- les sols sur remblais colluviaux, généralement sur cuirasse.

a) Les sols peu évolués régosoliques

Ils sont formés en proportion variable d'éléments ferrugineux provenant du démantèlement de la cuirasse, de débris de roches et d'une gangue matricielle terreuse plus ou moins abondante. Les types les plus fréquents sont les sols squelettiques d'éboulis de pente et les sols squelettiques plus ou moins caillouteux et gravillonnaire de plateaux.

b) Les sols sur remblais colluviaux

Ils sont constitués d'un matériau limono-sableux plus ou moins argileux. On les rencontre fréquemment disséminés sur certains plateaux cuirassés où ils sont marqués par l'hydromorphie.

3. Les sols hydromorphes

Les sols hydromorphes sont des sols dont l'évolution est dominée par l'action d'un excès d'eau dans une partie ou l'ensemble du profil dû à un drainage insuffisant ou à une position topographique basse.

Leur horizon superficiel est riche en matière organique et les sesquioxydes de fer migrent avec facilité. Les phénomènes de cuirassement y sont communs. On les rencontre sur les surfaces mal drainées de plateaux et de cuvettes, dans les bas-fonds et le long des plaines alluviales.

4. Les sols halomorphes

Ils sont caractérisés par la richesse en sodium échangeable d'un horizon du profil. Le sodium dans ce domaine continental ne peut provenir que de l'altération du matériau parental. Leur texture argileuse les rend très imperméable : ce caractère est accentué par la présence du sodium qui favorise la dispersion des argiles.

Ces sols sont très largement représentés dans le versant ouest du bassin de la Falémé où ils se sont développés sur les schistes dits "de la Falémé". Partout ailleurs, ils dérivent de roches vertes et sont en étroite association avec les vertisols

5. Les sols du complexe d'altération smectitique sur roches basiques

Les vertisols, totalement imperméables, se caractérisent par une fraction argileuse de minéraux gonflants du type montmorillonite, qui nécessite un milieu générateur basique. De ce fait, ils sont limités aux formations birrimiennes de roches vertes (Kédougou et flanc ouest du bassin versant de la Falémé). Ce sont des sols de couleur foncée, ayant une structure large. A la suite de l'alternance de phases d'humectation et de dessiccation qu'ils subissent, leur richesse en smectites est responsable des efforts mécaniques internes qui se traduisent généralement en surface par de larges fentes, un microrelief gilgaï et en profondeur par des faces de glissement striées et luisantes.

Jean Yves GAC, juillet 1993

Note :

Cette présentation générale du cadre physique du milieu naturel peut paraître excessive dans son développement géologique. Ce dernier nous est apparu nécessaire devant les récents travaux qui ont révisé les conceptions antérieures sur l'évolution géologique de la région. Il est regrettable que les reconnaissances pédologiques, à grande échelle, n'aient pas vu le jour depuis près de 20 ans. L'apport de l'outil satellitaire devrait permettre de combler cette lacune.

Le cadre physique de cette étude sur le fleuve Sénégal ainsi défini, le chapitre suivant aborde "les signaux d'entrée" dans le bassin versant : les pluies, les poussières et l'intrusion océanique en domaine continental. Ces apports exogènes vont conditionner les pulsations annuelles et saisonnières de la "respiration hydrogéochimique" du bassin