Jean Yves GAC [1], Jean Luc APPAY [1], Michel CARN [1], Didier ORANGE [2]

Projet CEE (EQUESEN) TS 2 0198 F EDB

LE HAUT BASSIN VERSANT DU FLEUVE SENEGAL

Octobre 1990

---

(1) ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, B.P. 1386, Dakar (Sénégal).
(2) Centre de Géochimie de la Surface, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex (France).

LE HAUT BASSIN VERSANT DU FLEUVE SENEGAL

Jean Yves GAC[1], Jean Luc APPAY[1], Michel CARN[1] et Didier ORANGE[2]

PROJET CEE (EQUESEN) TS 2 0198 F EDB

Photographie de la couverture

Le mont Loura à l'extrémité nord du massif de Mali (Guinée)
(cliché de Jean Luc SAOS)

Point culminant du Fouta Djalon, le mont Loura s'élève à 1538 m. Son sommet tabulaire est formé d'un épais sill de dolérites, plus ou moins diaclasées.
La physionomie de l'escarpement rocheux de la face Nord est tout à fait remarquable (silhouette féminine de haut en bas de l'arête saillante ou encore mufle d'un lion portant crinière sur la partie sommitale).

Octobre 1990

---

(1) ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, B.P. 1386, Dakar (Sénégal).
(2) Centre de Géochimie de la Surface, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex. France

Avant-Propos

Au terme de cette étude sur le haut bassin du fleuve Sénégal, il est agréable aux auteurs d'exprimer leur reconnaissance à tous ceux qui ont contribué à sa réalisation et à sa conception définitive.

Cette étude, si elle est l'oeuvre des auteurs, demeure " l'apanage" de la Communauté Economique Européenne dans le cadre d'un financement pour le projet EQUESEN " Environnement et qualité des eaux du fleuve Sénégal".

Nous adressons nos plus vifs remerciements à M. Max DEYNOUX et à M. Simon PEREIRA BARRETO pour leur disponibilité et leur importante contribution à la rédaction des chapitres consacrés à l'histoire géologique et à l'esquisse pédologique de la région.

Ce travail doit aussi beaucoup à la sollicitude et à l'accueil chaleureux des autorités du Sénégal Oriental et de la République de Guinée. Nous remercions en particulier le Ministre Résident de la Moyenne Guinée, les Préfets des villes de Gaoual, Koundara, Labé, Mali, Pita et Mamou.

Nous exprimons enfin toute notre reconnaissance aux responsables des stations sypnotiques du Fouta Djalon, au premier rang desquels, il faut citer M. Diallo Mamadou BOBO de Labé pour sa grande disponibilité.

Jean Yves GAC

RESUME

Cet ouvrage synthétise toutes les données disponibles sur le haut bassin versant du fleuve Sénégal.

Il est essentiellement descriptif dans les chapitres qui traitent de la situation géographique, du cadre physique, du passé géologique, du modelé des paysages, de la nature lithologique du substratum et des formations pédologiques, ensemble de caractéristiques, que l'on peut considérer comme quasi-immuables à notre échelle de temps. Ce support terrestre ou substrat lithosphérique "inerte ou passif" est décrit en détail et avec le souci constant de l'actualité, en donnant à tout instant une place privilégiée aux études les plus récentes.

Les chapitres consacrés au climat et à l'hydrologie du cours supérieur du fleuve Sénégal constituent des chroniques depuis le début du siècle. Elles relancent le débat sur le caractère irréversible ou non de la sécheresse au Sahel et clarifient dans une conception nouvelle les modes climatiques qui modulent et gouvernent "la respiration hydrogéochimique" d'un grand bassin versant de la zone intertropicale.

Summary

This study synthetizes all the available data on the upper basin of river Senegal.

The chapters dealing with the geographical situation, the physical surrounding, the geological past, the relief of the landscapes, the lithological nature of the substratum and the pedological formations are essentially descriptive. These are a set of characteristics wich can be considered as almost unchanging on our scale of time. The description of this terrestrial support or "inert or passive" lithospheric substratum is given in detail with the constant concern of staying up to date by reserving a special place to the most recent studies.

The chapters dealing with the climate and hydrology of the upper catchment of the river Senegal are in fact chronicles that go back to the beginning of this century. They revive the question of whether the Sahelian drought is irreversible or not and clarify in a new conception the climatic modes that regulate and govern the " hydrogeochemical breathing" of an important basin in the intertropical zone.

I. HISTORIQUE DE LA RECONNAISSANCE PROGRESSIVE DU FLEUVE SENEGAL

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.

A. - LES PHENICIENS ET LES CARTHAGINOIS

Dans un document (1), daté du Vème siècle avant J.C., un navigateur carthaginois HANNON 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 (monts 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 1er (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).

B. - L'AFRIQUE INTERIEURE DE PTOLEMEE

Cet astronome grec d'Alexandrie est l'auteur d'une Géographie qui a fait autorité jusqu'au Moyen âge. La situation présentée sur la figure 1 est celle du milieu du IIe siècle avant notre ère, celle de l'époque de la chute de Carthage.

Sur la carte de Ptolémée, les côtes de la *Maurétanie* et celles de *l'Atlantikos* sont particulièrement mal tracées et les latitudes entachées de sérieuses erreurs. Ce document a particulièrement été 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 est inexacte.

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.

---

(1) Il existe une traduction grecque du périple d' Hannon en Afrique

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

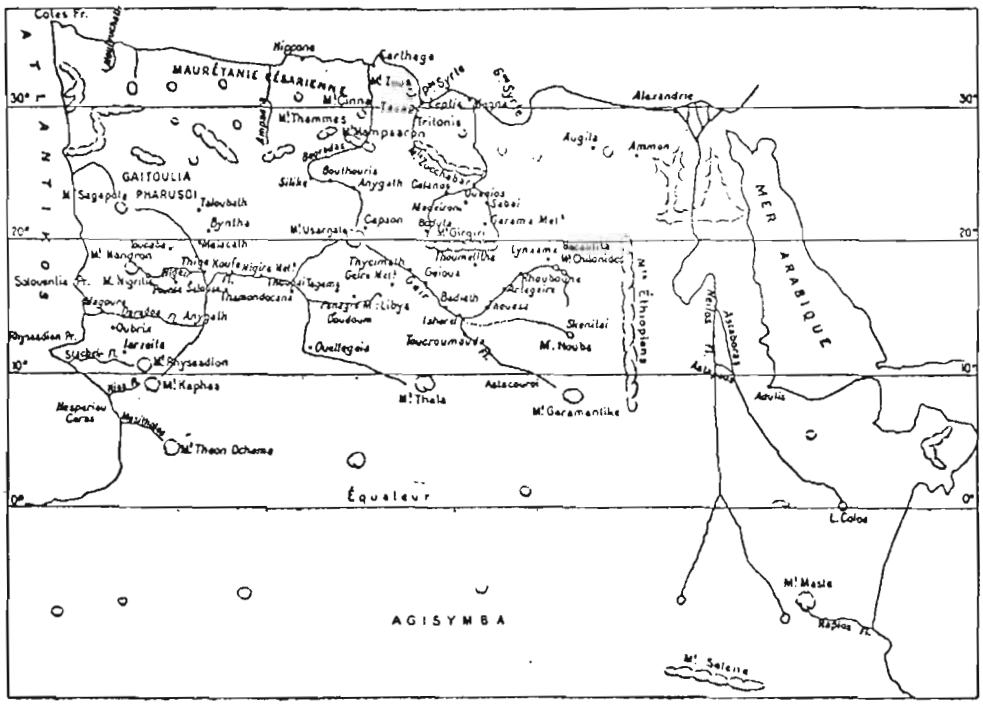


Fig. 1 - L'Afrique d'après PTOLEMEE

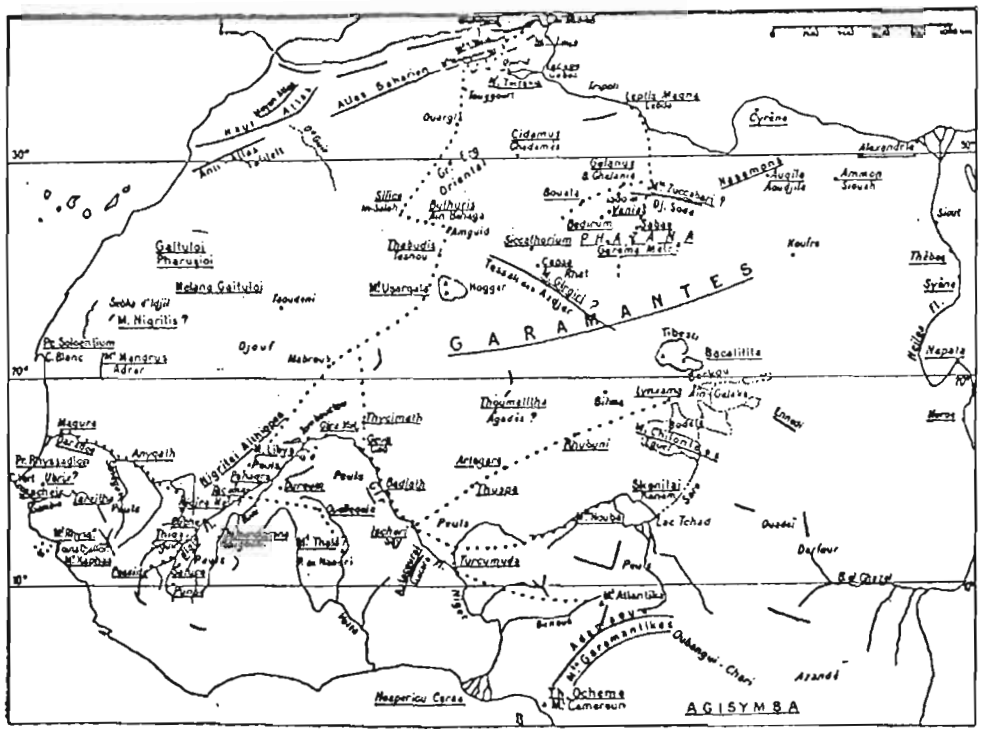


Fig. 2 - L'Afrique intérieure ancienne selon SAGAZAN (1951)
(les noms anciens sont soulignés, les tracés en pointillés représentent les itinéraires identifiés)

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 l'Afrique ancienne que permet de reconstituer avec assez de vraisemblance la Géographie de Ptolémée. Il apporte une contribution assez exceptionnelle à la reconnaissance du bassin du Sénégal.

C. - 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 Tékrour (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 1er 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 coté du levant* (coté Nil), *prenant son commencement dans un grand lac* (sans doute le lac Tchad), *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 réunis 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 du grand massif montagneux (en noir sur la carte). Il pourrait s'agir des rivières cotières que sont le Bandama, la Comoé, la Volta Noire et la Volta Blanche.

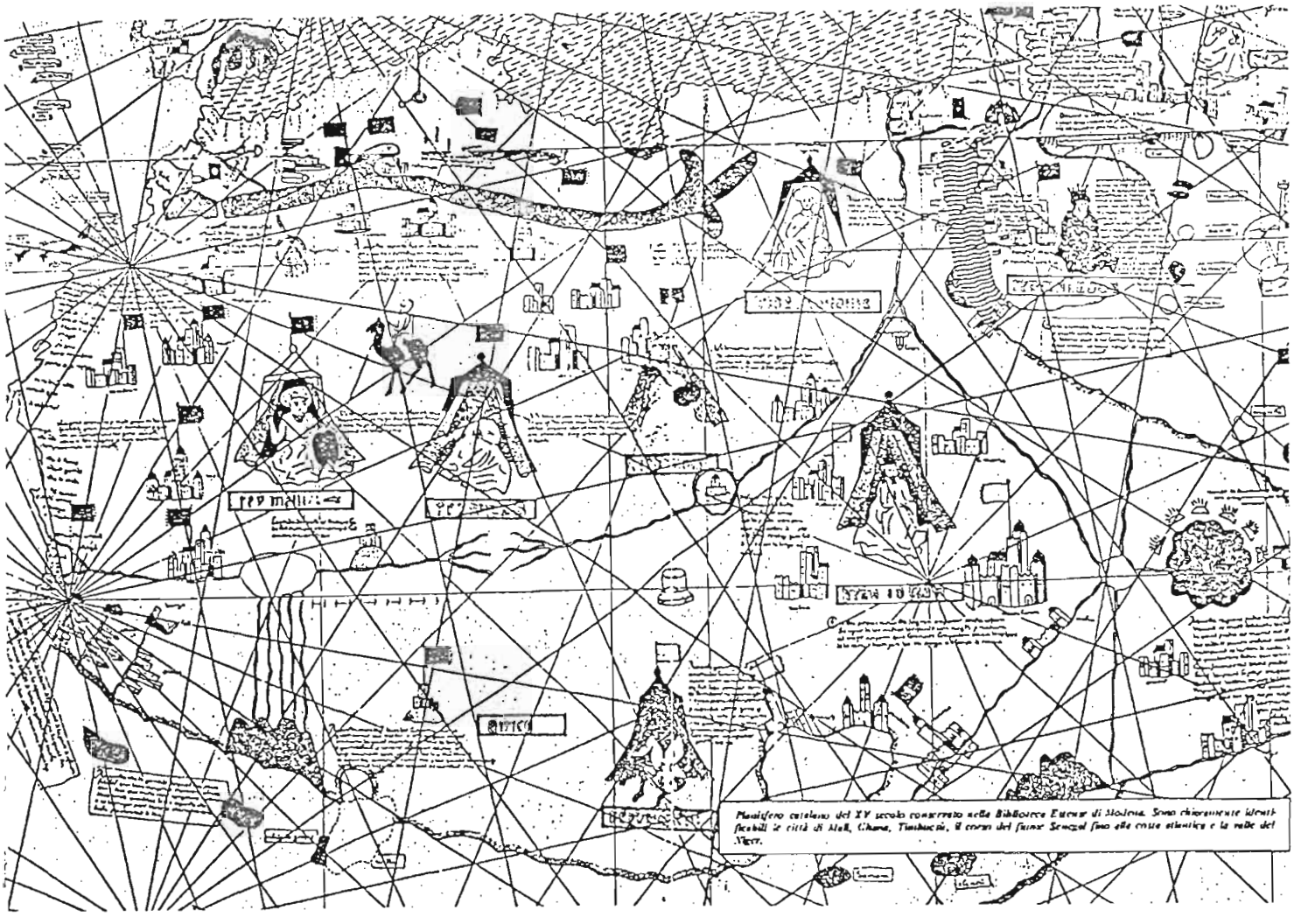


Fig. 3 - Planisphère catalan du XV e siècle

D.- LES PORTUGAIS ET TROIS SIECLES DE MOUVANCE FRANCAISE

Les cartes géographiques réalisées à partir du XV^{ème} siècle ont été répertoriées par BECKER[1] et *al.*(1988). L'analyse particulièrement pertinente de ces cartes par ces historiens, souvent reprise ici " in extenso", montre la valeur documentaire et l'intéret incontestable que représentent, même avec des insuffisances notoires, les cartes historiques anciennes pour la connaissance d'une région.

De 1600 à nos jours, il existe près de 500 documents géographiques sur lesquels figure la vallée du Sénégal. Ces cartes peuvent être consultées

---

(1) Les auteurs expriment leurs remerciements à M. Charles BECKER pour avoir eût l'extrême courtoisie de mettre à leur disposition l'ensemble de ses archives cartographiques.

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 quatre documents retenus s'échelonnent entre 1500 et 1784. Ils permettent de visualiser les progrès successifs réalisés dans la connaissance géographique 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.

En 1444, les caravelles du navigateur portugais TRISTAO NUNO mouillent, sans y entrer, au large de l'embouchure du Sénégal. Il semble bien que la première remontée du fleuve sur plusieurs milles ait été réalisée en 1447 par Lancelot Etienne ALONZO ou, en 1446 par Denis FERNANDEZ qui selon les affirmations de SCHEIFFER (1895) lui donna son nom (1).

1. Carte de l'Afrique Occidentale et de la côte jusqu'à la latitude de l'île de Sao Tomé (Fig.4)

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). 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 Djalon, 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.

---

(1) : *Controverses autour d'un nom* (P. DECRAENE, Le Monde du 5/8/1979)

" Pour l'historien A. Villard, le Sénégal est la rivière des berbères Zenaga. Pour Gaffarel, c'est le génois LANZAROTTE qui donna au fleuve le nom d'un maure. Pour sa part Vallon signale en 1886 que le fleuve était dénommé indifféremment : Dechgi, Dechnnai, dechgalle ou Gogiledech ".

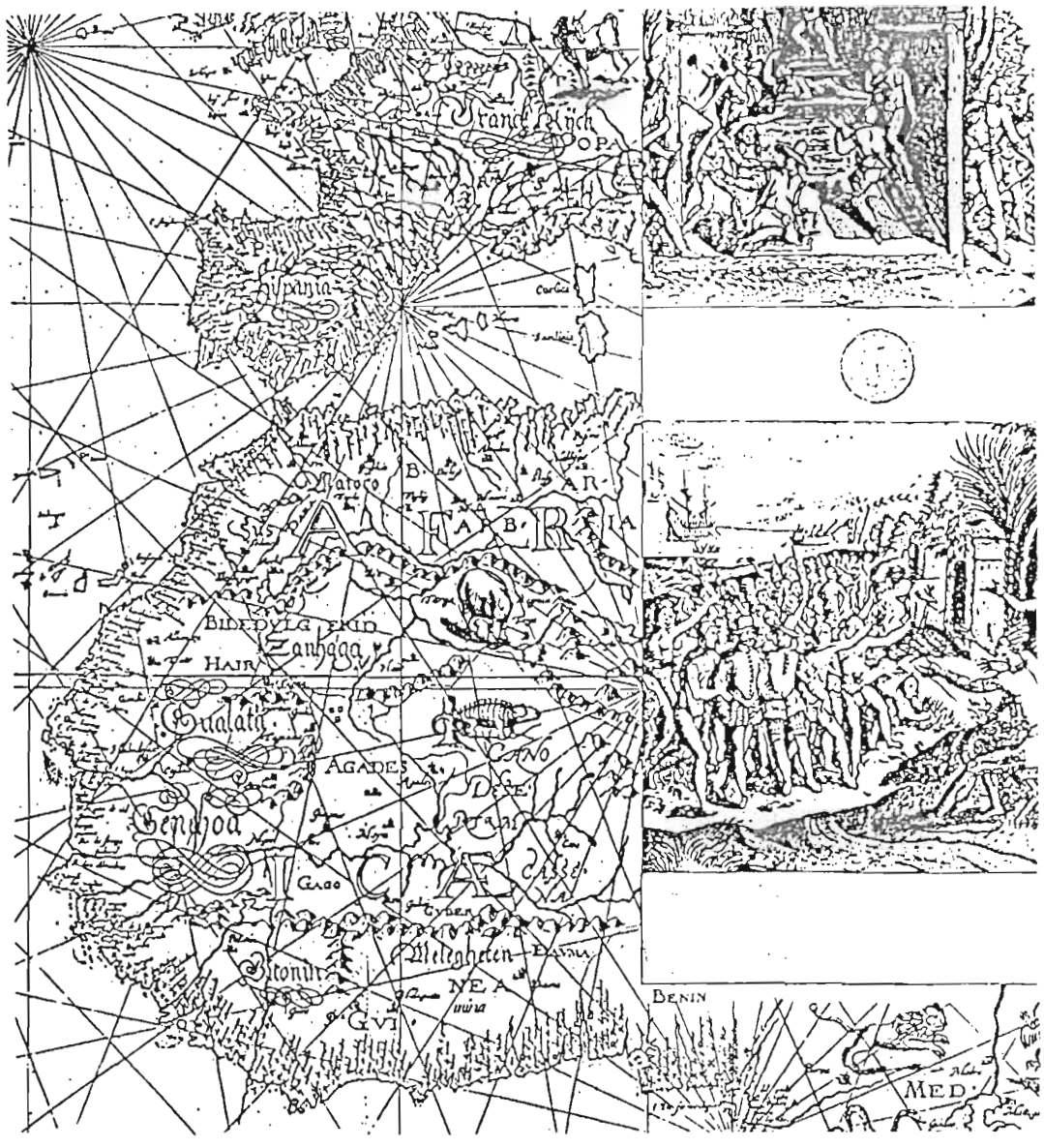


Fig. 4 - Portulan du XVIème siècle

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

Cette carte reproduite sur la figure 5 est très détaillée au niveau du Sahara et des régions cotières. 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* de la carte précédente 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 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.5 - Carte de l'Afrique ou Lybie ultérieure de Sanson d'ABBEVILLE

3. Carte de la Barbarie, de la Nigritie et de la Guinée (1707)

Elle a été établie par Guillaume DELISLIE de l'Académie Royale des Sciences (Fig. 6). Le Sénégal et le Niger constituent toujours un fleuve unique. En revanche, les rivières Gambie et Casamance sont désormais dissociées du fleuve Sénégal dont le tracé devient de plus en plus précis.

Fig. 6 - Carte de la Barbarie, de la Nigritie et de la Guinée (1707).

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

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 Félou (*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 Djalon) *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'ambiguité 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 aporte de bon étain et du morfil* (ivoire) qui semble bien située géographiquement...

4. Carte pour servir au voyage de Robert ADAMS dans l'intérieur de l'Afrique (Fig. 8)

Cette carte qui fût réalisée en 1784 est extraite de l'ouvrage de GAUDIØ (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, pour le major RENNEL, c'est un fleuve endoréïque qui aboutit dans une grande mer intérieure (le lac Tchad ?), et enfin pour REICHARD le Niger en sortant de la *mer du Soudan*, bifurque vers le Sud et se jette dans le golfe de Guinée.

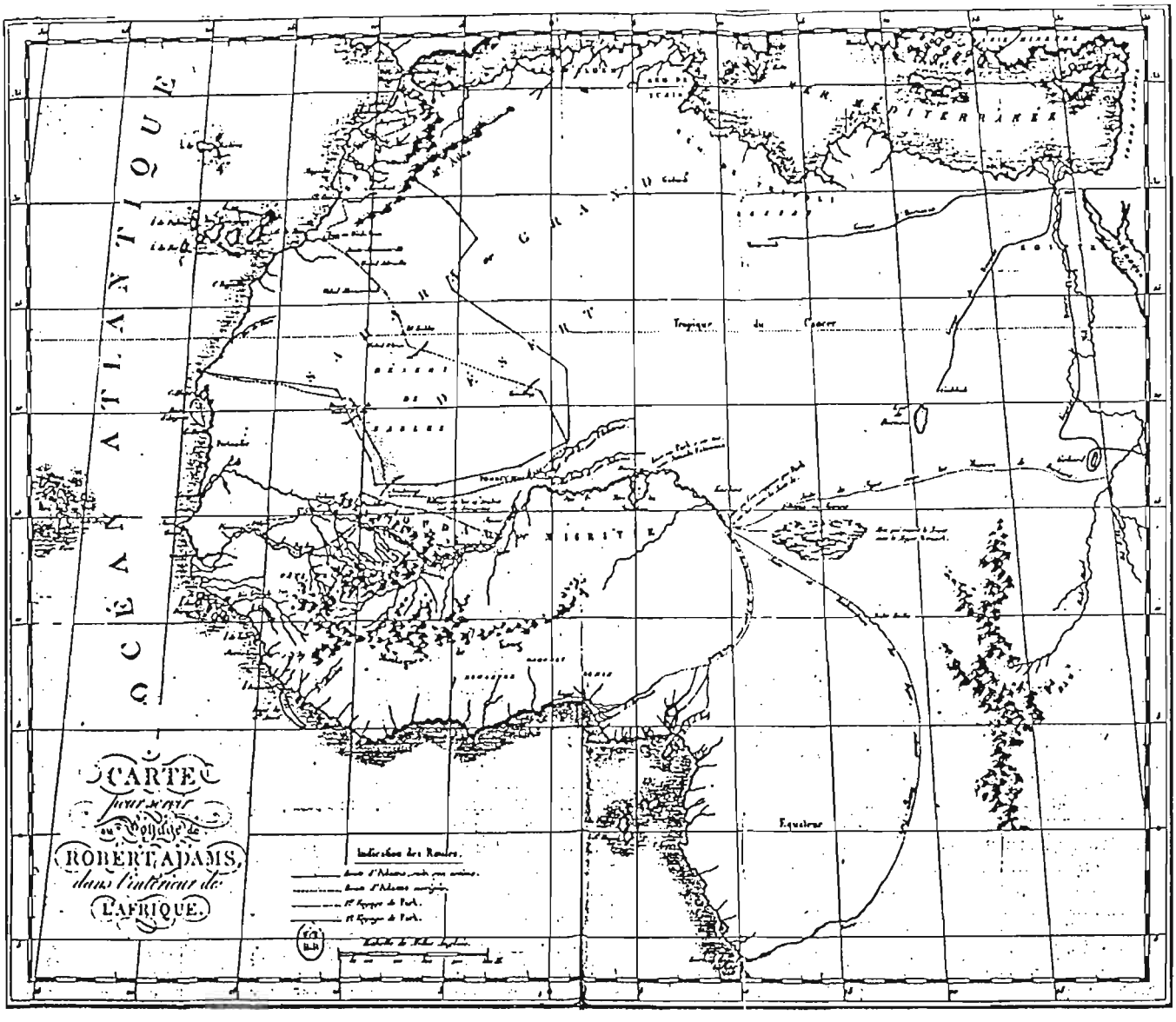


Fig. 8 - Carte pour servir au voyage de Robert ADAMS (1784)

II. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET DESCRIPTION GENERALE DU HAUT BASSIN VERSANT DU FLEUVE SENEGAL

Le Sénégal est l'un des plus grands fleuves de l'Afrique Occidentale, le second après le Niger. Son bassin amont qui couvre une superficie de près de 220.000 km² se partage entre les quatre républiques de Guinée, du Mali, de Mauritanie et du Sénégal (Fig. 9). De forme ovoïde, il est orienté selon un grand axe SW-NE et s'étend de 10°20' à 17°00' de latitude Nord et de 7° à 12°20' de longitude Ouest (Fig. 10).

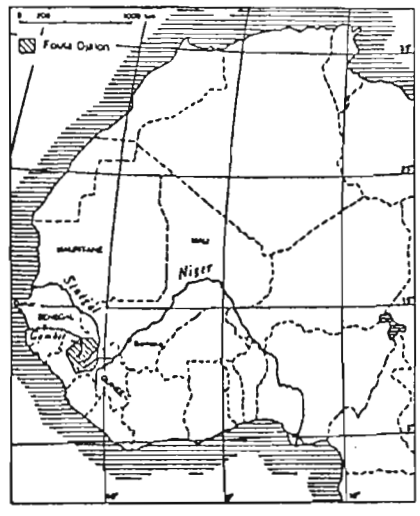


Fig. 9 - Situation géographique du bassin du Sénégal en Afrique Occidentale (la région hachurée correspond au massif montagneux du Fouta Djalon).

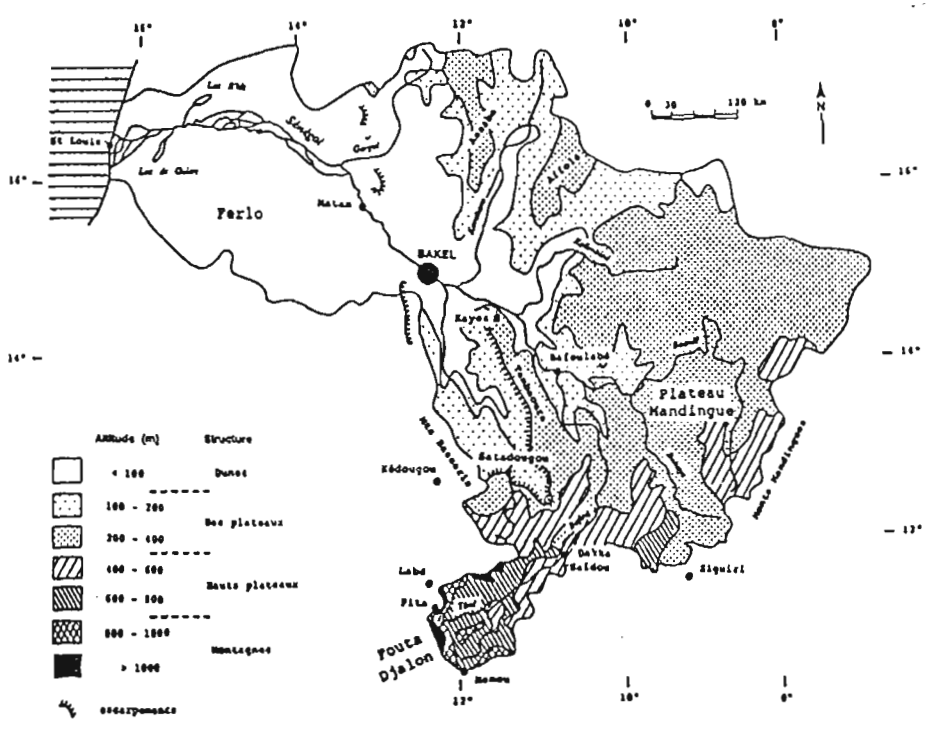


Fig.10 - Le bassin versant amont du Sénégal
(hypsométrie, cadre structural et réseau hydrographique principal)

Le fleuve Sénégal, long d'environ 1800 km (1000 km à son exutoire amont de Bakel), prend sa source dans le massif du Fouta Djalon en Guinée. Il est formé de la jonction du Bafing et du Bakoye à Bafoulabé, 255 km en amont de Bakel. A partir de cette ville, il sert de frontière entre le Sénégal et la Mauritanie jusqu'à Saint-Louis où se situe son embouchure dans l'océan Atlantique.

L'extrémité méridionale du bassin est la plus montagneuse. Elle est constituée en territoire guinéen par le massif du Fouta Djalon, et en territoire malien par le plateau Mandingue (Fig. 11). Le point le plus élevé du bassin est à une altitude de 1465 m ; il se situe au sud de Dalaba dans les monts Kavendou qui surplombent les sources du Sénégal et de la Téné.

La dorsale guinéenne, imposant "bourrelet" de hautes terres situées à plus de 1000 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 Djalon dont les niveaux étagés se terminent le plus souvent par d'imposants escarpements. Le plateau le plus septentrional, celui de Mali, surplombe les plaines avoisinantes d'un millier de mètres et culmine au Fello Loura à 1538 m d'alitude (photo de la couverture).

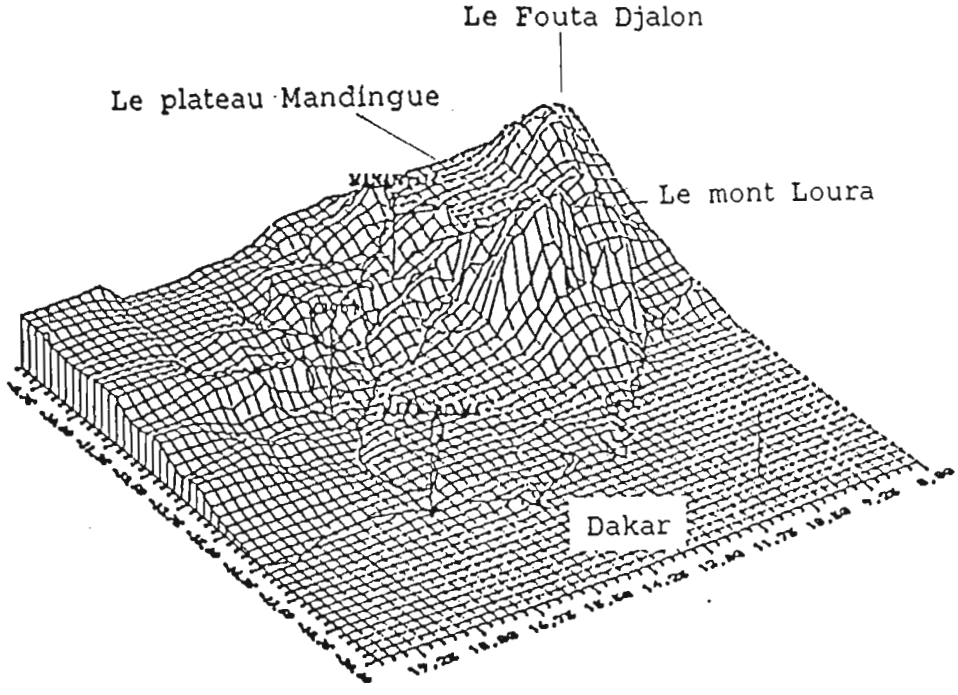


Fig. 11 - Bloc diagramme de la topographie du bassin du Sénégal
(Les positions des barrages de Manantali sur le Bafing, de Diama sur le Sénégal et de M'Bout sur le Gorgol sont indiquées)

Le plateau Mandingue fait suite au Fouta Djalon 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 ou des plaines et dont les altitudes sont variables. 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, en domaine sahélien, les plaines alternent avec les plateaux. 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 correspondants à chaque tranche d'altitude : 0, 25 % seulement de la surface du bassin se situe à plus de 1000 m et 50 % de la superficie totale est comprise entre 200 et 400 m.

Tableau I

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

Tranches d'altitude (m)	% de la superficie totale
1200-1465	0,01
1000-1200	0,24
800-1000	1,65
600- 800	5,00
400- 600	10,00
200- 400	50,30
100- 200	21,10
15- 100	11,70

Les caractéristiques physiques des bassins du Bafing, du Bakoye et de la Falémé dont la réunion constitue 70% du bassin amont du Sénégal, sont rassemblées dans le tableau II. Les indices de pente décroissent rapidement de l'amont vers l'aval : les dénivelés deviennent pratiquement imperceptibles dans les cours inférieurs (de 1 à 5 cm/km selon KANE, 1985).

Tableau II

Caractéristiques morphométriques du bassin amont du Sénégal (ROCHETTE, 1974)

Bassin versant	Superficie (km²)	%	Périmètre (km)	IG (m/km)	Kc	Re L	Re l	Altitudes (m) maxi	mini	moy
BAFING (à Mahina)	38400	17,6	1514	1,01	2,16	701	55	1465	89	550
Bafing (à DakkaSaïdou)	15700	-	777	1,59	1,74	343	46	1465	307	-
BAKOYE (à Kalé)	85600	39,3	1645	0,37	1,57	697	123	873	102	-
FALEME (à Kidira)	28900	13,3	938	1,50	1,54	396	73	906	19	-
Falémé (à Fadougou)	9300	-	418	3,72	1,21	145	64	906	119	-
SENEGAL (à Bakel)	218000	100	3144	0,43	1,89	1418	154	1465	15	300

IG (indice général de pente), Kc (coefficient de compacité de Gravelius), Re (rectangle équivalent : L longueur et l largeur en km)

La densité du réseau hydrographique de surface témoigne de la nature imperméable des terrains. A Bakel, le Sénégal a déjà reçu la quasi totalité de ses affluents. Les profils en long (Fig. 12) de tous les cours supérieurs sont très accidentés et entrecoupés par de nombreux rapides. Le tableau III indique les principales caractéristiques du réseau hydrographique.

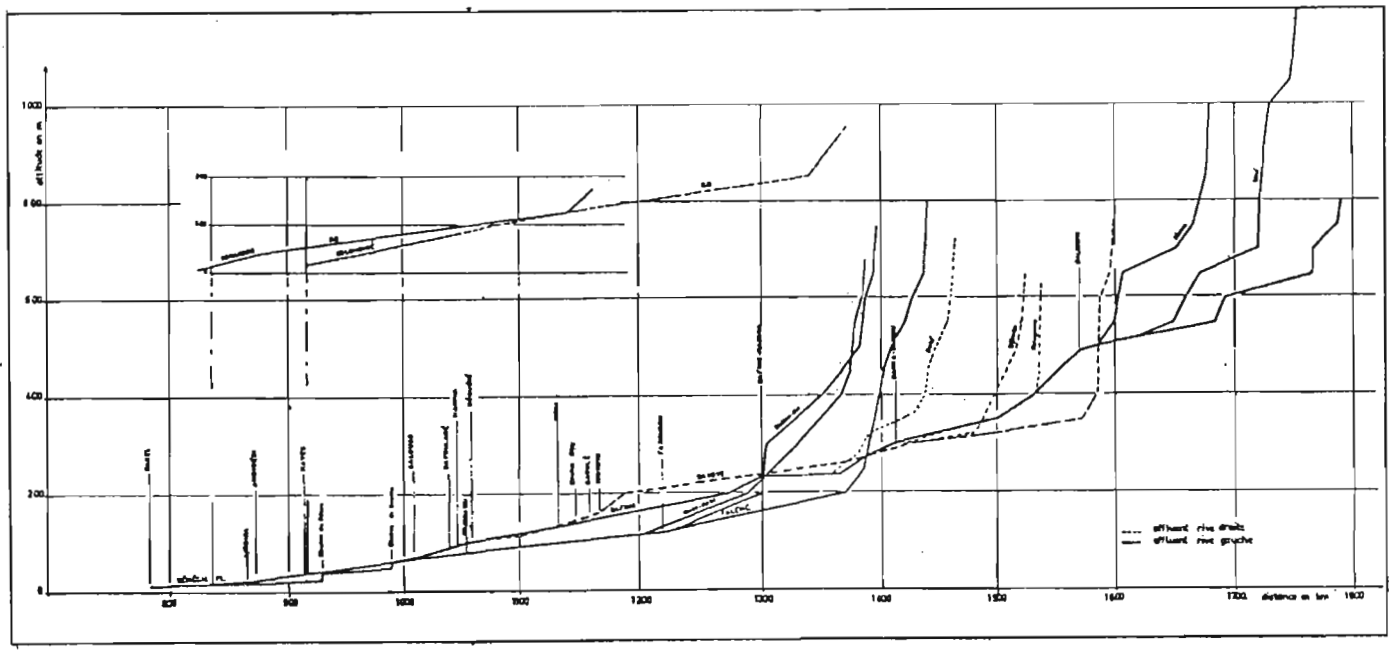


Fig. 12 - Profil en long du Sénégal et de ses principaux affluents (ROCHETTE,1974)

Tableau III

Caractéristiques principales du réseau hydrographique du Sénégal

Cours d'eau	Longueur (km)	Altitudes (m) maxi	Altitudes (m) confluent	Dénivelé (m)	Pente moyenne (m/km)
BAFING (à Mahina)	750	960	88	872	1,16
BAKOYE (à Kalé)	561	760	88	672	1,20
FALEME (à Kidira)	625	928	18	910	1,46
SENEGAL (à Bakel)	1006	928	11	917	0,91

Le Bafing constitue la branche-mère du Sénégal bien que son propre bassin versant ne soit que de 38.400 km². Il prend sa source dans le Fouta Djalon à 960 m d'altitude, à 17 km au NW de Mamou. Son cours supérieur

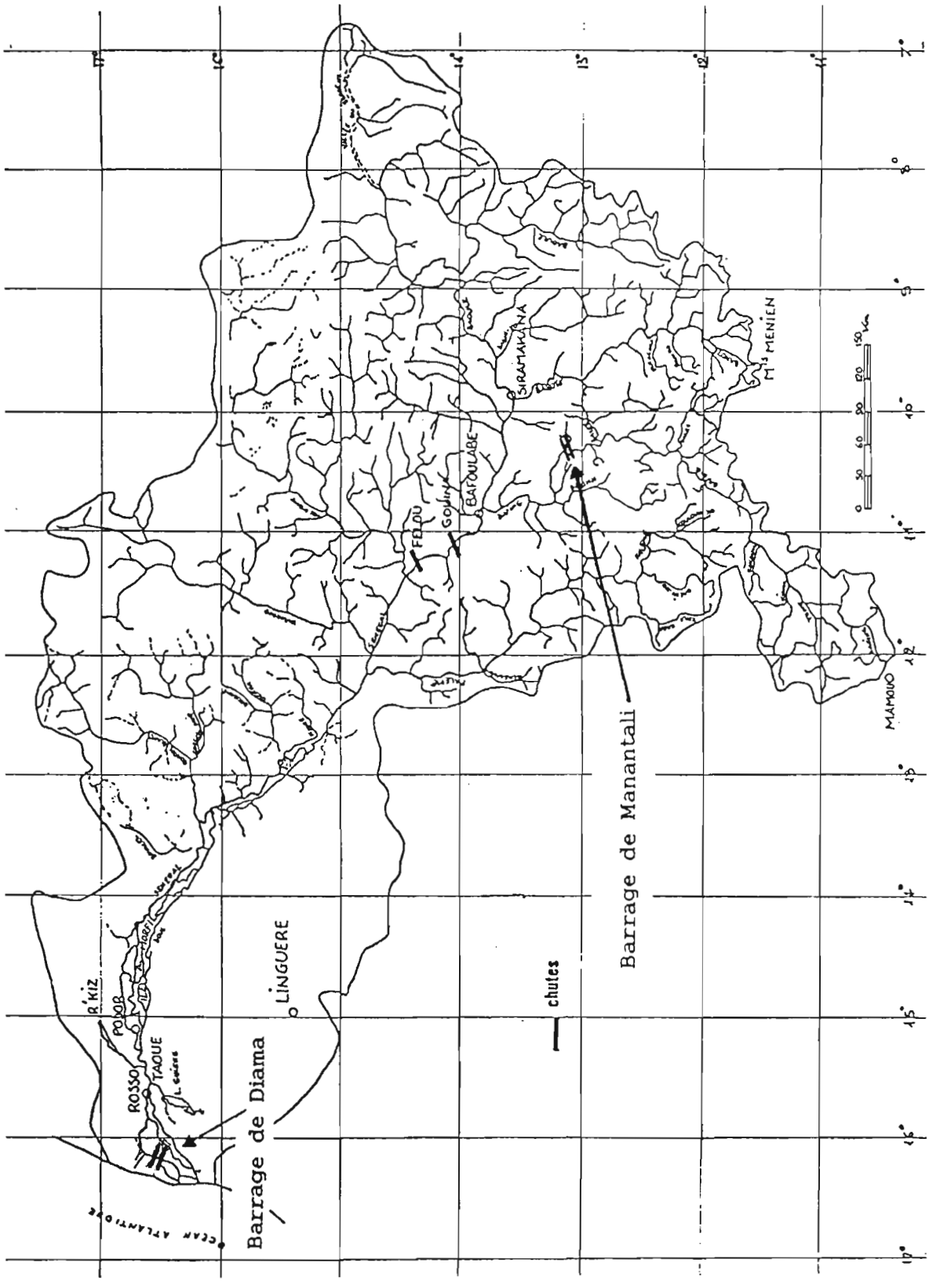


Fig. 13 - Le réseau hydrographique du fleuve Sénégal (SOW, 1984)

est sinueux et entrecoupé de rapides. Il circule entre des massifs granitiques et doléritiques qui lui imposent de fréquents changements d'orientation (Fig. 13). Il reçoit successivement la Téné (dont les sources sont situées en contrebas du mont Kavendou, point culminant du bassin versant du fleuve Sénégal à 1465 m) et la Kioma sur sa rive gauche. Après sa sortie du Fouta Djalon à Dakka-Saïdou il reçoit en rive droite, à 250 m d'altitude, le Balé 1 et le Balé 2, avant de prendre la direction SE-NO jusqu'à sa confluence avec le Balinn. Le barrage de Manantali, destiné à régulariser les crues du Bafing a été implanté entre les confluences avec le Balé 2 et le Balinn. Le Bafing s'oriente ensuite N-S jusqu'à Bafoulabé où il reçoit les apports du Bakoye : à Bafoulabé, le Bafing a parcouru 750 km. Plus en aval et associé au Bakoye, il porte désormais le nom de Sénégal. De Bafoulabé à Bakel, le Sénégal prend la direction SE-NW et traverse une région peu accidentée entrecoupée cependant par quelques rapides ou par des chutes (seuil de grès de Talari, chutes de Gouina et de Félou). Au delà du plateau Mandingue, ses principaux affluents en rive droite sont la Kolimbiné (près de Kayes) et le Karakoro (à 70 km en amont de Bakel). En rive gauche, il reçoit un seul affluent important : la Falémé (à 50 km en amont de Bakel).

Le Bakoye occupe un bassin versant de 85.600 km² et prend sa source aux monts Ménien (au NW de Siguiri en Guinée), sur les contreforts du plateau Mandingue à 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 constituée de schistes birrimiens et de grès. D'orientation générale SE-NW, son principal affluent est le Baoulé qu'il reçoit à Siramakana au km 445 avant sa confluence avec le Bafing au km 561.

Le Baoulé, dont le bassin versant se déploie sur une superficie de l'ordre de 60.000 km² prend sa source à 750 m d'altitude dans une région située au Sud-Ouest de Bamako. Il traverse, dans la partie supérieure de son cours, des reliefs doléritiques, puis il débouche sur le plateau Mandingue où sa faible pente et le manque de relief lui font décrire de nombreux méandres. Il a une direction sensiblement N-S puis, après avoir dessiné deux importantes boucles, il rejoint le Bakoye en suivant une direction NE-SW.

La Falémé qui s'étend sur une superficie d'environ 32.000 km² prend sa source au bowal *Séguéré Fougou* dans une région de plateaux doléritiques qui s'élèvent à 850 m. Le point culminant du bassin versant (928 m) se situe à l'Est de Fongolambi sur la ligne de crêtes qui le sépare du bassin de la Gambie. Dans l'ensemble, son cours a une orientation sensiblement parallèle à celui du Bafing. A sa sortie du Fouta Djalon, après Satadougou, elle draine sur 300 km l'ensemble granitique et métamorphique birrimien de la *fenêtre de Kéniéba* puis elle achève son parcours sur des grès quartzitiques.

La Kolimbiné et le Karakoro drainent toute la zone désertique de la région nord du bassin amont du Sénégal. Ils rejoignent la rive droite du fleuve après avoir traversé des zones basses et marécageuses. Leurs écoulements sont peu importants par suite de l'aridité croissante du climat. Leur bassins sont entièrement situés en zone sahélienne entre les isohyètes 200 et 500 mm.

III. LES GRANDS ASPECTS DU MODELE : LA GEOMORPHOLOGIE

Les plateaux et le 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 variables (Fig. 14).

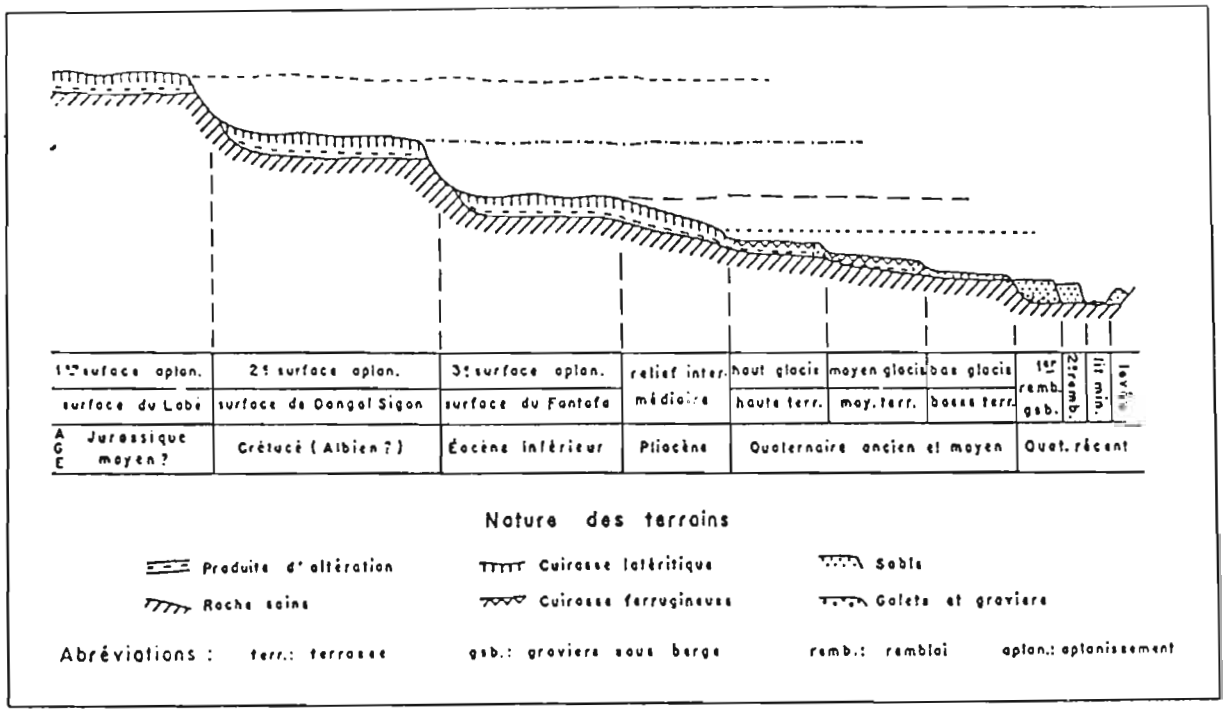


Fig. 14 - Schéma du modelé et de l'évolution géomorphologique (MICHEL, 1973)

A. LES SURFACES D'APLANISSEMENT DU SECONDAIRE ET DE L'EOCENE

Leur topographie plane contraste fortement avec leurs rebords escarpés. Cette morphologie est dûe 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.

1. La première surface d'âge Jurassique, dite de Labé

Il n'en subsiste plus que quelques lambeaux, perchés entre 1150 m et 1200 m sur les hauts reliefs du Fouta Djalon. Datés 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 dolérites.

2. La deuxième surface d'âge Crétacé, dite de Dongol Sigon

Elle couvre une vaste superficie dans la partie orientale du Fouta Djalon. Elle s'étend très largement de part et d'autre du cours supérieur du Bafing où les vastes bowé déroulent leur terrain rocailleux entre 850 et 1000 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. Les *bowé* de cette seconde surface se rencontrent essentiellement en haute Gambie dans les cours supérieurs de la Liti (région de Dongol Sigon) et de la Koléa (région de Tougué).

3. La troisième surface d'âge Eocène, dite de Fantofa

Ce niveau qui s'étale en contrebas des témoins de la seconde surface d'aplanissement, a été bien conservé dans les contreforts du Fouta Djalon 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 interfluves 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. En général les bowé des surfaces les plus anciennes ont un caractère bauxitique plus prononcé que ceux des surfaces les plus récentes.

Les bowé de la surface éocène se terminent souvent par des versants convexes 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 revêtement latéritique, croupes arrondies ou, encore, ensemble confus de collines. Sa position au raccord des anciennes surfaces du Secondaire, de l'Eocène et des glacis façonnés au cours du 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 ensembles montagneux de part et d'autre du Bafing et du Bakoye, que plus à l'Est dans les monts Mandingue. Elles y ont été "archivées" grâce à leur couverture latéritique et elles caractérisent le modelé de cette partie méridionale du plateau Mandingue. Plus au nord, ces

paléoformes ont presque toujours été détruites par l'érosion mécanique. Il n'en subsiste 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, constituées de matériaux fins, de galets et de graviers de cuirasses ; le haut glacis s'est alors formé par accumulation et migration des sesquioxydes. Au cours d'une seconde phase de creusement, le haut glacis a lui-même été entaillé, et les éléments de cette érosion ont contribué, en contrebas, à la formation du moyen glacis, avec également addition de sesquioxydes par migration latérale. Une deuxième entaille a entraîné la formation du bas glacis selon le même processus (Fig.15).

Les glacis s'ordonnent toujours dans les paysages en fonction du réseau hydrographique puisque leur façonnement est lié aux entailles des cours d'eau. Ils constituent donc des surfaces d'érosion locales. C'est pourquoi les glacis d'une même génération se situent souvent à des altitudes très différentes d'une région à l'autre, selon la position initiale du niveau de base sur lequel ils se sont développés. Leur extension dans le bassin dépend de trois facteurs: la résistance à l'altération du substrat rocheux, le domaine bioclimatique où ils se situent et leur position dans le bassin versant.

1. Le haut glacis et la haute terrasse

Le haut glacis s'étale largement dans les contreforts du Fouta Djalon 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. Par contre il a été fortement disséqué par l'érosion dans le bassin de la Falémé où prédominent des roches sensibles à l'altération biochimique. Ce niveau cuirassé se situe dans les contreforts du Fouta Djalon 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'existe guère dans les régions centrale et orientale du Fouta Djalon. 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 fleuve Sénégal (Kolombiné, Karakoro, Gorgol,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. Il existe aussi des témoins de la moyenne terrasse sur la bordure ouest de la vallée du Sénégal en aval de Bakel.

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 du paysage. Son extension est limitée aux régions septentrionales du plateau Mandingue et le long des rivières Kolonbiné et Karakoro. Enfin de nombreux lambeaux de la basse terrasse, dominant de quelques mètres le niveau atteint par les plus fortes crues, s'égrènent le long du Sénégal en aval de Bakel.

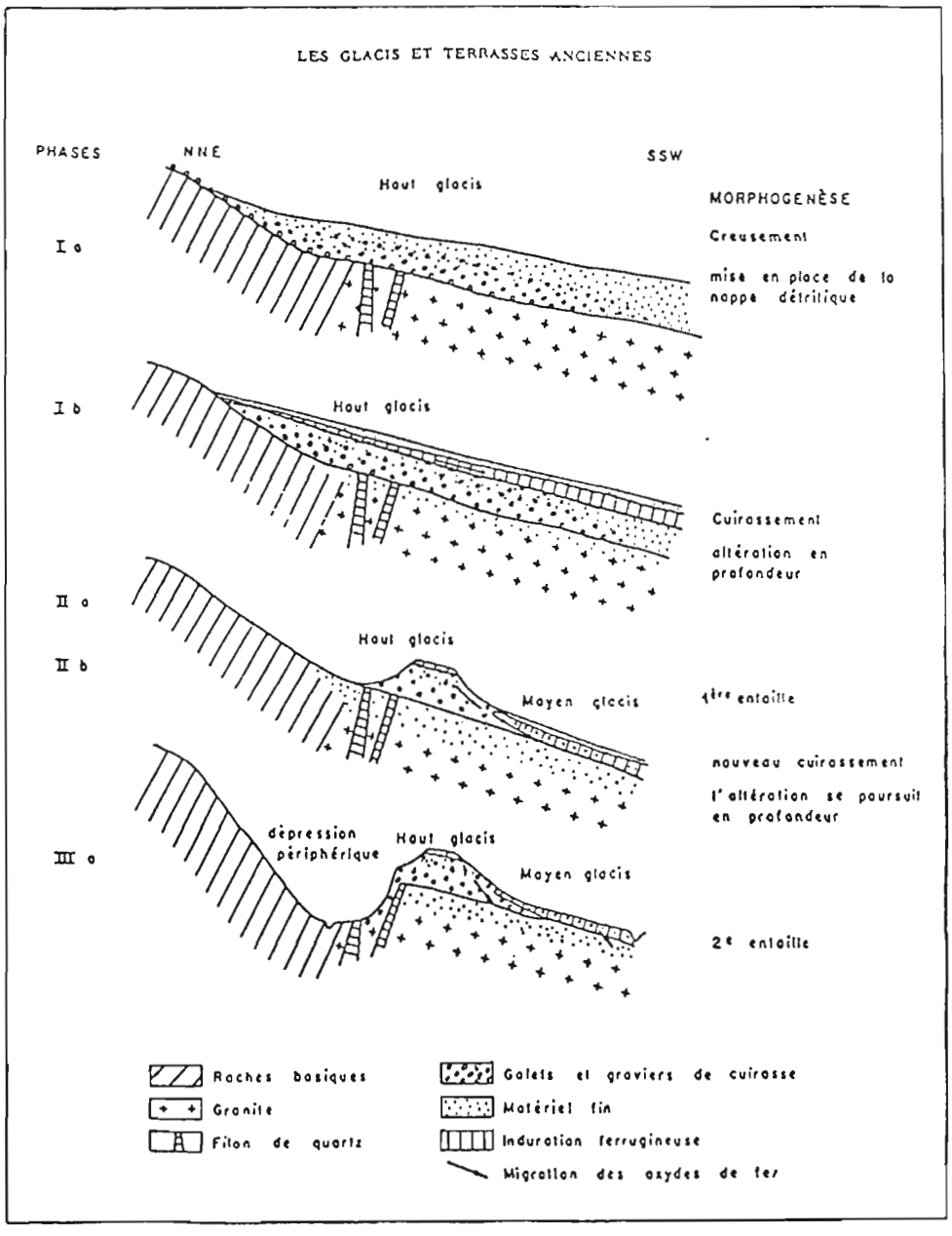


Fig. 15 - Schéma de la formation des glacis (MICHEL, 1973)

IV. LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGOGIQUES ET LITHOLOGIQUES

Le bassin versant du cours supérieur du fleuve Sénégal se situe sur la bordure Sud-Ouest du craton ouest-africain (Fig.16). 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).

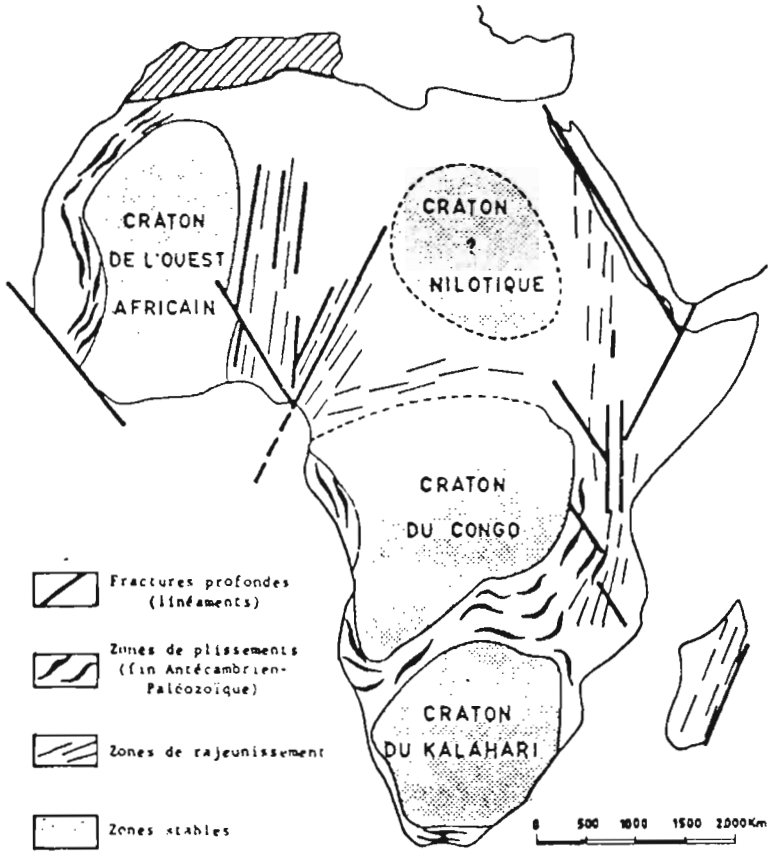


Fig. 16.- Structure d'ensemble de l'Afrique (ROCCI, 1965)

En résumé, la géologie de l'Afrique de l'Ouest se compose de trois éléments principaux (Fig.17) :

- 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 calédono-hercynienne,

- des bassins côtiers secondaires et tertiaires.

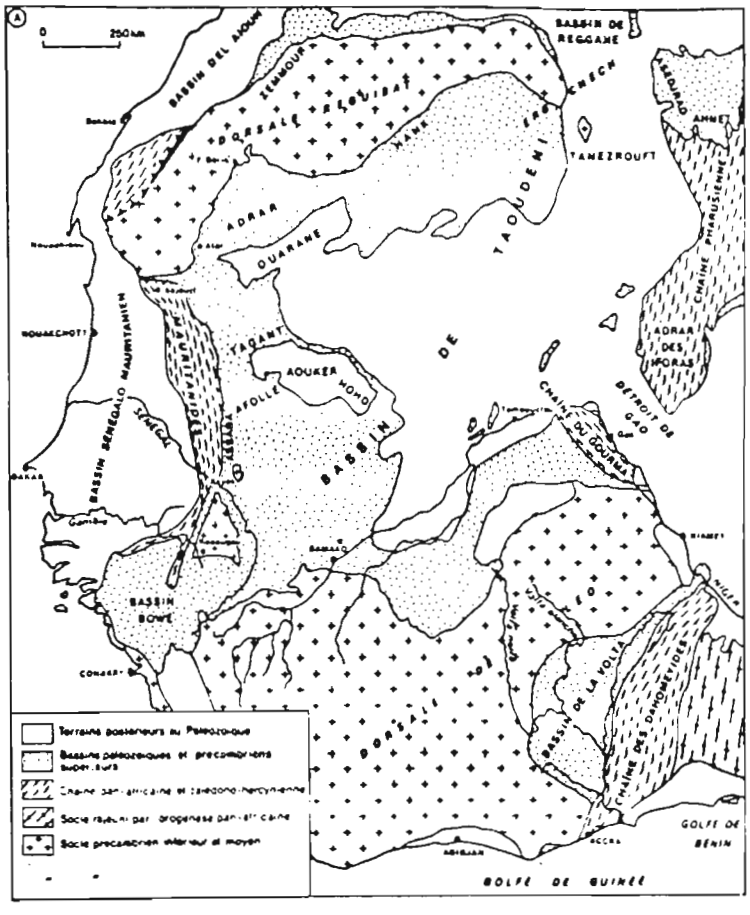


Fig.17.- Carte géologique schématique de l'Afrique de l'Ouest (ROSSI et *al*, 1984)

A.- L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION

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 évènements :

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 sénégalo-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 lithostructurales, 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 Rokelides (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 sills 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 Djalon. 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 Djalon 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 GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES

L'esquisse géologique est extraite de la notice de la carte géologique de l'Afrique Occidentale (au 1/2.000 000 ème) publiée par le BRGM en 1960, des notices des cartes géologiques de Guinée (au 1/1.000 000 ème) et du Mali (au 1/1.500 000 ème). 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 Koniakari et groupe de Nioro*),

- les formations sédimentaires cambro-dévoniennes (*groupe de Pita*),

- les venues doléritiques permo-triasiques,

- le bassin méso-cénozoïque sénégalo-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 brêches volcaniques, de métabasaltes 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 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 Djalon 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 Dindefello (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 *Dindefello*. 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 émersions 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 Dindefello. 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 voussure 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 Bérédji-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 Bérédji-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. 18).

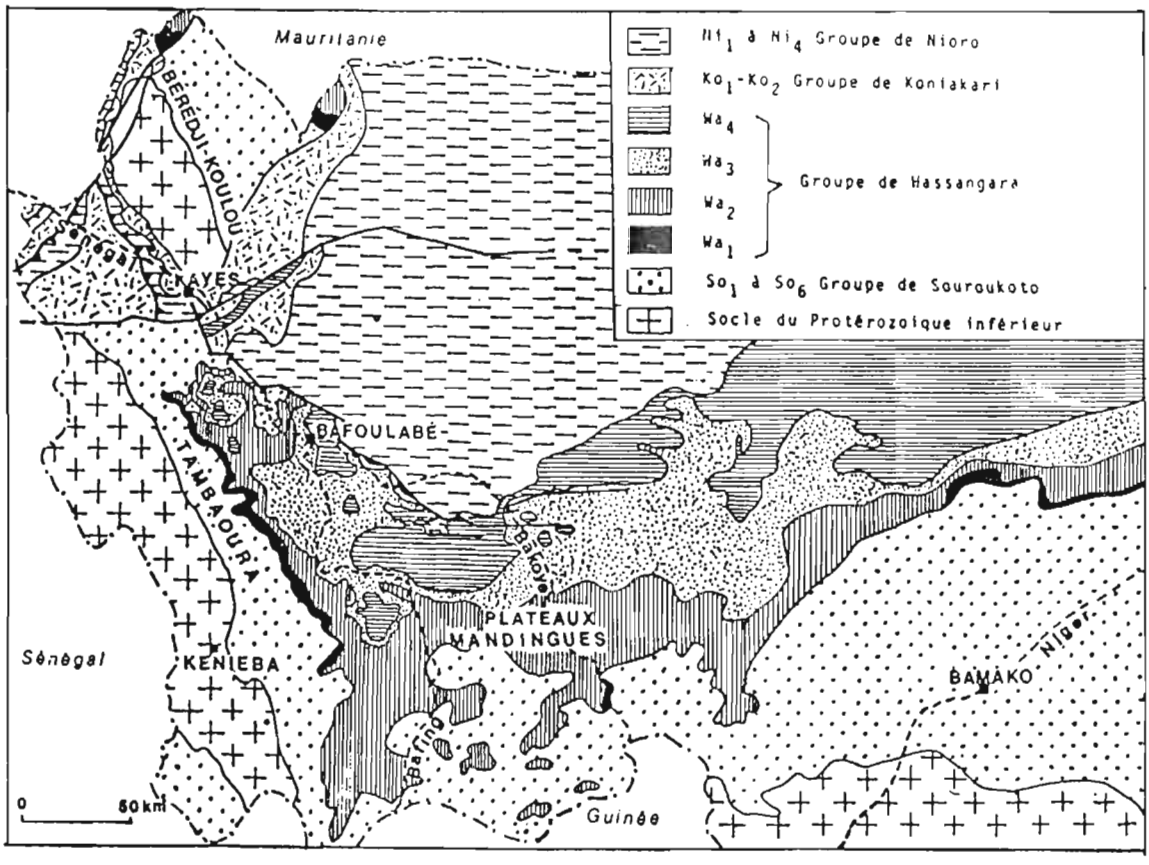


Fig. 18.- Carte géologique schématique du Mali occidental (DEYNOUX, MARCHAND & PROUST, 1989)

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 Bérédji-Kourou, et d'El Géleita 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 débuterait 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.

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 Kéniéba. 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.19). Ce groupe est caractérisé par une oscillation permanente entre un domaine de plate-forme, soumise aux vagues de tempête, et un domaine littoral pouvant aller jusqu'à l'émersion.

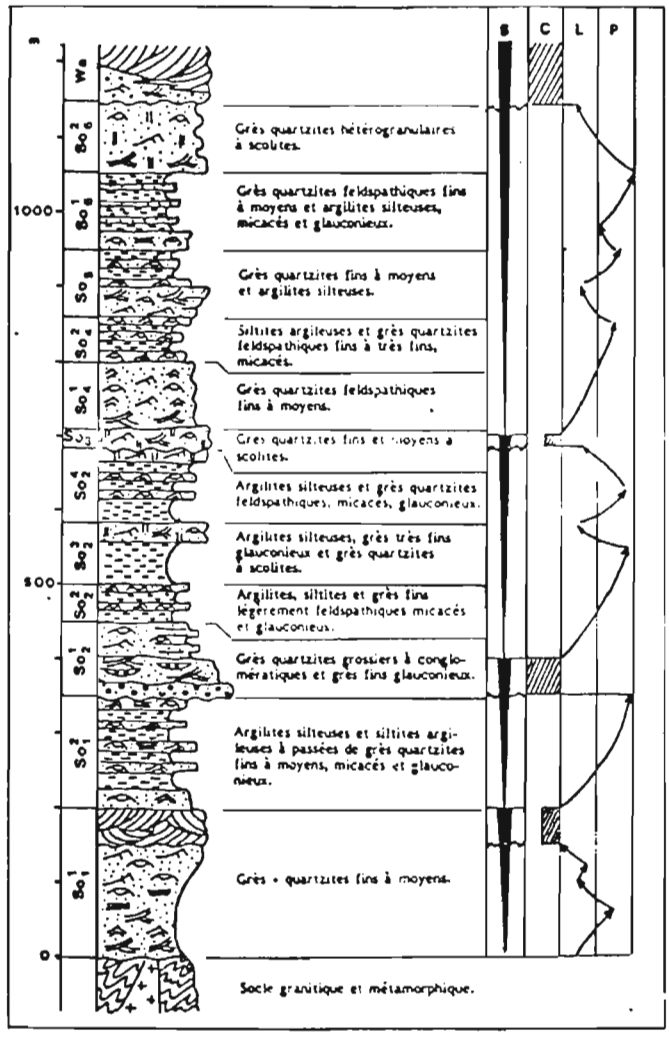


Fig.19 - Log stratigraphique schématique du groupe de Souroukoto au Mali (DEYNOUX, MARCHAND & PROUST, 1989)

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.

3. La chaîne panafricaine des Bassarides

Elle englobe toutes les formations plissées de la bordure occidentale du craton ouest-africain et n'affleure que partiellement sur le flanc Nord-Ouest du haut-bassin du fleuve Sénégal et le long du cours inférieur de la Falémé. Ces formations sont recouvertes en discordance par les dépôts détritiques de la couverture du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque inférieur. VILLENEUVE (1984) a proposé pour la mise en place le modèle d'une chaîne issue de la collision de deux masses continentales, consécutive à la fermeture d'un rift intracontinental entre 1000 et 650 Ma (VILLENEUVE, 1989). Trois grandes unités structurales, étirées en bandes de direction Nord-Sud, représenteraient d'Est en Ouest :

- 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 Forécariah, 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 Forécariah.*

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-alcalin 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 débuter 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 IV, 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 Jbéliat* de la falaise d'Atar, le *groupe de l'Aziaf* 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 la 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 (Panafricain II) liées à l'édification de la chaîne des Rokelides en Sierra Leone.

Les dépôts du groupe de Youkounkoun , essentiellement constitués de

Tableau IV

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

SENEGAL Oriental GUINEE	MALI Occidental	AFFOLE - TAGANT ASSABA		ADRAR de MAURITANIE
		Silurien		Siluro-Dévonien
		Complexe glaciaire ordovicien		Groupe de Njakane Abteilli
Groupe de Youkounkoun		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
	Groupe de Koniakari (T)	*Groupe des grès d'El Aguer et du Dar Taleb*	*Groupe de Nagara*	Groupe des Jbeliat (T)
BASSARIDES Groupe de Madina-Kouta	*Groupe de Wassangara*	*Groupe d'Aïoun* *Groupe de Teizir*		Supergroupe I
BASSARIDES Groupe de Ségou	Groupe de Souroukoto Groupe de Sotuba	Groupe de Beredji-Kourou et d'El Geleita		

(T) triade ----- discordance ===== fin du Panafricain I

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 Koniakari* (DEYNOUX & *al.*, 1989). Cette nouvelle distinction est justifiée par l'existence à la base du groupe de Koniakari 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.18), 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 niveau gréseux ou gréso-silteux sont parfois interrompus par une alternance de dépôts marins et continentaux (Fig.20) témoins d'une zone d'accumulation périglaciaire installée à l'Ouest du Mali au Protérozoïque supérieur. La sédimentation du groupe de Wassangara paraît entièrement 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 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, microconglomératiques dans lesquels "flottent" des granules, galets et blocs de nature et de formes variées, disposées d'une façon apparamment anarchique et dont certains sont striés (ROSSI & *al.* 1984).

Le *groupe de Koniakari* se distingue par la présence de la triade classique (tillite, calcaire à barytine et silexite). C'est l'équivalent de la série de Walidiala 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.18). 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.20). 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.

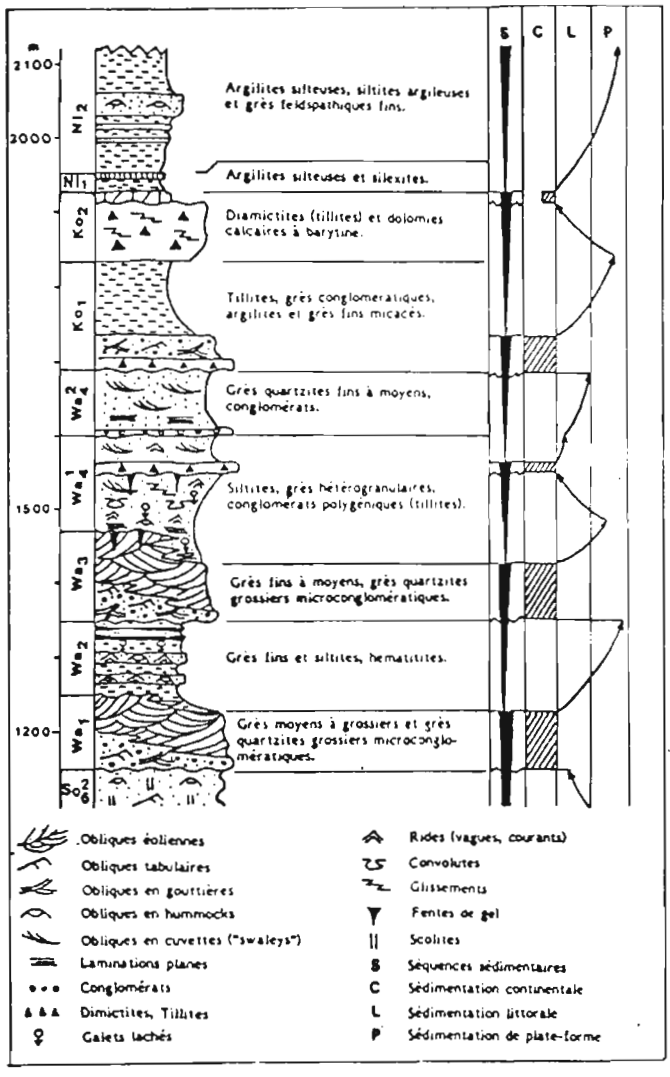


Fig.20 - Log stratigraphique schématique des groupes de Wassangara, de Koniakari et de Nioro (*pro parte*) au Mali occidental (DEYNOUX & al., 1989)

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.

5. Les formations sédimentaires paléozoïques du Cambrien supérieur au Dévonien

Les terrains sédimentaires paléozoïques débutent en général par des épandages gréseux cambro-ordoviciens de plate-forme continentale mis en place par un réseau fluviatile "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 plate-forme 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 épandanges se terminent par un épisode glaciaire qui correspondrait à la glaciation fini-ordovicienne. TROMPETTE (1973) a envisagé une émersion 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 cédent 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 Télimélé 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 Djalon. 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 fini-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 Djalon, les terrains paléozoïques (bassin Bové) sont subhorizontaux et ne présentent que des pendages 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 Djalon 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 sénégalo-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 sénégalo-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, gréso-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 man-

teau 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 banc 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 Djalon et dans le plateau Mandingue méridional (GSELL, 1957; MICHEL, 1973).

C.- LES PRINCIPAUX FACIES LITHOLOGIQUES

Les flux de substances dissoutes ou de matériaux particulaires 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-endoréïque 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.21) 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,

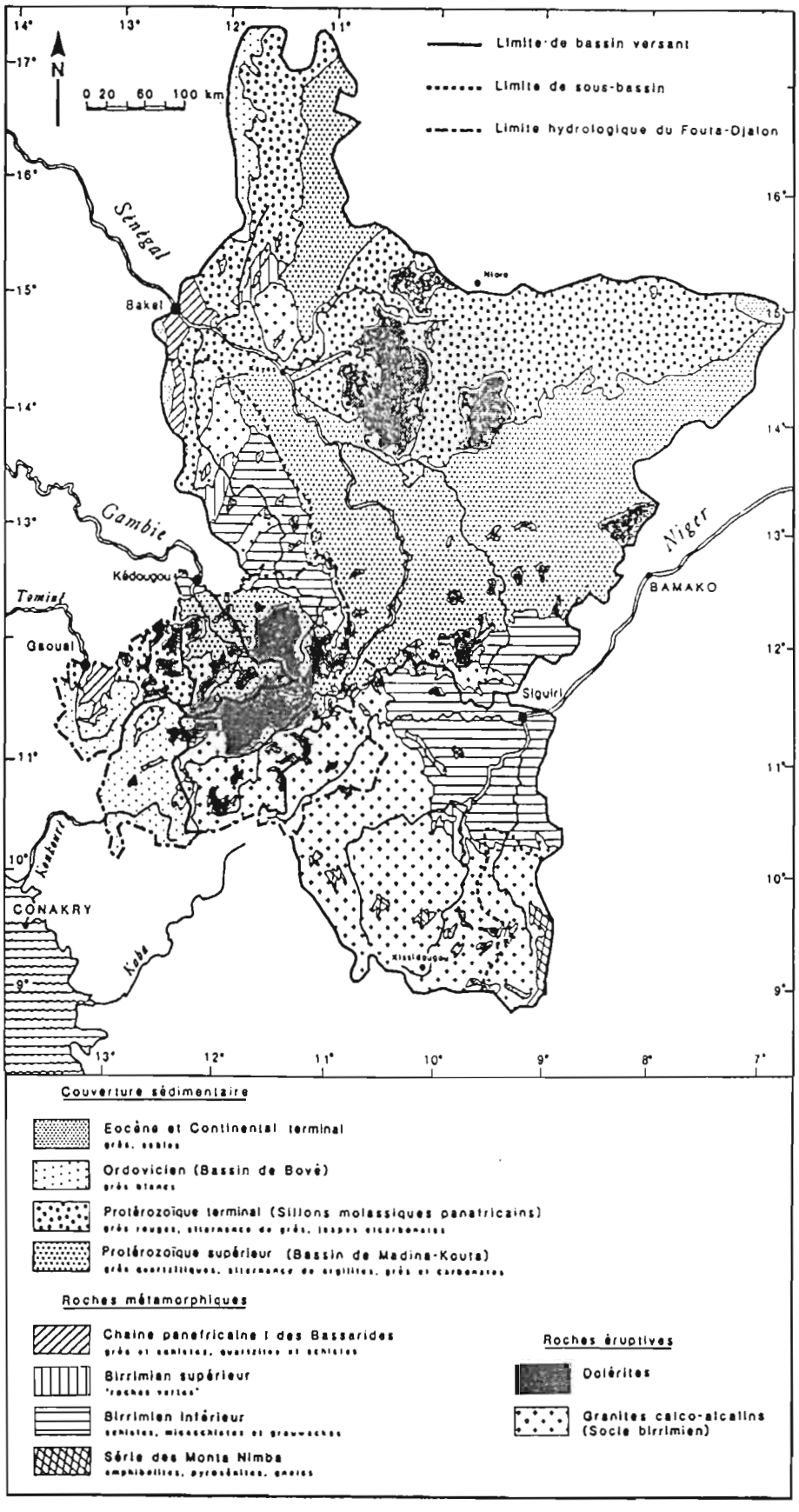


Fig.21 - Esquisse lithologique des hauts bassins versants du Sénégal, du Niger et de la Gambie (selon ORANGE, 1990)

- 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.

Tableau V

Composition chimique des grandes unités lithologiques (en %)

Classes lithologiques	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O
GRANITES	68,9	15,4	1,4	1,5	0	1,0	2,9	4,4	2,6	0,32	0,13	0,43
GRES	94,4	2,8	0,7	0	0,01	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0	1,3
SCHISTES	64,1	15,0	3,0	2,6	0,08	2,7	0,8	2,7	2,7	0,8	0,13	3,34
QUARTZITES	97,1	0,2	2,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DOLERITES	51,1	15,1	2,9	8,4	0,17	5,4	9,2	2,2	1,0	1,4	0,22	1,9
R. VERTES	49,5	14,2	3,9	8,2	0,16	6,1	9,1	2,6	0,37	0,85	0,07	2,2

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 Djalon.

Les roches acides représentent 87 % de la superficie totale du bassin avec une prédominance des grès quartzitiques et quartzites durs (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 V 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 (voir tableau en annexe), 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 fedspaths 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 VI).

Tableau VI

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

Bassin versant	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O
BAFING+ BAKOYE	88,1	4,1	1,9	1,2	0,03	0,8	1,4	0,62	0,38	0,24	0,04	0,78
FALEME	72,2	10,8	2,4	2,7	0,06	2,1	2,4	2,1	1,5	0,59	0,10	1,81
SENEGAL	86,0	5,0	2,0	1,4	0,03	1,0	1,5	0,82	0,53	0,29	0,05	0,92
GAMBIE	80,5	6,2	2,4	2,7	0,06	1,8	2,9	0,87	0,51	0,49	0,08	1,04

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.

V. 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 m^3/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 receler 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.- HYDROGEOLOGIE DES 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 loins d'être négligeables. En règle générale cependant, l'emmagasinement 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'infiltre 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 bio-climatiques. 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 superficiels de sable). Il est maximum quand les pluies sont étalées dans le temps et que le sol est recouvert d'une végétation forte consommatrice d'eau (comme en zone tropicale humide forestière, par exemple) (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 14ème 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 m^3/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 entre 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 précédemment 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 les 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

Le caractère fondamental 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 connues 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 < à 350 $\mu S.cm^{-1}$) 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 corréler 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 $\mu S.cm^{-1}$. 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 $\mu S.cm^{-1}$; la présence d'intercalations schisteuses et pélitiques peut localement donner lieu à des minéralisations plus élevées (1000 $\mu S.cm^{-1}$). 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 < à 1000 $\mu S.cm^{-1}$). La présence de gypse et d'anhydrite peut localement induire des solutions plus concentrées (conductivité < à 1700 $\mu S.cm^{-1}$).

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 puiqu'elle s'étend de 100 à 20000 $\mu S.cm^{-1}$ mais les valeurs les plus fréquentes oscillent autour d'une valeur moyenne de 600 $\mu S.cm^{-1}$. 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 désiquilibre 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 physico-chimiques 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 VII , 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 élévées, 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 cristallochimique 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.

Tableau VII

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. (μS)	:	206	217	260	166	840	70
pH	:	7,45	7,45	7,65	7,14	8,15	7,00
HCO_3^-	:	137,5	157,0	207,8	89,3	229,3	15,9
Cl^-	:	6,6	5,0	3,5	7,0	45,9	5,2
$SO_4^=$	:	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

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 maniére 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.

Schématiquement, les eaux des nappes reflêtent 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 VIII). 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".

Tableau VIII

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
N. échantillons	:	51	10	122	101
Cond. (µS/cm)	:	20	41	64	217
pH	:	6,6	7,02	7,4	7,45
HCO_3^-	:	6,3	24,1	32,3	157,0
Cl^-	:	1,5	0,5	3,6	5,0
$SO_4^=$	:	1,0	-	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

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.

Les eaux de la Falémé ont une teneur relativement importante en bicarbonates qui naturellement est à corréler 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 foncés pour l'étude des altérations. L'examen du Tableau IX, 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 (µg/l).

Tableau IX

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)		

VI. 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 succintes 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 Djalon 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 pédogénèse : 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 pédogénèse, 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 bio-climatiques, ce que DOKOUCHAEV, géologue père de la pédologie, fût le premier à souligner dès la fin du XIX^{e} siècle. Cette pédogénèse 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 pédo-génétique 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 (la topographie) 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 mozaïque de prairies à *Hyparrhenia s.p.p.* sur sols "dantari" plus ou moins bien drainés et *Loudetia coarctata* sur sols "hollandès" 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 *Ptérocarpus erinaceux* et *Parkia biglobosa*, à *Anogeissus*. C'est aussi le domaine de la forêt claire à *Isoberlinia, Uapaca*, de peuplement de Karité, de la savane boisée à *Lophira Alata, Terminalia macroptera, Pterocarpus erinaceux, 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 *Isoberlinia 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 pédogénèse 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 souterrainnes

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 pédogénèse. 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 engendré 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 pédogénèse 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 pédogénèse 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 (Fig.22)

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 Djalon, 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 dérivés des grès.

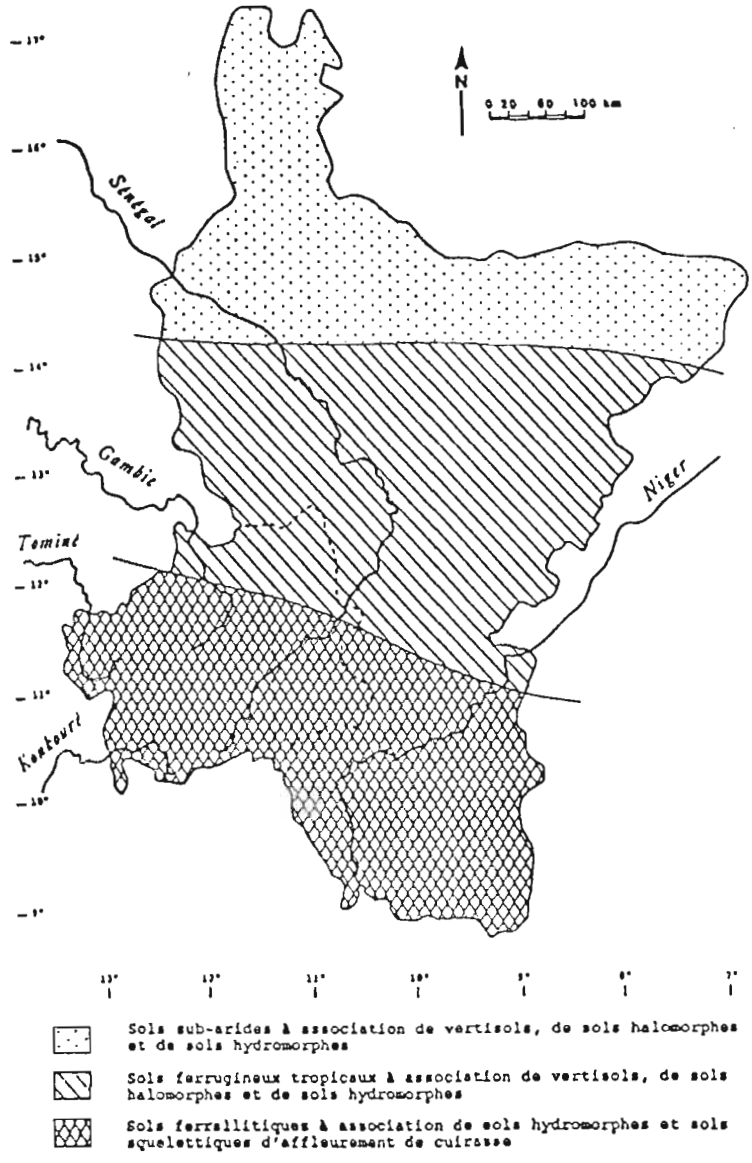


Fig. 22 - Esquisse pédologique du Fouta Djalon et des bassins versants supérieurs des fleuves Sénégal et Niger.

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

Il 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 remaniement 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 colluvo-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 principaux 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 sont eté 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 dans toutes les

positions 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 sesquioxydes de fer et/ou d'alumine, leur compacité et leur dureté.

Leur apparition en surface est dûe 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 (MAIGNIEN, 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 démantellement 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 13ème 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 prove-

nant du démantellement 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 dessication 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.

VII. LE CLIMAT

Les aspects physiques, géologiques, hydrogéologiques, pédologiques décrits et les grands traits du modelé brossés, il s'agit ici d'esquisser le bilan de l'eau. Entendons par là, la quantification des différentes étapes qui jalonnent le cycle de l'eau depuis les précipitations et leur cheminement sur les versants jusqu'aux écoulements à l'exutoire du bassin.

Il existe en effet un flux permanent d'eau à la surface de la terre, le réservoir ultime étant l'océan. A sa surface, l'eau s'évapore dans l'atmosphère et forme les nuages transportés par le vent. Dans les zones de courants ascendants, ces masses d'air humides se refroidissent, la vapeur se condense et l'eau, sous forme de pluie, retourne directement à l'océan ou se répand sur les continents. L'eau s'écoule alors par gravité des régions hautes vers les régions basses. Une partie de cette eau ruisselle à la surface du sol, une autre partie s'infiltre, une troisième partie enfin s'évapore et regagne l'atmosphère (TARDY, 1986).

Le cadre climatique est abordé dans un contexte régional qui englobe l'ensemble des hauts bassins fluviaux dont les écoulements sont tributaires des pluies sur le massif du Fouta Djalon. L'importance des écoulements de ces fleuves (Sénégal, Niger, Gambie, Tominé et Konkouré) justifie à plus d'un titre l'appellation de "*château d'eau*" donnée à ce complexe montagneux de l'Afrique de l'Ouest. Ce cadre climatique est décrit à travers les précipitations et les températures, deux paramètres essentiels des modalités de l'hydrologie fluviale (PAGNEY, 1976). Il faut cependant souligner l'importance primordiale du facteur pluie qui, dans ces régions tropicales à contexte thermique quasi-uniforme, est l'élément capital de la différenciation des climats (ARLERY & al., 1973).

Située entre les régions tropicales humides et les confins du Sahara, la zone d'étude présente une grande diversité climatique. Sur la période 1951-1980, la pluviométrie a varié de 2300 mm/an au Sud à 300 mm/an au Nord. Sur le Fouta Djalon, l'effet d'altitude est important et a pour conséquence de donner une orientation SW-NE aux isohyètes normalement orientées W-E. La variabilité de la pluviosité est enregistrée à toutes les échelles. Après avoir défini les différentes zones climatiques à partir de la carte des isohyètes établies sur la période 1951-1980, le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle est discuté. Il semble augmenter de l'Ouest vers l'Est mis à part le Fouta Djalon où le déficit est le plus marqué.

La lame d'eau moyenne précipitée sur le Fouta Djalon y est estimée à 1380 mm : la variation est très nette entre les bassins versants très arrosés du flanc Ouest (1600 mm) et ceux plus secs du flanc Est (1100 mm). A l'inverse de la pluviosité, la température et l'évaporation varient peu d'une année sur l'autre et ne peuvent constituer des facteurs majeurs de la différenciation des climats. Cependant, leur étude n'en est pas moins importante car ils interviennent pour une large part dans le cycle de l'eau. Il apparaît que le déficit hydrique existe dans la partie située au Nord du 12ème parallèle (approximativement au Nord d'une ligne Kédougou/Bamako), c'est à dire à partir du domaine soudanien à la limite septentrionale des contreforts du Fouta Djalon.

A. - LE MOUVEMENT DES MASSES D'AIR EN AFRIQUE OCCIDENTALE

La zone étudiée se situe en domaine tropical de l'hémisphère boréal caractérisé par l'alternance de deux grandes saisons annuelles : la saison des pluies en été et la saison sèche en hiver. Ce régime pluviométrique permet de caractériser l'année climatique. Il est assujetti aux interactions de deux types de circulation aérienne : *l'harmattan*, chaud et sec, véhiculé par des vents de secteur NE en provenance de l'anticyclone saharien, et la mousson, chaude et humide, acheminée par des vents de secteur SW issue de l'Atlantique sud. L'interface de ces deux masses d'air est le Front Intertropical (FIT) ; c'est sa trace au sol qui constitue l'équateur météorologique. Les déplacements du FIT sont déterminés, au cours de l'année, par les positions respectives des centres de hautes pressions. Ils évoluent en un mouvement de bascule entre deux extrêmes (Fig. 23).

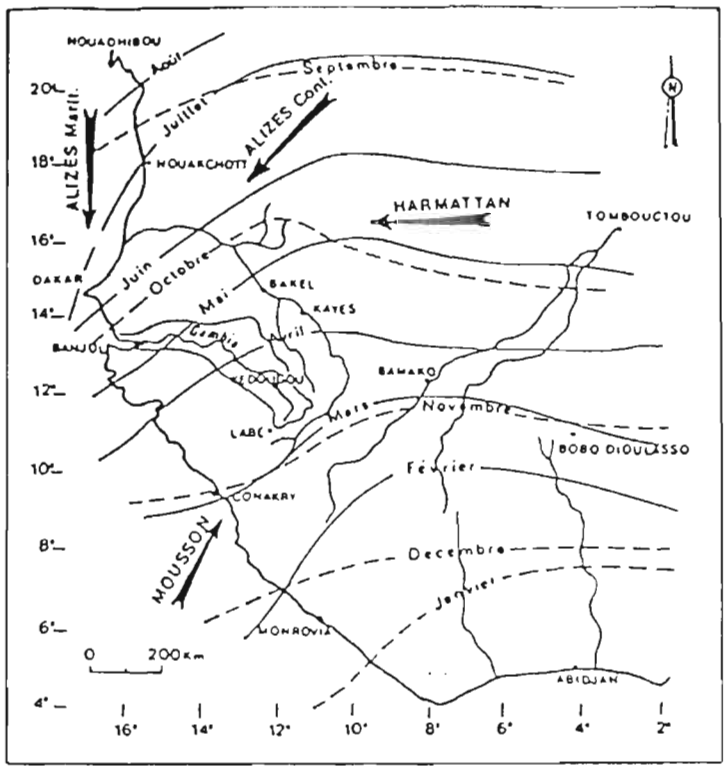


Fig. 23 - Les déplacements du Front Intertropical pendant l'année (MICHEL, 1973)

En hiver, l'anticyclone continental boréal centré sur le Sahara et l'anticyclone des Açores sont puissants : l'équateur météorologique se situe vers 4° de latitude Nord ; cette position méridionale extrême est généralement atteinte en décembre-janvier. L'anticyclone saharien dirige vers les basses latitudes tropicales un flux fort et régulier : l'harmattan souffle en permanence du NE. Il est localement perturbé par des discontinuités d'alizés maritimes engendrées par l'anticyclone des Açores. Les seules précipitations

éventuelles durant cette période, le "*heug*" communément appelé par les profanes "pluie des mangues", ont une origine extratropicale. En février, le FIT amorce sa migration vers le Nord ; il atteint le Sud du bassin de la Gambie en mars et franchit le 13ème parallèle (limite septentrionale du Fouta Djalon) en mai-juin. Les premières pluies à caractère orageux sont alors provoquées par l'arrivée des lignes de grains.

En été, l'anticyclone subtropical de Sainte-Hélène se renforce : les masses d'air équatoriales, tièdes et humides, couvrent la quasi-totalité du bassin provoquant les averses de la saison des pluies, appelée "*hivernage*". En août, le FIT atteint sa position la plus septentrionale vers 20° de latitude Nord. L'ensemble de la région reçoit des pluies non orageuses à caractère continu : la *mousson* prédomine. A l'arrière du front, de puissants mouvements de convection font naître des cumulonimbus à grand développement vertical et des cumulus bourgeonnants qui donnent d'abondantes chutes de pluie. La mousson frappe alors de plein fouet les reliefs du Fouta Djalon. Dès le mois de septembre, le mouvement de translation du FIT s'inverse, et ce balancement du Nord vers le Sud détermine la durée effective de la saison des pluies qui s'achève en octobre-novembre. En novembre, l'alizé apporte de la fraîcheur puis l'Harmattan redevient prédominant en décembre.

B. - L'INFORMATION DISPONIBLE ET LES RESEAUX METEOROLOGIQUES

De nombreux auteurs ont étudié le climat de la région. Pour les informations climatiques d'ordre générale, citons FRECAUT (1974), PAGNEY (1976), FRECAUT & PAGNEY (1982), LEROUX (1980) et LE BORGNE (1988). Trois mémoires de thèse de l'université de Nancy (SOW 1984, LO 1984 et BALLO (1984) ont par ailleurs homogénéisé et valorisé les données hydroclimatiques de l'origine des observations à 1980 sur, respectivement, les bassins versants amont du Sénégal, de la Gambie et du Niger. Leurs résultats sont étendus à l'ensemble de la zone étudiée de 1979 à 1986. Les travaux de MICHEL (1973), ROCHETTE (1974) et BRUNET-MORET & *al.* (1986) ont également été utilisés.

L'acquisition des données relevait de deux nécessités. Premièrement, il s'agissait d'établir une couverture sensiblement uniforme et représentative d'informations météorologiques de sources diverses pour pouvoir déterminer avec le plus de précision possible la lame d'eau écoulée par bassin versant pendant la période étudiée. Deuxièmement, dans un but plus fondamentaliste de compréhension des mécanismes de l'érosion, il s'avérait indispensable de connaître précisément la pluviométrie de certaines stations de références telles que Bakel, Kédougou, Dabola, Kankan et Siguiri. La difficulté de cette démarche réside dans la nécessité d'avoir des informations portant sur une période récente (de 1979 à 1987) et de faire appel aux réseaux d'observation de quatre Etats. Les données ponctuelles récentes ont été acquises d'une part, auprès de l'ASECNA (dont la direction pour l'Afrique de l'Ouest se trouve à Dakar), du service hydrologique de l'ORSTOM, de la Direction de l'Hydraulique du Sénégal, du Service National de la Météorologie de Guinée et d'autre part, directement dans les stations lors de missions sur le terrain. Afin de combler quelques lacunes, les données concernant la Guinée publiées par la FAO ont également été utilisées.

C. - LA PLUVIOSITE ET SA VARIABILITE

1. Critique des données utilisées, le tracé des isohyètes

a) Critique des données et la validité de leur extension régionale

La correction des données pluviométriques par des méthodes statistiques est d'autant plus nécessaire que les observations proviennent de sources diverses. Pour la période 1951-1980, les résultats publiés par LO (1984), SOW (1984) et la FAO (GUPTA, 1987) ont été repris *in extenso* ; les corrections y sont déjà effectuées d'après la méthode des doubles cumuls (DUBREUIL, 1974).

Tableau X

Corrélations utilisées pour l'extension des données pluviométriques (période 1979-1986)

N° de réf.	Station	Mois à combler	Station et mois de référence	r	P
42	DABOLA	mars	Bakel MS	.69	.0020
		avril	Pita AL	.72	.0040
		mai	Mamou MI	.65	.0050
		juin	Kéniéba NE	-.62	.0110
		juillet	Kidira JT	.61	.0100
		août	Kéniéba AT	.77	.0004
		septembre	Kéniéba SE	.69	.0030
		octobre	Kidira OE	.78	.0006
		novembre	Pita NE	.73	.0050
		décembre	Mamou DE	.87	.0001
52	DALABA	avril	Pita AL	.78	.0005
		juillet	Galougo JT	.64	.0080
		novembre	Kidira FR	.65	.0050
38	FALEA	(*)	Kéniéba AN	.70	.0040
		avril	Kéniéba AL	.78	.0007
		mai	Kéniéba JN	.58	.0311
		juin	(1)		
		juillet	(1)		
		août	(1)		
		septembre	Kédougou SE	.79	.0003
		octobre	Bakel OE	.77	.0003
		novembre	Dabola NE	.80	.0011
41	FARANAH	janvier	Mamou JR	.93	.0001
		février	Touguè JN	.66	.0136
		mars	Kidira MI	.65	.0162
		avril	Mamou AN	.77	.0022
		mai	Faranah MS	.75	.0032
		juin	Gourbassi JN	.79	.0013
		juillet	Kourousse JN	.82	.0005
		août	Kédougou SE	.68	.0148
		septembre	Kédougou SE	.83	.0009
		octobre	Dabola OE	.74	.0055
		novembre	Mamou NE	.63	.0286
19	GALOUGO	avril	Kayes AN	.61	.0129
		mai	Gourbassi MI	.70	.0013
		juin	Galougo SE	.62	.0081
		juillet	Gourbassi JT	.71	.0031
		août	Faléa AT	.66	.0057
		septembre	Galougo AN	.73	.0014
		octobre	Labé OE	-.93	.0063
		novembre	Gourbassi NE	.69	.0020
24	GOURBASSI	juin	Kéniéba JT	-.66	.0043
		juillet	Galougo JT	.71	.0031
		"	Gourbassi AN	.83	.0002
		août	Kayes AT	.67	.0045
		"	Bakel AN	.73	.0009
		septembre	Kédougou SE	.65	.0037
		octobre	Kéniéba OE	.92	.0001
45	KANKAN	(*)	Mamou AT	.82	.0006
		janvier	Kayes SE	.78	.0030
		février	Dalaba FR	.85	.0002
		mars	Mamou MS	.73	.0048
		avril	Pita AL	.68	.0292
		mai	Kankan JN	.47	.1082
		juin	Kidira JT	.73	.0049
		juillet	Kéniéba JN	.63	.0209
		août	Dabola SE	-.76	.0027
		septembre	Mamou AT	.66	.0134
		octobre	Kayes OE	.89	.0001
		novembre	Pita NE	.71	.0217

Pour les mois de juillet, août et septembre, les bornes inférieures de l'intervalle de confiance à 95% ont été utilisées pour respecter la corrélation spatiale de la pluviométrie annuelle.

N° de réf.	Station	Mois à combler	Station et mois de référence	r	P
14	KAYES	(*)	Kédougou AN	.70	.0016
		mai	Gourbassi MI	.73	.0008
		juin	(1)		
		juillet	(1)		
		août	Galougo AT	.68	.0024
		septembre	Kidira SE	.71	.0014
		octobre	Bakel OE	.81	.0001
35	KENIEBA	(*)	Bakel AN	.74	.0007
		avril	Faléa AL	.78	.0007
		mai	(1)		
		juin	(1)		
		juillet	Kédougou JT	.72	.0011
		août	Kéniéba AN	.81	.0001
		septembre	Faléa SE	.73	.0021
		octobre	Pita OE	.74	.0023
50	KISSIDOUGOU	(*)	Mamou AN	.70	.0369
		février	Mamou MS	.87	.0022
		mars	Faranah MS	.87	.0010
		avril	Kayes MI	.88	.0018
		mai	Kourousse MI	.74	.0056
		juin	Mamou AN	.75	.0033
		juillet	Kankan JN	.68	.0112
		août	Kayes AN	.80	.0030
		septembre	Faléa OE	.71	.0146
		octobre	Pita OE	.72	.0193
		novembre	Faranah MS	-.72	.0081
		décembre	Touguè AL	.77	.0032
40	KOUROUSSA	(*)	Bakel OE	.86	.0014
		mars	Kourousse AN	.91	.0001
		avril	Kankan MS	.63	.0210
		juin	Bakel MI	.76	.0026
		juillet	Kankan MI	-.78	.0049
		août	Dabola AL	.78	.0028
		septembre	Bakel AN	.84	.0006
		octobre	Bakel OE	.90	.0002
37	SIGUIRI	(*)	Bakel AN	.78	.0047
		avril	Faranah AL	.75	.0203
		mai	Labé MI	.96	.0022
		juin	Galougo MI	.70	.0077
		juillet	Kédougou AT	.72	.0084
		août	Pita AT	.72	.0084
		septembre	Dalaba JN	.72	.0056
		octobre	Touguè AT	-.74	.0151
		novembre	Kéniéba NE	.78	.0077
43	TOUGUE	(*)	Kédougou AN	.49	.0790
		avril	Kissidoug DE	.77	.0032
		mai	Kayes MI	.55	.0344
		juin	Touguè AN	.66	.0098
		juillet	Dalaba JT	.63	.0158
		août	Galougo AN	.72	.0024
		septembre	Kédougou AN	.71	.0032
		octobre	Kayes OE	.84	.0001
		novembre	Mamou AN	.71	.0047

r : coefficient de corrélation de Pearson ;
P : degré de signification de la corrélation ou coefficient de Fisher ;
(1) : utilisation de la répartition mensuelle interannuelle ;
(*) : corrélation de la pluviométrie annuelle ;

JR : janvier, FR : février, MS : mars, AL : avril, MI : mai, JN : juin, JT : juillet, AT : août, SE : septembre, OE : octobre, NE : novembre, DE : décembre, AN : année.

Pour la période récente de 1979 à 1986, cette méthode surtout graphique, fastidieuse et longue, était difficilement applicable. Sur les 19 stations dites de références, 6 seulement ont des données complètes ; pour les autres, certains mois, voire même l'année entière font défaut. Toutes ces données actuelles ont été corrigés et étendues en effectuant des régressions linéaires simples à la fois temporelles et spatiales. Au cas par cas, la meilleure corrélation a été choisie pour combler les données manquantes (Tableau X). Le coefficient de Fischer p indiqué dans ce tableau est la probabilité pour que la corrélation ne soit pas significative ; en règle générale, dans les phénomènes naturels, on considère que la valeur du coefficient de corrélation est significative pour $p < 10$ %.

Tableau XI

Moyennes pluviométriques interannuelles (mm/an)

N° de réf.	Stations	Coordonnées			Pluviométrie annuelle		Type de climat
		Lat. N	Long.W	Alt.	1951-80	1979-86	
1	Kiffa	16°35'	11°25'	122	330 (1)		
2	Sélibaby	15°14'	12°10'	60	415 (1)		Domaine sahélien
3	Matam	15°38'	13°15'	15	437 (1)		
4	Nara	15°10'	7°17'	263	440 (1)		
5	Ballé	15°20'	8°35'	285	455 (1)		P<500 mm
* 6	Bakel	14°54'	12°28'	25	499 (1)	448	
7	Mourdiah	14°28'	7°28'	314	504 (1)		
8	Aourou	14°58'	11°35'	65	536 (1)		
9	Nioro	15°14'	9°36'	235	564 (1)		
10	Yélimane	15°07'	10°34'	97	571 (1)		
11	Koussané	14°53'	11°14'	96	590 (1)		
12	Diéma	14°33'	9°11'	252	610 (1)		
*13	Kidira	14°28'	12°13'	35	675 (1)	505	
*14	Kayes	14°26'	11°26'	46	695 (1)	574	Domaine nord-soudanien
15	Sandaré	14°43'	10°18'	281	715 (1)		
16	Koniakari	14°34'	10°54'	81	719 (1)		
17	Diamou	14°06'	11°16'	60	757 (1)		
18	Oussoubidiana	14°15'	10°28'	259	789 (1)		
*19	Galougo	13°50'	11°04'	91	840 (1)	657	P<1000 mm
20	Kourountinkoto	13°52'	9°35'	267	840 (1)		
21	Bafoulabé	13°48'	10°50'	104	847 (1)		
22	Tambacounda	13°40'	13°41'	49	854 (2)		
23	Toukoto	13°27'	9°53'	177	858 (1)		
*24	Gourbassi	13°24'	11°28'	79	916 (1)	711	
25	Faladye	13°08'	8°21'	337	975 (1)		
26	Mégala	12°52'	7°30'	290	996 (1)		
27	Kita	13°04'	9°27'	328	1033 (1)		
28	Saraya	12°47'	11°47'	186	1065 (1)		
29	Sirakoro	12°41'	9°40'	369	1084 (1)		
30	Bamako	12°38'	8°02'	332	1085 (4)		
31	Kangaba	11°56'	8°25'	370	1140 (4)		Domaine sud-soudanien
32	Koundara	12°29'	13°18'	74	1264 (3)		
33	Bougouni	11°25'	7°30'	350	1270 (4)		
*34	Kédougou	12°33'	12°13'	122	1285 (2)	1110	
*35	Kéniéba	12°48'	11°21'	136	1292 (1)	(1022)	P>1000 mm
36	Guénégoré	12°44'	11°01'	240	1303 (1)		
*37	Siguiri	11°26'	9°10'	362	1330 (4)	(1154)	
*38	Faléa	12°16'	11°17'	455	1422 (1)	1099	
39	Dinguiraye	11°17'	10°43'	523	1527 (3)		
*40	Kouroussa	10°39'	9°53'	372	1535 (4)	(1239)	
*41	Faranah	10°02'	10°42'	340	1620 (4)	(1475)	
*42	Dabola	10°45'	11°07'	438	1626 (3)	(1163)	
*43	Tougué	11°26'	11°40'	868	1629 (2)	(1351)	
*44	Labé	11°19'	12°18'	1025	1661 (3)	1440	
*45	Kankan	10°23'	9°18'	377	1685 (4)	(1469)	Domaine guinéen
46	Mali	12°08'	12°18'	1464	1800 (3)		
*47	Pita	11°04'	12°24'	965	1850 (3)	1389	
48	Gaoual	11°46'	13°12'	81	1879 (3)		P>1500 mm
*49	Mamou	10°22'	12°05'	783	1939 (3)	1666	
*50	Kissidougou	9°11'	10°06'	528	2035 (4)	(1900)	
51	Kindia	10°03'	12°51'	250	2091 (3)		
*52	Dalaba	10°43'	12°15'	1202	2180 (3)	1526	
53	Télimélé	10°54'	13°02'	729	2316 (3)		
54	Macenta	8°33'	9°28'	700	2625 (4)		

(1) SOM ; (2) LO ; (3) F.A.O. ; (4) Monographie de Niger ;
( ) estimation ; * station référence ; Alt. altitude en mètre.

b) le tracé des cartes d'isohyètes

Le tableau XI regroupe pour 54 stations les données de la période 1951-1980. Pour la période 1979-1986, les 19 stations de référence ne constituent pas un réseau suffisamment dense pour permettre de tracer les

isohyètes. Aussi la pluviométrie annuelle des 35 autres stations a été estimée à partir du pourcentage de péjoration pluviométrique de la période 1979-1986 par rapport à celle de 1951-1960. Ce taux (tableau XII) a été déterminé pour chaque tranche pluviométrique dans les différents domaines climatiques : sahélien (entre 200-500 mm), nord-soudanien (500-800 mm), sud-soudanien (800-1300 mm), guinéen (1300-1500 mm) et sous régime foutanien (> à 1500 mm).

Tableau XII

Péjorations pluviométriques (en %)
(P_1 :1951/1980 ; P_2 :1970/1986 ; P_3 : 1979/1986)

N° de réf.	Station	Pluviosité (mm/an)			Péjoration pluviométrique				Domaine climatique
		(P_1)	(P_2)	(P_3)	$\delta(P_3/P_1)$		$\delta(P_3/P_2)$		
6	Bakel	499	470	448	10	-	5	-	sahélien
13	Kidira	675	546	505	25		8		
14	Kayes	695	598	574	17	22 %	4	8 %	nord-soudanien
19	Galougo	840	715	657	22		8		
24	Gourbassi	916	802	711	22		11		
34	Kédougou	1285	1161	1110	14		4		
35	Kéniéba	1292	1083	(1022)	21	18 %	6	5 %	sud-soudanien
37	Siguiri	1330	1200	(1154)	13		4		
38	Faléa	1422	1164	1099	23		6		
40	Kouroussa	1535	1251	(1239)	19		1		
41	Faranah	1620	1517	(1475)	9	12 %	3	2 %	régime guinéen s.s.
45	Kankan	1685	1479	(1469)	13		1		
50	Kissidougou	2035	1951	(1900)	7		3		
42	Dabola	1626	1257	(1163)	29		7		
43	Tougué	1629	1405	(1351)	17		4		
44	Labé	1661	1459	1440	13	21 %	1	3 %	régime foutanien
47	Pita	1850	1352	1389	25		-3		
49	Mamou	1939	1719	1666	14		3		
52	Dalaba	2180	1661	1526	30		8		

Le pourcentage de péjoration pluviométrique se calcule par la relation suivante :

$$\delta\,(P1/P2) = (1 - P1/P2).100$$

2. La dynamique des précipitations (période 1951-1980)

La longue série de 1951-1980 a l'avantage d'englober deux séquences sèches et deux séquences humides. Sa moyenne interannuelle est donc représentative de la pluviosité sur la région. Le tracé des isohyètes (Fig.24) montre que :

- la pluviométrie varie de 2300 mm/an au Sud à 300 mm/an au Nord,

- sur le Fouta Djalon, les isohyètes ont une orientation SW-NE et se redressent progressivement au Nord. On passe de 2300 mm/an à Télimélé sur le contrefort occidental à 1700 mm/an à Labé au centre du massif.Dans ce secteur montagneux, la pluviosité est surtout liée à l'altitude (SOW, 1984).

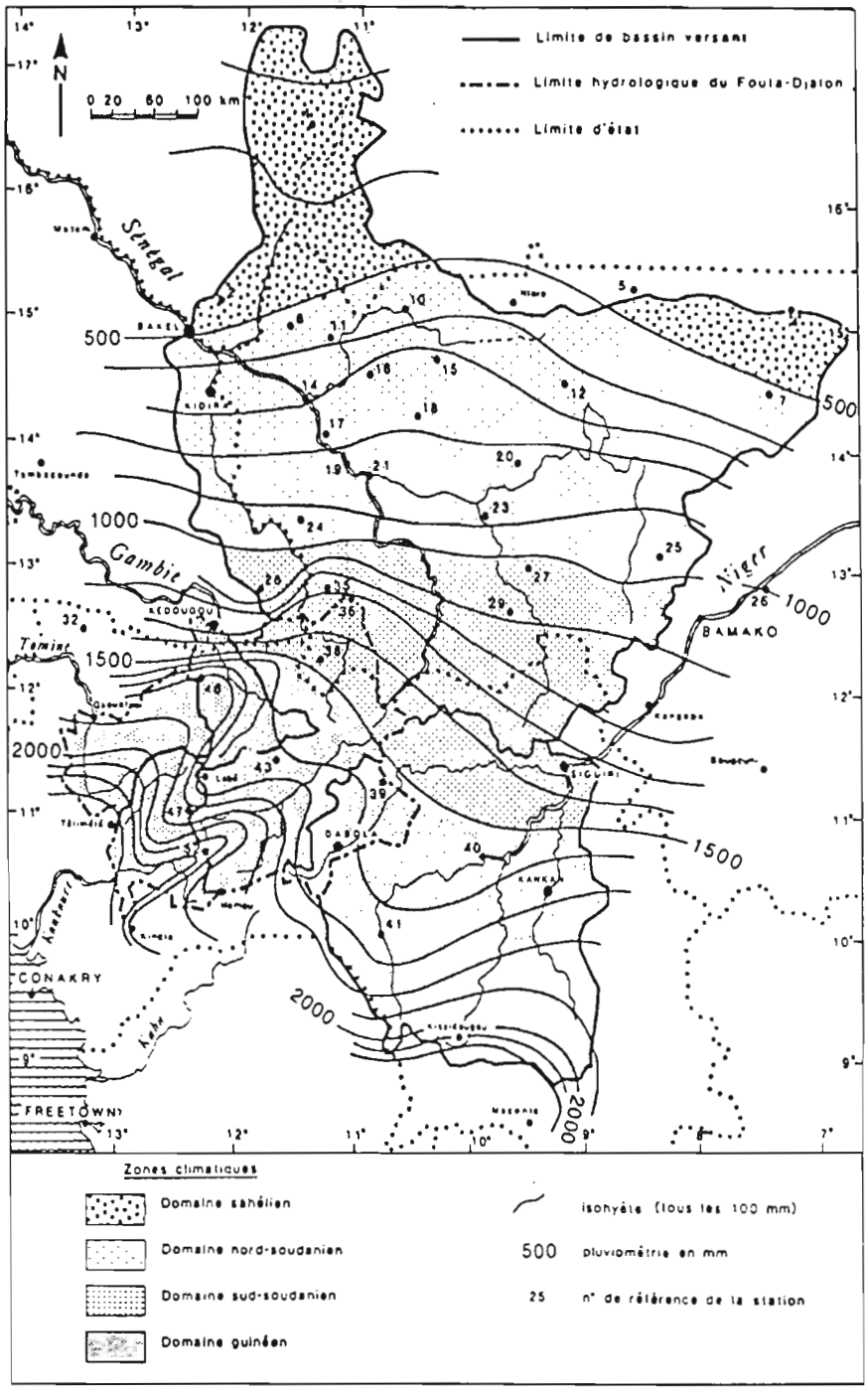


Fig.24 - Isohyètes interannuelles des bassins supérieurs du Sénégal, du Niger et du Fouta Djalon pour la période 1951-80.

- sur le bassin versant supérieur du Niger, les isohyètes sont orientées E-W et sont régulièrement espacées. L'effet d'altitude ne se fait ressentir que vers Kissidougou, à l'extrême Sud du bassin où l'on passe de 2000 à 2600 mm/an à Macenta sur une distance de seulement 100 km et pour une élévation d'altitude de 200 mètres,

- la décroissance vers le Nord est régulière entre 1500 à 1000 mm/an, surtout à l'Ouest, le tracé étant plus tourmenté à l'Est vers Kédougou, ;

- au-delà de 1000 mm/an, le tracé est nettement d'axe E-W et la décroissance est régulière. Dans cette zone, l'importance des pluies est dépendante de la latitude (SOW, 1984).

3. Une grande diversité climatique

Située entre les régions tropicales humides et les confins du Sahara (de 9° à 17°30'N), la zone étudiée présente une grande diversité climatique. De tous les facteurs qui prévalent à la définition des domaines climatiques, la pluviosité et la température ont été choisies selon la proposition de LEROUX (1980). Depuis les reliefs doléritiques du Fouta Djalon jusqu'aux plaines sableuses mauritaniennes, quatre domaines climatiques se disposent en bande parallèle d'orientation sensiblement E-W. Caractérisées par la pluviométrie annuelle (P), la température moyenne annuelle (T), le taux annuelle d'humidité relative (HR) et la longueur de la saison des pluies, ce sont du Sud au Nord :

- le *domaine guinéen* : P>1500 mm/an, T=22-24°C, HR>50%, saison des pluies de huit mois (d'avril à novembre). Ce domaine se retrouve parfois dans la littérature sous l'appellation de climat "foutanien" pour faire allusion à l'obstacle du massif du Fouta Djalon qui s'oppose à la progression de la mousson et provoque des pluies abondantes (OLIVRY, 1983),

- le domaine *sud-soudanien* : P>1000 mm/an, T>27°C, HR>50%, saison des pluies de six à huit mois,

- le *domaine nord-soudanien* : P<1000 mm/an, T>27°C, HR<50%, saison des pluies de quatre à six mois,

- le domaine *sahélien* : P<500 mm/an, T>30°C, HR<40%, saison des pluies de deux à trois mois (de juillet à septembre).

Ces domaines ainsi définis ont été délimités géographiquement à partir de la carte des isohyètes établie sur la période 1951-80 (Fig.24). Les quatre domaines se succèdent du Sud au Nord selon des bandes latitudinales sub-parallèles. Le domaine guinéen englobe la quasi totalité du Fouta Djalon et du bassin amont du Niger. Le domaine sud-soudanien couvre les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon et le plateau Mandingue : cette zone de 100 km de largeur à l'Ouest se déploie sur près de 200 km à l'Est. Ensuite, le domaine nord-soudanien s'étend de Kita à Bakel selon une bande E-W de 250 km de large. Enfin, au Nord de Bakel s'étend le domaine sahélien qui devient de plus en plus saharien depuis une quinzaine d'années.

4. La pluviosité annuelle

Six stations représentatives des quatre domaines climatiques ont servi à l'étude de la variabilité de la pluviosité :

- Bakel, exutoire du bassin du Sénégal et à la limite du domaine sahélien et Nord-soudanien,
- Kédougou, exutoire du bassin de la Gambie sur les contreforts septentrionaux du Fouta Djalon en domaine sud-soudanien,
- Labé, au centre du Fouta Djalon en domaine guinéen,
- Dabola, sur la limite Est du Fouta Djalon et également en domaine guinéen,
- Kankan et Siguiri, deux stations du bassin du Niger respectivement en domaine guinéen et en domaine sud-soudanien.

Le tableau XIII donne les caractéristiques géographiques de ces six stations en même temps que leur pluviosité interannuelle sur la période référence de 1951-1980. Les trois stations de Bakel, Kédougou et Labé se situent à la même longitude et sont à des altitudes croissantes du Nord au Sud, la différence d'altitude entre les deux extrêmes étant de 1000 mètres. Leur étude concomitante permet de visualiser l'évolution Nord-Sud de la pluviosité. L'intérêt des trois autres stations est de situer le bassin du Niger par rapport aux bassins du Sénégal et de la Gambie.

Tableau XIII

Caractéristiques des principales stations pluviométriques

Station	Bassin versant	Domaine climatique	Altitude (m)	Distance à l'océan (km)	Lat. Nord	Long. Ouest	Période observée	P (mm/an)
BAKEL	Sénégal	sahélien	25	460	14°54	12°28	1951-80	499
KEDOUGOU	Gambie	S-soudanien	122	350	12°33	12°13	1951-80	1285
LABE	Sénégal	guinéen	1025	235	11°19	12°18	1951-80	1661
DABOLA	Niger	guinéen	438	300	10°45	11°07	1951-80	1626
SIGUIRI	Niger	S-soudanien	362	520	11°26	9°10	1951-80	1330
KANKAN	Niger	guinéen	377	450	10°23	9°18	1951-80	1685

a) La pluviosité annnuelle et son irrégularité temporelle

Le tableau XIV donne la pluviométrie annuelle des six stations choisies depuis 1951 ainsi que l'écart pluviométrique annuelle, δP, calculé de la façon suivante :

$$(\delta P) = 100. [(P - \overline{P}) / \overline{P}]$$

où P est la pluviométrie d'une année considérée et $\overline{P}$ la moyenne pluviométrique annuelle de la période 1951-80.

Quelle que soit la station considérée, la courbe d'évolution interannuelle de la pluie est une courbe en "*dents de scie*" sans cyclicité apparente (Fig.25). Cette irrégularité interannuelle est caractérisée par l'écart pluviométrique annuelle δP ; si on fait la somme des valeurs absolues

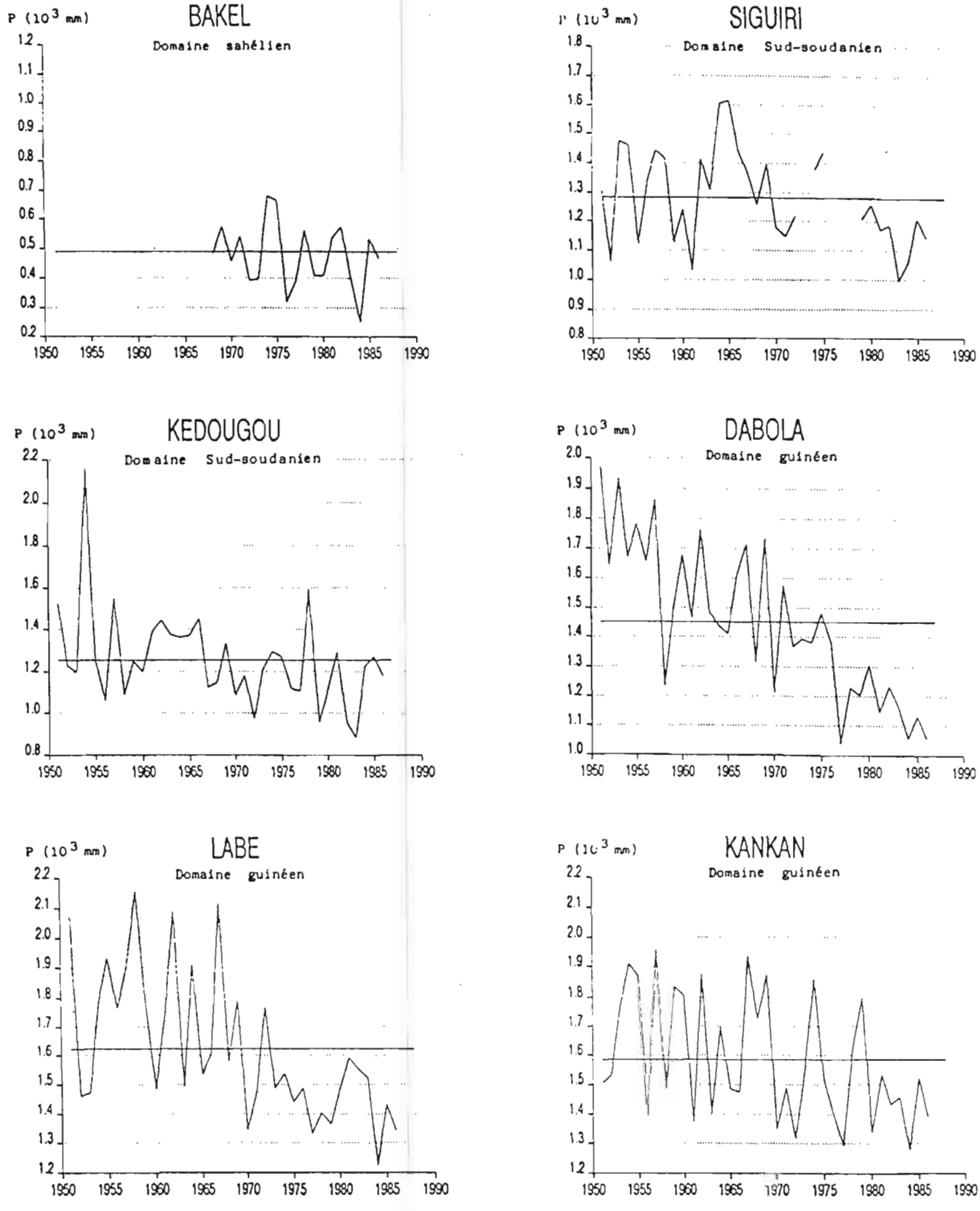


Fig. 25 - Evolution interannuelle de la pluviométrie de 1951 à 1986.

de δP (soit Σ |δP|), les six stations se classent dans l'ordre suivant : la station la plus stable est Siguiri, puis on trouve Kankan, Labé et Kédougou, Dabola et enfin la plus irrégulière est Bakel. A l'exception de Siguiri, on retrouve là l'évolution Sud-Nord caractéristique de la région. Ainsi à une station donnée, l'irrégularité interannuelle s'accentue lorsque la pluviosité diminue (ROCHETTE 1974; SOW,1984; BRUNET-MORET & *al.* (1986)

Tableau XIV

Pluviosité annuelle (P en mm) et écart à la moyenne (δP en %)
(stations de Bakel, Kédougou, Labé, Dabola, Siguiri, Kankan)

Année	Bakel		Kédougou		Labé		Dabola		Siguiri		Kankan	
	P	δP	P	δP	P	δP	P	δP	P	δP	P	δP
1951	-		1527	+19	2076	+25	1971	+21	1311	- 1	1505	-11
1952	-		(1231)	- 4	1462	-12	1643	+ 1	1061	-20	1530	- 9
1953	-		1196	- 7	1472	-11	1935	+19	1475	+11	1770	+ 5
1954	-		2160	+68	1785	+ 7	1669	+ 3	1460	+10	1911	+13
1955	-		1257	- 2	1932	+16	1783	+10	1120	-16	1870	+11
1956	-		1060	-18	1764	+ 6	1655	+ 2	1341	+ 1	1392	-17
1957	-		1553	+21	1902	+15	1864	+15	1445	+ 9	1960	+16
1958	-		(1090)	-15	2159	+30	1233	-24	1417	+ 7	1486	-12
1959	-		(1250)	- 3	1771	+ 7	1503	- 8	1125	-15	1838	+ 9
1960	-		(1200)	- 7	1484	-11	1678	+ 3	1240	- 7	1807	+ 7
1961	-		(1390)	+ 8	1746	+ 5	1463	-10	1034	-22	1372	-19
1962	-		1444	+12	2090	+26	1763	+ 8	1415	+ 6	1876	+11
1963	-		1375	+ 7	1491	-10	1484	- 9	1305	- 2	1404	-17
1964	-		1362	+ 6	1911	+15	1437	-12	1606	+21	1698	+ 1
1965	-		1372	+ 7	1533	- 8	1411	-13	1615	+21	1485	-12
1966	-		1454	+13	1606	- 3	1614	- 1	1442	+ 8	1475	-12
1967	-		1125	-12	2118	+28	1718	+ 6	1368	+ 3	1936	+15
1968	484	- 3	1147	-11	1579	- 5	1313	-19	1258	- 5	1727	+ 2
1969	575	+15	1336	+ 4	1792	+ 8	1737	+ 7	1397	+ 5	1873	+11
1970	457	- 8	1088	-15	1345	-19	1214	-25	1178	-11	1349	-20
1971	540	+ 8	1180	- 8	1476	-11	1578	- 3	1147	-14	1490	-12
1972	394	-21	972	-24	1770	+ 7	1369	-16	1219	- 8	1318	-22
1973	396	-21	1211	- 6	1487	-10	1393	-14	-		1545	- 8
1974	681	+36	1297	+ 1	1537	- 7	1382	-15	1379	+ 4	1862	+11
1975	667	+34	1272	- 1	1443	-13	1482	- 9	1441	+ 8	1517	-10
1976	320	-36	1121	-13	1488	-10	1379	-15	-		1398	-17
1977	391	-22	1110	-14	1332	-20	1039	-36	-		1293	-23
1978	562	+13	1595	+24	1405	-15	1229	-24	-		1611	- 4
1979	410	-18	959	-25	1365	-18	1205	-26	(1208)	- 9	1799	+ 7
1980	410	-18	1115	-13	1487	-10	1306	-20	1261	- 5	1338	-21
1981	535	+ 7	1295	+ 1	1592	- 4	1148	-29	(1170)	-12	(1534)	- 9
1982	573	+15	957	-26	1550	- 7	(1236)	-24	1186	-11	(1435)	-15
1983	403	-19	883	-31	1522	- 8	(1168)	-28	997	-25	(1460)	-13
1984	251	-50	1224	- 5	1227	-26	1055	-35	1062	-20	(1278)	-24
1985	532	+ 7	1273	- 1	1434	-14	1132	-30	1209	- 9	(1521)	-10
1986	469	- 6	1178	- 8	1342	-19	(1056)	-35	(1141)	-14	(1390)	-18

les valeurs entre ( ) sont estimées

b). La pluviosité annnuelle et son irrégularité spatiale

A l'échelle d'une année, l'irrégularité existe également au niveau spatiale. Il n'apparaît pas de correspondance directe d'une station à l'autre, même si sur une décennie au moins, la répartition de la pluviosité reste homogène à l'intérieur d'un domaine climatique.

Pour illustrer cette irrégularité spatiale, considérons le cas des deux stations de Labé et Kédougou. A Labé, la hauteur moyenne annuelle pour la période 1951-1980 s'élève à 1661 mm ; à Kédougou, elle est de 1285 mm pour la même période. L'écart annuel moyen entre les deux stations est de l'ordre

de 400 mm. Cependant, dans le détail, la répartition annuelle des pluies présente une très grande hétérogénéité. Certaines années (1927, 1939, 1954, 1978), les précipitations ont été plus abondantes à Kédougou qu'à Labé. Cette grande hétérogénéité transparaît aussi dans la comparaison des 10 années à plus faible ou à plus forte pluviosité (GAC & *al.*, 1987).

La figure 26 permet de visualiser l'irrégularité de l'évolution spatio-temporelle du facteur pluie. Cette figure a été établie à partir des écarts à la moyenne δP. Une année excédentaire peut se trouver au milieu de plusieurs années déficitaires; le maximum maximorum peut se trouver au sein d'années déficitaires; le minimum minimorum intervient toujours dans une période déficitaire; enfin aucune station, depuis le début des observations jusqu'en 1970, n'a connu une seule année ayant le même caractère partout (excédentaire, normale ou déficitaire).

La période 1970-1986 est la seule période depuis le début du siècle à être déficiente sur l'ensemble de la zone étudiée.

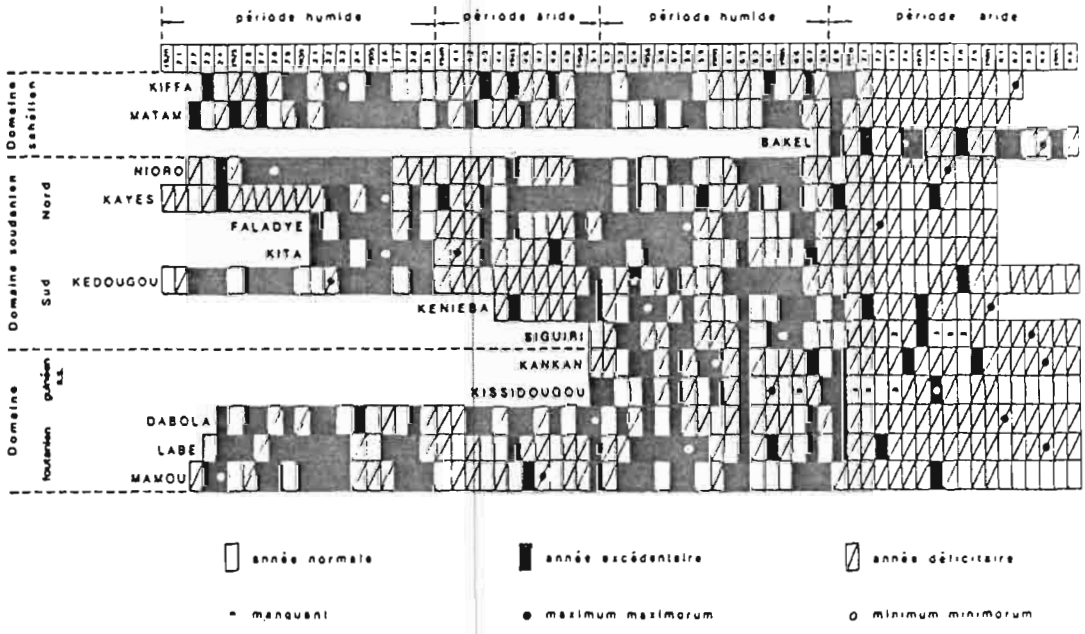


Fig. 26 - Caractéristiques de la pluviosité de quelques stations des bassins du Sénégal, de la Gambie et du Niger depuis l'origine des observations.

c) Les séquences humides et sèches

Ces divergences ponctuelles d'une station à l'autre et d'une année sur l'autre amènent à analyser la variabilité de la pluviosité en terme de période et non d'année SOW (1984). A partir de l'analyse du facteur pluie

uniquement, cet auteur retrouve les trois grandes période de sécheresse de l'Afrique intertropicale définies par SIRCOULON (1976) à partir de l'analyse concomitante des facteurs pluie et débit des fleuves, à savoir : la *sécheresse des années "1913"* (1907-1914), la *sécheresse des années "1940"* (1941-1945) et la *sécheresse des années "1972"* (1968- ?). Ces trois séquences sont analogues à celles définies par FAURE & GAC (1981) et par GAC & FAURE (1987) dans le bassin du Sénégal à partir de moyennes mobiles de 7 ans effectuées sur les débits du fleuve Sénégal à Bakel :

-deux périodes humides : de 1920 à 1939 et de 1952 à 1968 ;
-trois périodes arides : de 1907 à 1915, de 1939 à 1952 et depuis 1970.

5. La période 1979-1986

a) La période 1979-86 dans la sécheresse des années "70"

Le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle apparaît nettement en comparant les mesures récentes à celles de la série complète des observations (Fig.25). A l'exception de l'année 1981 à Kédougou et des années 1981, 1982 et 1985 à Bakel, le déficit pluviométrique est de règle depuis 1979 (Fig.26). Le taux de péjoration pluviométrique $\delta(P_3/P_1)$ de la période 1979-86 (P_3) par rapport à la période 1951-80 (P_1) montre que toutes les stations références sont déficitaires : ce déficit varie de 7% à Kissidougou et Faranah (bassin du Niger) jusqu'à 30% à Pita, Dabola et Dalaba (Fouta Djalon) (tableau XII). Ces deux extrêmes se situent dans le domaine guinéen où on peut distinguer deux comportements climatiques différents suivant la zone géographique :

- le sous-régime guinéen s.s. correspond au bassin supérieur du Niger ; l'effet d'altitude y est négligeable et la péjoration pluviométrique y est la moins prononcée (12%),

- le sous-régime foutanien correspond à la zone du Fouta Djalon où le déficit pluviométrique est trés marqué (de l'ordre de 21%).

Dans le domaine soudanien (Sud et Nord), le taux calculé est relativement homogène. Le déficit semble s'accroître du Sud au Nord (de 18 à 22%). Le taux mesuré à Bakel n'a pas été retenu pour le domaine sahélien par suite de la trop courte période d'enregistrement.

Enfin, pour situer la période 1979-86 dans la sécheresse des années "1970", le taux de péjoration pluviométrique $\delta(P_3/P_2)$ de la période 1979-86 (P_3) par rapport à la période 1970-86 (P_2) a également été calculé. A l'exception de la station de Pita (sur le versant ouest du Fouta Djalon), la période 1979-86 a partout un caractère d'aridité légèrement plus marqué que la période 1970-86 (tableau XII). La plus grande variabilité se situe dans le Fouta Djalon où le taux de péjoration varie de -3% à +8%. Dans les autres domaines climatiques ou sous-régime, le déficit croît du Sud au Nord, de 3% en sous-régime guinéen s.s. à 5% en domaine sud-soudanien et à 8% en domaine nord-soudanien.

b) La carte des isohyètes

La forme des isohyètes de la période 1979-86 (Fig.27) n'est pas fondamentalement différente de celle des isohyètes de la période 1951-80. Seule change la pluviosité : la zone étudiée est maintenant encadrée par les isohyètes 200 mm/an et 1900 mm/an, au lieu de respectivement 300 mm/an et 2300 mm/an. L'isohyète 500 mm/an est descendue vers le Sud de 40 km à l'Ouest et de 100 km à l'Est, celle des 1000 mm/an de 40 km à l'Ouest et de 120 km à l'Est, enfin l'isohyète des 1500 mm/an s'est substituée à l'isohyète des 2000 mm/an dans le Fouta et à celle des 1700 mm/an dans le bassin du Niger, soit respectivement une régression vers le Sud-Ouest de 180 km et de 100 km vers le Sud.

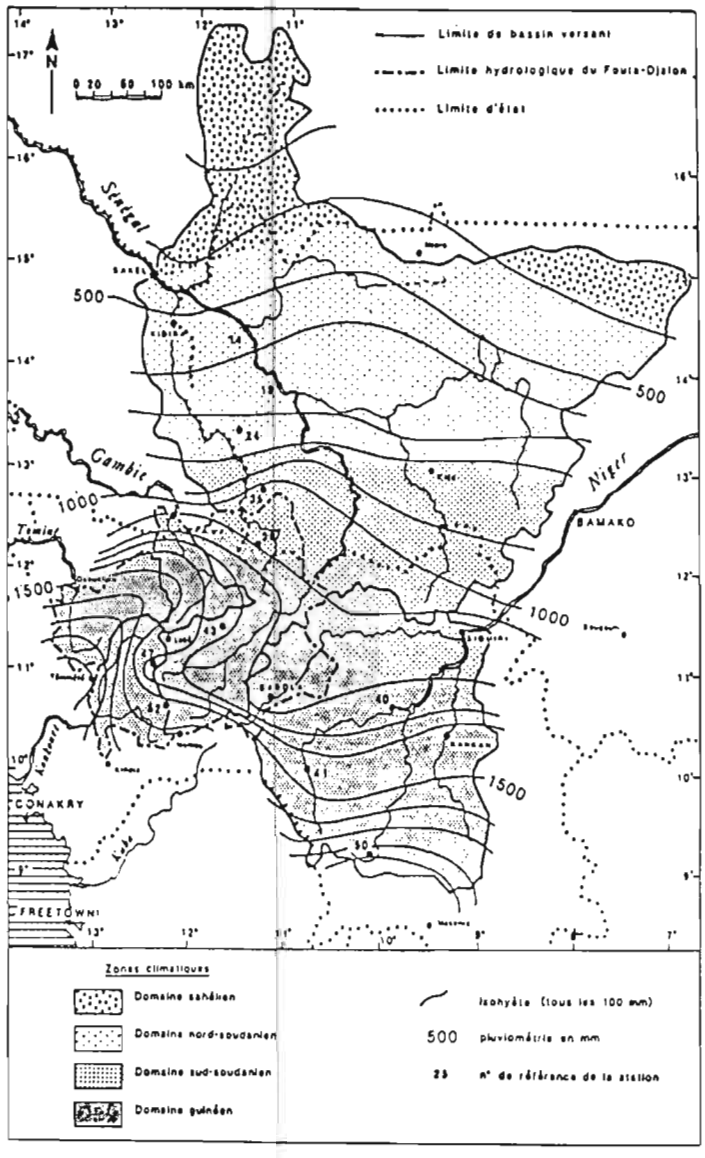


Fig. 27 - Position des isohyètes pour la période 1979-1986.

6. Les régimes pluviométriques saisonniers et leur variabilité

a) L'irrégularité mensuelle ou le régime saisonnier

La répartition mensuelle de la pluviosité moyenne annuelle est très inégale mais cyclique. En effet, les trois domaines climatiques (sahélien, soudanien et guinéen) ont des régimes pluviométriques saisonniers similaires, caractérisés par l'alternance d'une saison pluvieuse et d'une saison sèche, seule la durée des saisons change d'un domaine climatique à l'autre (Fig.28).

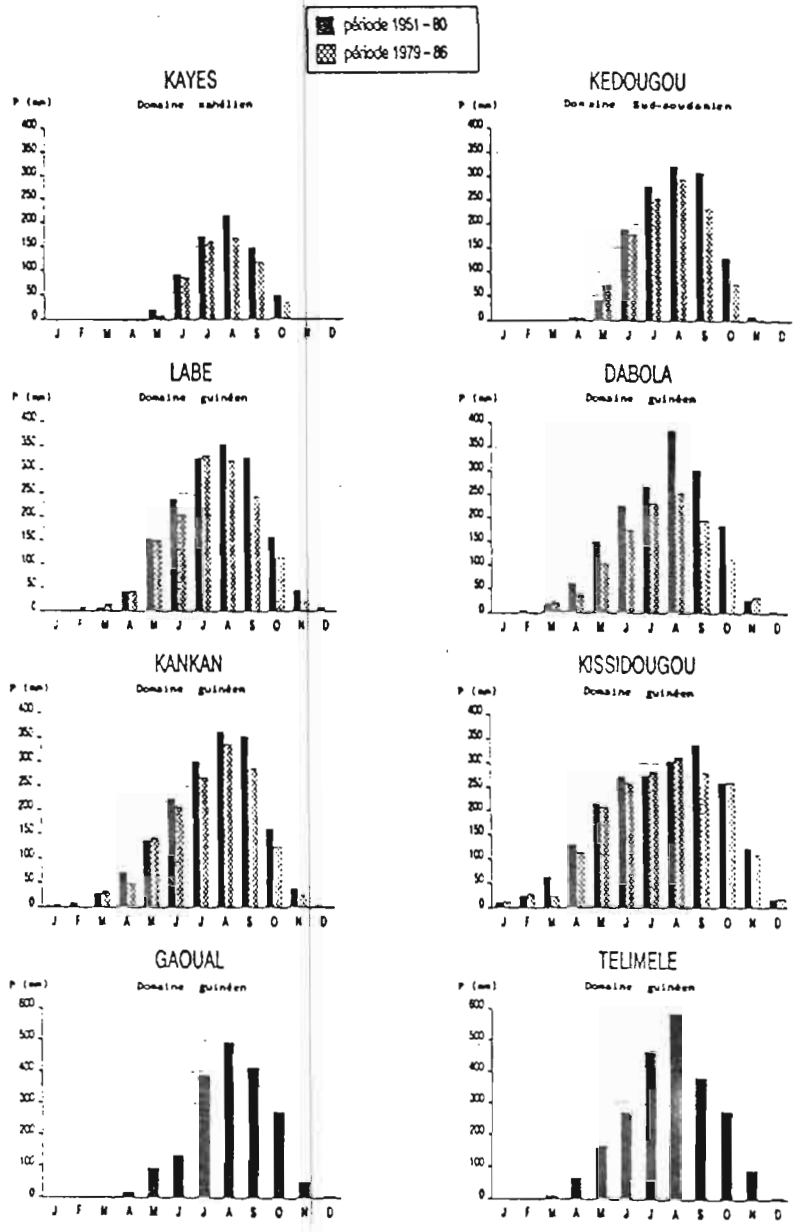


Fig.28 - Pluviosité moyenne mensuelle de quelques stations (périodes 1951/1980 et 1979/1986)

En domaine sahélien, la saison des pluies ne dure qu'entre 4 mois et 5 mois (de juin à octobre). En domaine soudanien, on compte 5 à 6 mois de pluies : les précipitations d'une importance notable débutent en mai et s'achèvent en octobre. Enfin, en domaine guinéen, la saison des pluies est très étendue puisqu'elle s'étale pratiquement tous les ans de mars à novembre, soit durant 9 mois.

Les moyennes pluviométriques mensuelles calculées d'une part, sur la période 1951-80 et d'autre part, sur la période 1979-86 montrent que la période de sécheresse récente conserve la répartition saisonnière des pluies malgré l'important déficit pluviométrique (Fig. 28) Ainsi dans ce qui suit, la variabilité saisonnière est uniquement étudiée sur la période 1979-86. Le tableau XV donne les moyennes pluviométriques mensuelles de toutes les stations références. Le maximum pluviométrique mensuel se situe partout au mois d'août, à l'exception de Faranah et Labé où ce mois représente tout de même respectivement 17% et 22% de la pluie annuelle (tableau XVI)

Tableau XV

Moyennes pluviométriques mensuelles des stations de références (période 1979/1986)

réf.	Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	P(an)
6	Bakel	0	2	0	0	3	33	117	177	98	17	0	1	448
13	Kidira	0	0	0	0	10	53	155	156	117	14	0	0	505
14	Kayes	0	0	0	0	7	86	161	168	118	34	0	0	574
19	Galougo	0	0	0	0	17	88	183	200	127	39	2	1	657
24	Gourbassi	0	0	2	0	25	116	173	225	139	29	2	0	711
34	Kédougou	0	0	0	5	71	176	254	295	233	74	2	0	1110
35	Kéniéba	0	0	1	4	43	194	223	317	176	60	4	0	1022
37	Siguiri	0	0	6	36	92	172	254	317	198	69	8	0	1154
38	Faléa	0	0	0	3	66	165	255	334	203	59	14	0	1099
40	Kouroussa	0	0	5	45	117	171	231	301	251	118	0	0	1239
41	Faranah	1	4	26	77	158	246	293	257	230	128	55	0	1475
42	Dabola	0	0	20	38	102	172	232	254	196	114	34	0	1163
43	Tougué	0	1	6	36	102	205	312	329	235	119	6	0	1351
44	Labé	1	7	15	42	148	202	330	319	243	113	20	0	1440
45	Kankan	5	0	32	47	142	206	267	336	286	124	24	0	1469
47	Pita	0	1	10	47	155	205	275	350	226	86	30	4	1389
49	Mamou	1	5	30	61	141	197	315	420	274	168	54	0	1666
50	Kissidougou	12	28	22	113	207	258	282	312	280	260	108	18	1900
52	Dalaba	0	4	29	57	153	199	305	357	250	134	36	1	1526

Par domaine climatique , le mois d'août concentre environ :

- 40% des précipitations annuelles en domaine sahélien,
- 31% en domaine nord-soudanien,
- 29% en domaine sud-soudanien,
- 22% en domaine guinéen .

Enfin, retenons que l'ensemble de la zone étudiée est essentiellement arrosée de juin à octobre, période durant laquelle il reçoit de 73% (à Kissidougou) à 99% (à Bakel) des précipitations annuelles (tableau XX) ; on note encore ici le gradient Nord-Sud d'abondance des pluies.

Tableau XVI

Importance (en %) des précipitations en août et de juin à octobre

N° de réf.	Station	Répartition saisonnière				Domaine climatique
		du mois d'août		de juin à octobre		
6	Bakel	39,5 %	40 %	98,7 %	99 %	sahélien
13	Kidira	30,9 %		98,0 %		
14	Kayes	29,3 %	31 %	98,8 %	97 %	nord-soudanien
19	Galougo	30,4 %		97,0 %		
24	Gourbassi	31,6 %		95,9 %		
34	Kédougou	26,6 %		93,0 %		
35	Kéniéba	31,0 %	29 %	94,9 %	92 %	sud-soudanien
37	Siguiri	27,5 %		87,5 %		
38	Faléa	30,4 %		92,4 %		
40	Kouroussa	24,3 %		86,5 %		
41	Faranah	17,4 %	20 %	78,2 %	80 %	régime guinéen s.s.
45	Kankan	22,9 %		83,0 %		
50	Kissidougou	16,4 %		73,3 %		
42	Dabola	21,8 %		83,2 %		
43	Tougué	24,4 %		88,8 %		
44	Labé	22,2 %	24 %	83,8 %	84 %	régime foutanien
47	Pita	25,2 %		82,2 %		
49	Mamou	25,2 %		82,5 %		
52	Dalaba	23,4 %		81,6 %		

b) La variabilité saisonnière interannuelle

De nouveau, les stations de Labé et Kédougou ont été choisies comme exemple pour illustrer la variabilité saisonnière interannuelle. La figure 29 représente l'évolution des précipitations mensuelles au cours des années les plus excédentaires (1958 à Labé et 1954 à Kédougou) et les plus déficitaires (1984 pour Labé, 1983 pour Kédougou). La variabilité saisonnière interannuelle en un point donné est très importante. Elle l'est encore plus pour

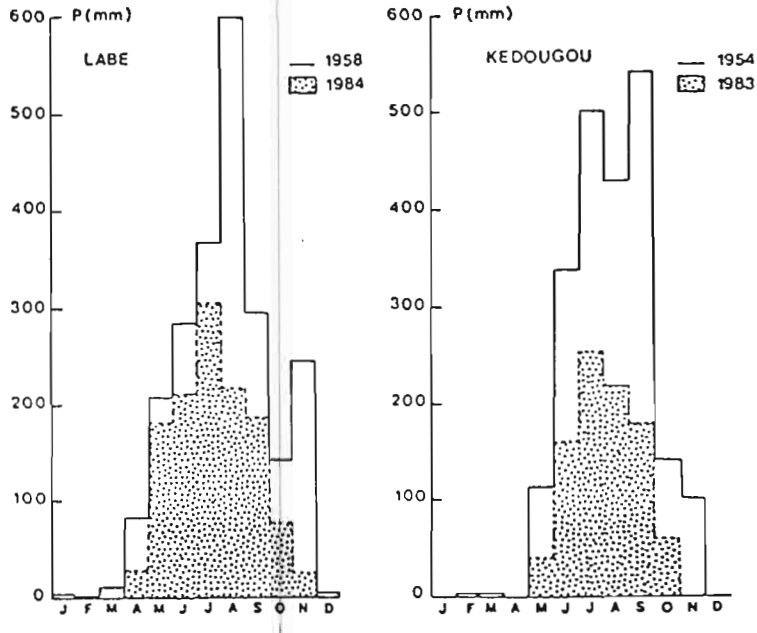


Fig. 29 - Evolution mensuelle de la pluviosité au cours d'années excédentaires (----) et déficitaires (- - -) à Labé et Kédougou.

les mois de saison sèche, cependant on ne note pas de relation satisfaisante entre le bilan d'une année et la distribution des pluies au fil des saisons (SOW, 1984; GAC & al., 1987).

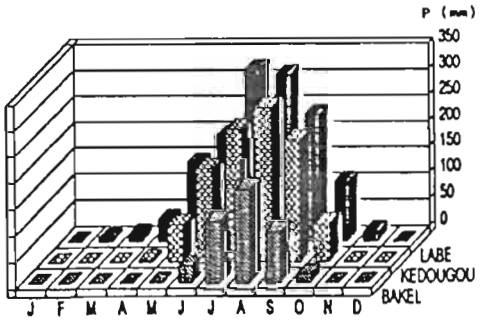
c) La variabilité saisonnière spatiale

Pour caractériser la variabilité saisonnière spatiale de la pluie, 4 blocs-diagrammes ont été réalisés à partir de la pluviométrie mensuelle de la période 1951-80 (Fig.30). Cette figure montre que :

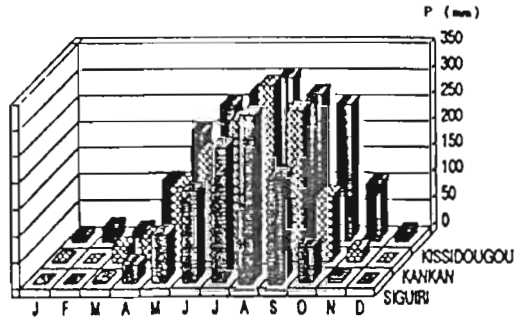
- le gradient Nord-Sud d'abondance pluviométrique, déjà noté à l'échelle annuelle, existe à l'échelle mensuelle (Fig.30 a),

- ce gradient Nord-Sud s'atténue en domaine guinéen (Fig.30 b),

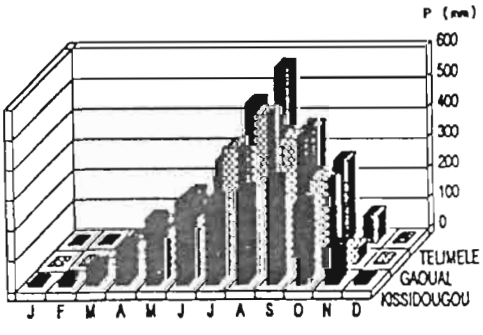
- la saison sèche est plus marquée à l'Ouest qu'à l'Est (Fig. 30 c,d), soulignant à nouveau l' opposition entre le Fouta Djalon et le bassin supérieur du Niger, c'est-à-dire entre le sous-régime foutanien et le sous-régime guinéen s.s.



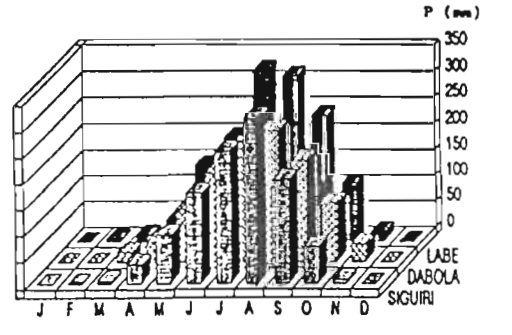
a) Etude du gradient Nord-Sud sur les bassins du Sénégal et de la Gambie



b) Etude du gradient Nord-Sud sur le bassin du Niger



c) Etude du gradient Ouest-Est au Sud de la zone d'étude



d) Etude du gradient Ouest-Est au centre de la zone d'étude

Fig. 30 - Variabilité mensuelle spatiale de la pluviosité.

7. Les précipitations journalières

a) L'aggressivité des pluies

Pour mieux réaliser l'impact du facteur pluie sur la géodynamique du paysage, il est important également de connaître la forme et la fréquence de l'évènement pluvieux. En utilisant le simulateur de pluie, ROOSE (1977), ALBERGEL & *al.* (1985) et COLLINET (1988) ont montré que le premier paramètre explicatif du ruissellement, et donc de l'érosion, était l'aggressivité climatique qui est liée d'une part, à l'intensité et à la durée de la pluie et d'autre part, à la taille, à la vitesse de chute et à la distribution des gouttes.

Pour l'ensemble de la zone intertropicale sèche ouest africaine, l'intensité moyenne est de 4 mm/h (CHARREAU & NICOU, 1971) mais en fait ces auteurs considèrent plutôt la médiane qui est de 27 mm/h (le record est de 740 mm/h, soit 37 mm d'eau en 3 mn le 12-07-61 à Séfa au Sénégal). Or le caractère érosif des pluies existe à partir d'une intensité de 25 mm/h (CHARREAU & SEGUY, 1969), ROOSE (1977) retient l'intensité de 30 mm/h. Ainsi, un caractère aggressif marqué caractérise la quasi totalité des événements pluvieux. De plus, ces intensités sont souvent supérieures à la capacité d'infiltration du sol d'où un fort ruissellement (LELONG & LEMOINE, 1968 ; CHARREAU & NICOU, 1971).

Les climats de la zone tropicale ouest africaine comptent donc parmi les plus agressifs du globe, plus particulièrement au Sénégal où l'indice d'aggressivité de la pluie de WISCHMEIER y est l'un des plus forts observé dans le monde. Enfin il faut ajouter que l'agressivité des pluies n'a pas été atténuée par la sécheresse (ALBERGEL, 1986; MIETTON, 1988).

b) La forme des averses

Toute la description qui suit est empreintée à BRUNET-MORET (1968).

Au Nord de l'isohyète 1000 mm (en domaines nord-soudanien et sahélien), la quasi-totalité des averses sont des tornades. Par contre, au Sud de cette ligne (en domaines sud-soudanien et guinéen), seules les averses du début de saison des pluies sont des tornades ; il leurs succèdent rapidement les pluies de mousson.

Les tornades ont après une période préliminaire de courte durée et d'intensité moyenne (10 à 30 mm/h), un corps de forte ou très forte intensité moyenne (40 à 80, voire 100 mm/h) sur une durée courte ou très courte (10 à 30 minutes). Ce corps comporte généralemnt une phase paroxismale d'intensité égale ou supérieure à 150-200 mm/h en cinq minutes ou moins. Le corps de l'averse est souvent suivi d'une traîne à faible intensité, décroissant de 20 à 5 puis 1 mm/h, qui dure entre 1/2 heure à 2 heures. La tornade peut ne pas avoir de période préliminaire ; la traîne peut également être absente ; la tornade, généralement unique, peut aussi être double. Une précipitation journalière comporte une ou deux tornades, voire trois avec des durées moyennes de deux heures. Chaque fois que le sol n'est pas trop perméable, les fortes intensités du corps de l'averse engendrent un

fort ruissellement et d'autant plus important que les averses sont rapprochées dans le temps (c'est le cas en juillet-août-septembre). Il faut noter également que chaque tornade n'intéresse au sol, qu'une superficie limitée.

Les pluies de mousson sont des averses à caractère continu. Elles durent plusieurs heures avec des intensités moyennes modérées et comportent plusieurs pointes d'intensité comprises entre 50 et 80 mm/h. Les pluies de mousson couvrent généralement des superficies beaucoup plus vastes que les tornades. Dans la précipitation journalière, la pluie de mousson peut durer de 8 à 10 heures, parfois 15 heures et plus.

c) Le nombre de jours de précipitations dans l'année

En zone tropicale sèche ouest africaine, il existe une corrélation linéaire entre la pluviométrie annuelle et le nombre de jours de pluie (CHARREAU & NICOU, 1971; BRUNET-MORET, 1968; BRUNET-MORET & *al.*,1986). En général, le nombre de jours de précipitations croît avec le total annuel moyen pluviométrique, il augmente donc régulièrement du Nord au Sud. Il est de 27 jours à Kiffa, de 47 jours à Nioro, de 57 jours à Kayes, de 74 jours à Kita, de 82 jours à Kéniéba, de 122 jours à Labé (ROCHETTE, 1974).

Enfin, pour un même temps de récurrence, les hauteurs de précipitations journalières augmentent progressivement des régions sahéliennes aux régions soudaniennes, pour diminuer à nouveau en zone guinéenne où l'étalement de la saison des pluies s'accompagne d'une diminution de l'intensité des précipitations. Le nombre de précipitations journalières supérieures à 10 mm correspond à 40% de l'effectif total jusqu'à l'isohyète 1500, à 30-35% au Sud de cette isohyète. Le nombre moyen de jours de pluie supérieure à 20 mm correspond à 40% de l'effectif global, celui des précipitations supérieures à 30 mm à 10-12% de l'effectif global. De 2 à 5% des précipitations journalières (pourcentage croissant avec la précipitation annuelle) dépassent 50 mm (BRUNET-MORET & *al.*, 1986).

8. La lame d'eau moyenne précipitée

La lame d'eau moyenne annuelle est estimée à partir des cartes d'isohyètes par planimétrage. Après avoir déterminé chaque surface comprise entre deux isohyètes consécutives, un coefficient pluviométrique (défini comme étant la valeur moyenne des deux isohyètes encadrant la surface considérée) est attribué à chacune d'entr'- elle. La lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin supérieur du Sénégal est faible comparativement à celles tombées sur les bassins qui l'entourent (tableau XVII).

SOW (1984) a utilisé sur le bassin versant supérieur du Sénégal un modèle de calcul permettant à partir d'une équation de régression multiple en fonction de la latitude, de la longitude et de l'altitude, de restituer en tout point d'un même domaine climatique une pluie moyenne annuelle. Ce modèle a été construit à partir des 54 postes pluviométriques répertoriés dans le tableau XI. Pour la période 1951-80, il obtient une lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin supérieur du Sénégal de 818 mm/an.

L'écart avec notre résultat (874 mm) est de 6%, il s'explique par le

fait que le modèle utilisé sous-estime l'effet d'altitude qui joue un rôle important dans le Fouta Djalon qui constitue la partie Sud du bassin.

Tableau XVII

Lame d'eau moyenne précipitée (en mm/an) par bassin versant

Bassin versant	Exutoire	Superficie (km²)	Pluviométrie		Déficit (%)
			1951-80	1979-86	
SENEGAL	Bakel	218 000	874	685	22
FALEME	Kidira	28 900	1124	874	22
NIGER	Siguiri	67 600	1670	1389	17
MILO	Kankan	9 600	1879	1628	13
TINKISSO	Tinkisso	6 400	1607	1187	26
GAMBIE	Kédougou	7 500	1648	1376	17
TOMINE	Gaoual	9 400	1987	1647	17
KONKOURE	Konkouré	9 900	2062	1612	22

Tableau XVIII

Répartition des pluies sur le Fouta Djalon

Bassin versant	Exutoire	Superficie (km²)	Pluviométrie (mm/an)		Climat
			1951-80	1979-86	
TOMINE	Gaoual	9 400	1987	1647	zone très
KONKOURE	Konkouré	9 900	2062	1612	humide
GAMBIE	Kédougou	7 500	1648	1376	zone
BAFING	Dakkasaïdou	15 700	1665	1313	humide
TINKISSO	Tinkisso	6 400	1607	1187	zone
FALEME	Satadougou	10 100	1464	1140	sèche
FOUTA DJALON		59 000	1740	1381	//////// ////////

Dans le Fouta Djalon. le gradient positif E-W d'abondance pluviométrique, déjà mis en évidence (Fig.30), est important (tableau XVIII). Il y a opposition entre les bassins trés arrosés de la Tominé et du Konkouré sur le flanc Ouest et les bassins plus secs du Tinkisso et de la Falémé sur le flanc Est. Le massif du Fouta Djalon se découpe finalement en trois bandes latitudinales d'intensité pluviométrique décroissante d'Ouest en Est. Durant la période 1979-86, il est tombé sur le Fouta Djalon une lame d'eau moyenne de 1380 mm/an.

D.- LES CONDITIONS THERMIQUES ET D'EVAPOTRANSPIRATION

La pluie moyenne n'est qu'un terme du bilan hydrologique. Le second terme est le déficit d'écoulement. Il peut être approché par l'évapotranspiration qui est fonction de la température et de l'humidité relative de l'air, c'est à dire du vent et de l'insolation. MICHEL (1973) a présenté les microclimats du Fouta Djalon et des bassins versants du Sénégal et de la Gambie.

1. Les vents et l'insolation moyenne

Le régime des vents au sol est calqué sur le mouvement des masses d'air en altitude. Pendant la saison sèche où domine l'harmattan, les vents sont de secteur Est et Nord-Est. Durant la saison humide, époque de la mousson, les vents sont du Sud-Ouest et d'Ouest. En général, les vitesses sont assez faibles, de 1 m/s à 4 m/s comme en témoignent les valeurs des moyennes interannuelles : Labé (2,6 m/s, ROCHETTE 1974), Mamou (2,2 m/s, GUPTA 1987), Kindia (2,4 m/s, GUPTA 1987), Kédougou (1,4 m/s, GAC 1987), Kayes (2,6 m/s, ROCHETTE 1974).

Les valeurs entre 15 m/s et 20 m/s sont exceptionnelles, voire même inexistantes (BRUNET-MORET & *al.*, 1986). Les vents semblent plus forts dans la zone sahélo-soudanienne que dans la zone guinéenne, bien que dans cette région il soit très difficile d'obtenir des chiffres précis et homogènes du fait de l'altitude. Au Nord, l'importance des vents est liée à l'influence de l'harmattan. Outre, ces vents réguliers qui soufflent pendant plusieurs heures, des coups de vents très brefs et très violents peuvent précéder les tornades ; ils donnent lieu à des vitesses très élevées et ont un effet beaucoup plus dévastateur que les vents réguliers.

Les variations de la durée d'insolation sont représentées sur la figure 31 et les valeurs correspondantes sont rassemblées dans le tableau XIX. Ce facteur est suffisamment homogène et représentatif d'une zone latitudinale pour que le peu d'exemples choisis permette d'appréhender l'ensoleillement moyen règnant sur toute la zone d'étude. Quel que soit le domaine climatique considéré, la variation de l'insolation est identique : les périodes d'ensoleillement maximum se situent de décembre à avril, et l'insolation est minimale pendant la saison des pluies de mai à octobre, le minimum étant atteint en août, mois le plus pluvieux. En février, la période du "*Heug*" détermine un minimum secondaire. La diminution précoce en octobre de la durée d'insolation enregistrée à Kayes est imputable à des vents de poussières qui sont fréquents dans cette zone.

Retenons que l'insolation totale annuelle augmente du domaine guinéen au domaine soudanien selon un axe N-S puis diminue légèrement vers le domaine sahélien. Cette diminution ne peut être expliquée par un degré d'humidité plus important de l'air : elle traduit l'importance du phénomène de brumes sèches et la présence d' aérosols dans cette bande latitudinale.

2. La température de l'air

Les variations de température sont régies par les changements d'inci-

dence des rayons solaires qui conduisent à la séparation de l'année climatique en deux saisons distinctes (l'été et l'hiver) et par le rafraîchissement résultant des pluies.

Tableau XIX

Insolation moyenne (en heures/mois)

Station	Domaine climatique	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total	Période observée	Source des données
KAYES	sahélien	254	241	293	286	273	232	195	180	218	244	256	216	2888	14 ans	ROCHETTE (1974)
KENIEBA	sud-soudanien	276	267	307	307	277	250	204	162	207	261	274	279	3071	5 ans	ROCHETTE (1974)
KEDOUGOU	sud-soudanien	274	265	286	275	272	242	212	192	211	241	242	260	2972	1967-81	GAC & al. (1987)
LABE	guinéen	275	259	275	242	208	175	145	122	151	191	227	255	2525	1953-80	GAC & al. (1987)

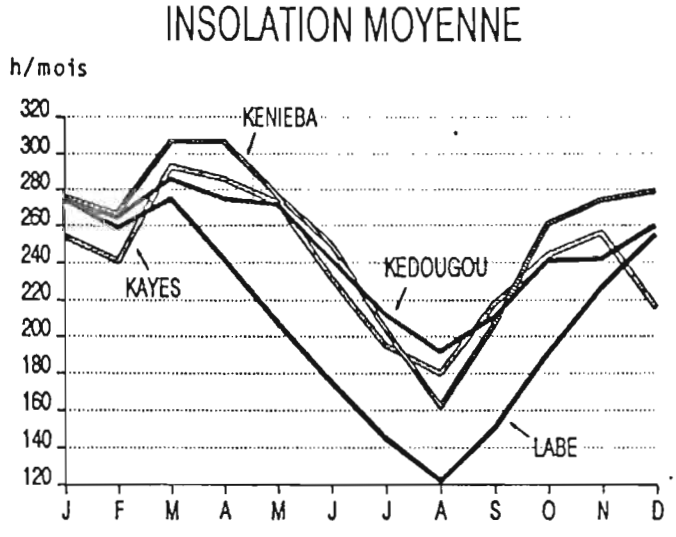


Fig.31 - Variation de l'insolation mensuelle sur les bassins supérieurs (Sénégal, Gambie et Niger)

L'importance respective de ces deux facteurs est dépendante de la latitude (BRUNET-MORET, 1968). Mais l'influence de l'altitude devient prépondérante au-dessus de 700 mètres : ce paramètre amène à distinguer le comportement du Fouta Djalon (Fig. 32) La température moyenne des stations au-dessus de 700 m est de 21°7. Elle s'élève à 25,4°C pour les zones basses du domaine guinéen correspondant aux exutoires du Fouta Djalon (tableau XX).

Tableau XX

Températures moyennes interannuelles (en °C)

N° de réf.	Stations	Altitude (m)	Moyenne interannuelle				Période observée	Origine des données	Domaine climatique
			T_m	T_x	T_n	δ			
* 6	Bakel	25	30,3	-	-	-	1979-86	ORANGE	sahélien
*14	Kayes	46	29,4	36,6	22,3	14,3	1934-64	ROCHETTE	nord-soudanien
22	Tambacounda	49	28,6	35,6	21,6	14,0	1962-81	LO	
21	Bafoulabé	104	29	36	22	14	1921-48	ROCHETTE	
9	Nioro	235	28,5	36,8	20,2	16,6	1936-64	ROCHETTE	
25	Faladye	337	27	35	19	16	1931-48	ROCHETTE	
*34	Kédougou	122	28,1	34,5	21,5	13,0	1962-81	LO	sud - soudanien
*35	Kéniéba	136	28,3	35,3	21,3	14,0	1943-64	ROCHETTE	
27	Kita	328	28,0	34,3	21,7	12,6	1959-64	ROCHETTE	
*37	Siguiri	362	26,9	33,7	20,1	13,6	1943-57	ROCHETTE	
48	Gaoual	81	25,2	-	-	-	1969-81	F.A.O.	guinéen
51	Kindia	250	25,4	30,9	19,9	11,0	1951-80	F.A.O.	
*45	Kankan	377	26	-	-	-	-	Niger	
*42	Dabola	438	25,2	27,4	23,0	4,4	1950-82	F.A.O.	
39	Dinguiraye	523	25,6	28,0	23,1	4,9	1955-75	F.A.O.	
54	Macenta	700	25	-	-	-	-	Niger	
53	Télimélé	729	22,1	22,6	21,6	1,0	1950-79	F.A.O.	
*49	Mamou	783	23,6	29,9	17,1	12,8	1951-80	F.A.O.	
*43	Tougué	868	22,5	25,0	20,0	5,0	1928-77	F.A.O.	
*47	Pita	965	22,5	29,4	21,5	7,9	1951-80	F.A.O.	
*44	Labé	1025	22,6	28,7	16,4	12,3	1939-57	ROCHETTE	
*44	Labé	1025	22,3	29,2	13,3	15,9	1951-80	F.A.O.	
*52	Dalaba	1202	18,9	20,9	17,1	3,8	1952-81	F.A.O.	
46	Mali	1464	19,2	-	-	-	1958-70	F.A.O.	

* : station référence ; T_m : température moyenne mensuelle ; T_x : moyenne mensuelle des températures maximales journalières ; T_n : moyenne mensuelle des températures minimales mensuelles ; δ : écart diurne moyen.
ROCHETTE (1973) ; BRUNET-MORET & al. (1986) ; F.A.O. (GUPTA, 1987).

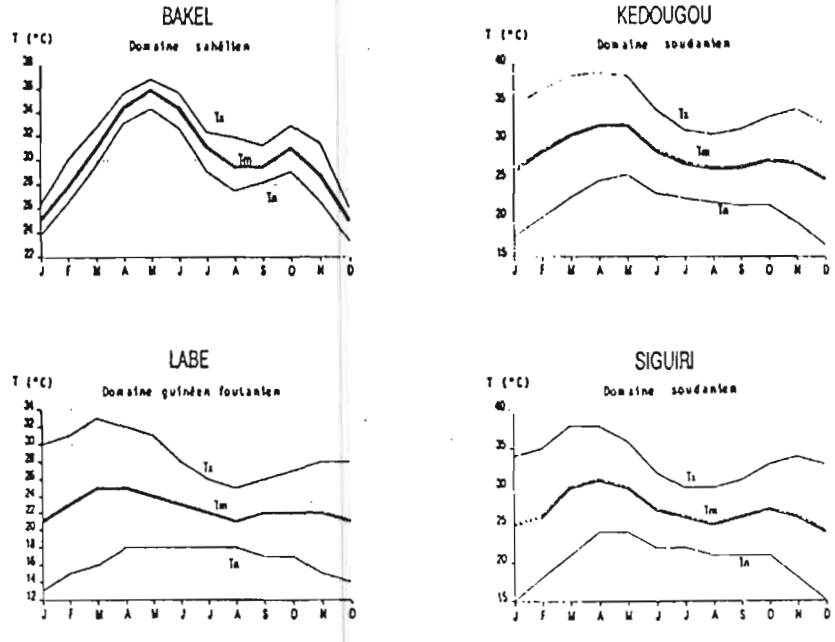


Fig. 32 - Evolution mensuelle de la température

Les conditions thermiques interannuelles sont très peu variables. Selon l'O.M.M., la période nécessaire pour aboutir à une moyenne stable est

de 8 à 10 ans (LEROUX, 1980). En zone intertropicale, la température moyenne annuelle est élevée A Labé, en domaine guinéen, elle est de 22,6°C et à Kédougou, en domaine soudanien, elle s'élève à 28,1°C et à Bakel, en domaine sahélien, elle atteint 30,3°C (tableau XXI). Le gradient thermique, croissant du Sud vers le Nord, est accentué par la topograhie entre les zones hautes du Fouta Djalon et les zones basses du restant de la zone étudiée. Les amplitudes moyennes annuelles sont peu importantes : de 4°C à l'extrême Sud à 12°C à l'extrême Nord (Fig.32). Les amplitudes diurnes moyennes sont beaucoup plus fortes et oscillent entre 7 et 15°C ; elles augmentent du Sud au Nord et d'Ouest en Est (MICHEL, 1973).

Tableau XXI

Températures moyennes mensuelles (en °C)

	Domaine sahélien				Domaine sud-soudanien								Domaine guinéen			
Stations	Bakel (1979-1986)				Kédougou (1962-1981)				Siguiri (1943-1957)				Labé (1939-1957)			
Mois	Tm	Tx	Tn	δm	Tm	Tx	Tn	δm	Tm	Tx	Tn	δm	Tm	Tx	Tn	δm
Janvier	25,0	28,0	20,9	7,1	26,0	34,4	17,6	16,8	25	34	15	19	21	30	13	17
Février	27,8	31,4	23,3	8,1	28,5	36,7	20,0	16,7	26	35	18	17	23	31	15	16
Mars	31,0	34,0	27,9	6,1	30,6	38,5	22,6	15,9	30	38	21	17	25	33	16	17
Avril	34,4	37,2	30,8	6,4	31,9	38,9	24,8	14,1	31	38	24	14	25	32	18	14
Mai	35,9	38,1	33,0	5,1	32,0	38,5	25,6	12,9	30	36	24	12	24	31	18	13
Juin	34,4	37,3	29,7	7,6	28,7	34,1	23,2	10,9	27	32	22	10	23	28	18	10
Juillet	31,1	34,8	26,2	8,6	27,0	31,3	22,5	8,8	26	30	22	8	22	26	18	8
Août	29,5	32,3	25,9	6,4	26,4	30,7	22,0	8,7	25	30	21	9	21	25	18	7
Septembre	29,5	31,9	26,3	5,6	26,5	31,4	21,6	9,8	26	31	21	10	22	26	17	9
Octobre	31,0	33,0	28,0	5,0	27,4	33,0	21,7	11,3	27	33	21	12	22	27	17	10
Novembre	28,8	31,4	25,5	5,9	27,1	34,1	19,4	14,7	26	34	18	16	22	28	15	13
Décembre	25,0	28,6	20,9	7,7	25,1	32,1	16,5	15,6	24	33	15	18	21	28	14	14
Moyenne	30,3	33,2	26,5	6,7	28,1	34,5	21,5	13,0	27	34	20	13	23	29	16	12
origine des données	ORANGE (1988)				LO (1984)				ROCHETTE (1974)				ROCHETTE (1974)			

Tm : température moyenne mensuelle ; Tx : moyenne mensuelle des températures maximales ; Tn : moyenne mensuelle des températures minimales ; δm : écarts diurnes moyens.

Enfin, la courbe de variation des températures est partout bimodale, les maxima primaires et secondaires sont respectivement les mois d'avril-mai et d'octobre-novembre ; les minima caractérisent décembre et août. L'amplitude est plus importante au Nord. La précocité des maxima principaux sur les hauteurs du bassin (en mars) par rapport à ceux des régions basses (en avril-mai) découle de l'évolution progressive de la mousson du Sud vers le Nord : les précipitations relativement abondantes atteignant le Sud du bassin dès avril, alors que la véritable saison des pluies ne s'installe sur la totalité de la région qu'au cours des mois de mai-juin.

3. L'évapotranspiration potentielle

a) L'humidité relative

L'humidité relative est intimement liée à la progression de la Mousson. Sa valeur moyenne annuelle est de 67% à Labé, 55% à Kédougou et 45% à Kayes (quelques kilomètres au Nord de Bakel) (tableau XXIII). L'humidité relative passe par des valeurs maximales en saison des pluies et des valeurs minimales en période sèche. Notons que plus l'humidité relative est

importante, moins l'évaporation intervient dans le bilan hydrologique.

Tableau XXIII

Humidité moyenne relative (en %)

Mois	LABE 1951-57 Mo	Mx	Mn	KEDOUGOU 1967-81 Mo	Mx	Mn	KAYES Mo
Janv	49	21	76	32	16	48	24
Févr	47	20	73	32	16	48	20
Mars	50	20	79	31	14	48	17
Avril	57	27	87	37	20	53	20
Mai	69	42	95	49	29	68	32
Juin	78	58	98	69	49	88	57
Juil	82	65	98	79	62	95	73
Aout	83	68	98	82	66	98	79
Sept	81	64	98	80	62	98	78
Oct	79	59	98	74	51	97	67
Nov	70	43	96	59	31	86	44
Déc	59	30	87	42	19	65	30
Moyenne	67	43	90	55	36	72	45
origine des données	GUPTA (1987)			GAC & al. (1987)			ROCHETTE (1974)

c) L'évapotranspiration potentielle

L'évaporation correspond aux premières étapes du cycle de l'eau. Elle est la résultante des différents paramètres présentés ci-dessus : la pluie, le vent, l'insolation, la température et l'humidité relative de l'air. Sa mesure est une opération délicate.

L'évolution saisonnière de l'évaporation Piche (Ep), mesurée, et celle de l'évapotranspiration potentielle (ETP), calculée selon la formule de TURC, sont similaires et opposées à celle de l'humidité relative. Les plus forts taux d'évapotranspiration potentielle se situent aux mois de mars et les plus faibles au mois d'août. Entre ces deux extrêmes, l'évolution est constante au cours de l'année. On note également le gradient positif Sud-Nord de l'ETP en toutes saisons. L'ETP moyenne annuelle est de 1436 mm à Labé, de 1922 mm à Kédougou et de plus de 2000 mm à Bakel (tableau XXIV).

Tableau XXIV

Evaporation Piche (Ep) et évapotranspiration potentielle (ETP) en mm

Station		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
KAYES	Ep	272	291	373	386	392	257	118	73	69	126	201	240
	ETP	169	184	251	246	202	140	128	123	129	137	138	134
	1940/1980 : Ep (2798 mm/an), ETP (1981 mm/an)												
BAKEL (1)	Ep	234	222	302	314	317	284	225	177	151	187	208	205
	1979/1986 : Ep (2826 mm/an)												
KEDOUGOU	Ep	274	288	353	342	278	129	75	55	55	79	149	215
	ETP	183	194	222	212	178	143	130	117	128	136	132	147
	1953/1985 : Ep (2292 mm/an), ETP (1922 mm/an)												
LABE	Ep	246	266	302	243	147	83	57	50	53	75	128	195
	ETP	141	148	160	142	128	108	97	82	98	112	109	111
	1940/1980 : Ep (1845 mm/an), ETP (1436 mm/an)												
KINDIA	ETP	132	160	187	183	147	120	107	99	109	116	114	118
	1971/1980 : ETP (1592 mm/an)												
MAMOU	ETP	170	192	204	173	141	117	99	99	105	109	121	144
	1971/1980 : ETP (1674 mm/an)												

(1) : évaporation mesurée sur bac Colorado.

VIII. LES CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES DU HAUT BASSIN VERSANT DU FLEUVE SENEGAL

(L'impact de la sécheresse actuelle sur les écoulements)

L'inventaire des données hydrologiques disponibles montre que l'irrégularité des écoulements est de règle sur le bassin amont du fleuve Sénégal. Les conditions physiques, géomorphologiques, lithologiques, pédologiques et climatiques prédisposent la surface du bassin à un ruissellement important et, en corollaire, à une évacuation rapide des lames d'eau précipitées. Cela confère aux précipitations un rôle décisif pour expliquer les modalités de l'écoulement fluvial.

A. - LE REGIME HYDROLOGIQUE DU FLEUVE SENEGAL AVANT 1903

Avant 1903, aucune station d'observation des hauteurs d'eau n'était implantée sur le fleuve Sénégal. De nombreux documents historiques et d'anciennes cartes géographiques permettent cependant d'esquisser dans ses grandes lignes le régime des écoulements du fleuve avant le XX^{ème} siècle.

Les récits des voyageurs confirment au XVII^{ème}siècle l'importance des hautes-eaux, des crues et des débordements du fleuve Sénégal.

Dès 1638, date de l'installation des Français dans l'île de Baba Gueye, ROCHEFORT signalait que : "*les débordements du fleuve étaient si grands que leurs habitations étaient pleines d'eau jusqu'au 1er étage...*". De nombreux auteurs contemporains tels HENRY (1918), TROCHAIN (1940) et PAPY (1951) en dépouillant les archives sur l'importance de l'intrusion de la mer dans la basse vallée du Sénégal (voir GAC et *al.* 1982, 1990) ont pu établir qu'il n'était pas nécessaire de remonter très à l'amont du fleuve pour trouver de l'eau douce pendant la saison sèche. On en conclût que les crues devaient être suffisamment importantes pour achever leur cycle annuel sur des étiages conséquents qui annihilaient la remontée des eaux marines à l'intérieur des terres.

Les témoignages sont concordants : les bateaux-citernes, chargés du réapprovisionnement en eau douce, ne remontaient pas au-delà de la ville de Richard-Toll située à 170 km de l'embouchure du fleuve. Les travaux d'aménagements entrepris en 1859 par Faidherbe sur le Kassack (défluent de la basse vallée) pour constituer une réserve d'eau douce furent emportés par la crue. Vers 1860, le lieutenant de vaisseau BRAOUZEC, navigua à bord d'une canonnière sur les terres inondées du Fouta-Ferlo ; à la suite de ce voyage, on conçût même le projet de "*gagner la Gambie par le lac de Guiers et la vallée du Ferlo*".

Les débordements étaient parfois tellement importants que les eaux du fleuve se répandaient fort loin en Mauritanie. DURAND (1875) signale "*qu'entre le cap Mirick et la petite île de Tider, à 18 lieues environ d'Arguin, on voyait l'embouchure de la rivière Saint Jean grossie par les eaux du Sénégal*" (voir Fig. 5 et 6). GALLIENI, en 1879, notait l'importante inondation dans le Walo. La crue de 1890 fût tellement forte que le Sénégal, gonflé par des précipitations abondantes déborda dans toutes les directions. Le colonel FREY rapporte que cette année-là, "*la ville de Saint Louis se*

trouva en grande partie submergée et que dans cette nouvelle Venise, la circulation n'était possible qu'à l'aide de bacs ou de pirogues". Selon DUCHEMIN (1951): "*l'eau de cette année (1890) aurait atteint les salines de Nouaremach situées à 100 km au Nord-Est de Nouakchott*". Selon une autre version, l'eau du sénégal serait remontée jusqu'à Tirvourvour et rejoint par la vallée de l'Oued Targa les eaux descendants de l'Adrar.

En 1906 le capitaine VALLIER, après plusieurs séjours dans le Ferlo, commentait les événements de 1890 en ces termes "*Tout, en un mot,...donne l'impression qu'à une époque récente, la Sénégambie devait être un vaste delta où un volumineux fleuve épandait ses eaux que charriaient des artères secondaires et dont nos vallées d'érosion actuelle seraient le tracé persistant*".

La période d'avant 1903 a donc été caractérisée par des précipitations abondantes et des écoulements importants. Il y a cependant eu quelques séquences sèches (ex. : en 1866) mais elles avaient certainement un caractère d'aridité moins prononcé que celles de notre époque. Tout semble concorder pour affirmer qu'un profond bouleversement climatique est intervenu à la fin du siècle dernier : les écoulements du Nil se sont réduits de 30 % (PARIS TEYNAC, 1964), le lac Tchad a vu sa superficie se réduire considérablement (THILO, 1910), l'invasion marine a pris des proportions inquiétantes dans la vallée du fleuve Sénégal. On peut s'interroger avec GIRAUD (1951), COGELS et GAC (1982) sur les raisons profondes de ce bouleversement et sur le caractère irréversible ou transitoire de cet événement qui se manifeste sur toute la frange sahélienne.

Les causes éventuelles du changement de régime au début du XXème siècle ont été évoquées par KANE (1985) : diminution récente des précipitations, accélération de la vitesse des crues, déboisement, défoncement du seuil de Faff, accentuation progressive de l'aridité. L'énumération des causes, des effets et des conséquences de la sécheresse pourrait se poursuivre...Pour le fleuve Sénégal, elles se sont traduites par des modifications de l'importance des crues et des modalités de leur écoulement.

B - LES REGIMES DU FLEUVE SENEGAL DEPUIS 1903

Les données présentées ci-dessous proviennent en grande partie du Département d'Hydrologie de l'ORSTOM de Dakar, à l'exception de quelques données ponctuelles acquises sur le terrain dans les services hydrologiques nationaux lors des différentes missions. ROCHETTE (1974), BRUNET-MORET et *al.* (1986) et LAMAGAT & *al.* (1989) ont respectivement décrits les réseaux hydrométriques du Sénégal, du Niger et de la Gambie.

On admet communément qu'un cycle hydrologique se déroule entre deux périodes de basses eaux. Sa durée est cependant variable puisqu'elle est liée au régime annuel des précipitations. Lorsque la saison des pluies commence tardivement et que les pluies sont peu abondantes, le cycle hydrologique peut, par suite d'un tarissement précoce, s'achever en 11, voire en 10 mois. Inversement, l'arrivée précoce des pluies et une importante réalimentation des réserves souterraines peuvent se traduire par un cycle hydrologique plus long qu'une année civile. Dans cette étude,

l'extension du cycle hydrologique a été fixée pour plus de commodité à la période allant du 1er juin au 31 mai de l'année suivante. Ce choix explique les petites variations observées par rapport aux données des hydrologues dont les cycles hydrologiques se conçoivent généralement de mai à avril.

1. Les modalités des écoulements du fleuve Sénégal

Dans le bassin versant supérieur du Sénégal, limité à la station de Bakel, trois régimes hydrologiques du fleuve se succèdent : le régime tropical de transition, le régime tropical pur et le régime sahélien (FRECAUT et PAGNEY, 1982).

Le régime tropical de transition concerne une superficie de 28000 km² (soit 13% de la superficie du bassin) où la pluviosité annuelle est supérieure à 1200 mm. Il affecte les 2/3 du Bafing, les 2/5 de la Falémé et le cours supérieur du Bakoye. C'est un régime caractérisé par des variations brutales et une très grande irrégularité dans la date d'apparition des maxima et des minima mensuels.

Le régime tropical pur se différencie du précédent par une saison des hautes-eaux moins longue. Il concerne une superficie de 108 000 km², soit 50 % du bassin versant supérieur. Il s'étend sur le bassin inférieur du Bafing , les 3/5 de la Falémé, le Bakoye et l'intégralité du Baoulé. La pluviosité annuelle y est comprise entre 1200 mm et 700 mm, et le plus fréquemment inférieure à 1000 mm.

Le régime sahélien concerne toute la zone du bassin où la pluviosité est inférieure à 700 mm. Il concerne la totalité des bassins de la Kolimbiné et du Karakoro. Les écoulements deviennent de plus en plus sporadiques au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers le Nord. Notons que l'augmentation très importante de la superficie du bassin versant théorique qui en résulte, réduit singulièrement les débits spécifiques.

En fait, l'influence de la zone sahélienne est négligeable. Elle a simplement pour effet de freiner très légèrement l'amortissement de la crue entre Gouina et Bakel et d'augmenter probablement l'irrégularité interannuelle en apportant un volume notable en année de très forte hydraulicité, sur la zone sahélienne, et des quantités pratiquement négligeables en année sèche (RODIER, 1964). L'influence de la zone tropicale de transition est aussi mineure. Les apports précoces de cette zone arrivent en juin et juillet à Bakel en même temps que l'écoulement provenant des premières crues de la zone tropicale. Le maximum spécifique de cette zone de transition n'est pas beaucoup plus élevé que celui de la zone tropicale. La seule influence notable est un léger renforcement du débit d'étiage, surtout en année moyenne ou abondante.

Le régime du Sénégal à Bakel correspond donc au régime tropical pur dans la mesure où ses débits sont rapportés à la *partie active* du bassin supérieur (RODIER, 1964) correspondant à une superficie réelle de 135000 km².

2. L'abondance fluviale à Bakel

Parmi tous les fleuves sahéliens, le Sénégal est celui qui dispose de la plus longue série d'observations ; à Bakel, l'information est complète depuis 1903 (ROCHETTE, 1974 ; SOW, 1984 ; ORANGE, 1986 ; GAC & KANE, 1986). Cette station a une situation géographique très favorable, se situant après la confluence de tous les affluents avec le bras principal.

a) Bilan moyen annuel des écoulements et variabilités interannuelle, mensuelle, journalière

Depuis le début du siècle (87 années d'observations), le module moyen annuel à Bakel est de 705 m³/s, représentant un écoulement moyen annuel de 22,2.10⁹ m³/s ; 93,3% de cet écoulement transite de juillet à novembre (tableau XXV).

Tableau XXV

Débits moyens mensuels interannuels du Sénégal à Bakel
(période 1903-1989, 1979- 1987 et 1979-1989)

Période	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTO	NOVE	DECE	JANV	FEVR	MARS	AVRI	MAI	Module
1903-89	93	551	2195	3123	1505	515	223	123	71	37	16	10	705
1979-87	24	328	1064	1350	589	194	75	38	17	9	2	7	308
1979-89	38	323	1073	1526	616	188	67	34	19	15	7	12	327

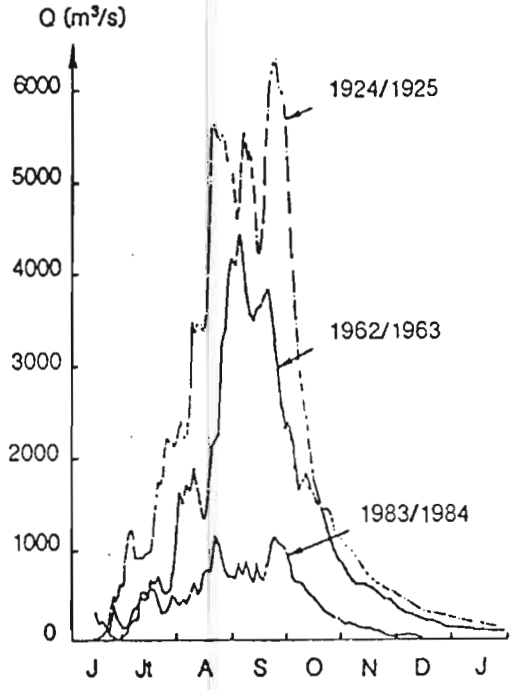


Fig. 33 : Hydrogrammes de crue types du fleuve Sénégal à Bakel

Tableau XXVI

Débits moyens mensuels et annuels à Bakel de 1903 à 1989 (m^3/s)

ANNEE	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTO	NOVE	DECE	JANV	FEVR	MARS	AVRI	MAI	Q An.
1903	120	746	1937	2535	1060	476	202	124	74	40	15	10	612
1904	30	719	2655	3166	1127	586	274	142	85	50	22	10	739
1905	236	977	2735	2303	2342	1072	375	193	111	64	30	15	871
1906	143	1174	5751	4218	1618	838	467	250	140	80	40	10	1227
1907	120	590	960	2177	1311	619	340	185	110	62	28	10	543
1908	81	822	2275	3720	1390	500	235	130	75	42	18	10	775
1909	286	992	3083	4201	1308	591	255	140	83	46	20	10	918
1910	120	590	2233	2942	1231	472	215	120	70	38	16	10	671
1911	120	590	1538	2401	939	432	220	125	72	38	16	10	542
1912	120	590	1471	2352	1298	436	230	135	78	43	18	10	565
1913	120	336	724	936	687	251	121	64	30	10	4	10	274
1914	120	590	1323	1477	1036	360	200	115	70	40	16	10	446
1915	90	653	1956	2418	1225	350	190	105	62	34	12	5	592
1916	4	726	1826	3301	1603	400	210	120	70	38	16	10	694
1917	20	294	2173	3458	1145	330	185	100	58	32	11	10	651
1918	200	883	3633	5322	2556	647	335	202	122	65	30	10	1167
1919	140	404	1704	2221	1029	356	210	115	70	38	15	10	526
1920	120	540	2690	4315	1287	604	290	160	95	52	23	10	849
1921	120	396	1201	2100	740	270	150	90	50	26	10	10	430
1922	40	411	3415	6569	2724	777	316	158	95	53	23	10	1216
1923	90	646	1808	3764	1437	741	272	138	80	44	19	10	754
1924	144	1440	4147	5530	2403	804	384	210	125	70	32	14	1275
1925	103	408	2332	3293	2458	768	325	185	110	65	30	10	841
1926	140	507	1607	1785	973	728	270	130	76	43	18	10	524
1927	120	772	2967	4745	2743	885	380	205	120	70	32	10	1087
1928	50	356	3146	4693	1683	699	241	130	77	39	15	10	928
1929	300	885	3074	4512	1327	434	217	123	71	38	15	10	917
1930	170	649	2621	3412	1929	608	290	167	97	58	25	10	836
1931	170	976	1771	2777	2080	552	270	155	90	50	22	10	744
1932	130	780	2859	3138	1371	445	227	130	75	43	19	10	769
1933	153	1149	3423	3564	1076	386	200	115	68	35	12	10	849
1934	20	270	2501	3503	1311	440	220	130	75	43	19	10	712
1935	120	896	4269	4971	2450	630	265	152	88	50	20	10	1160
1936	85	620	4714	5825	2210	708	335	172	103	61	25	10	1239
1937	120	408	1795	3084	1348	504	230	130	75	41	17	10	647
1938	120	494	1901	4065	1850	794	270	150	88	48	21	2	817
1939	28	368	1992	2071	1362	435	220	125	72	40	16	10	562
1940	50	212	1342	1381	1288	525	200	120	68	38	15	10	437
1941	120	339	1158	2115	740	247	130	75	44	19	6	10	417
1942	120	385	1896	1715	539	266	140	80	45	25	8	10	436
1943	120	366	1867	2951	1801	443	195	110	65	35	14	10	665
1944	120	225	814	1444	663	339	160	95	55	28	10	10	330
1945	120	396	3450	4886	1854	463	195	110	65	35	14	10	967
1946	120	379	2600	2989	1819	580	240	130	75	41	17	10	750
1947	120	343	1877	3418	1516	396	180	105	60	32	12	5	672
1948	31	607	1863	2630	967	398	167	105	60	32	12	5	573
1949	9	335	2111	1905	794	216	123	73	42	20	10	5	470
1950	3	65	3092	5963	3041	778	305	152	85	42	14	4	1129
1951	57	395	1473	2332	3643	1437	423	215	125	64	27	5	850
1952	23	539	1428	2519	3098	597	246	134	71	36	17	4	726
1953	103	818	1607	2924	1250	464	219	139	80	40	14	13	639
1954	253	1012	4166	4394	1624	689	397	197	114	66	41	31	1082
1955	209	648	3672	4149	2596	777	347	204	118	68	33	14	1070
1956	41	506	2305	5421	2159	636	287	167	98	58	23	8	976
1957	218	623	2725	4339	2900	943	251	197	116	66	31	18	1036
1958	176	579	4098	3969	1887	796	446	239	138	82	39	19	1039
1959	165	597	2596	4087	1242	489	224	125	76	41	17	7	806

Tableau XXVI

Débits moyens mensuels et annuels à Bakel de 1903 à 1989 (m^3/s) (suite)

ANNEE	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTO	NOVE	DECE	JANV	FEVR	MARS	AVRI	MAI	Q An.
1960	82	812	1830	2481	1309	504	214	118	74	40	17	5	624
1961	105	821	3000	5249	1328	458	207	120	73	39	13	4	951
1962	86	536	2326	3657	1626	598	263	137	85	42	18	10	782
1963	9	508	1674	2741	1973	635	231	127	71	36	14	3	669
1964	173	633	2066	5841	1934	581	286	166	103	56	25	11	990
1965	87	522	3467	5453	1993	652	290	205	112	49	16	4	1071
1966	81	441	1739	3534	5029	1033	381	208	115	54	15	4	1053
1967	99	695	3068	6763	3426	919	409	254	157	76	24	6	1325
1968	78	515	1257	2238	1038	358	201	98	45	15	3	1	487
1969	49	847	2100	3881	2549	1131	365	186	97	40	12	3	938
1970	21	358	2775	3052	951	337	168	86	42	15	4	2	651
1971	2	584	3266	3272	973	310	151	72	35	11	3	1	723
1972	57	349	978	1315	590	259	131	61	28	8	3	3	315
1973	125	394	2109	1711	588	216	88	42	19	6	2	1	442
1974	4	745	3518	3394	1381	367	155	73	37	15	4	2	808
1975	0	558	1553	3267	1201	380	162	77	38	14	3	1	605
1976	4	490	1456	1147	1145	875	226	109	51	21	6	2	461
1977	2	240	829	1640	759	214	74	36	13	3	1	1	318
1978	8	359	1764	1858	1314	462	153	73	32	9	2	1	503
1979	45	311	983	1276	569	282	104	45	17	4	1	0	303
1980	22	317	1545	1941	484	194	89	38	15	4	1	0	388
1981	29	454	1858	1710	658	224	90	43	19	4	1	0	424
1982	0	235	1132	1376	559	222	81	37	14	3	1	0	305
1983	78	380	682	817	434	139	54	24	8	2	1	0	218
1984	38	470	758	571	540	137	50	17	5	2	1	0	216
1985	0	391	1414	1651	562	155	56	19	9	3	1	0	355
1986	0	267	705	1874	850	264	90	38	16	7	3	1	343
1987	0	124	496	938	642	130	61	80	54	51	4	60	220
1988	104	328	929	2835	701	90	22	8	10	34	35	39	428
1989	103	275	1297	1797	773	232	40	27	47	49	30	33	392

L'irrégularité des écoulements constitue la caractéristique principale des fleuves tropicaux. Depuis 1903, les débits moyens annuels à Bakel ont varié dans un rapport de 1 à 6,1 (Tableau XXVI). La valeur maximale a été observée au cours du cycle hydrologique de 1967/68 (1324 m^3/s) et la valeur minimale en 1984/85 (216 m^3/s) qui n' est que très légèrement inférieure à la valeur de l'écoulement enregistrée en 1983/84 (218 m^3/s) : ces deux cycles hydrologiques successifs se situent bien au coeur de la sécheresse des années 80.

A l'irrégularité interannuelle s'ajoute celle des débits moyens mensuels. Le plus important débit moyen mensuel (6763 m^3/s) a été observé en septembre 1967. La plus forte cote (13,28 m) a été enregistrée le 24 août 1906; elle correspond à un débit journalier de 8114 m^3/s (LAMAGAT, 1986).

L'hydrogramme annuel est toujours monomodal avec, en général, un seul épaulement en août-septembre et une longue courbe de tarissement d'octobre à mai, quelque soit l'hydraulicité de l'année considérée (Fig.33).

b) Le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle

De nombreux auteurs ont étudié la cyclicité des variations du débit moyen annuel du Sénégal à Bakel (SIRCOULON, 1976 et 1985 ; FAURE & GAC, 1981 ; PALUTIKOF & *al.*, 1981 ; OLIVRY, 1983a ; GAC & FAURE, 1987 ; PROBST & TARDY, 1987). Le débit du fleuve à Bakel reflète fidèlement l'évolution de la pluviosité de cette zone climatique. Aussi la recherche des séquences sèches et des séquences humides effectuée à partir du paramètre pluie dans le chapitre précédent donne les mêmes résultats à partir de l'étude des débits. Depuis le début du siècle, deux périodes humides sont recensées : 1920-39 et 1952-68.

Depuis 1968, à l'exception de trois années (1969, 1971 et 1974), toutes les années sont largement déficitaires (tableau XXVI). Le déficit a atteint son maximum lors des cycles 1983/84 et 1984-85 (70% de déficit). Le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle apparaît en dressant la liste des dix modules moyens annuels (en m^3/s),les plus faibles depuis le début des observations : 1984 (216), 1983 (218), 1987 (220), 1913 (274), 1979 (303), 1982 (305), 1972 (315), 1977 (318), 1986 (343), 1985 (355). Parmi les dix années les plus déficitaires figurent ***six années consécutives*** de la dernière décennie

c) Les cycles hydrologiques de 1979 à 1987

Ces neufs cycles hydrologiques ont été étudiés en détail en associant à la présentation des écoulements, l'évolution quotidienne de la température de l'air, de la température de l'eau et de la pluviosité. Elles se situent au coeur de la sécheresse et le dernier cycle (1987) marque le début de la mise en fonction du barrage de Manantali et de la gestion artificielle des crues du Bafing.

Tous les ans (Fig.34), un premier écoulement fugace annonce l'arrivée réelle de la crue qui survient une quinzaine de jours plus tard. En effet, les premiers écoulements arrivant en juin sont absorbés par le sol desséché. Ensuite, la montée des eaux, lente en juillet, s'accélère brutalement début août : elle coïncide avec les premières grandes pluies ; le lit mineur se remplit et les bras secondaires sont submergés. C'est la période de crue. Le retrait des eaux s'amorce en octobre et, dans tous les cas, il est très rapide. La première baisse résulte de la vidange des eaux accumulées dans le lit majeur. Le véritable tarissement qui correspond à un écoulement d'origine presque uniquement souterraine commence début novembre.

En 1983/84, 1984/85 et 1987/88, la montée des eaux est pratiquement inexistante, les hydrogrammes sont tronqués : il n'y a pas de crue véritable. D'autre part, la sévérité des étiages traduit le très grand épuisement des nappes phréatiques. L'étiage absolu a été atteint à Bakel en 1980, 1981, 1982, 1984, 1985, 1986 ; le fleuve Sénégal ne s'était précédemment tari qu'en 1902, 1913 et 1974. On peut également souligner la rapidité de la décrue quelque soit l'hydraulicité de l'année et la faiblesse générale des débits de pointe de 1979 à 1986 (de 3141 m^3/s en 1980 à 882 m^3/s en 1984 - *le seul de 1903 à 1986 à avoir été inférieur à 1000 m^3/s* - représentant respectivement 65% et 20% du débit de pointe d'une année moyenne).

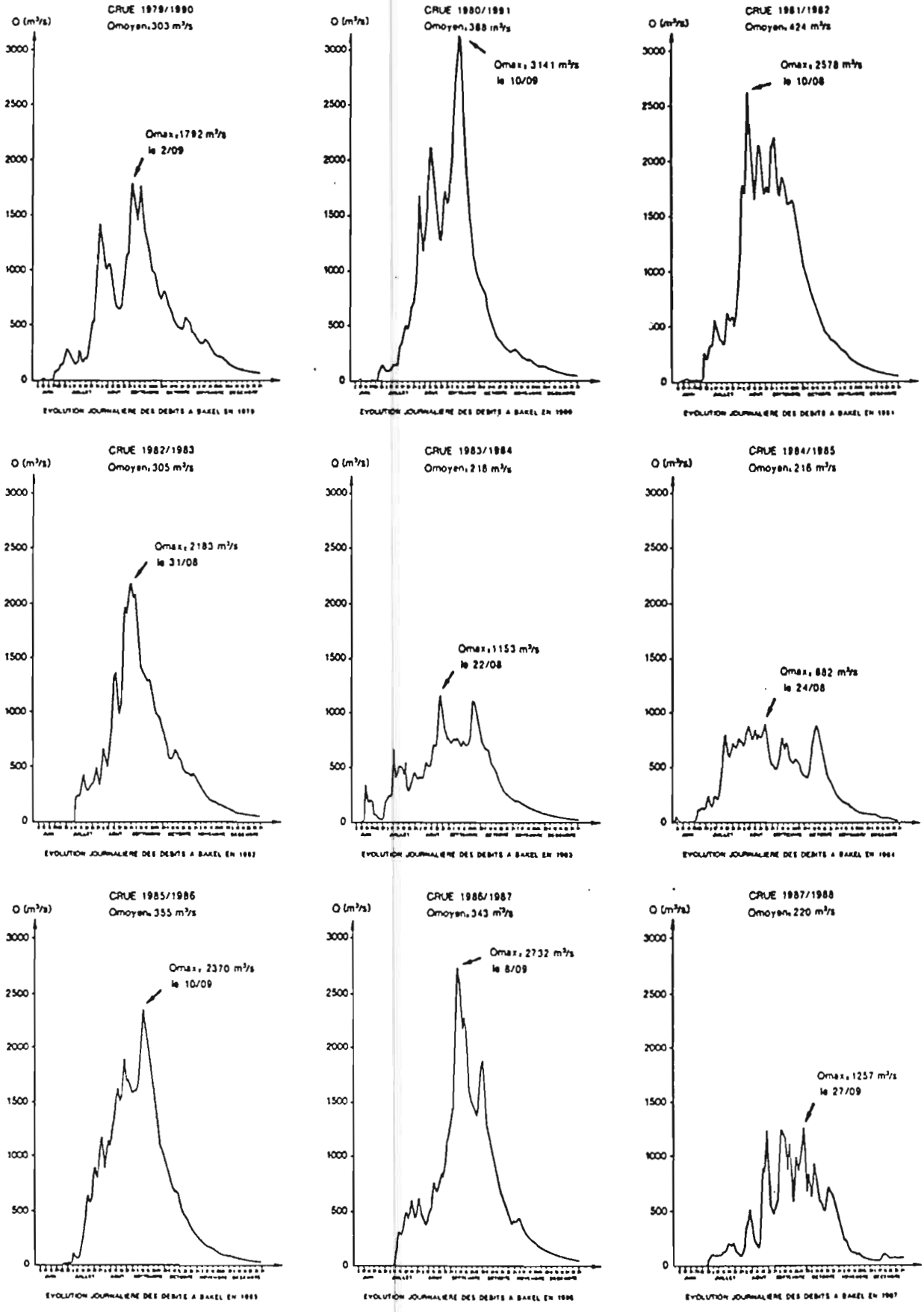


Fig. 34 - Hydrogrammes de crue de 1979 à 1987 du fleuve Sénégal à Bakel

Le module moyen annuel de 1979 à 1987 s'élève à 308 m³/s, soit seulement 41% du module interannuel observé pendant près d'un siècle. La répartition mensuelle des débits au cours de l'année hydrologique reste cependant sensiblement la même : les mois de juillet, août, septembre, octobre et novembre voient encore transiter 95% de l'écoulement annuel. En effet, malgré le caractère exceptionnel des écoulements de ces dernières années, la période des hautes-eaux se limite toujours aux mois de juillet, août, septembre etoctobre avec un maximum en septembre à l'exception des deux années les plus sèches (1983 et 1984) où il se situe en août du fait de l'écrêtement de la pointe de crue.

Dans ce contexte de 20 années d'aridité qui "*en oubliant le passé !*" pourrait par sa durée et sa pérennité, se concevoir pour les jeunes générations, comme une situation normale on distingue : trois cycles hydrologiques secs (1983/84, 1984/85 et 1987/88), trois cycles hydrologiques moyens (1979/80, 1982/83 et 1985/86) et deux cycles hydrologiques pseudo-humides (1980/81, 1981/82).

d) Caractéristiques hydrologiques et climatiques de 1979 à 1986

Cette période allant de 1979 à 1986 constitue un remarquable épisode dans la chronique des évènements depuis le début du siècle. Elle a vu se succéder, en un laps de temps très court, les quatre modes climatiques majeurs et leurs possibles variantes définies par CITEAU et *al.* (1984), CITEAU et CARN (1986) et CITEAU et *al.* (1989) : les climats chauds ou froids, secs ou humides. Ils sont caractérisés à partir de quatre paramètres hydroclimatiques : le débit du fleuve, la température de l'air et de l'eau et la pluviosité. Si le débit d'un cours d'eau à son exutoire est une mesure qui intègre toute "*la respiration hydrologique*" de la surface du bassin versant, en revanche les paramètres (température et pluie) sont des observations ponctuelles qui expriment l'état climatique à l'exutoire.

Année 1979 : année moyenne normale (sèche froide)

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à juin. L'hydrogramme annuel montre deux pointes de crue. La première a lieu début août après un écoulement quasi-nul en avril-mai et très faible en juin-juillet. La seconde est centrée sur la première quinzaine de septembre, la pointe de crue étant atteinte le 2/9/79 avec 1792 m³/s. La montée des eaux est rapide et par à-coups alors que la descente est plus lente et régulière.

La température de l'eau est stable autour de 30 °C de juin à octobre puis décroit en même temps que la température de l'air : le minimum est atteint en décembre. La courbe d'évolution de la température de l'air est bimodale : le maximum maximorum a lieu en fin de saison sèche (mai-juin-juillet) et le maximum minimorum en fin de saison des pluies (septembre-octobre). Le minimum minimorum a lieu en décembre.

Année 1980 : année moyenne anormalement humide et froide

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à juin et en décembre ; l'étiage dure trois mois, de mars à mai. L'hydrogramme annuel montre trois pointes de crue successives, la dernière étant la plus importante :

3141 m³/s le 10/9/80.

La température de l'eau et la température de l'air ont des évolutions analogues à l'année précédente. L'écart en fin de saison sèche entre ces deux paramètres est plus important.

Année 1981 : année anormale (humide-froide)

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à juin et en décembre ; l'étiage dure trois mois, de mars à mai. L'hydrogramme annuel montre trois pointes de crue mal individualisées, la première étant la plus importante : 2578 m³/s le 10/8/81.

Cette année-là, la température de l'eau mime l'évolution de la tempéra-ture de l'air avec des amplitudes moins fortes.

Année 1982 : année anormale (sèche-froide)

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à juin et en décembre ; l'étiage dure quatre mois, de mars à juin. L'hydrogramme annuel montre une seule pointe de crue (2183 m³/s) atteinte le 31/8/82.

L'évolution de la température de l'eau est à nouveau monomodale avec une période stable d'avril à octobre à 30 °C. La température de l'air est moins élevée et le caractère bimodal de sa courbe d'évolution annuelle est moins marqué.

Année 1983 : année anormalement sèche et chaude

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à mai et en décembre. L'étiage dure trois mois, de mars à mai. Une première crue est enregistrée exceptionnellement en juin : elle est due à un évènement pluvieux important localisé près de Bakel (64,4 mm le 16/6/83). Après cette montée atypique des eaux, le fleuve retrouve son niveau d'étiage fin juin. La crue proprement dite commence début juillet, l'hydrogramme a une forme aplatie. Le mois de juillet est normal mais les pointes de crue d'août et de septembre sont nettement écrêtées. le maximum de crue (1153 m³/s) est atteint le 22/8/83.

La température de l'eau atteint son palier plus tardivement que la saison précédente. Les températures de l'air sont élevées.

Année 1984 : année anormalement sèche-chaude

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à juin et en décembre ; suite au déficit hydrique de l'année précédente, l'étiage dure cinq mois, de février à juin. A l'exception de la crue tardive enregistrée en octobre et sensiblement égale à la pointe de crue annuelle atteinte le 24/8/84 à 882 m³/s, il n'y a pas de pics qui s'individualisent. Cet hydrogramme est encore plus plat que celui de l'année précédente.

Les températures n'ont été mesurées qu'à partir de mai. La température de l'eau avait déjà atteint le palier de 30 °C et la température de l'air semble encore avoir une évolution bimodale.

Année 1985 : année normale (humide-chaude)

Suite à la faiblesse de la crue des deux années précédentes, la période d'étiage s'étale de janvier à juin et malgré une pointe de crue relativement importante le niveau d'étiage est déjà atteint fin décembre. Le corps de l'hydrogramme est unimodal. La montée des eaux se traduit par une suite d'impulsion croissante jusqu'au 10/9/85 à 2370 m³/s.

La température de l'eau n'atteint son palier que vers juin-juillet. Le caractère bimodal de la courbe annuelle d'évolution de la température de l'air est bien marqué.

Année 1986 : année normale (humide-chaude)

Comme l'année précédente, la période d'étiage est très longue (de jan-vier à juin). La période des hautes eaux est réduite dans le temps. En effet, après une première impulsion en juillet, le débit se stabilise autour de 500 m³/s jusqu'à la mi-août. La montée des eaux est alors très rapide. La pointe de crue est atteinte le 8/9/86 à 2732 m³/s. La décrue est plus lente, elle est momentanément interrompue à la fin septembre par une crue secondaire.

La température de l'eau a un comportement classique : palier à 30 °C dès avril jusqu'à fin octobre. La température de l'air est pratiquement toujours supérieure à la température de l'eau.

Le tableau XXVII donne les moyennes annuelles des différents paramètres hydroclimatiques. 1981 est l'année la plus humide (Q = 426 m³/s) et 1984, la plus sèche (Q = 218 m³/s). 1983 est l'année la plus chaude (31,4 °C) et 1982, la plus froide (29,1 °C).

Tableau XXVII

Moyennes annuelles des quatre paramètres hydroclimatiques
(Q débit, P pluie, T_A température de l'air, T_E température de l'eau)

	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
Q (m³/s)	309	389	426	307	221	218	356	341
P (mm)	409	411	533	574	402	251	533	469
T_A (°C)	30.2	30.0	29.8	29.1	31.4	31.1	30.7	30.5
T_E (°C)	28.7	28.3	27.1	26.4	26.9	27.8	26.1	26.7

e) Le cas particulier des cycles hydrologiques 1987/88 et 1988/89

Les cycles hydrologiques 1987/88 et 1988/89 se sont déroulés après la mise en service du barrage de Manantali situé à 350 km en amont de Bakel sur le Bafing. Sa fonction est de régulariser la crue annuelle pour étaler dans le temps la période des hautes eaux.

La gestion artificielle des écoulements du Bafing et du réservoir amont de retenue a une incidence sur les valeurs mensuelles du débit observé à Bakel (Tableau XXVI). Ces "anomalies" sont particulièrement

visibles à la décrue et à l'étiage ou de petites pointes de crue dues aux lâchures du barrage indiquent des écoulements "inattendus". Ces deux cycles hydrologiques feront ultérieurement l'objet d'études détaillées au cours de l'évaluation de l'érosion mécanique et de l'altération chimique, processus concurrentiels dans l'approfondissement des sols sur le bassin versant.

C. - LES ECOULEMENTS DES PRINCIPAUX TRIBUTAIRES

1. Le Bafing

a) Le Bafing amont à Dakka-Saïdou

Le Bafing à Dakka-Saïdou a parcouru 280 km. Son module interannuel y est déjà relativement élevé : 288 m³/s pour la période 1903-64 (ROCHETTE, 1974). Pour la période récente 1979-87, l'écoulement est estimé en appliquant le coefficient de péjoration hydrologique enregistré à Dibia (50%), station située à une centaine de kilomètres en aval. Le module annuel s'établit ainsi à 144 m³/s et le mois à plus fort débit (septembre) voit transiter 480 m³/s (Fig. 35).

Son seul affluent important est la Téné (dont les interfluves sommitales portent le point culminant du haut bassin du Sénégal) qu'il reçoit au km 120 en rive gauche. Il n'existe aucune information sur l'importance de ses écoulements. D'après nos observations , on estime qu'à la confluence Téné-Bafing, 30% des écoulements proviennent de la Téné. A 40 km en aval de cette confluence (au bac de Balabory), le débit moyen annuel était de 230 m³/s en 1975 avec un maximum mensuel de 755 m³/s en septembre (ZILIOLI et BRIVIO, 1986). Dans cette région, l'année 1975 peut être considérée, du point de vue hydrologique, comme une année normale. Ainsi on peut estimer que pour la période 1979-87 le module interannuel a été de l'ordre de 115 m³/s (soit 9,9 l/s/km²), ce qui donne pour la Téné un débit moyen annuel de 35 m³/s.

b) Le Bafing à Dibia

Pour la période 1903-1964, le module moyen interannuel du Bafing à Dibia est de 433 m³/s, il passe à 620 m³/s à Gouina après la confluence avec le Bakoye. Ce module interannuel se réduit à 215 m³/s entre 1979 et 1987.

2. Le Bakoye

Pour la période 1903-1964, le module interannuel du Bakoye à Kalé s'élève à 159 m³/s. On l'évalue à 35 m³/s entre 1979 et 1987.

3. La Falémé

A Satadougou, qui se situe à la confluence de la Koïlakobé avec la Falémé, une quinzaine de kilomètres en aval de la station hydrologique de Fadougou, il est raisonnable de penser d'après les résultats de ROCHETTE

(1974) enregistrés sur la période 1903-64 , que la Koïlakobé représente approximativement 25% des écoulements de la Falémé. Pour la période 1979-87, on estime le débit moyen annuel à 45 m³/s.

Les observations sur la Falémé à Kidira sont permanentes. De 195 m³/s entre 1903 et 1964, le module interannuel s'est réduit à 60 m3/s entre 1979 et 1987 (Fig. 35).

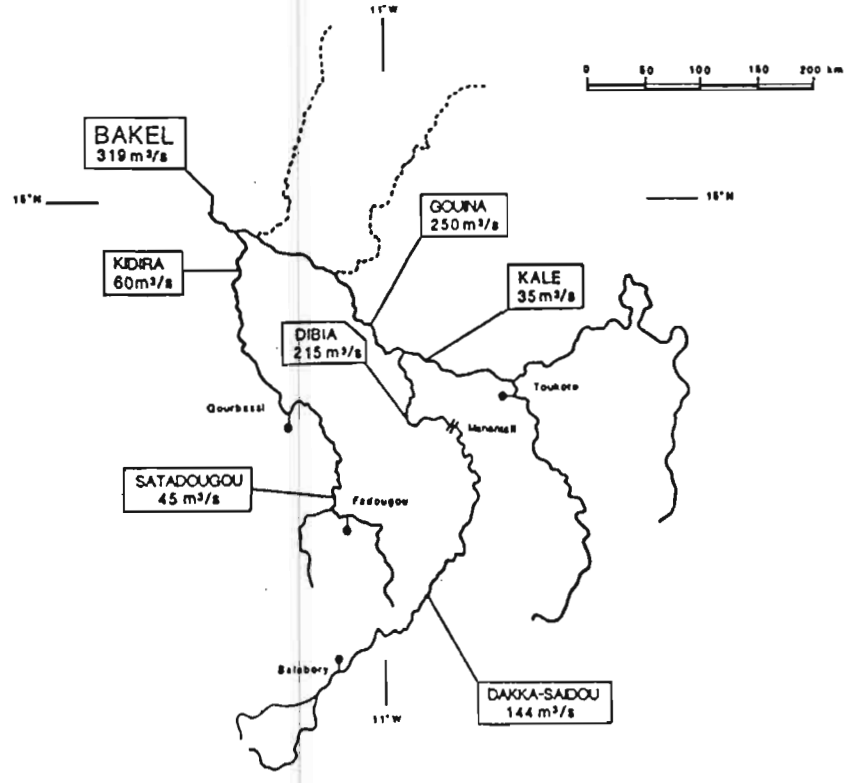


Fig. 35 - Répartition des écoulements sur le haut bassin du Sénégal (modules interannuels de 1979 à 1987)

Au cours de la période récente 1979-86, le déficit d'écoulement par rapport aux observations entre 1903 et 1964 est partout très marqué. C'est sur la branche mère, le Bafing, qu'il est le moins important : 50% à Dibia, 60% à Gouina et 59% à Bakel. Il atteint 78 % sur le Bakoye et 69 % sur la Falémé. Pour cette période la répartition entre les trois branches- mères du Sénégal est la suivante : Bafing (69 %), Falémé (20 %) et Bakoye (11 %).

Signalons enfin, qu'en 1987 première année de fonctionnement du barrage de Manantali, le Bakoye a fourni 73 %, la Falémé 18 % et le Bakoye seulement 9 % des écoulements (220 m³/s) observés à Bakel.

4. Le débit spécifique

Dans le haut bassin du fleuve Sénégal, la notion de débit spécifique est à utiliser avec prudence, une grande partie de la zone nord-soudano-sahélienne étant endoréïques. Ainsi les modules spécifiques calculés à l'aval de Gouina sur le Sénégal et à l'aval de Toukoto sur le Bakoye n'ont pas

grande signification (RODIER, 1964; ROCHETTE, 1974). Le débit spécifique à Bakel a donc été estimé à partir d'une superficie de 135000 km² (RODIER, 1964). Sur la période 1903-64, le débit spécifique moyen annuel à Dibia est de 11,4 l/s/km² ; il continue de décroître jusqu'à la confluence avec la Falémé où il remonte légèrement; il est de 5,7 l/s/km² à Bakel.Pour la période 1979-86, ces valeurs sont divisées par deux.

D. - LES BILANS HYDROLOGIQUES

L'équation du bilan hydrologique peut s'écrire de la façon suivante :

$$P = E + DE$$

où P est la lame d'eau moyenne précipitée, E la lame d'eau moyenne écoulée et DE le déficit d'écoulement. Le déficit d'écoulement est assimilable à l'évapotranspiration réelle (ETR).

Finalement de 1979 à 1987, sur l'ensemble du haut bassin versant du Sénégal, pour une lame d'eau moyenne précipitée de 685 mm/an, l' écoulement moyen annuel est de 308 m³/s et l'évapotranspiration totale annuelle réelle de 639 mm, ce qui représente une déficit d'écoulement global de 75%.

CONCLUSIONS

C'est au V ème siècle avant Jésus-Christ, qu'il est pour la première fois fait état par les Phéniciens, de l'existence d'un grand fleuve sur les côtes de l'Afrique occidentale. Il faudra cependant attendre plus de 2 millénaires pour que le Sénégal soit parfaitement reconnu grâce aux écrits des Anciens, aux récits des voyageurs arabes du Moyen âge, aux témoignages des navigateurs portugais à partir du XVème siècle et enfin aux rapports de mission des explorateurs pendant trois cents ans de mouvance française.

Le Sénégal prend sa source dans le massif du Fouta Djalon à 1465 m d'altitude. Son bassin amont qui se déploie sur 220.000 km² se partage entre les quatre républiques de Guinée, du Mali, de la Mauritanie et du Sénégal. De forme ovoïde, il s'étend de 10°20' à 17° de latitude Nord et de 7° à 12°20' de longitude Ouest. A Bakel, exutoire du haut bassin, le fleuve Sénégal a parcouru 1.000 km. Il est formé de la jonction du Bakoye, du Bafing et de la Falémé.

En contrebas du bourrelet de hautes terres de la dorsale guinéenne, les plateaux et les glacis constituent les traits géomorphologiques dominants. Le modelé des paysages se présente comme une succession en gradins de trois surfaces d'aplanissement cuirassées (d'âges jurassique, éocène et pliocène) dont la topographie plane contraste fortement avec de vastes glacis, étagés en trois niveaux et ordonnés en fonction du réseau hydrographique.

Comme dans la plupart des pays de vieilles plates-formes, la morphogénèse dans le bassin du Sénégal s'étend sur des périodes géologiques extrêmement longues. Le cours supérieur du Sénégal se situe sur la bordure sud-ouest du craton ouest-africain. Ce vaste complexe géologique précambrien, stabilisé à la fin de l'orogénèse éburnéenne vers 1800-1600 millions d'années, est ceinturé par des zones mobiles formées ou rajeunies au cours des cycles orogéniques panafricain, hercynien et alpin. L'histoire géologique de la région se résume à huit grands événements correspondants aux huit unités structurales majeures du bassin : les formations birrimiennes du socle, la couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur, la chaîne panafricaine des Bassarides, les sillons molassiques panafricains du Protérozoïque terminal, les formations sédimentaires du Cambrien supérieur au Dévonien, les venues doléritiques permo-triasiques, le complexe sédimentaire éocène du bassin sénégalo-mauritanien et les formations latéritiques.

Le substratum du haut bassin est formé de deux grandes familles de roches acides et de roches basiques regroupées en six classes lithologiques principales : granites, grès, schistes, quartzites, dolérites et roches vertes. Les roches acides représentent 87 % de la superficie totale du bassin : (quartzites 42 %, grès 31 %, granites 7 %, schistes 7%). Les roches basiques sont caractérisées par les dolérites (12 %) et les roches vertes (1%).

Un rapide aperçu des ressources hydrogéologiques est dressé et les interactions géochimiques existant entre les eaux souterraines et leur

encaissant rappelées. Le trait majeur est l'absence de nappes généralisées. Les aquifères du haut bassin sont discontinus et hétérogènes. Les eaux des nappes reflètent les transformations au sein des profils d'altération et leurs compositions chimiques varient dans une large gamme. Elles sont tributaires et assujetties au temps de séjour dans les réservoirs terrestres qui, de façon remarquable, peuvent les marquer de leur patrimoine génétique.

Dans cette région tropicale, l'altération profonde des roches du substratum a développé, de l'amont vers l'aval du bassin et selon un déterminisme précis, les successions ordonnées et systématiques de trois grands types de sols à travers différentes zones bioclimatiques : les sols ferrallitiques dans le Fouta Djalon et ses contreforts septentrionaux, les sols ferrugineux tropicaux dans la partie centrale du bassin et les sols sub-arides dans les provinces lointaines, quasi endoréïques, du Nord-Est. Tous ces sols peuvent, en toutes positions topographiques, être recouverts d'un épais manteau de cuirasses latéritiques qui demeurent les témoins, empilés à travers le temps, des climats du passé.

Situé entre les régions tropicales humides et les confins du Sahara, le haut bassin présente une grande diversité climatique entre le domaine guinéen au sud et le domaine sahélien au nord. La pluviosité moyenne annuelle varie de 2.300 mm dans le Fouta Djalon à 300 mm dans les régions désertiques septentrionales. La lame d'eau moyenne précipitée sur la totalité du bassin versant, au cours de la période 1951-1986, s'élève à 810 mm. Le caractère exceptionnel de la sècheresse actuelle est analysé. Le tracé des isohyètes indique un recul quasi uniforme en latitude de près de 200 km vers le Sud : les limites du bassin s'inscrivant actuellement entre les isohyètes 100 et 1900 mm. Les températures oscillent entre 22°C au sud et 30° C au nord. L'évapotranspiration potentielle fluctue entre 1500 mm/an en domaine guinéen et 3.000 mm/an en région sahélienne.

L'inventaire des données hydrologiques disponibles montre que l'irrégularité des écoulements est de règle sur le bassin amont du Sénégal. Les conditions physiques, géomorphologiques, lithologiques, pédologiques et climatiques prédisposent la surface du bassin à un ruissellement important et, en corollaire, à une évacuation rapide des lames d'eau précipitées. Plusieurs documents historiques étayent l'hypothèse d'un régime d'abondance fluviale avant 1903. Depuis cette date, le régime du Sénégal correspond à un régime tropical pur, dans la mesure où ses écoulements sont rapportés à la partie réellement active du bassin supérieur. Au cours des 87 années d'observation (1903-1989), le module interannuel du Sénégal à l'exutoire amont de Bakel a été de 705 m^3/s. Les valeurs extrêmes ont été enregistrées au cours des cycles hydrologiques 1967/68 (1324 m^3/s) et 1984/85 (216 m^3/s). Le caractère exceptionnel de la sécheresse des années 80 transparaît également dans les écoulements : parmi les dix années les plus déficitaires du siècle figurent six années consécutives (de 1982 à 1987) de la dernière décennie.

Enfin, les quatre paramètres hydroclimatiques majeurs, en domaine continental, (le débit du fleuve qui intègre toute la surface du bassin versant, les températures de l'air et de l'eau ainsi que les précipitations qui sont des données ponctuelles exprimant l'état climatique à l'exutoire) ont été corrélés. Ils définissent pour la période récente (1979/1986), la chronique des années sèche-froide, humide-froide, sèche-chaude et humide-chaude.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALBERGEL J. (1986).- Evolution de la pluviométrie en Afrique soudano-sahélienne, exemple du Burkina Faso. *Rapp. ORSTOM*, Ouagadougou, multigr., 19 p.

ALBERGEL J., CASENAVE A., VALENTIN C. (1985).- Modélisation du ruissellement en zone soudano-sahélienne; simulation de pluies et cartographies des états de surface. *Journées hydrologiques de Montpellier, Coll. et Sém. de l'ORSTOM*, pp. 75-84.

ARCHAMBAULT J. (1960).- Eaux souterraines de l'Afrique occidentale. *Ed. Berger-Levrault*, Nancy, 139 p.

ARLERY R., GRISSOLET H., GUILMET B. (1973).- Climatologie; méthodes et pratiques. *Paris, Bruxelles, Montréal 2 ème édition*, 434 p.

AUDIBERT M. (1970).- Delta du fleuve Sénégal : étude hydrogéologique. *Rapport Inédit, O.E.R.S., PNUD-FAO*, 1-2, 68 p. St Louis (Sénégal).

AYME J.M., DROUHIN J.P., LARROUIHL J. (1962).- Rapport de synthèse sur le bassin du Sénégal. *Rapport géologique C.O.P.E.T.A.O.*, n°14, 46 p.

BALLO A. (1984).- Les modalités de l'écoulement fluvial en domaine tropical humide africain, l'exemple des bassins supérieurs du Niger et du Bani. *Thèse de 3ème Cycle*, Dpt de Géographie, Univ. de Nancy II, 172 p.

BASSOT J.P. (1966).- Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. *Mém. BRGM* (Thèse Doct.d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand), n°40, 322 p.

BASSOT J.P. (1969).- Aperçu sur les formations précambriennes et paléozoïques du Sénégal Oriental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*(7), t.11, n°2, pp.160-169.

BECKER C., MARTIN V., DIALLO Y. (1988). Cartes historiques de la vallée du Sénégal. *Rapport Inédit.*

BESSOLES B. (1977).- Géologie de l'Afrique. I. Le craton ouest-africain. *Mém. BRGM*, Paris, n° 88, 402 p.

BISCALDI R. (1968).- Problèmes hydrogéologiques des régions d'affleurement de roches éruptives et métamorphiques sous climat tropical. *Bull. BRGM*, série 2, section III, n°2, pp. 7-22.

BLANCHOT A. (1958). Bulletin du service de Géologie et de Prospection minière de Dakar, n° 27, 280p.

BLOT A. (1970).- Les nappes phréatiques au Sénégal Oriental. Données géochimiques sur les eaux. *Rapport ORSTOM*, Dakar, multigr., 34 p.

BLOT A. (1980).- L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris, n° 114, 434 p.

BONIFAS M. (1958).- Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.* (Thèse Doct. Ingén., Univ. de Strasbourg), n° 17, 159 p.

BRUNET-MORET Y. (1968).- Etude générale des averses exceptionnelles en Afrique occidentale. *Rapp. de synthèse, ORSTOM/CIEH,* Paris, multigr., 23 p.

BRUNET-MORET Y., CHAPERON P., LAMAGAT J.P., MOLINIER M. (1986).- Monographie hydrologique du fleuve Niger. Tome I- Niger supérieur. *Monographies Hydrologiques,* ORSTOM Paris, 8, 396 p.

CAMPY M. & MACAIRE J.J. (1989).- Géologie des formations superficielles : géodynamique, faciès, utilisation. *Masson Ed.,* Paris, 433 p.

CHARREAU C., NICOU R. (1971). - L'amélioration du profil cultural dans les sols sableux et sablo-argileux de la zone tropicale sèche Ouest-Africaine et ses incidences agronomiques. CNRA Bambey, IRAT, Sénégal, *Bull. Agron.,* 23, pp. 8-45.

CHARREAU C., SEGUY L. (1969).- Mesure de l'érosion et du ruissellement à Séfa en 1968. *Agronomie tropicale,* XXIV, 11, pp. 1055-1097.

CHAUVEL A. (1967).- Notice explicative de la carte pédologique du Sénégal au 1/200 000, feuilles de Kédougou et de Kéniéba-Kossanto. *Rapport ORSTOM,* multigr., Dakar, 155 p.

CHETELAT E. de (1933).- Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord-Ouest de la Guinée française. *Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn.,* vol. VI, pp. 91-122.

CITEAU J. GOURIOU Y., GUILLOT B. (1984).- Position de la zone intertropicale de convergence à 28° ouest et température de surface dans le golfe de Guinée. *Bull. Veille climatique satellitaire,* n° 4, pp. 2-5.

CITEAU J., CARN M. (1986).- Positions de la ZITC à 28° ouest et température de surface de la mer. *Bull. Veille climatique satellitaire,* n° 12, pp. 2-5.

CITEAU J., FINAUD L., CAMMAS J.P. et DEMARCQ H. (1989).- Questions relative to ITCZ migrations over the tropical Atlantic ocean, sea surface temperature and Senegal river runoff. *Meteorol. Atmos. Phys.,* 41, pp. 181-190.

COGELS F.X., GAC J.Y. (1981/1982).- Le lac de Guiers. Bilans hydriques et évaporation d'une nappe d'eau libre en zone sahélienne (Sénégal). *Cah. ORSTOM, série Géologie,* XII, 1, pp. 21-43.

COLLINET J. (1988).- Comportements hydrodynamiques et érosifs des sols de l'Afrique de l'Ouest, évolution des matériaux et des organisations sous simulation de pluies. *Thèse Doct. d'Etat,* Univers. Louis Pasteur de Strasbourg, 513 p.

DARS R. (1960/1961).- Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan Occidental (Afrique de l'Ouest). *Mémoire du BRGM,* n°12, Paris (Thèse Doct. d'Etat), 329 p.

DEGALLIER R. (1965).- Réflexions et questions sur l'alimentation des nappes souterraines. *Chronologie Hydrologique, Fr.*, n°5, pp. 7-31.

DEYNOUX M. (1980).- Les formations glaciaires du précambrien terminal et de la fin de l'ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciations d'inlandsis sur une plateforme stable. *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérome, Marseille* (Thèse Doct. Etat, Univ. Aix-Marseille, octobre 1978), n°17, 554 p.

DEYNOUX M. (1983).- Glaciations du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien dans le bassin de Taoudéni, Afrique de l'Ouest. Introduction à l'excursion scientifique du symposium " Till Mauretania 83 " (en français et en anglais). *In* : Symp. Till Mauretania 83, West African palaeoglaciations, characterization and evolution of glacial phenomena through space and time, Nouakchott, Mauretania, 4-15 janv. 83, *M. Deynoux (ed.)*, Univ. Poitiers, Labo. Petrol. et ERA CNRS 220, pp. 43-86.

DEYNOUX M., KOCUREK G., PROUST J.N. (1989).- Late proterozoic periglacial aeolian deposits on the West African Platform, Taoudeni Basin, western Mali. *Sedimentology*, 36, pp. 531-549.

DEYNOUX M., MARCHAND J., PROUST J.N. (1989).- Notice explicative et synthèse stratigraphique et sedimentologique des cartes géologiques au 1/ 200 000 de Kossanto, Kayes, Kankossa (Mali occidental). *Rapp. Centre de Sédim. Géochimie de la Surface*, Strasbourg, 71 p.

DEYNOUX M., SOUGY J.M.A. & TROMPETTE R.(1985).- Lower Paleozoïc rocks of West Africa and western part of cental Africa. *In : Holland, C.H. Ed.*, Lower paleozoïc of Northwestern and West Central Africa, New-York, WILEY, pp. 337-495.

DILLON W.P. & SOUGY J.M.A.(1974).- Geology of west Africa, Canary and Cape Verde Islands. *In* " The ocean basins and margins ". *Nairn A.E.M. & Stehli F.G. edit., Plenum Publish. Corpor.*, New-York, vol. 2, pp. 315-390.

DIOUF M.B. (1989).- Sedimentologie, minéralogie et géochimie des grès carbonatés quaternaires du littoral sénègalo-mauritanien. *Thèse de Doct. d'Etat, mention Océanologie*, Université de Perpignan, 237 p.

DUBREUIL P. (1974). Initiation à l'analyse hydrologique. *Eds Masson*, Paris, 216 p.

ELOUARD P. (1962).- Etude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. *Mémoire du BRGM* (Thèse Doct. d'Etat, Univ. de Paris), n°7, 247 p.

FAURE H. et GAC J.Y. (1981).- Wille the sahelian drought end in 1985 ? *Nature*, 291, pp. 475-478.

FELLER C. & MERCKY P. (1976).- Carte pédologique de reconnaissance de la zone Matam-Bakel-Kidira au 1/200 000. *Rapport ORSTOM*, Dakar.

FRECAUT R. (1974).- Les variabilités de l'écoulement fluvial en milieu tropical humide. *Ann. de Géographie*, 83, 457, pp. 241-259.

FRECAUT R., PAGNEY P. (1982).- Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial. *Eds Masson*, Paris, 240 p.

GAC J.Y., KANE A. (1986 a).- Le fleuve Sénégal : I. Bilan hydrologique et flux continentaux de matières particulaires à l'embouchure. *Bull. Sci. Géol., Strasbourg*, 39, pp. 99-130.

GAC J.Y., KANE A. (1986 b).- Le fleuve Sénégal : II. Flux continentaux de matières dissoutes à l'embouchure. *Bull. Sci. Géol.*, Strasbourg, 39, pp. 151-172.

GAC J.Y., BOUCHEZ J.M., BAMBA S., CARN M., ORANGE D., DUVERT P. (1987).- Géochimie des eaux du Fouta Djalon. Flux dissous et particulaires en haute Gambie. *Rapport ORSTOM*, Dakar, 102 p.

GAC J.Y. et FAURE H. (1987).- Le "vrai" retour à l'Humide au sahel est-il pour demain ?. *Compte Rendus Acad. Sci.*, Paris, 305, série II, pp. 777-781.

GAC J.Y. (1986).- Etude préliminaire de la physico-chimie de la nappe phréatique de Koundara (Guinée). *Rapport ORSTOM*, Dakar, multigr., 8 p.

GAC J.Y., COGELS F.X., APPAY J.L., BOUCHEZ J.M., DUPREY J.L., LABROUSSE B., ORANGE D. (1990).- Reconnaissance géochimique sur les eaux de la lame de submersion de la vallée du Ferlo (Senegal). *Rapport ORSTOM - CEE*, Dakar, multigr. 85 p.

GEORGE B. (1968).- Rôle de l'analyse du modelé latéritique dans la prospection des nappes d'eau des terrains d'altération en Afrique occidentale. *Bull. BRGM*, série 2, section III, n°2, pp. 53-65.

GIRAUD M. (1951).- Rapport sur le régime du fleuve Sénégal pendant la grande crue de 1950. *Rapport de la M.A.S.* (Mission d'Aménagement du fleuve Sénégal), St Louis (Sénégal), multigr., 19 p.

GIRARD J.P. (1985).- Diagenèse hydrothermale tardive des sédiments gréso-argileux du Protérozoïque supérieur du bassin de Taoudéni (Afrique de l'Ouest). *Thèse de 3 ème cycle*, Univ. Poitiers, 255 p.

GIRARD J.P., DEYNOUX M., NAHON D. (1989).- Diagenesis of the upper proterozoïc siliciclastic sediments of the Taoudeni basin (West Africa) and relation to diabase emplacement. *Journ. Sed. Petro.*, vol.59, n°2, pp. 233-248.

GOLOUBINOW R. (1950).- Notice explicative sur la feuille Bougoni-Ouest de la carte géologique de reconnaissance au 1/ 500.000 . *Gouvernement de l'AOF*, Dakar, 23p.

GSELL A. (1957).- Rapport de prospection. Campagne 1956-1957 (Région de Tougué). *Archives Soc. Péchiney*, Paris, multigr.

GUPTA R.K. (1987).- Aménagement intégré du massif du Fouta Djalon (projet régional). *Projet F.A.O.*, n° DP/RAF/81/060, Rapp. de mission,7, 130 p.

HENRY H. (1918). Irrigations et cultures irriguées en Afrique tropicale. Ed. *Larose*, Paris, 8°, 296 p.

KANE A. (1985).- Le bassin du Sénégal à l'embouchure : flux continentaux dissous et particulaires. Invasion marine dans la vallée du fleuve. *Thèse de 3ème cycle*, Université de Nancy 1, 205 p.

LAMAGAT J.P. (1986).- Le fleuve Sénégal à Bakel : une révision des débits. *Rapport ORSTOM*, multigr., Dakar, 86 p.

LAMAGAT J.P. et ALBERGEL J. (1990).- Fleuve Sénégal. Plan directeur de la haute vallée (hydrologie, climatologie). *Rapport n° 2, ORSTOM*, multigr.,28 p.

LE BORGNE J. (1988).- La pluviométrie au Sénégal et en Gambie. *Rapport, Dpt de Géographie*, Univ. de Dakar, 93 p.

LELONG F. (1966).- Régime des nappes phréatiques contenues dans les formations d'altération tropicale, conséquence pour la pédogénèse. *Sci. Terre, Fr.*, vol. 11, n°2, pp. 201-244.

LELONG F.(1969).- Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française). *Mémoire Sciences de la Terre*, n°14, 188 p.

LELONG F. & LEMOINE J. (1968).- Les nappes phréatiques des arènes et des altérations argileuses; leur importance en zone intertropicale; les difficultés de leur exploitation. *Bull. BRGM*, série 2, section III, n°2, pp. 41-52.

LENEUF N. (1959).- L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Doct. d'Etat, Univ. de Paris, *Lang Grandemange Ed.*, 210 p.

LEPRUN J.C. (1979).- Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse, transformations, dégradation. *Mémoire Sciences Géol.* (Thèse Doct. Etat, Univ. Strasbourg), n°58, 222 p.

LO H.M. (1984).- Le bassin de la Gambie en amont de Goulombou. *Thèse de 3ème cycle Géographie*, Univ. de Nancy II, 6, 394 p.

MACHENS E. (1973).- The geologic history of the marginal basins along the north shore of the Gulf of Guinea. In Nairn A. et Stehli F., Edit. " The ocean basins and margins ", vol.1, *Plenum Publ. Corp.*, pp.351-390.

MAIGNIEN R. (1958).- Contribution à l'étude du cuirassement des sols en Guinée Française. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, n°16, 235 p.

MAINGUET M. (1972).- Le modelé des grès, problèmes généraux. *Etudes de photo-interprétation, IGN*, Paris, tome I, 587 p.

MARCHAND J., BASSOT J.P., SIMON B. (1987).- Notice explicative de la carte photogéologique au 1/ 200 000 de Kossanto (Mali). *Rapp. Direction Nationale de la Géol. et des Mines*, Bamako (Mali), 28 p.

MICHEL P. (1973).- Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. *Mémoire ORSTOM*, Paris, n°63, 3 vol., 753 p.

MIETTON M. (1988).- Dynamique de l'interface lithosphère-atmosphère au Burkina Faso. L'érosion en zone de savane. *Thèse de Doct. d'Etat*, Univ. de Grenoble I, Dpt de Géographie, 485 p.

MILLOT G. (1964). Géologie des argiles. *Masson Ed.*, Paris, 499 p.

MONTEILLET J. (1988).- Environnements sédimentaires et paléoécologie du delta du Sénégal au Quaternaire. *Trav. du lab. de Recherches de Sédimentologie Marine*, Univ. de Perpignan (Thèse de Doct. d'Etat, 1986), 267 p.

MONOD T. (1951).- Autour du problème du déssèchement africain. *Bull. IFAN*, 12, 2, pp. 514-523.

OLIVRY J.C. (1983). - Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégambie et aux îles du Cap Vert, examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). *Cah. ORSTOM, Paris, Sér. Hydrol.*, XX, pp. 47-69.

ORANGE D. (1986).- Bilan de l'altération chimique et de l'érosion mécanique sur le haut bassin du fleuve Sénégal. Rapport ORSTOM, Dakar et *Mémoire de DEA*, Univ. d'Orléans, 111 p.

ORANGE D., GAC J.Y. (1990).- Qualité chimique des apports atmosphériques en Afrique de l'Ouest (bassins supérieurs du Sénégal et de la Gambie). *Géodynamique*, ORSTOM, Paris (sous presse), 20 p.

PAGNEY P. (1976). Les climats de la Terre. *Eds Masson*, Paris, 150 p.

PALUTIKOFF J.P., LOUGH J.M., FARMER G. (1981).- Senegal river runoff. *Nature*, 293, p. 414.

PARIS TEYNAC E.J. (1964).- Contribution à la connaissance du fleuve Sénégal. *Bull. IFAN*, 24, 1, pp. 54-68.

PAPY L. (1951).- La vallée du Sénégal. Agriculture traditionnelle et riziculture mécanisée. *Cahiers d'Outre Mer, Etudes sénégalaises*, 2, pp. 227-234.

PION J.C. (1979).- L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute Volta. *Mémoire Sciences Géol.* (Thése de Doct. d'Etat, Univ. Strasbourg), n° 57, 220 p.

PROBST J.L., TARDY Y. (1987). Long range streamflow and word continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *J. of Hydrology*, 94, pp. 289-311.

PROUST J.N. (1990).- Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires, exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental. *Thèse Sciences*, Univ. Strasbourg, 200 p.

ROCCI G. (1965).- Essai d'interprétation de mesures géochronologiques : la structure de l'Ouest africain. *Sci. Terre*, 10, 3-4, pp. 461-479.

ROCHETTE C. (1974).- Le bassin du fleuve Sénégal. *Monographie Hydrolo-*

gique de l'ORSTOM, Paris, n°1, 391 p.

RODIER J. (1964).- Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'Ouest du Congo. *Mém. ORSTOM*, 6, 137 p.

ROOSE E. (1977).- Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest; vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. *Trav. Doc. ORSTOM*, Paris,78, 108 p.

ROSSI P. (1982).- Lithostratigraphie et cartographie des formations sédimentaires du pourtour du massif de Kaarta, Mali occidental. Précambrien terminal- Paléozoïque inférieur du pourtour du bassin de Taoudéni. *Trav. du Lab. Sci.Terre*, St Jérome, Marseille, n° B 18, 274 p.

ROSSI P., DEYNOUX M. & SIMON B. (1984).- Les formations glaciaires du Précambrien terminal et leur contexte stratigraphique (formations pré et post-glaciaires et dolérites du massif de Kaarta) dans le bassin de Taoudéni au Mali occidental (Afrique de l'Ouest). *Sci. Géol.*, vol.37, 2, pp. 91-106.

SAGAZAN (De) G. (1951). L'Afrique intérieure d'après Ptolémée. *Annales de Géographie*, 60, pp. 110-126.

SCHOELLER H. (1962).- Les eaux souterraines. *Masson et Cie* , Paris, 642 p.

SIMON B. (1979).- Essai de synthèse sur les formations sédimentaires de la partie occidentale du Mali. *Rapp. Lab. Geol. Dyn.*, Univ. Aix-Marseille, 133 p.

SIMON B., DEYNOUX M., KEITA M., MARCHAND J., ROSSI P. et TROMPETTE R. (1979). - Le Précambrien supérieur et la base du Paléozoïque de la partie sud-Ouest du bassin de Taoudéni. *XX^{ème} Coll. Géol. Africaine*, Montpellier, pp.108-109.

SIRCOULON J. (1976).- Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale; comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940". *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.* XIII, pp. 75-176.

SIRCOULON J. (1985).- La sécheresse en Afrique de l'Ouest, comparaison des années 1982-1984 avec les années 1972-1973. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XXIII, pp. 75-86.

SOW A. (1984). Pluie et écoulement fluvial dans le bassin du fleuve Sénégal. *Thèse de 3ème cycle, Géographie*, Univ. Nancy II, 435 p.

TARDY Y. (1986).- Le cycle de l'eau : climats, paléoclimats et géochimie globale. *Ed. Masson*, Paris, 338 p.

THILO J. (1910).- Documents scientifiques de la mission Thilo 1906-1909. *Imp. Nat.*, Paris II, pp. 553-600.

TORCHINE N.S. (1976).- Carte géologique (au 1/ 200.000) de la République de Guinée. Feuille D28 XXXV et sud de la feuille D28 XXIX (Youkoukoun). *Rapp. multigr., Service des Mines*, Conakry, 165 p.

TRAORE A.Z. (1985).- Géologie et hydrogéologie des plateaux mandingues

(Mali), région de Koula Nossombougou. *Thèse de 3ème cycle, Géologie*, Univ. Grenoble, 218 p.

TRAVI Y., GAC J.Y. & SYLLA M.(1986).- Qualité chimique des eaux souterraines du Mali. *Bull. de Liaison du C.I.E.H.*, Ouagadougou, n°66, pp.13-26.

TRAVI Y., GAC J.Y., FONTES J.C. & FRITZ B. (1987).- Reconnaissance chimique et isotopique des eaux de pluie au Sénégal. *Géodynamique*, 2,pp. 1-11.

TROCHAIN J. (1940). Contribution à l'étude de la végétation au Sénégal. Ed. *Larose*, Paris, 434 p.

TROMPETTE R. (1973).- Le précambrien supérieur et le paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudéni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude Stratigraphique et sédimentologique. *Trav. Lab. Sci. Terre*, St Jérome, Marseille (Thèse Doct. Etat, Univ. Aix-Marseille), n°7, 702 p.

VAN ES F.W.J. & PEREIRA BARRETO S. (1962).- Etude pédologique des hauts plateaux du Fouta Djalon. Mission CCTA/FAMA, Rapport Ministère Economie Rurale de Guinée, Conakry et *Rapport ORSTOM*, Dakar,multigr., 89 p.

VILLENEUVE M. (1984).- Etude géologique sur la bordure sud-ouest du craton ouest-africain : la suture panafricaine et l'évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge NW du continent de Gondwana. *Thèse Doct. Etat, Université Aix-Marseille*, 552 p.

VILLENEUVE M. (1988).- Evolution géologique comparée du bassin de Taoudéni et de la chaîne des Mauritanides en Afrique de l'Ouest. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, série II, pp. 663-668.

VILLENEUVE M. (1989).- The geology of the Madina Kouta basin (Guinea-Senegal) and its significance for the geodynamic evolution of the western part of the west African craton during the upper proterozoïc period. *Precambrien Research*, vol.44, pp. 305-322.

VILLENEUVE M. & DALLMEYER R.D. (1987).- Geodynamic evolution of the Mauritanide, Bassaride and Rokelide orogens (West Africa). *Precambrian Research*, 37, pp. 19-28.

VOGT J. (1959).- Aspect de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain. *Ann. Geogr. Fr.*, n°367, pp. 193-206.

WACKERMANN J.M. (1975).- L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semi-humide. Etude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal oriental. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Strasbourg, 373 p.

ZILIOLI E., BRIVIO P.A. (1986).- Détection des indicateurs hydrologiques pour la prévision des disponibilités en eau de crue dans les bassins versants des fleuves Niger et Sénégal, rapport d'activité final. *Action Thématique Italienne*, projet 958(83), TEL 1, CEE DG VIII, Milan, 107 p.

TABLEAU ANNEXE

Analyses chimiques de 104 roches de l'Afrique de L'Ouest

ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES DE AFRIQUE OUEST. MES.CNTL.LITHO

LITHO 1:GRANITE, 2:GRèS, 3:SCHISTE B, 4:QUARTZITE , 5:DOLéRITE, 6:ROCHES VERTES, 0:CALCAIRE, 10: ANDéSITE, 11: GRANODIORITE
BV 11:SéNéGAL, 12:FALéMé, 10:SEN-FOJ, 21:NIGER , 20:NIG-FOJ, 30:GAMBIE, 40:KONKOURé, 50:TOMINé, 0:HORS-ZONE

22:08 WEDNESDAY, OCTOBER 25, 1989

OBS	NBRGM	LITHO	TYPE	BV	SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TIO2	P2O5	H2O	PH2O	CO2	CR2O3	S	SUM
1	.	0	CIPOLIN	12	14.70	0.70	1.70	0.00	0.000	0.86	36.36	0.00	0.00	0.00	0.00	.	.	31.06	0	0.00	87.40
2	.	0	CIPOLIN	30	4.90	9.90	2.20	0.00	0.000	7.60	41.18	0.00	0.00	0.00	0.00	.	.	40.62	0	0.00	106.4
3	.	1	GRANITE	11	70.40	14.35	2.00	0.62	0.000	0.65	1.90	3.78	4.93	0.10	0.13	1.23	0.35	0.00	0	0.00	100.4
4	.	1	GRANITE	11	66.50	15.60	1.45	2.20	0.075	1.20	3.65	4.45	3.25	0.50	0.17	0.83	0.20	0.00	0	0.00	99.97
5	57	1	MICROGRA	0	73.65	14.10	0.80	1.25	0.000	0.20	1.05	6.60	1.70	0.10	0.20	0.45	0.10	0.00	0	0.00	100.2
6	64	1	GRANITE	21	72.52	14.10	1.57	0.70	0.000	0.51	1.36	3.00	5.10	0.36	0.61	0.40	0.10	0.00	0	0.00	100.3
7	66	1	GRANITE	12	70.40	14.35	2.00	0.62	0.000	0.65	1.90	3.78	4.93	0.10	0.13	1.23	0.35	0.00	0	0.00	100.4
8	101	1	GRANITE	0	69.10	16.55	0.80	3.06	0.100	1.14	2.84	4.70	1.22	0.22	0.12	0.29	0.05	0.00	0	0.00	100.2
9	102	1	GRANITE	21	68.04	16.01	1.30	1.15	0.000	1.07	3.77	5.12	2.65	0.42	0.00	0.28	0.00	0.00	0	0.00	99.81
10	103	1	GRANITE	0	71.40	15.35	1.42	0.82	0.000	0.30	1.78	5.70	1.80	0.32	0.15	0.50	0.10	0.00	0	0.00	99.64
11	104	1	GRANITE	0	70.93	15.91	1.42	0.71	0.000	0.78	3.32	4.37	1.83	0.30	0.18	0.22	0.05	0.00	0	0.00	100
12	105	1	GRANITE	0	70.30	16.40	1.10	0.72	0.000	0.72	2.80	5.53	2.01	0.22	0.05	0.32	0.05	0.00	0	0.00	100.2
13	106	1	GRANITE	21	69.43	17.21	1.37	0.82	0.140	1.20	2.92	4.38	1.80	0.35	0.01	0.00	0.10	0.00	0	0.00	99.73
14	108	1	GRANITE	21	73.48	13.87	1.12	0.80	0.000	0.22	2.26	5.43	2.20	0.28	0.12	0.15	0.00	0.00	0	0.00	99.93
15	111	1	GRANITE	21	67.10	15.82	0.80	2.70	0.000	0.82	1.47	5.67	4.42	0.35	0.05	0.72	0.00	0.00	0	0.00	99.82
16	112	1	GRANITE	21	71.05	13.82	2.78	0.87	0.000	0.52	1.15	3.47	4.90	0.30	0.00	0.40	0.01	0.00	0	0.00	99.27
17	118	1	GRANITE	20	68.30	15.58	1.80	1.85	0.000	1.32	3.85	2.35	3.40	0.30	0.10	0.10	0.70	0.00	0	0.00	99.65
18	124	1	GRANITE	0	70.10	15.00	1.55	1.50	0.000	0.30	1.10	4.55	4.80	0.45	0.15	0.60	0.25	0.00	0	0.00	100.1
19	179	1	GRANITE	21	67.82	15.34	1.70	1.42	0.000	1.38	3.51	4.18	3.80	0.48	0.12	0.23	0.15	0.00	0	0.00	100.1
20	181	1	GRANITE	21	67.96	15.20	1.54	2.12	0.000	1.41	3.10	3.60	3.48	0.70	0.15	0.32	0.19	0.00	0	0.00	99.77
21	182	1	GRANITE	12	62.90	15.38	1.50	4.00	0.000	3.10	4.50	4.85	1.80	0.80	0.22	0.70	0.10	0.70	0	0.00	100.5
22	196	1	MICRODGRA	12	68.78	16.84	0.44	2.23	0.150	0.90	2.42	5.02	1.90	0.36	0.15	0.60	0.27	0.22	0	0.00	100.3
23	218	1	GRANODIO	30	63.10	16.45	1.58	2.48	0.000	2.10	5.30	4.20	2.60	0.33	0.18	1.20	0.17	0.00	0	0.00	99.67
24	244	1	MICROGRA	12	67.19	16.19	1.82	1.58	0.140	1.57	3.57	3.60	2.40	0.30	0.12	0.23	0.25	0.70	0	0.00	99.66
25	245	1	MICROGRA	21	62.60	15.15	2.03	2.84	0.000	2.10	5.25	5.58	2.77	0.38	0.06	0.40	0.15	0.00	0	1.21	100.5
26	.	2	GRèS	0	92.20	2.80	1.30	0.00	0.010	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.00	2.10	0.00	0.00	0	0.00	99.01
27	.	2	GRèS	D	94.40	2.80	0.30	0.00	0.010	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.00	1.30	0.00	0.00	0	0.00	99.41
28	.	2	GRèS	0	97.10	2.10	0.70	0.00	0.010	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.00	100.5
29	.	3	SCHISTE	11	67.25	15.60	1.95	2.57	0.070	1.95	0.35	2.20	1.68	1.00	0.11	3.45	1.45	0.45	0	0.00	100.1
30	672	3	MICASCHI	0	53.25	19.55	0.65	8.00	0.130	3.85	2.80	5.40	2.80	1.20	0.01	2.20	0.10	0.00	0	0.00	99.64
31	673	3	MICASCHI	0	59.55	21.40	4.75	1.20	0.050	2.05	0.01	1.80	4.90	0.70	0.00	3.95	0.35	0.00	0	0.00	100.7
32	769	3	SCHISTE	0	63.92	12.59	3.20	2.66	0.080	2.76	2.40	3.60	2.70	0.80	0.20	4.20	0.55	0.00	0	0.00	99.66
33	770	3	SCHISTE	0	65.85	13.57	3.12	2.55	0.060	2.61	1.19	3.80	1.70	0.80	0.18	3.22	0.50	0.00	0	0.00	99.15
34	771	3	SCHISTE	0	65.88	13.86	2.98	1.55	0.080	2.70	1.13	4.20	1.45	0.90	0.15	3.43	0.81	0.00	0	0.00	99.12
35	772	3	SCHISTE	0	63.55	14.86	3.47	2.30	0.100	2.80	0.62	3.30	2.75	0.80	0.15	3.67	1.03	0.00	0	0.00	99.40
36	773	3	SCHISTE	11	77.15	8.80	5.16	0.96	0.070	1.05	0.55	0.50	1.80	0.45	0.18	2.69	1.10	0.00	0	0.00	100.5
37	774	3	SCHISTE	0	62.75	15.15	2.50	3.50	0.090	3.90	0.90	1.90	2.95	0.75	0.12	3.25	1.65	0.00	0	0.00	99.41
38	775	3	SCHISTE	0	64.20	15.70	2.10	3.60	0.140	3.32	0.75	1.85	3.55	0.70	0.10	3.15	0.80	0.00	0	0.00	99.96
39	.	4	QUARTZIT	11	97.08	0.20	2.65	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.00	99.93
40	.	5	DOLéRITE	11	49.90	15.80	1.45	6.84	0.000	9.10	11.70	2.25	0.60	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.00	98.64
41	.	5	DOLéRITE	11	57.04	9.00	0.00	10.00	6.350	10.00	2.10	0.55	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.00	95.44
42	309	5	GABBRO	0	51.35	16.50	3.40	7.25	0.160	5.20	9.40	1.90	1.15	1.75	0.16	1.40	0.25	0.00	0	0.00	99.87
43	310	5	GABBRO	11	51.15	15.15	3.85	8.55	0.240	4.70	7.60	1.85	1.50	1.75	0.32	2.55	0.30	0.00	0	0.00	99.51
44	312	5	GABBRO	11	54.50	14.25	3.95	3.50	0.180	7.10	5.60	1.85	1.45	0.70	0.12	2.55	3.30	0.00	0	0.00	99.05
45	314	5	GABBRO	11	52.45	15.90	2.79	8.43	0.160	4.85	6.90	1.95	1.35	1.70	0.40	1.30	0.25	0.00	0	0.00	100.4
46	321	5	GABBRO	11	50.00	16.11	2.51	8.20	0.170	6.03	9.27	2.30	0.85	1.05	0.20	2.10	0.73	0.00	0	0.00	99.52
47	322	5	GABBRO	11	61.25	12.75	3.96	4.05	0.150	2.07	3.48	2.85	3.60	1.60	0.60	2.41	0.28	0.00	0	0.00	99.05
48	323	5	GABBRO	11	50.60	15.70	3.00	8.55	0.180	5.35	8.92	2.85	0.80	1.90	0.24	1.79	0.14	0.00	0	0.00	100
49	324	5	GABBRO	0	49.40	15.15	4.72	7.05	0.190	4.95	9.65	2.00	0.75	2.25	0.30	3.05	0.00	0.00	0	0.00	99.46
50	325	5	GABBRO	0	50.65	14.25	3.50	10.40	0.180	4.00	7.30	3.00	1.35	2.25	0.18	2.10	0.55	0.00	0	0.00	99.61
51	326	5	GABBRO	11	52.65	13.02	2.92	9.72	0.300	4.15	5.90	4.50	1.05	1.25	0.12	2.95	0.75	0.00	0	0.00	99.28
52	327	5	GABBRO	12	47.50	12.90	6.30	12.33	0.300	3.60	6.65	2.35	1.10	2.20	0.50	3.12	0.75	0.00	0	0.00	99.60
53	339	5	GABBRO	11	49.65	15.07	6.65	2.33	0.170	4.43	7.14	2.00	0.70	1.10	0.28	5.87	3.77	0.00	0	0.00	99.16

ANALYSES CHIMIQUES DE ROCHES DE AFRIQUE OUEST. MES.CNTL.LITHO

LITHO 1:GRANITE, 2:GRèS, 3:SCHISTE B, 4:QUARTZITE , 5:DOLéRITE, 6:ROCHES VERTES, 0:CALCAIRE, 10: ANDéSITE, 11: GRANODIORITE
BV 11:SéNéGAL, 12:FALéMé, 10:SEN-FOJ, 21:NIGER , 20:NIG-FOJ, 30:GAMBIE, 40:KONKOURé, 50:TOMINé, 0:HORS-ZONE

22:08 WEDNESDAY, OCTOBER 25, 1989

OBS	NBRGM	LITHO	TYPE	BV	SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MNO	MGO	CAO	NA2O	K2O	TIO2	P2O5	H2O	PH2O	CO2	CR2O3	S	SUM
54	340	5	MICROGAB	11	49.40	15.05	3.39	7.75	0.14	8.68	10.84	2.55	0.52	1.00	0.42	0.64	0.03	0.00	0.00	0.00	100.4
55	349	5	DOLéRITE	11	51.20	15.10	2.60	9.00	0.20	5.35	8.85	1.70	1.10	1.50	0.09	2.10	0.35	0.00	0.00	0.00	99.14
56	350	5	DOLéRITE	11	51.30	14.70	2.80	8.25	0.21	5.60	8.35	2.10	1.45	1.50	0.20	2.35	0.35	0.00	0.00	0.00	99.16
57	351	5	DOLéRITE	11	51.90	14.45	2.65	9.45	0.16	6.10	10.00	1.65	0.85	0.40	0.19	1.15	0.60	0.00	0.00	0.00	99.55
58	352	5	DOLéRITE	11	51.30	15.80	3.25	7.20	0.16	5.20	9.00	1.90	1.10	1.55	0.22	1.60	1.35	0.00	0.00	0.00	99.63
59	353	5	DOLéRITE	0	51.70	14.95	2.55	7.65	0.16	6.45	10.15	1.60	0.85	1.05	0.14	1.50	0.85	0.00	0.00	0.00	99.60
60	360	5	DOLéRITE	11	49.80	16.50	3.05	9.00	0.17	4.77	9.10	2.40	1.40	2.00	0.34	1.55	0.25	0.00	0.00	0.00	100.3
61	361	5	DOLéRITE	11	56.30	14.20	4.40	7.02	0.16	2.30	3.80	2.30	4.10	2.20	0.46	2.38	0.25	0.00	0.00	0.00	99.87
62	362	5	DOLéRITE	11	51.95	16.20	2.50	7.83	0.18	4.54	9.35	2.40	1.00	1.60	0.26	1.36	0.21	0.00	0.00	0.00	99.28
63	363	5	DOLéRITE	11	52.18	14.28	2.41	9.45	0.24	5.43	8.13	2.45	1.40	1.50	0.30	1.08	0.26	0.00	0.00	0.00	99.11
64	364	5	DOLéRITE	0	49.85	15.12	3.47	8.01	0.17	5.95	9.80	2.25	0.90	1.10	0.22	2.16	0.55	0.00	0.00	0.00	99.55
65	365	5	DOLéRITE	0	51.22	16.17	5.25	6.17	0.15	4.90	9.50	2.25	0.65	1.20	0.26	1.93	0.20	0.00	0.00	0.00	99.86
66	366	5	DOLéRITE	11	49.80	16.25	2.00	8.10	0.15	7.00	11.35	1.50	0.35	0.90	0.10	1.70	0.60	0.00	0.00	0.00	99.81
67	367	5	DOLéRITE	11	50.55	15.43	2.15	8.65	0.16	6.00	10.32	2.30	0.65	0.90	0.10	1.30	0.75	0.00	0.00	0.00	99.26
68	368	5	DOLéRITE	11	51.05	13.98	4.25	9.10	0.17	5.05	8.50	3.05	1.00	1.25	0.10	2.05	0.35	0.00	0.00	0.00	99.90
69	369	5	DOLéRITE	11	51.10	14.15	2.45	9.72	0.18	5.20	8.25	2.80	1.10	1.75	0.28	1.80	0.45	0.00	0.00	0.00	99.23
70	371	5	DOLéRITE	12	51.10	15.60	1.90	5.76	0.15	9.25	10.52	2.70	0.35	1.00	0.15	0.96	0.25	0.00	0.00	0.00	99.69
71	372	5	DOLéRITE	12	50.60	17.00	1.35	8.64	0.16	4,90	9.65	2.30	0.70	1.00	0.22	2.60	0.55	0.00	0.00	0.00	99.67
72	373	5	DOLéRITE	11	50.63	16.00	0.60	9.75	0.12	6.12	10.50	2.10	0.72	1.30	0.22	1.68	0.30	0.00	0.00	0.00	100
73	.	6	MéTAANDé	11	60.10	15.10	0.75	5.00	0.08	5.20	5.60	3.70	1.10	0.60	0.20	1.50	0.25	0.00	0.00	0.00	100.2
74	.	6	MéTAGABB	11	49.90	15.05	2.60	10.90	0.21	6.50	9.25	2.60	0.26	1.05	0.07	1.55	0.25	0.00	0.00	0.00	100.2
75	434	6	PYROXéNO	11	44.86	3.97	8.03	10.92	0.14	14.36	13.72	0.73	0.38	1.76	0.00	0.90	0.08	0.24	0.00	0.00	100.1
76	436	6	DUNITE	0	40.01	2.54	1.00	11.70	0.00	39.90	1.68	1.07	0.52	0.00	0.00	1.10	0.00	0.00	0.16	0.00	99.68
77	437	6	WEHRLITE	0	38.82	2.66	4.35	11.78	0.00	36.22	2.74	0.16	0.06	0.28	0.07	3.38	0.00	0.00	0.16	0.00	100.7
78	630	6	PYROXéNI	0	49.05	9.07	3.70	1.42	0.00	13.15	20.52	0.82	0.50	0.00	0.22	0.30	1.10	1.10	0.00	0.00	100.9
79	647	6	GABBRO	0	43.80	15.45	4.80	13.60	0.23	4.15	10.20	2.95	0.45	1.25	0.35	2.00	0.15	0.00	0.00	0.08	99.46
80	649	6	MéTAGABB	0	46.50	13.05	2.75	16.35	0.24	5.85	8.15	2.15	0.30	1.50	0.01	3.25	0.10	0.00	0.00	0.00	100.2
81	650	6	MéTADIOR	0	53.20	12.50	2.30	6.70	0.14	9.35	6.75	3.40	2.75	0.70	0.14	2.30	0.05	0.00	0.00	0.00	100.3
82	651	6	MéTAGABB	0	54.35	13.30	3.60	4.35	0.13	7.80	8.00	3.65	0.70	0.50	0.00	0.25	2.90	0.00	0.00	0.00	99.53
83	652	6	MéTAGABB	0	49.75	18.50	5.00	8.05	0.20	4.15	7.65	2.85	0.01	1.00	0.00	0.35	2.90	0.00	0.00	0.00	100.4
84	653	6	MéTAGABB	0	46.90	15.75	4.25	7.25	0.15	7.75	12.60	1.70	0.01	0.75	0.00	2.55	0.10	0.00	0.00	0.00	99.76
85	654	6	GABBRO	0	49.50	11.75	4.60	11.40	0.25	6.25	9.25	2.20	0.05	1.60	0.06	3.85	0.15	0.00	0.00	0.00	100.9
86	655	6	MéTAGABB	0	49.80	14.20	3.25	10.30	0.20	4.65	12.05	0.05	2.15	1.00	0.01	1.90	0.05	0.00	0.00	0.00	99.61
87	656	6	MéTAGABB	0	47.40	13.15	6.60	8.05	0.20	7.70	12.60	1.40	0.10	1.00	0.02	1.95	0.25	0.00	0.00	0.00	100.4
88	657	6	MéTAGABB	0	49.50	16.30	5.45	6.65	0.17	4.05	11.80	2.65	0.15	0.75	0.01	2.60	0.20	0.00	0.00	0.00	100.3
89	658	6	MéTADOLé	0	52.30	16.05	5.30	5.10	0.15	5.45	6.20	3.15	1.00	0.80	0.45	4.65	0.20	0.00	0.00	0.06	100.9
90	659	6	MéTADOLé	0	48.45	14.20	4.05	11.45	0.25	5.30	9.00	2.55	0.20	1.00	0.10	3.50	0.25	0.00	0.01	0.00	100.3
91	660	6	MéTABASA	0	49.10	14.13	5.55	6.75	0.19	6.90	10.70	4.10	0.70	0.70	0.17	1.25	0.26	0.00	0.00	0.00	100.5
92	661	6	MéTABASA	0	51.75	11.66	2.30	8.40	0.13	8.80	9.40	2.25	0.20	0.70	0.30	3.75	0.15	0.00	0.00	0.08	99.86
93	662	6	MéTABASA	0	47.70	12.70	5.80	11.25	0.20	5.75	10.75	1.35	0.30	1.30	0.01	3.65	0.10	0.00	0.00	0.00	100.9
94	664	6	MéTAANDé	0	56.60	14.70	2.45	6.35	0.10	4.35	6.75	3.30	0.40	0.90	0.10	3.35	0.30	0.00	0.00	0.00	99.65
95	665	6	MéTAANDé	0	51.00	15.70	1.70	10.10	0.16	5.15	6.30	4.45	0.80	1.20	0.23	2.65	0.30	0.00	0.00	0.00	99.74
96	666	6	MéTAANDé	0	56.65	17.90	3.40	5.75	0.11	1.80	6.30	4.25	0.35	0.60	0.08	2.10	0.15	0.00	0.00	0.00	99.44
97	298	10	ANDéSITE	0	51.80	13.35	2.85	8.85	0.16	6.50	9.30	1.75	1.30	1.40	0.10	1.90	0.45	0.00	0.00	0.00	99.71
98	299	10	ANDéSITE	11	49.85	15.20	3.78	8.28	0.18	6.73	9.96	1.95	0.90	1.10	0.22	1.85	0.45	0.00	0.00	0.00	100.4
99	300	10	ANDéSITE	11	51.39	15.41	3.74	8.10	0.31	5.68	6.96	2.25	1.30	1.40	0.28	2.14	0.58	0.00	0.00	0.00	99.54
100	301	10	ANDéSITE	11	52.00	14.51	2.57	8.53	0.16	5.40	9.40	2.00	1.22	1.50	0.15	2.10	0.30	0.00	0.00	0.00	100.8
101	391	10	BASALTE	11	50.90	15.05	0.36	10.60	0.17	7.15	9.90	1.65	0.80	1.60	0.22	1.53	0.35	0.00	0.00	0.00	100.3
102	516	11	GNEISS	0	50.60	17.52	1.25	6.50	0.15	6.85	13.57	1.40	0.62	0.70	0.21	0.62	0.05	0.00	0.00	0.00	100
103	.	11	GNEISS	21	65.55	19.30	0.42	2.93	0.00	1.40	4.05	3.82	1.66	0.12	0.14	0.74	0.16	0.00	0.00	0.00	100.3
104	.	11	GNEISS	21	74.55	14.85	0.22	0.70	0.05	0.68	2.88	1.40	3.62	0.18	0.00	0.52	0.17	0.00	0.00	0.00	99.82