AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

U.F.R.
Sciences et Techniques de
la Matière et des Procédés

THÈSE

PRÉSENTÉE A L'UNIVERSITÉ NANCY I

POUR L'OBTENTION DU GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ NANCY I

SPÉCIALITÉ : PÉDOLOGIE

PAR

Jean-Pierre MONTOROI

DYNAMIQUE DE L'EAU ET GÉOCHIMIE DES SELS D'UN BASSIN VERSANT AMÉNAGÉ DE BASSE-CASAMANCE (SÉNÉGAL)

CONSÉQUENCES SUR LA GESTION DURABLE DE L'ÉCOSYSTÈME DE MANGROVE EN PÉRIODE DE SÉCHERESSE

Soutenue publiquement le 15 novembre 1994 devant la Commission d'Examen

Membres du Jury

MM.	A. HERBILLON	Professeur à l'Université Nancy I	Président
	M. RIEU	Directeur de Recherche à l'ORSTOM	Directeur de thèse
	B. FRITZ	Directeur de Recherche au CNRS	Rapporteur
	G. BOURRIÉ	Professeur à l'Université Rennes I	Rapporteur
	C. CHEVERRY	Professeur à l'ENSA Rennes	Examinateur
	M. ROBERT	Directeur de Recherche à l'INRA	Examinateur

A Isabelle, Elodie et Thibault

A la mémoire de mon père

A ma mère

AVANT PROPOS ET REMERCIEMENTS

Mon goût pour l'étude des milieux salés remonte à ma première affection outre-mer, à la mission ORSTOM de Tunisie. Que ce soit en région subaride (région de Gabès) ou en région plus humide (vallée de la Méjerdah), J. VIEILLEFON m'a permis de me familiariser avec les problèmes particuliers que l'on rencontre pour la mise en valeur agricole de ces milieux. C'est par un heureux hasard que je l'ai retrouvé au Sénégal en compulsant ses nombreuses publications sur l'écosystème de mangrove en Basse-Casamance, à une époque où ce milieu n'était pas encore affreusement dégradé par la sécheresse.

L'évolution récente de cet écosystème a modifié inéluctablement les habitudes des agriculteurs qui se sont vus réclamer des mesures conservatoires pour leurs terres devenues stériles. Dans un tel contexte, un programme de recherche a été élaboré en 1988, répondant au souci régional de valorisation rizicole des aménagements hydrauliques. Il a reçu les appuis structurels et financiers de l'ORSTOM, de l'ISRA, du Ministère de la Recherche et de la CCE.

En bénéficiant des nombreux acquis en Basse-Casamance et en Moyenne-Casamance, notamment ceux obtenus, depuis 1984, sur des petites vallées aménagées ou en voie d'aménagement, ce programme a mis l'accent, de 1989 à 1991, sur la caractérisation physique du milieu et sur l'expérimentation de nouvelles pratiques culturales. En prenant en compte les résultats ainsi obtenus et en les valorisant intellectuellement, le présent mémoire constitue l'aboutissement du programme.

Dans cette ultime phase, il convient, de remercier les nombreux acteurs, tant institutionnels qu'individuels, qui ont contribué peu ou prou à la formalisation du mémoire.

En premier lieu, j'adresserai mes remerciements aux membres du jury qui me font l'honneur de juger ce travail.

Je suis très reconnaissant à Monsieur le Professeur A. HERBILLON de présider ce jury et de m'avoir accepté dans sa formation doctorale sous l'égide de l'Université Nancy I. En consacrant une partie de son précieux temps, je le remercie pour ses critiques constructives, si nécessaires à la finalisation du texte.

Monsieur M. RIEU a pris la lourde responsabilité d'encadrer cette thèse. Il l'a fait avec conscience, rigueur et efficacité. Je tiens à l'en remercier très vivement. Cet engagement a véritablement commencé en mars 1990 au cours d'une mission en Basse-Casamance. Quoique rapide, la visite du site d'étude a été l'occasion des premières réflexions. A mon retour en France, durant nos nombreuses rencontres, elles subirent un lent mûrissement donnant au sujet sa forme définitive. Au cours de cette longue maturation, j'ai apprécié, en Michel, sa disponibilité permanente et sa grande compétence scientifique qui ont été pour moi très motivantes.

Mes plus vifs remerciements vont à Monsieur B. FRITZ qui a bien voulu accepté le rôle difficile de rapporteur. J'ai été enchanté de le rencontrer à Strasbourg et espère pouvoir poursuivre, avec ce travail, une collaboration fructueuse.

En siégeant dans ce jury, Messieurs C. CHEVERRY et M. ROBERT me font un grand plaisir. Leurs analyses minutieuses du mémoire seront pour moi autant de motifs de satisfaction pour la poursuite de mes travaux.

Monsieur G. BOURRIÉ me fait l'insigne honneur d'être présent dans ce jury. Je suis très flatté qu'il puisse ainsi porter une attention critique aux sols sulfatés acides de Casamance.

En second lieu, je me dois de considérer les représentants institutionnels de l'ORSTOM qui m'ont fait confiance pour mener à bien cette tâche. B. POUYAUD, le Directeur Délégué du Département Eaux Continentales a réorganisé les activités de ses membres au Sénégal à un moment où le "flou artistique" s'était quelque peu installé : devant l'urgence, il a réagi et je l'en remercie. C'est à A. CASENAVE, son chef d'Unité de Recherche, qu'est revenue la charge d'orienter les activités en Casamance en favorisant leur intégration dans le programme pluridisciplinaire et pluriinstitutionnel "Mise en valeur des bas-fonds d'Afrique de l'Ouest". Il m'a manifesté un soutien constant que je n'oublierai pas et le remercie pour ce témoignage. C. VALENTIN, son successeur, m'a réitéré cette confiance en me donnant le temps et les moyens pour finaliser cette thèse. Merci également à G. PEDRO pour son intérêt manifesté et ses encouragements renouvelés.

Les travaux de terrain ont été menés au Sénégal. C'est tout naturellement que je viens d'abord saluer les collègues de l'ISRA avec qui des échanges réguliers ont pu se nouer et se développer tout au long de mon séjour. Je pense notamment à Antal DOBOS (détaché du CIRAD), à Mankeur FALL, à Samba SALL et à Boubacar BARRY du centre de Djibelor ; à P.L. SARR, responsable du Département Systèmes Agraires, puis transfuge au PNVA à Dakar. Je remercie également M. DIALLO, Directeur du PPFS, et ses collègues canadiens (P. GAGNÉ et P.H. TREMBLAY) pour leur collaboration sympathique.

Le centre ORSTOM de Dakar-Hann m'a accueilli pendant six ans. Ses directeurs successifs, B. DALMAYRAC, A. FONTANA et P. MATHIEU, m'ont donné les moyens matériels pour réaliser mes travaux. Qu'ils en soient remerciés.

Des collaborations fructueuses se sont développées sur le centre avec différents laboratoires. J'ai particulièrement apprécié celle avec le responsable du laboratoire d'Hydrologie, J. ALBERGEL, qui est intervenu directement sur le site d'étude : ce fut pour moi une initiation à l'Hydrologie riche d'enseignement. J'associe également les hydrologues A. BERNARD, G. DUBÉE et Y. PÉPIN et les pédologues D. BRUNET et P. ZANTE.

J'exprime ma gratitude envers J.Y. GAC qui m'a accueilli dans son laboratoire de Géologie pour mener dans les meilleures conditions une expérimentation sur les eaux acides. Son intérêt et sa passion allaient crescendo à mesure que le pH approchait de zéro! Un merci à M. CARN pour sa participation.

M. GROUZIS m'a été d'une grande aide lorsque je l'ai sollicité pour des déterminations botaniques ; J.L. DUPREY et son équipe du laboratoire de Chimie ont eu fort à faire avec les nombreuses analyses chimiques demandées ; A. VALETTE et le laboratoire des Sciences Humaines de Dakar-Bel Air m'ont beaucoup apporté sur les aspects socio-économiques de la filière riz au Sénégal. Un grand merci à tous.

Le personnel local du centre n'est pas oublié : leur présence sur le terrain ou au laboratoire est irremplaçable. Je songe aux techniciens du laboratoire de Pédologie Traoré BALLA, Augustin DIEME, Demba FAYE, Amedine SAMB et, avec une mention spéciale, Mamadou BADIANE qui m'a rendu de nombreux services à Djiguinoum. Egalement à ceux appartenant au laboratoire d'Hydrologie (Bakary DANFA, Gaspard DIATTA), au laboratoire de Géologie (Lamine SAGNA) et au laboratoire de Chimie.

Une pensée nostalgique à la famille SAGNA de Djiguinoum, notamment à Sidi, Aliou, Tidiane, Moulaye, Ismaïla, à Souleymane GOUDIABY. Un merci au chef du village de Djilakoun, Anssouma KOTE, pour sa pêche toujours miraculeuse dans les eaux acides.

Enfin, à mon retour en France, j'exprime ma gratitude à J.F. TURENNE, Directeur du centre ORSTOM de Bondy, à F. SONDAG, responsable du Laboratoire des Formations Superficielles et à G. BELLIER, responsable de l'Unité "Caractérisation hydrophysique des sols" pour m'avoir permis de m'installer convenablement et de travailler dans d'excellentes conditions.

Je remercie tous les collègues pédologues m'ayant fait profité de leur expérience et bénéficié de leurs conseils avisés : Y. BOULVERT, A. CHAUVEL, B. DENIS, D. DUBROEUCQ, P. FAURE, C. FELLER, M. GAVAUD, F.X. HUMBEL, R. JAMET, B. KALOGA, B. MOUGENOT, P. PODWOJEWSKI, P. QUANTIN et J.F. VIZIER.

Que soient également remerciées toutes les personnes qui m'ont aidé dans l'avancement de ce travail : je pense notamment à A. BOULEAU, M. GÉRARD et G. MILLOT pour les études minéralogiques ; à M. DELAUNE pour l'interprétation granulométrique des sédiments ; à C. HANRION et T. PILLORGE pour la fabrication des lames minces ; à A. AING pour les travaux photographiques et à D. RAILLOT pour m'avoir gentiment fait partager son micro-ordinateur.

Une mention particulière aux documentalistes de Bondy E. ALDEBERT, B. GREBAUT, E. MILLET, F. DELMAS (maintenant montpelliéraine) et de Dakar V. LEBLANC-ROTIVAL. J. BERTHE et J. QUINET sont remerciés pour leur accueil chaleureux à la reprographie, service dans lequel I. MONTEIRO et C. CHAPET ont apporté leur contribution.

Pour leur aide sympatique, je remercie également A.M. JAUNET de l'INRA de Versailles, F. SOUBIES orstomien en poste à l'Université de Toulouse, Y. TRAVI et J. MUDRY de l'Université d'Avignon.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

PREMIÈRE PARTIE :
LE MILIEU PHYSIQUE ET SA TRANSFORMATION RÉCENTE

INTRODUCTION DE LA PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I LE SITE D'ÉTUDE

1. CHOIX ET REPRÉSENTATIVITÉ
2. SITUATION GÉOGRAPHIQUE
3. MORPHOLOGIE DU BASSIN VERSANT
4. LE BARRAGE ANTI-SEL
5. CONCLUSION

CHAPITRE II LE CLIMAT ET SON ÉVOLUTION RÉCENTE

1. GÉNÉRALITES SUR LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE TROPICALE
2. LE TEMPS SUR LE BASSIN VERSANT
3. BILAN CLIMATIQUE SUR LE SITE D'ÉTUDE
4. CARACTÉRISTIQUES DU CLIMAT EN BASSE-CASAMANCE
5. CONCLUSION

CHAPITRE III LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE ET SON ÉVOLUTION RÉCENTE

1. LES FORMATIONS GÉOLOGIQUES
2. ORGANISATION ET DISTRIBUTION DES SOLS
3. PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES DES SOLS
4. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DE LA NAPPE
5. CONCLUSION

CHAPITRE IV LA COUVERTURE VÉGÉTALE ET LES ACTIVITÉS HUMAINES

1. L'OCCUPATION "NATURELLE" DES SOLS
2. LA TRANSFORMATION ANTHROPIQUE DU MILIEU
3. CONCLUSION

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

DEUXIÈME PARTIE :
LA DYNAMIQUE DE L'EAU ET DES SELS
A L'ÉCHELLE DU BASSIN VERSANT ET DU BAS-FOND

INTRODUCTION DE LA DEUXIÈME PARTIE

CHAPITRE V LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT

1. MÉTHODE D'ÉTUDE
2. LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DE SURFACE
3. LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE INTERNE DES SOLS
4. LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE SOUTERRAIN
5. BILAN GÉNÉRAL DU CHEMINEMENT DE L'EAU
6. CONCLUSION

CHAPITRE VI LES EAUX ET LES SELS DU BAS-FOND

1. CARACTÉRISATION CHIMIQUE DES EAUX DE SURFACE
2. CARACTÉRISATION CHIMIQUE DES EAUX DE NAPPE
3. CARACTÉRISATION MINÉRALOGIQUE DES SELS
4. CONCLUSION

CHAPITRE VII LA GÉOCHIMIE DU BASSIN VERSANT

1. ORIGINE DES ÉLÉMENTS : LE CYCLE DU FER ET DU SOUFRE
2. ALTÉRATION DE LA PHASE SOLIDE
3. ÉTAT DE SATURATIONS DES EAUX
4. DISCUSSION SUR LA FORMATION DES SULFATES D'ALUMINIUM ET DE FER
5. FILIATION CHIMIQUE DES EAUX DE NAPPE
6. FONCTIONNEMENT GÉOCHIMIQUE
7. CONCLUSION

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE

TROISIÈME PARTIE :
LA REHABILITATION DES SOLS SULFATÉS ACIDES SALÉS

INTRODUCTION DE LA TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE VIII LES CONDITIONS ET LES PROCESSUS DU DESSALEMENT DES SOLS

1. MÉTHODE D'ÉTUDE
2. LE DESSALEMENT DES SOLS DE BAS-FOND
3. LE DESSALEMENT DU BAS-FOND
4. CONCLUSION

CHAPITRE IX LES POTENTIALITÉS AGRICOLES

1. LA FERTILITÉ CHIMIQUE DES SOLS SULFATÉS ACIDES
2. L'AMÉLIORATION DE LA PRODUCTIVITÉ DES RIZIÈRES
3. UN CONTEXTE SOCIO-ÉCONOMIQUE EN ÉVOLUTION
4. CONCLUSION

CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE

CONCLUSION GÉNÉRALE

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

LISTES ET TABLES

INTRODUCTION GENERALE

Rien n'est objectif que ce qui est identique pour tous ; or on ne peut parler d'une pareille identité que si une comparaison est possible, et peut être traduite en une "monnaie d'échange" pouvant se transmettre d'un esprit à l'autre. Rien n'aura donc de valeur objective que ce qui sera transmissible par le "discours", c'est-à-dire intelligible.

H. POINCARÉ
La valeur de la Science
Flammarion, Paris, 1970.

La Casamance, région limitrophe de la forêt tropicale humide, a longtemps été perçue comme un "grenier agricole" qui pouvait potentiellement subvenir à la forte demande alimentaire d'un pays sahélien tel que le Sénégal. La riziculture inondée, historiquement implantée dans la zone estuarienne du fleuve Casamance, portait notamment en elle de gros espoirs.

LES PROBLÈMES AGRICOLES DE LA CASAMANCE ESTUARIENNE

Une "culture" du riz ancienne

Il faut rechercher dans l'histoire du peuple Joola(1) la double vocation culturelle et agricole du riz en Basse-Casamance. En effet, la Gambie et la Casamance constituent avec le delta du Niger un des plus anciens foyers rizicoles africains (1500-800 avant J.C.). Les Joolas, ethnie majoritaire de la Basse-Casamance, sont les héritiers de cet ancien berceau de riziculture inondée. Des témoignages datant de la fin du XVIème siècle indiquent l'existence de systèmes hydrauliques dont l'utilisation s'est perpétuée dans deux zones où les vallées sont nombreuses et la pluviométrie abondante : le Kasa et le Buluf. Les Joolas ont été repoussés par des ethnies plus dominatrices (invasions mandingues à partir du XII-XIIIème siècle) dans les parties basses du fleuve Casamance, occupées par la mangrove à palétuviers(2) . Ils ont acquis un remarquable savoir piscicole et agricole, contribuant à leur adaptation à ce milieu hostile (PELISSIER, 1966). L'art de contrôler les effets nocifs de l'eau salée a permis l'émergence d'une agriculture de subsistance que complètent les ressources faunistiques et forestières de la mangrove. Cette riziculture évoluée s'est transmise et a été diffusée dans tout le littoral Ouest africain (de la Guinée-Bissau à la Sierra Leone).

Le riz (l'espèce africaine,*Oryza glaberrima*, a été progressivement remplacée par des variétés asiatiques,*Oryza sativa*, qui ont été introduites par les navigateurs portugais au XVIème siècle), occupe une place centrale dans l'économie familiale, les échanges et l'ancienne religion du terroir (PORTERES, 1950).

---

(1) Transcription officielle sénégalaise des langues vernaculaires (en français, on prononce et on écrit diola).

(2) Pris dans son sens large, la mangrove désigne l'ensemble des formations végétales, arborescentes ou buissonnantes, qui colonisent la zone intertidale marine ou fluviale des côtes intertropicales (MARIUS, 1985). Présentant une zonation floristique souvent bien marquée, elle caractérise les marais maritimes tropicaux, qui constituent la transition entre le domaine maritime et le domaine proprement continental (BALTZER et LAFOND, 1971). On restreint souvent son sens à la formation arborée constituée par les palétuviers ("mangrove sensu stricto"). La mangrove d'Afrique occidentale est essentiellement représentée par 6 espèces arborées dont 3 rhizophoracées (autrefois appelées palétuviéracées) : *Rh. racemosa, Rh. mangle, Rh. harissonii*, une seule avicenniacée : *Av. africana* et 2 combrétacées : *Laguncularia racemosa* et *Conocarpus erectus*. Des espèces herbacées halorésistantes sont associées à la mangrove, notamment lorsqu'elle se dégrade suite à des modifications dans le régime de sédimentation et surtout dans le régime hydrique. Les principales espèces, formant les marais à halophytes, sont *Sesuvium portulacastrum, Philoxerus vermicularis, Paspalum vaginatum, Cyperus spp., Eleocharis mutata, Scirpus littoralis, Sueda maritima...*). La mangrove se définit également comme un écosystème forestier aquatique soumis, à l'instar des autres forêts tropicales, à une forte dégradation anthropique (BERTRAND, 1993).

Une structure sociale complexe

L'occupation de l'espace habité et du territoire villageois est fondée sur les lignages dont la segmentation détermine les unités foncières et résidentielles. Les villages sont dirigés par un groupe d'anciens qui contrôlent les moyens de production. La force de travail est constituée par les jeunes qui respectent le pouvoir des anciens. Le renouvellement de cette force de travail se fait à l'occasion de la cérémonie du bukut qui permet l'accession des jeunes générations au rang de chef de famille et l'attribution d'une terre selon un droit foncier strict. Cette cérémonie est au centre du système socio-économique des Joolas : en plus du riz auto-consommé, les propriétaires de rizières doivent produire des excédents qui serviront à l'acquisition de bétail et de pagnes nécessaires à la cérémonie. Le troc était réalisé avec des éthnies commerçantes, telles les Mandingues, venant des régions voisines (actuellement Gambie, Moyenne-Casamance et Haute-Casamance). Au début du XXème siècle, ce système économique maintenait un équilibre social : pas de mouvement migratoire et aucun besoin monétaire.

L'administration coloniale tenta d'introduire en Basse-Casamance sa politique fondée sur une monoculture d'exportation, l'arachide, et l'importation du riz d'Indochine à moindre coût par rapport à la production locale. Pour promouvoir cette nouvelle culture, le riz importé était offert en échange de la production arachidière. Les frontières administratives des états voisins devenant effectives, l'approvisionnement en bétail et pagnes devint moins facile. Les mandingues de Gambie devinrent des producteurs d'arachide. Le troc traditionnel des Joolas s'est éteint et, pour maintenir leur système socio-économique, les anciens envoyèrent les jeunes comme saisonniers dans les zones arachidières de Gambie. En développant cette migration de travailleurs et la culture arachidière en Basse-Casamance, une économie de marché se substitue progressivement au système des excédents de riz. La conséquence directe est l'abandon des rizières salées et de celles difficiles à cultiver (MARZOUK, 1991).

Durant les premières années de son indépendance, le Sénégal a poursuivi la politique agricole coloniale en privilégiant les zones arachidières au détriment des zones rizicoles. Cependant, face à la volonté de devenir autosuffisant du point de vue alimentaire et à la demande croissante des populations urbaines qui imposent, avec le riz, des habitudes alimentaires nouvelles, de grands projets hydro-agricoles sont mis à l'étude sur les fleuves Sénégal et Casamance et la riziculture mise à l'honneur (TRINCAZ, 1984).

Bien que les techniques de mise en valeur des sols de mangrove soient historiquement connues à l'échelle des communautés villageoises, il en va tout autrement lorsqu'il s'agit de les appliquer sur de grandes surfaces dans un souci d'intensification. De cuisants échecs ont eu lieu, souvent par méconnaissance des conséquences qu'entraînent les nouveaux aménagements sur le milieu naturel (ILACO, 1967).

Des aménagements hydro-agricoles récents

Les méfaits climatiques, bien connus en zone sahélienne depuis plus de vingt années, se sont faits ressentir en Basse-Casamance de façon particulière. Les terres rizicoles des bas-fonds ont été progressivement contaminées par les eaux de surface sursalées (MARIUS, 1982 ; BOIVIN et al., 1986 ; ZANTE, 1987 ; LOYER et al., 1988 ; ISRA/ORSTOM, 1988 ; MONTOROI, 1989 ; BOIVIN, 1990 ; MOUGENOT et al., 1990).

La finalité première des projets d'aménagement a alors été sévèrement remise en cause. Ainsi, les grands barrages de type Guidel et Affiniam, qui ont été réalisés au cours des années 80, ont vu leur mode de gestion hydraulique initial en totale inadéquation avec les

conditions actuelles du milieu naturel (BARRY, 1989 ; BARRY et POSNER, 1985a, 1986 ; BARRY et al., 1986, 1989a).

La dégradation chimique des terres rizicoles ayant pris de telles proportions et les populations locales sollicitant les pouvoirs publics, une politique de sauvegarde et de réhabilitation est devenue incontournable. Plusieurs vallées de Basse-Casamance ont ainsi été aménagées par de petits barrages anti-sel au début des années 80 (USAID/SOMIVAC/ISRA, 1985 ; BONNEFOND et LOQUAY, 1985 ; BARRY, 1986 ; MONTOROI, 1992a).

Un programme de recherche devant montrer la faisabilité d'une telle réhabilitation a été mené par l'ORSTOM et l'ISRA, de 1989 à 1991. Plusieurs parcelles expérimentales, localisées dans une petite vallée typique de Basse-Casamance, la vallée de Djiguinoum, ont été mises en place en utilisant des techniques culturales traditionnelles. Les résultats obtenus sur trois années ont montré que la gestion hydraulique rationnelle d'un petit barrage anti-sel permet de produire du riz sur un sol fortement dégradé (ALBERGEL et al., 1991b, 1992 ; MONTOROI et al., 1993a, 1993c ; DOBOS et al., 1994 ; BRUNET, 1994).

OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Indépendamment de l'impact social que cette expérience de réhabilitation a pu susciter, on doit s'interroger sur l'efficacité d'une telle intervention humaine. En d'autres termes, a-t-on réellement diminué la dégradation chimique des sols? La garantie d'un maintien ou d'une amélioration durable des rendements ne peut être appréciée que si un bilan minéral du sol a été établi à partir d'une connaissance précise du milieu. L'évolution positive de ce bilan constituera un encouragement pour la renaissance de la riziculture dans l'ensemble du bas-fond. Afin d'apprécier la durabilité d'une telle mise en valeur, il est donc impératif de préciser certains aspects du fonctionnement hydrique et chimique du bas-fond situé en amont du barrage anti-sel.

Les objectifs visés par ce mémoire sont :

- d'une part de préciser les mécanismes de la dégradation chimique et physique des sols de l'écosystème de mangrove,
- d'autre part d'établir un diagnostic sur l'évolution future de cette dégradation en quantifiant les pertes de matière au cours du dessalement des sols,
- enfin de déterminer les facteurs contribuant à l'amélioration de la fertilité et de tirer les conséquences agronomiques sur la mise en valeur des terres dégradées.

DÉMARCHE SUIVIE ET PLAN DE L'ETUDE

L'approche adoptée est à la fois spatiale et temporelle, le bassin versant et l'année climatique étant les échelles d'observation privilégiée.

Selon l'objectif visé, les informations pertinentes sont acquises sur le bassin versant par la mise en œuvre de techniques instrumentales variées. La dynamique de l'eau dans le bassin versant est abordée par des techniques hydrologiques classiques couplées à des mesures hydrodynamiques locales. L'étude chimique des eaux fait appel à la modélisation thermodynamique. L'analyse minéralogique des efflorescences salines et des constituants du sol est réalisée par la diffractométrie RX et la microscopique électronique. La dynamique des sels dans le sol est étudiée grâce à des capteurs en céramique poreuse, à

des prélèvements d'échantillons, à la simulation de pluies et à des mesures de conductivité électromagnétique.

Les données sont exploitées en vue d'expliciter les mécanismes essentiels, d'établir les bilans d'eau et de matière dans le système sol et d'estimer les conséquences agronomiques.

Ce mémoire comporte trois parties :

La *première partie* est relative à la présentation du milieu naturel et aux traits de son évolution récente (chapitres I, II, II et IV).

La *deuxième partie* est tout d'abord consacrée à l'étude du fonctionnement hydrologique du bassin versant aboutissant à un bilan des volumes d'eau entrants et sortants dans le bas-fond (chapitre V). Ensuite, après avoir caractérisé chimiquement les eaux de surface et de nappe (chapitre VI), le fonctionnement géochimique du bassin versant est étudié (chapitre VII).

Dans la *troisième partie*, nous évaluons l'efficacité d'une intervention humaine sur la mobilisation des sels dans les sols du bas-fond. L'évolution annuelle de la dégradation chimique des sols est analysée grâce au calcul du bilan salin du bas-fond (chapitre VIII). Les contraintes au développement de la riziculture sont ensuite développées et les possibilités d'amélioration de la fertilité de ces sols sont présentées (chapitre IX).

Une synthèse des principaux résultats et enseignements termine ce mémoire. Quelques recommandations sont mises en exergue pour la réhabilitation durable des sols chimiquement dégradés en Basse-Casamance.

Première partie

LE MILIEU PHYSIQUE ET SA TRANSFORMATION RECENTE

INTRODUCTION DE LA PREMIERE PARTIE

L'écosystème de mangrove est un milieu naturel fragile et complexe d'où l'homme a su tirer les ressources nécessaires à sa survie. Celles-ci sont nombreuses et variées et souvent peu accessibles. Elles demandent une adaptation remarquable à un milieu où l'eau constitue l'élément essentiel du paysage. L'activité agricole s'est développée malgré les vicissitudes liée à l'influence quotidienne des marées et à l'inondation annuelle par les pluies (PELISSIER, 1966 ; MARZOUK, 1991). Le défrichement de la forêt à palétuviers pour y substituer des casiers rizicoles ou piscicoles est ancestral et se fait localement autour des villages (PORTERES, 1950). Cette mise en valeur s'est étendue à l'ensemble de l'estuaire du fleuve Casamance depuis l'embouchure jusqu'aux moindres ramifications du réseau hydrographique.

Au contact avec les plateaux, les conditions d'exploitation changent sensiblement car, outre les ressources qu'offre la mangrove proche, l'homme a la possibilité d'exploiter un autre type de forêt. Ainsi, il peut pallier les mauvaises années de récolte occasionnées par les aléas climatiques. Des considérations historiques viennent renforcer son implantation sur les terres hautes ce qui donne à la Casamance actuelle un double visage agricole bien caractéristique. Un bassin versant choisi dans une telle aire géographique constitue notre objet d'étude.

Celui-ci est pris dans son sens hydrologique. Selon ROCHE (1963), on appelle bassin versant (ou bassin de drainage) d'une rivière considérée en un point donné de son cours, l'aire limitée par le contour à l'intérieur duquel l'eau précipitée se dirige vers ce point de la rivière. Selon la perméabilité du terrain, le bassin versant réel peut différer sensiblement du bassin topographique. Etant donné le faible modelé du paysage et la bonne perméabilité des sols, on admettra dans ce qui suit qu'il y a coincidence entre ces deux types de bassin.

La première partie de ce mémoire s'articule autour de quatre chapitres. Le premier présente le site d'étude dans son contexte géographique en mettant l'accent sur son caractère représentatif de la région. Le second décrit les paramètres climatiques régnant sur le bassin versant et met en évidence le contexte déficitaire actuel par l'analyse statistique des données pluviométriques. Le troisième chapitre est relatif aux sols et à leur distribution dans le paysage. Enfin, un dernier chapitre est consacré à l'occupation des sols par la végétation naturelle et à l'activité anthropique qui se manifeste notamment par la mise en culture des sols.

CHAPITRE I

LE SITE D'ETUDE

Ce chapitre est consacré à la présentation géographique du site d'étude en le localisant dans son cadre régional. La première section présente les critères retenus pour que le site ait une représentativité régionale satisfaisante. La seconde section s'attache à la description géographique du lieu choisi tandis que la troisième section en donne les caractéristiques physiques. La dernière section décrit le barrage anti-sel de Djilakoun.

1. CHOIX ET REPRÉSENTATIVITÉ

L'emplacement du bassin versant de Djiguinoum a été retenu car il répond d'une part aux critères définis par une étude comparative intégrant d'autres sites d'Afrique de l'Ouest (ALBERGEL et al., 1992) et d'autre part aux caractéristiques spécifiques de la région.

Les principaux éléments qui ont prévalu dans ce choix sont les suivants :

- tout d'abord, la dimension relativement faible du bassin versant qui permet de déployer des moyens techniques et humains suffisants pour une étude détaillée du milieu naturel ;
- ensuite, le fait que ce bassin versant intègre en un même lieu les différents écosystèmes rencontrés dans la région casamançaise, à savoir l'écosystème forêt-savane des plateaux (domaine continental) et l'écosystème de mangrove dans les zones basses et les bas-fonds de l'estuaire (domaine fluvio-marin) ;
- enfin, l'existence à l'exutoire du bassin versant d'un barrage anti-sel qui a été construit en 1983 pour lutter contre les intrusions marines dégradant les terres rizicultivées. La prise en compte de ce dernier critère est liée à la volonté politique d'intensification de ces terres qui s'est concrétisée, au début des années 80, par l'équipement d'une trentaine de petites vallées fluvio-marines en Basse-Casamance (MARZOUK, 1991 ; MONTOROI, 1992a). La modification du mode d'inondation en amont de ces ouvrages a provoqué une transformation brutale de l'écosystème de mangrove. Cette évolution est particulièrement bien exprimée sur le site de Djiguinoum.

Ces éléments déterminent le degré de représentativité du bassin versant de Djiguinoum (DUBREUIL et al., 1972 ; RODIER, 1975). En matière de représentativité hydrologique, ce bassin répond bien à la définition donnée par ROCHE (1986)[1]. L'intérêt essentiel de la notion de représentativité est de pouvoir étendre les observations et les résultats analysés à d'autres bassins considérés comme semblables (CHEVALLIER, 1990). La manière de définir cette représentativité conditionne la transposition des résultats, celle-ci variant selon l'objectif et la qualité des études réalisées. (RODIER, 1982). Par exemple, la compréhension des processus naturels qui régissent et distribuent les composantes du cycle de l'eau, nécessitera une description détaillée et complexe pour réduire les erreurs de transposition (CHEVALLIER, 1990).

(1) Le bassin versant représentatif est un bassin spécialement choisi et équipé pour étudier le mécanisme de l'eau dans un contexte physiographique donné.

2. SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le bassin versant de Djiguinoum se situe au nord-est de Ziguinchor, à environ 15 km, sur la rive droite du fleuve Casamance et à environ 60 km de son embouchure (figure I-1). Il appartient à la région des Kalounayes et est entouré dans sa partie orientale et occidentale par les vallées adjacentes de Koubalan et de Tobor-Balingor et dans sa partie septentrionale par une vallée secondaire du marigot de Bignona (vallée de Teubi). La partie méridionale est limitée par une digue anti-sel traversant le bas-fond. Il se localise géographiquement entre les parallèles 16°15' et 16°10'N et les méridiens 12°39' et 12°43'W (figure I-2).

D'une superficie de 25.74 km², il constitue un petit sous-bassin du fleuve Casamance dont l'ensemble du bassin occupe une superficie de 13 800 km² à Ziguinchor et de 20 150 km² à l'embouchure (DACOSTA, 1989). Le bassin de la Casamance se localise presque totalement en territoire sénégalais en débordant légèrement sur les territoires de la Gambie au nord et de la Guinée Bissau au Sud. Il est bordé par les bassins du fleuve Gambie au nord, du rio Cacheu au sud et du rio Gêba à l'est et par l'océan Atlantique à l'ouest. Le domaine fluvio-marin représente environ 6 600 km², soit 1/3 de la superficie du bassin.

Le fleuve Casamance appartient aux rivières du Sud à l'instar de la rivière du Saloum, du fleuve Gambie et des rio Cacheu et Gêba (PELISSIER, 1966 ; DIOP, 1990). Il prend sa source près de Saré Baïdo Mali entre les localités de Fafacourou et de Velingara à une altitude de 50 m. Son cours, long d'environ 300 km, est orienté suivant une direction est-ouest. A environ 90 km de l'embouchure, on trouve en rive droite la confluence avec son affluent principal, le Soungrougrou. De nombreux autres affluents plus modestes drainent le domaine continental: en Basse-Casamance, les plus importants sont, d'amont en aval, les rivières de Bignona, de Diouloulou (grossi du Baïla) en rive droite et, les rivières de Sindone, de Guidel, du Kamobeul, du Kachiouane en rive gauche. Les affluents, qui sont soumis au régime des marées comme le cours principal, sont alimentés par une multitude d'axes de drainage secondaires ou tertiaires qui entaillent le domaine continental et représentent autant de vallées similaires à celle de Djiguinoum. Bien que de dimension réduite, le marigot de Djiguinoum présente la particularité d'être un affluent direct du fleuve Casamance.

Le réseau hydrographique du fleuve Casamance, qui fonctionne comme une immense ria, présente des eaux marines non seulement dans son estuaire mais également dans son cours supérieur, par exemple jusqu'à Séfa située à 180 km de l'embouchure sur le cours principal (LAHOUD, 1988). Le cours supérieur a une pente d'environ 0.5 m par km et est quasi nulle (0.1 m par km) en aval de Diana Malari (PAGES et al., 1987). La profondeur moyenne du chenal, qui remonte jusqu'à Séfa, est de 5 m en aval (les valeurs atteignant 10 à 20 m vers l'embouchure) et de 0.5 m en amont. Le fleuve a une largeur variable, de 1 à 10 km en aval de Séfa. Les affluents ne recoivent pas d'écoulements abondants (PAGES et al., 1987). Dans la partie maritime de l'estuaire, ils serpentent à travers la forêt de palétuviers (mangrove) formant un lacis de bras deltaïques appelés *bolons*(2). L'onde de marée semi-diurne se propage, amortie et retardée, jusqu'à environ 200 km de l'embouchure, son amplitude étant au niveau de Djiguinoum de 0.50 m (BRUNET-MORET, 1970).

Les intrusions marines se sont accentuées ces deux dernières décennies par suite de la diminution des écoulements continentaux (DACOSTA, 1989) et atteignent à présent des zones situées à 210 km de l'embouchure, au niveau de Diana Malari (DIOUF et al., 1986; OLIVRY, 1987). La faiblesse des pentes et des profondeurs du fleuve favorise

(2) Terme vernaculaire, souvent synonyme de marigot, mais désignant plutôt un chenal de marée.

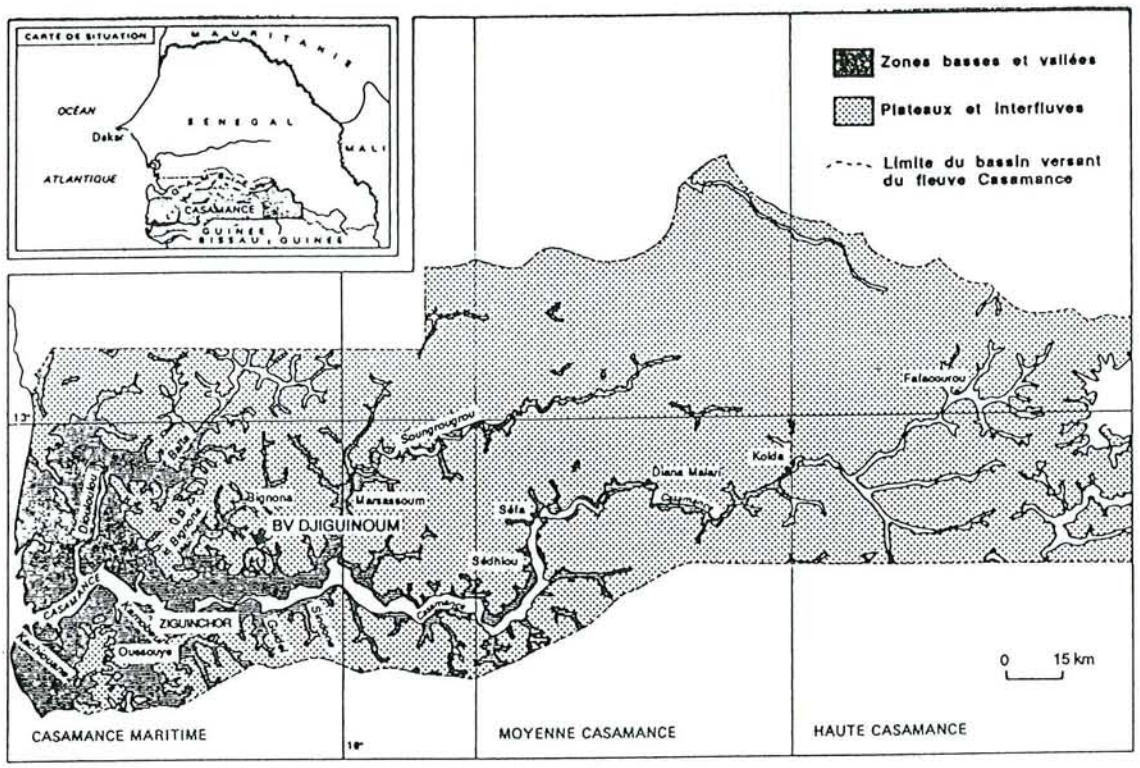


Figure I-1

Localisation du bassin versant de Djiguinoum en Casamance (Sénégal)

(d'après CHAUVEL, 1977 modifié)

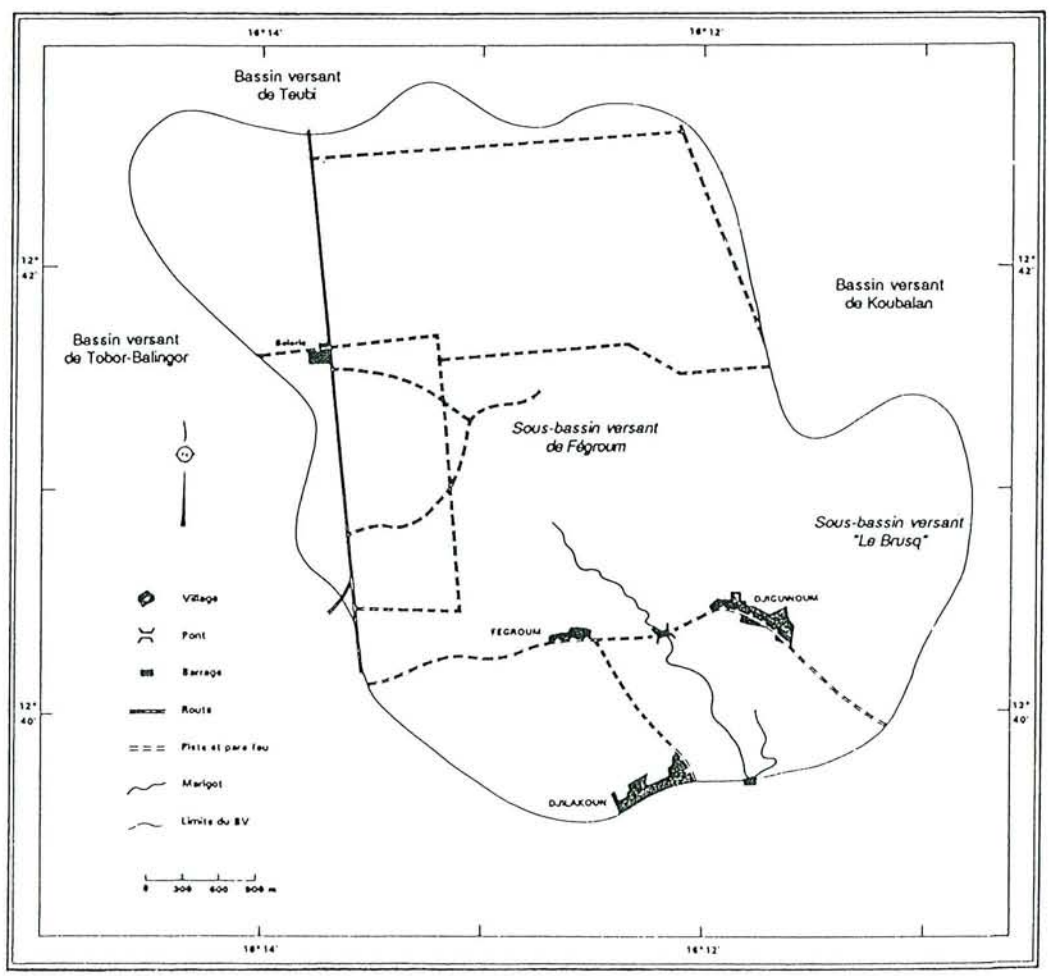


Figure I-2

Le bassin versant de Djiguinoum et ses deux sous-bassins

l'évaporation des eaux et leur concentration saline (figures I-3 et I-4). Le profil longitudinal de salinité présente un pic caractéristique qui est maximum en juin-juillet et minimum en septembre. Il se situe à environ 200 km de l'embouchure. En juillet 1985, il a atteint la valeur de 120 g L^{-1} correspondant à plus de trois fois la salinité de l'eau de mer, qui est de 36 g L^{-1}. La masse d'eau salée se déplace d'aval en amont au cours de la saison sèche formant un "bouchon salé". La portion amont du cours est donc soumise à des variations extrêmes de la salinité. On rappellera qu'en 1968, la salinité décroissait d'amont en aval (PAGES et al., 1987).

Bien que plus concentrée, l'eau de la Casamance présente un faciès chimique (c'est-à-dire les teneurs relatives des différents éléments chimiques) très proche de celui de l'eau de mer, mais variant saisonnièrement. D'après MARIUS (1985), elle a subi des influences complexes parmi lesquelles on distingue un héritage marin (chlorures dominants) et un héritage continental, essentiellement lié à la mangrove (teneurs souvent plus élevées en calcium, magnésium et potassium). On peut parfois mesurer des teneurs significatives en fer et en aluminium (MOUGENOT, 1995).

A cause de la concentration saline excessive des eaux conjuguée à l'exploitation anthropique du milieu, la faune et la flore se sont considérablement modifiées, soit par régression massive (mangrove, roselières), soit par adaptation spécifique aux conditions hyperhalines (ALBARET, 1987 ; MARIUS, 1979 ; MARIUS et al., 1986 ; LE RESTE et COLLART-ODINETZ, 1987 ; LE RESTE et al., 1986, 1992 ; CORMIER-SALEM, 1992; PAGES et al., 1987).

Un fonctionnement hydrologique de type évaporitique est actuellement admis par de nombreux auteurs préfigurant ainsi celui de rivières situées en conditions plus arides, telles que la rivière du Saloum (MARIUS, 1985 ; PAGES et CITEAU, 1990). PAGES et al. (1986) et PAGES (1992) parlent de système paralique typique(3), où la diminution de la diversité des espèces et la salinité élevée ne seraient qu'une conséquence, parmi d'autres, du confinement des eaux et du bilan hydrique du bassin (GUELORGUET et PERTHUISOT, 1983).

Le bassin versant du fleuve Casamance coincide géographiquement avec la région de Casamance qui se subdivise en trois sous-régions à savoir la Haute, la Moyenne et la Basse-Casamance. Administrativement, on distingue les régions de Kolda (Haute et Moyenne- Casamance) et de Ziguinchor (Basse-Casamance). Cette dernière, à laquelle appartient le site de Djiguinoum, comprend la zone estuarienne du fleuve et est limitée à l'est par la rivière Soungrougrou.

3. MORPHOLOGIE DU BASSIN VERSANT

Un bassin versant collecte les eaux de pluies et les transforme en écoulement à l'exutoire. Cette transformation implique des pertes qui sont dépendantes non seulement des conditions climatologiques régnant sur le bassin mais également des caractéristiques physiques de ce dernier (ROCHE, 1963). A l'instar des sols et de la couverture végétale, la morphologie d'un bassin influence la distribution dans le temps de l'écoulement à l'exutoire. Des indices morphométriques, relatifs à la forme du bassin et à son relief, ont été définis (ROCHE, 1963 ; DUBREUIL, 1974). Ils ont un intérêt en hydrologie car ils permettent de comparer les bassins versants entre eux et de définir des caractéristiques

(3) Un bassin, une aire ou un milieu est dit paralique lorsqu'il possède une "certaine" relation avec la mer. Le confinement "par rapport à la mer" définit le temps de renouvellement des éléments d'origine marine en chaque point d'un milieu paralique. Il est nul en milieu marin car les ressources biologiques sont inépuisables (PERTHUISOT et GUELORGUET, 1983).

globales, par exemple leur aptitude à l'infiltration, qui sont réparties en classes (RODIER et AUVRAY, 1965a, b).

Les formules de calcul des principaux indices sont rappelées en annexe A1. Les principales caractéristiques physiographiques du bassin versant de Djiguinoum et de ses deux sous-bassins sont rassemblées dans le tableau I-1. Les indices de forme de trois bassins ont été calculés à partir d'un nivellement topographique réalisé d'abord dans le bas-fond (BRUNET, 1988) et ensuite sur les versants (ALBERGEL et al., 1991a). La superficie des bassins a été mesurée par planimétrie sur un document topographique au 1/10 000 et leur périmètre par curvimétrie.

Le bassin versant de Djiguinoum, dont l'exutoire est le barrage anti-sel de Djilakoun, inclut deux sous-bassins dénommés Fégroum et Le Brusq(4). Comme l'écoulement est arrêté par le barrage, ces deux sous-bassins ont permis de déterminer la nature et la fréquence des écoulements de surface qui alimentent la retenue au cours de la saison des pluies. Le sous-bassin de Fégroum occupe 65 % de la superficie totale et comprend le principal axe de drainage de la vallée. Son exutoire est situé au droit du pont que franchit la piste routière reliant Djiguinoum à Ziguinchor. Cette piste constitue la limite aval du sous-bassin. Le second sous-bassin représente 10 % de la superficie totale et son exutoire est localisé à quelques dizaines de mètres en amont du pont traversant la vallée secondaire dite Le Brusq (MARIEU et al., 1991).

Le bassin versant principal est formé, dans la partie haute, par des interfluves larges de 2 km, longs de 2 à 3 km et ne dépassant pas 25 m d'altitude et, dans la partie basse, par un bas-fond quasiment plat, d'altitude inférieure à un mètre. Il est entaillé par une vallée principale selon une orientation nord-ouest sud-est. Cinq axes d'écoulement principaux, dont un situé dans la partie aval (vallée "Le Brusq"), collectent les eaux de ruissellement.

Le bas-fond, qui est défini au sens de RAUNET(5) (1985), occupe une surface de 1.55 km² au barrage de Djilakoun et de 0.67 km² au pont de Fégroum. Il occupe 6 % de la surface totale du bassin versant et est formé de deux zones bien distinctes :

- d'une part, une zone fluvio-marine qui est sous l'influence océane directe (eau de surface) et indirecte (eau souterraine) et pour laquelle la construction du barrage anti-sel a supprimé l'influence marine de surface ;
- d'autre part, une zone plus continentale bordant la première soit par un raccordement direct avec les versants, soit par l'intermédiaire de terrasses peu élevées, de l'ordre du mètre.

La forme générale des bassins est celle d'une ellipse dont le grand axe est celui du collecteur principal. Le rectangle équivalent du bassin principal est deux fois plus long que large, tandis que les deux sous-bassins sont pratiquement carrés.

La pente longitutinale des bassins est très faible, de l'ordre de 0.4 %, tandis que la pente transversale est plus accusée, mais reste inférieure à 1.5 %. Celle-ci varie de 0.1 % dans la partie sommitale du plateau à 1.5 % dans la zone de raccordement du plateau au bas-fond. Les versants sont de forme convexe et légèrement plus pentus dans la partie

(4) En l'honneur d'un chercheur pédologue de l'ORSTOM décédé en 1986 et ayant oeuvré à Djiguinoum.

(5) On appelle bas-fonds, en région intertropicale, les fonds plats ou concaves des vallons, petites vallées et gouttières d'écoulement inondables qui constituent les axes de drainage élémentaires emboîtés dans les épaisses altérations des socles cristallins "pénéplainisés". Ils constituent des "unités de milieu" spécifiques et essentielles au sein des paysages tropicaux. Ce sont les axes de convergence préférentielle des eaux de surface, des écoulements hypodermiques et des nappes phréatiques contenues dans l'épais manteau d'altération et alimentées par les pluies. Ils forment la partie amont des réseaux de drainage. Leurs sols sont engorgés ou submergés pendant une période plus ou moins longue de l'année par une nappe d'eau correspondant à des affleurements de nappe phréatique et à des apports par ruissellement.

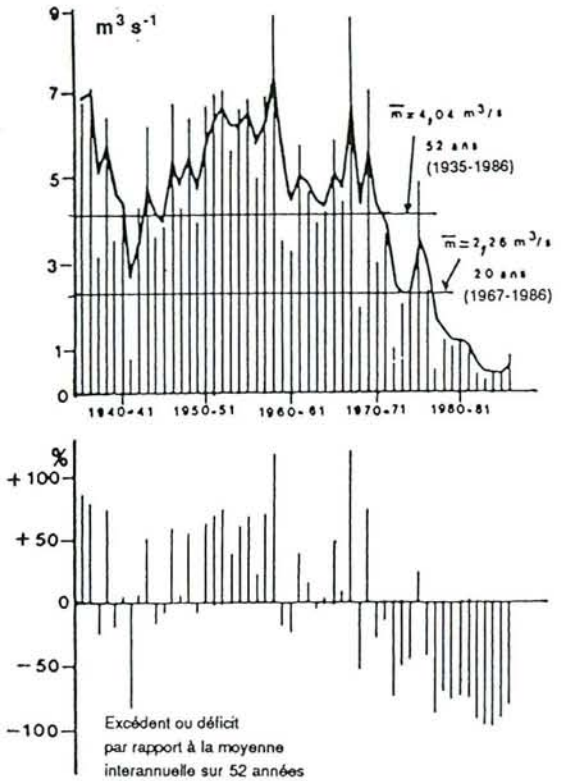


Figure I-3
Evolution interannuelle des écoulements (débit moyen et moyenne mobile pondérée) à Kolda durant la période 1935/1936-1986/1987 (d'après DACOSTA, 1989)

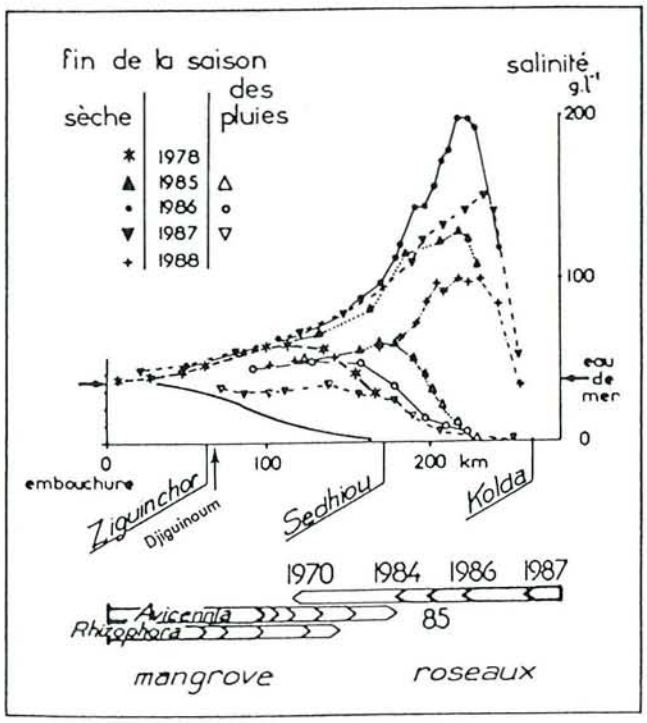


Figure I-4
Evolution saisonnière de la salinité des eaux du fleuve Casamance (d'après PAGES, 1988)

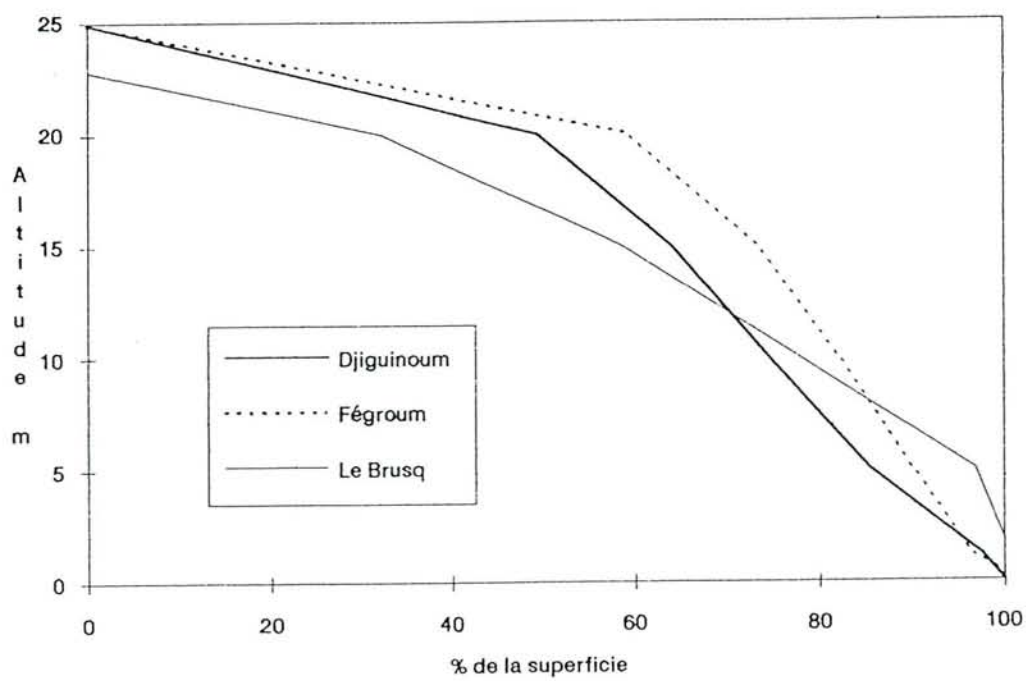


Figure I-5
Courbes hypsométriques du bassin versant de Djiguinoum et de ses deux sous-bassins (d'après ALBERGEL et al., 1991d)

aval. Le point culminant est à 25 m IGN et l'exutoire (radier du barrage) est à la cote 0 m IGN. La figure I-5 représente les courbes hypsométriques des trois bassins.

Tableau I-1

Paramètres physiographiques du bassin versant de Djiguinoum
(d'après ALBERGEL et al., 1991d ; 1993)

Bassin versant	Djiguinoum	Fégroum	Le Brusq
Latitude Nord de l'exutoire	16°11'46"	16°12'10"	16°11'30"
Longitude Ouest de l'exutoire	12°39'41"	12°40'25"	12°40'20"
Kc indice de compacité	1.19	1.13	1.12
S superficie du rectangle équivalent (km^2)	25.74	16.78	2.54
P périmètre du rectangle équivalent (km)	21.34	16.50	6.38
L longueur du rectangle équivalent (km)	6.99	4.61	1.60
l largeur du rectangle équivalent (km)	3.68	3.64	1.59
A altitude maximale (m)	25.0	25.0	23.0
A altitude minimale (m)	0.00	0.02	1.78
A altitude médiane (m)	19.5	20.5	16.0
Ig_{25} indice pente normalisé (m/km ou ‰)	3.6	4.2	4.0
IT indice pente transversale (m/km ou ‰)	12.0	12.0	12.0
Ig_c indice pente corrigé (m/km ou ‰)	7.8	8.1	8.0
Classe de relief	R2-R3	R2-R3	R2-R3

4. LE BARRAGE ANTI-SEL

Comme tous les autres barrages anti-sel construits au début des années 80 par le PIDAC sur financement USAID (figure I-6), le barrage anti-sel de Djiguinoum a répondu à la demande des paysans qui ont vu s'étendre la contamination de leurs terres rizicultivées par les eaux hypersalées du fleuve Casamance (MBODJ, 1988, 1990).

L'objectif de ces barrages est triple:

- d'abord, empêcher les intrusions marines de surface ;
- ensuite, contrôler le niveau des eaux amont et sécuriser une récolte de riz en favorisant préalablement le dessalement des terres contaminées ; cette maîtrise de l'eau doit être assurée par les paysans eux-mêmes au sein des communautés villageoises;
- enfin, créer des voies de communication pour le désenclavement des villages (TRUONG, 1985).

A l'instar des autres barrages de la région, celui de Djiguinoum fait appel aux principes de construction suivants. Un digue en latérite compactée traverse le bas-fond. Au niveau du lit du marigot, un ouvrage en béton présente une à plusieurs ouvertures permettant l'évacuation des eaux de ruissellement par un système de batardeaux. Des critères hydrologiques, fondées sur des données climatiques récentes, permettent d'optimiser le dimensionnement de ces ouvrages en Basse-Casamance (ALBERGEL, 1992). Les

matériaux pris sur place et la main d'oeuvre locale permettent un coût de construction modeste, de l'ordre de 40.000 FF, et par conséquent une diffusion régionale.

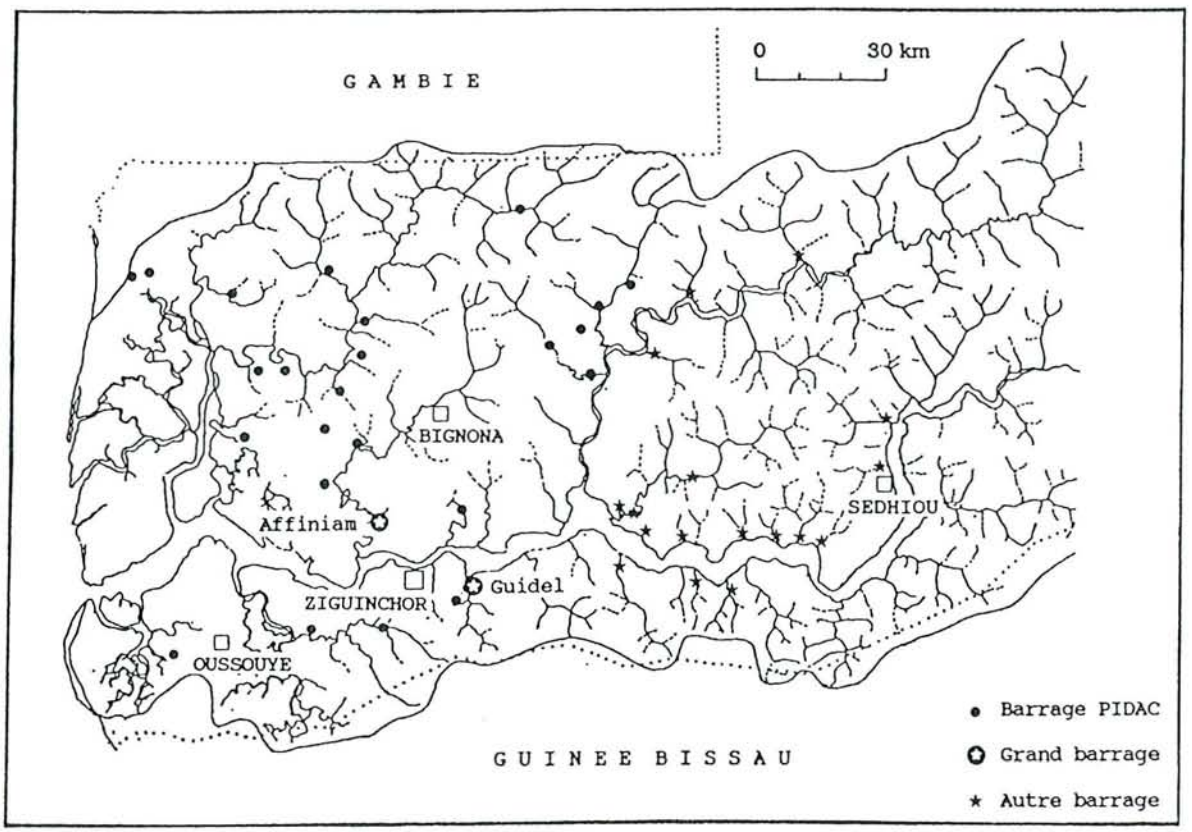


Figure I-6

Localisation des barrages anti-sel en Casamance (d'après MONTOROI, 1992a)

A Djiguinoum, la digue est longue de 245 m, large en crête de 2.2 m et large en assise de 5 m. Sa hauteur moyenne est de 1 mètre. L'ouvrage bétonné d'une largeur de 7.5 m comporte trois ouvertures (TRUONG, 1985 ; MBODJ, 1985 ; ALBERGEL et al., 1991c). Le système à batardeaux présentait l'inconvénient d'être difficile à actionner lorsque la retenue était remplie (fonctionnement en déversoir) et de ne pas permettre un dessalement efficace.

En 1988, ce système a été remplacé par des portes levées verticalement grâce à un dispositif à crémaillère. Il a l'avantage d'évacuer les eaux par le fond, notamment les eaux salées, d'une manière rapide et souple.

La planche photographique P1 présente divers aspects du barrage anti-sel en Basse-Casamance.

5. CONCLUSION

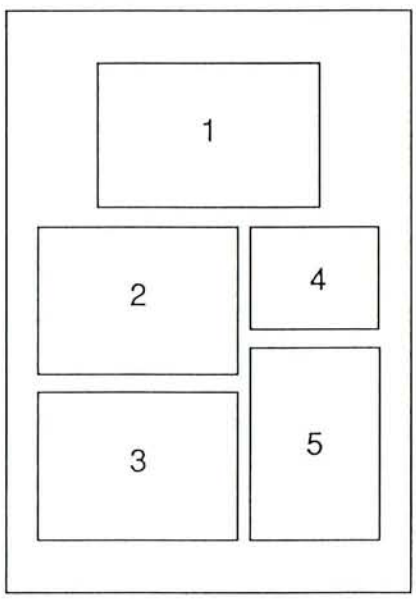
Le bassin versant de Djiguinoum constitue un bon exemple en Basse-Casamance tant par la diversité de ses paysages que par son aménagement anti-sel, celui-ci marquant la réponse de l'homme à une évolution rapide du milieu naturel.

La politique de lutte anti-sel, qui ne s'est pas cantonnée uniquement à la Basse-Casamance, a été également active en Moyenne-Casamance avec l'aide de l'AFVP (MERE, 1992). Des projets récents (DERBAC, PROGES), qui sont en cours d'exécution en Basse-Casamance (CAMARA, 1992), ont pour vocation d'aménager et d'exploiter de nouvelles vallées. Les interprétations sur le comportement du bassin versant de Djiguinoum, serviront de référence régionale.

Les conditions hypersalines, rencontrées dans le fleuve Casamance par suite de l'invasion de l'estuaire par l'eau de mer, semblent débuter en 1968 (BRUNET-MORET, 1970 ; LE RESTE, 1980, 1987 ; PAGES et DEBENAY, 1987, PAGES, 1988). Elles correspondent à une modification sensible des conditions climatiques qui transforment le fleuve Casamance en estuaire inverse (PAGES et CITEAU, 1990 ; SAVENIJE et PAGES, 1992).

Planche photographique P1

Le barrage anti-sel



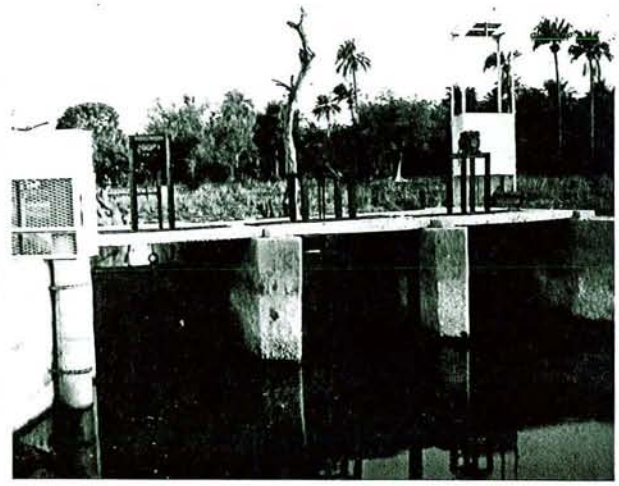
1 Le barrage anti-sel (type PIDAC) avec l'ancien système d'ouverture à batardeaux en saison des pluies

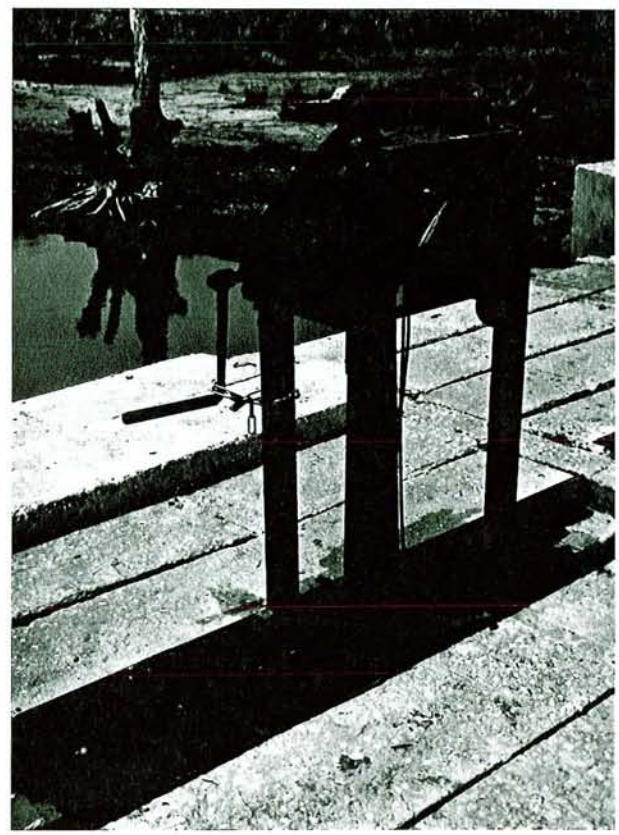
2 Le barrage anti-sel avec le système d'ouverture à porte verticale en saison des pluies

3 La vallée de Djiguinoum asséchée, en amont du barrage (on distingue les eaux marines à l'arrière-plan)

4 Amont de la retenue durant son remplissage en saison des pluies

5 Détail du système de levage des portes par crémaillère actionnée manuellement





CHAPITRE II

LE CLIMAT ET SON ÉVOLUTION RÉCENTE

Ce chapitre présente le climat du Sénégal méridional, en particulier celui de la Basse-Casamance, avec pour finalité la connaissance de son évolution récente, qui conditionne en partie la transformation du milieu naturel. La première section est consacrée aux mécanismes généraux qui régissent la circulation atmosphérique en Afrique de l'ouest. La seconde section décrit l'évolution des paramètres météorologiques, notamment ceux qui entrent dans l'étude du cycle de l'eau (la pluie et l'évaporation). Cette description s'appuie sur les données d'une station de référence qui sert à définir le temps[1] à Djiguinoum. La section suivante fait état du bilan climatique à Djiguinoum sur la période d'observation 1988-1991. Enfin, la dernière section aborde la description régionale du climat de la Basse-Casamance en faisant appel à différentes classifications et caractérise l'évolution climatique récente.

1. GÉNÉRALITÉS SUR LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE TROPICALE

La circulation atmosphérique de l'Afrique occidentale est commandée par l'existence d'une double ceinture anticyclonique qui sépare de chaque coté de l'équateur les domaines intertropical et extratropical, par le mouvement apparent du soleil qui détermine les rythmes saisonniers et par la rotation de la terre qui oriente le déplacement des masses d'air au sol (LEROUX, 1980).

Le schéma de circulation général fait apparaître conceptuellement deux modes de circulation atmosphérique (DHONNEUR, 1985) :

* une circulation méridienne au sol et en altitude: elle s'effectue selon un axe pôle-équateur à partir de mouvements cellulaires qui s'établissent entre des centres de pression permanents (basses pressions équatoriales et tempérées ; hautes pressions tropicales et polaires). Les cellules de Hadley boréale et australe intéressent la zone tropicale. A l'équateur météorologique (EM[2]), elles présentent une branche ascendante commune qui véhicule de l'air chaud et humide vers les couches supérieures de l'atmosphère (flux de mousson). En altitude, cet air se refroidit, devient plus dense et redescend par subsidence vers les latitudes subtropicales anticycloniques (environ 30°) où il s'assèche

(1) Temps et climat ont une signification distincte : le premier terme désigne l'état de l'atmosphère dans un lieu ou une région donné au cours d'une certaine période tandis que le second terme indique la probabilité statistique d'occurence de divers états de l'atmosphère dans un lieu ou une région donné au cours d'une certaine période (MAHÉ, 1993 d'après GIBBS, 1987).

(2) Il correspond au contact dynamique des circulations atmosphériques des deux hémisphères. On l'appelle aussi zone intertropicale de convergence (ZITC). Il est repéré par un alignement de nuages convectifs à fort développement vertical. Sa structure et sa position est très variable selon les latitudes (océans ou continents) et est fonction des facteurs locaux qui permettent ou non la migration nord-sud des basses pressions intertropicales. L'EM est localisé, en juillet, au nord de l'équateur géographique (entre 10° et 15° en Afrique de l'ouest) et se situe à son voisinage en janvier (MAHÉ, 1993).

(désert du Sahara et de Namibie). En se chargeant d'humidité sur les océans, notamment dans l'hémisphère sud, il retourne vers l'équateur par des vents de surface, les alizés, qui sont déviés vers l'ouest par la force de Coriolis. La position nord de l'EM entraîne une seconde déviation de l'alizé austral à son passage dans l'hémisphère nord, Cet alizé prend alors une direction est à nord-est et le nom de "flux de mousson".

* une circulation zonale en altitude : les mouvements atmosphériques se font par des cellules mobiles se déplaçant selon un axe est-ouest (cellules de Walker). Des échanges horizontaux à grande échelle font naître de forts vents appelés courants-jets ou jets. Sur le continent africain, ces jets se localisent au dessus du flux de mousson (ZITC) à environ 5000 m (jet d'Est africain) et 12 000 m d'altitude (jet d'Est tropical).

Ces deux modes de circulation, dont l'élément moteur est la convection équatoriale au niveau de la ZITC, jouent un rôle important dans la compréhension de la genèse des perturbations observées au sol. La migration de la trace au sol de l'EM est commandée par le mouvement zénithal du soleil. En Afrique occidentale, l'EM présente une structure de front, de pente très inclinée, s'abaissant de l'équateur vers le nord. On le nomme front intertropical (FIT). Ce front sépare les couches basses dépressionnaires des couches anticycloniques qui les surmontent (anticyclones des Açores et de Lybie au nord et de Sainte-Hélène au sud).

La génèse des pluies en Afrique de l'ouest dépend à la fois des apports d'air humide provenant des basses couches de l'hémisphère sud (flux de mousson) et des possibilités de convection verticale de cet air qui peut, en s'élevant, précipiter. En effet, l'air humide se trouve confiné par les masses d'air sec plus lourd disposée en altitude. L'épaisseur de la couche d'air humide au niveau du FIT délimite plusieurs zones pluvieuses allant d'une zone sans pluie au nord du FIT à une zone marquée par des orages isolés ou organisés (épaisseur augmentant graduellement) et enfin à une zone de pluies continues dites "de mousson" au sud (épaisseur maximale au niveau de la ZICT avec formation de nuages à grande extension verticale, les cumulo-nimbus).

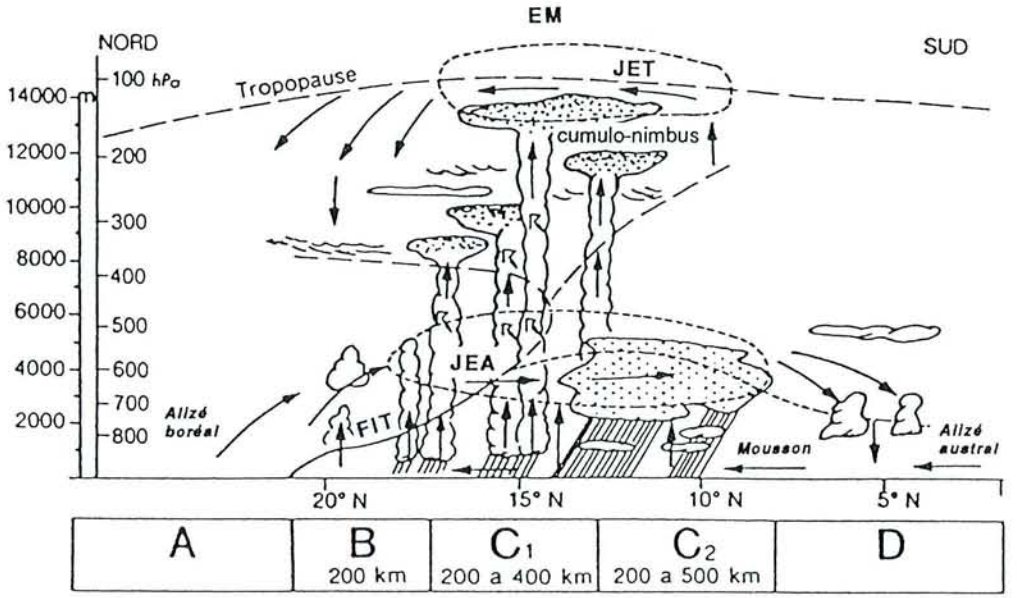
• Durant l'été boréal, le Sénégal méridional subit ces différents types de temps au fur et à mesure de la montée du FIT vers le nord et de son retrait vers le sud (figure II-1).

Tout d'abord, on observe, en avril-mai, la formation de nuages isolés dont la fréquence est faible, mais qui peuvent donner des précipitations parfois abondantes.

Ensuite, des masses nuageuses se développent et génèrent des orages organisés qui sont appelés lignes de grain. Celles-ci affectent la Casamance maritime surtout en juin et en octobre. Les lignes de grain se forment à partir de discontinuités dynamiques entre les cellules de circulation zonale qui créent des impulsions atmosphériques, notamment au niveau du FIT. Elles se propagent vers l'ouest, en direction opposée au flux de mousson, et provoquent des mouvements ascendants de l'air tropical humide. Elles prennent une forme arquée caractéristique au cours de leur déplacement et s'étendent, en latitude, sur une largeur de plusieurs centaines de kilomètres.

Lorsque le flux de mousson est puissant et qu'il repousse le FIT loin vers le nord, le Sénégal méridional se trouve alors sous l'influence des pluies continues de juillet à septembre. Celles-ci constituent alors le coeur de la saison des pluies ou hivernage (figure II-2a). Le déplacement rapide du FIT peut faire alterner ce type de temps avec les lignes de grain, notamment en septembre.

• Durant l'hiver boréal, des intrusions rares d'air polaire provoquent le soulèvement de l'air tropical chaud et humide et la formation de nuages en haute altitude. De telles précipitations sont appelées "pluies des mangues" ou "pluies de heug". Elles sont généralement faibles car l'évaporation est intense à cette époque de l'année, en principe sèche.



A zone sans pluies
B zone avec des orages isolés
C1 zone où dominent les lignes de grain
C2 zone où dominent les "pluies de mouson"
D zone avec des pluies réduites

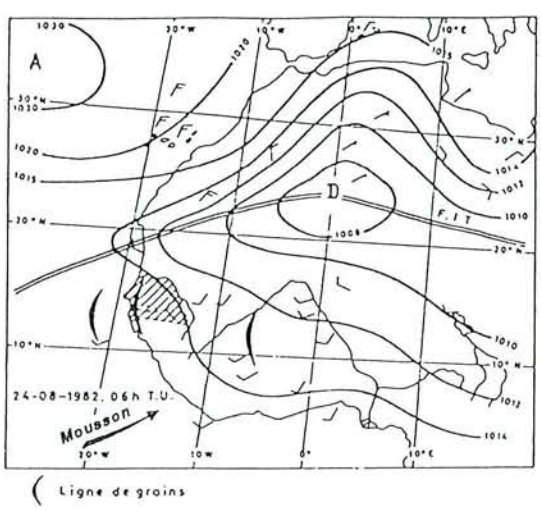
JET jet d'Est tropical
JEA jet d'Est africain
EM Equateur Météorologique
FIT Front InterTropical

------ limite supérieure de la mousson
_____ limite inférieure de l'air équatorial d'altitude

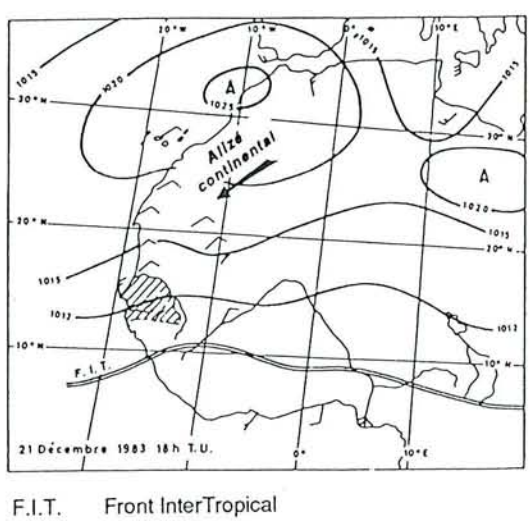
flux de convection et de subsidence des masses d'air

Figure II-1

Coupe schématique nord-sud en août de la troposphère au dessus de l'Afrique près du méridien origine (d'après auteurs cités par MALEY, 1981 ; OLIVRY, 1986 et MAHE, 1993)



a : en saison des pluies



F.I.T. Front InterTropical

b : en saison sèche

Figure II-2

Situation météorologique en Afrique de l'ouest (d'après LE BORGNE, 1988)

La migration vers le sud de la ZITC entraîne les cellules anticycloniques qui se rapprochent de l'équateur. Le régime des alizés s'installe et envahit le Sénégal méridional. Ces vents sont de deux types selon leur caractère océanique ou continental. L'alizé maritime provient de l'anticyclone des Açores et est de direction sud à sud-ouest (figure II-2b). L'air est frais et chargé d'humidité. Les températures journalières sont de faible amplitude. Il ne peut pas engendrer de pluies météoriques mais est responsable des pluies occultes que l'on observe en Basse-Casamance (rosée, brume).

L'alizé continental ou harmattan est issu de l'anticyclone centré sur le Sahara et est de secteur est dominant. L'air est sec et est accompagné par des brumes sèches. Il y a un fort contraste de température entre le jour et la nuit. Ce vent fait ressentir ses effets partout en Casamance avec une forte variabilité temporelle.

Les mécanismes généraux de la circulation atmosphérique montrent que le Sénégal méridional est situé dans la zone des perturbations mobiles (lignes de grain) et subit également l'influence épisodique de la mousson. En relation avec le mouvement apparent du soleil et le déplacement du FIT, sa position géographique détermine deux saisons caractéristiques, l'une avec des précipitations de nature variée (été boréal ou saison des pluies), l'autre sans pratiquement aucune précipitations (hiver boréal ou saison sèche).

2. LE TEMPS SUR LE BASSIN VERSANT

Les relevés météorologiques effectués sur le bassin versant de Djiguinoum concernent uniquement la pluie, à l'exception de l'évaporation qui a été mesurée durant six mois en 1990. La série pluviométrique n'étant pas assez longue pour se prêter à une interprétation et la qualité de l'information étant également peu homogène, nous nous sommes référés à une station proche du site.

Le bassin se situe à l'intérieur d'un triangle formé par les postes météorologiques de Bignona, de Niaguiss (près de Guidel) et de Ziguinchor qui disposent de longues séries de mesures. DIOP (1992) montre que le bassin se trouve dans les mêmes conditions pluviométriques que la station synoptique de Ziguinchor localisée à 12° 33' nord - 16° 16' ouest et à 20 m d'altitude (tableau II-1). Nous considèrerons donc celle-ci comme le poste météorologique de référence pour lequel des relevés existent depuis 1922. D'autres variables météorologiques, telles que l'évapo(transpi)ration, font appel aux relevés de la station de l'ISRA-Djibelor, distante de 5 km de Ziguinchor.

Tableau II-1

Pluviométrie annuelle (mm) à Ziguinchor et dans le bassin versant de Djiguinoum (moyenne sur plusieurs postes) sur la période 1986-1991 (d'après ZANTE et al., 1987 ; LE BORGNE, 1990 ; ALBERGEL et al., 1991d ; DIOP, 1992)

Année	1986	1987	1988	1989	1990	1991
Ziguinchor	976	1043	1456	. 1164	1116	1382
Djiguinoum	959	-	1410	1147	1008	988
Nombre de postes d'observation	1	-	3	10	10	5

2.1. Les précipitations

La Basse-Casamance a fait l'objet de nombreuses études statistiques des précipitations dont les plus complètes sont celles de BRUNET-MORET (1970) et de DACOSTA (1989). Les données relatives à Ziguinchor en sont issues et ont été actualisées (ALBERGEL et al., 1991d ; DIOP, 1992).

2.1.1. Pluviosité annuelle

Une homogénéisation(3) des données pluviométriques sur la zone climatique a permis de valider les totaux annuels de la station de Ziguinchor de 1922 à 1990, seule l'année 1929 ayant été corrigée (DACOSTA, 1989). La pluviosité sur cette période est de 1439 mm avec un écart-type de 332.8 mm. Le coefficient de variation, qui est égal au rapport de l'écart-type à la moyenne, soit 0.23, traduit une distribution relativement homogène autour de la moyenne.

Sur la période de référence 1951-1980 (d'après l'Organisation Mondiale de la Météorologie), la pluviosité est de 1399 mm et s'abaisse à 1140 mm sur la période 1971-1990.

Cette variation brutale est observable sur la figure II-3 qui représente la chronique pluviométrique de la période 1931-1990. La pluviométrie moyenne de la série est de 1401 mm. La variabilité interannuelle est forte, la valeur minimale enregistrée étant de 697 mm (année 1980) et la valeur maximale 2007 mm (année 1967). La moyenne des vingt dernières années (1133 mm de 1971 à 1990) accuse une baisse significative de l'ordre de 25 % par rapport aux deux périodes précédentes (1931-1950 et 1951-1970).

L'étude statistique permet de caractériser une série pluviométrique et renseigne sur l'évolution interannuelle des précipitations. Les lois de distribution qui s'ajustent le mieux sont la loi de LAPLACE-GAUSS ou loi normale et la loi de GOODRICH ou loi exponentielle généralisée (BRUNET-MORET, 1969, 1974). La recherche d'un bon ajustement se fait par le test de BRUNET-MORET (1977) qui calcule la surface comprise entre les courbes de distribution expérimentale et théorique. La loi de GOODRICH s'ajuste mieux aux valeurs déficitaires, tandis que celle de GAUSS s'adapte aux valeurs excédentaires (figure II-4). Les valeurs de quelques récurrences caractéristiques sont données dans le tableau II-2.

La série complète comporte 10 années sèches qui se définissent par un total annuel inférieur à la décennale sèche : 7 appartiennent à la période 1968-1990, dont 4 à la dernière décennie 1981-1990 (années 1982, 1983, 1986 et 1987). Un risque qui a une occurence décennale dans la période 1922-1968 apparaît 7 fois en 23 ans (1968-1990) ou 4 fois en 10 ans (1981-1990). En supposant que la série soit stationnaire, la probabilité d'observer 7 fois la décennale sèche en 23 ans est très faible de l'ordre d'une chance sur 500 000. Cette faible probabilité montre que le critère de stationnarité de la série ne peut plus être retenu et que la période actuelle (1968-1990) se singularise bien par son

(3) Cette opération se fait en principe par la méthode des doubles cumuls qui consiste à comparer une station à une station de référence considérée comme homogène dans le temps. Comme le caractère homogène d'une station est mal défini, on préfèrera appliquer la méthode du vecteur régional (BRUNET-MORET, 1979, 1980). Le vecteur régional se définit comme une série chronologique d'indices pluviométriques issus de l'extraction de l'information la plus fréquente d'un ensemble de stations groupées en région. Elle est homogène dans le temps et prend en compte les effets de persistance, de tendance, de pseudo-cycles de la zone climatique (DACOSTA, 1989).

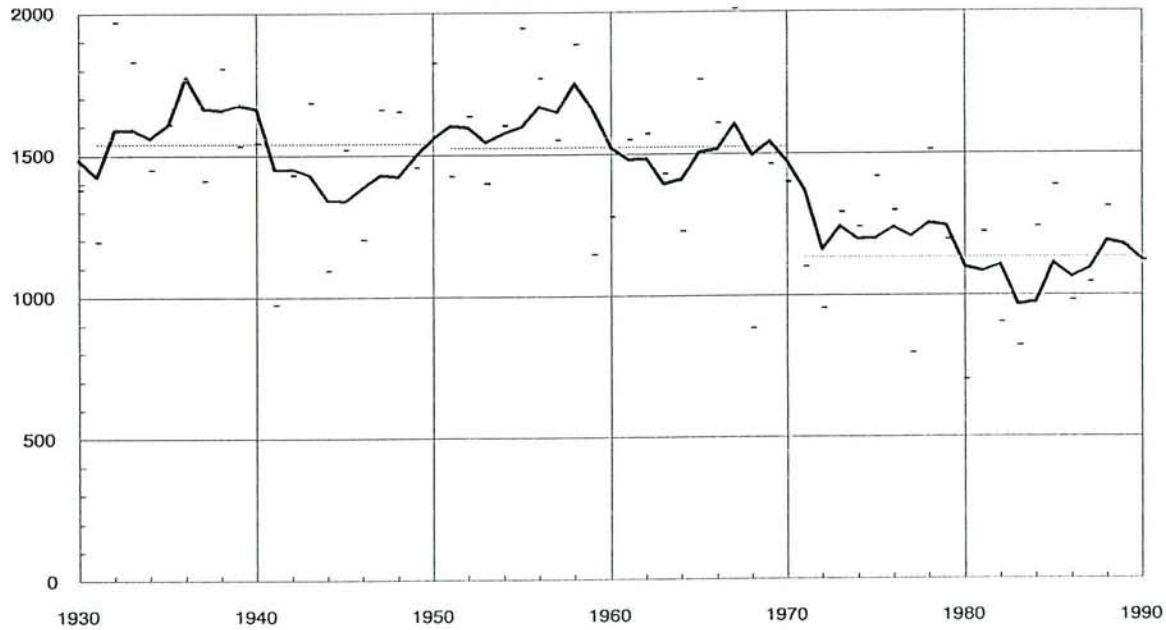


Figure II-3

Evolution de la pluviométrie annuelle à Ziguinchor sur la période 1930-1990

—— moyenne mobile (5 ans) ------ moyenne 1931-1950: 1541 mm
1951-1970: 1524 mm
1971-1990: 1133 mm

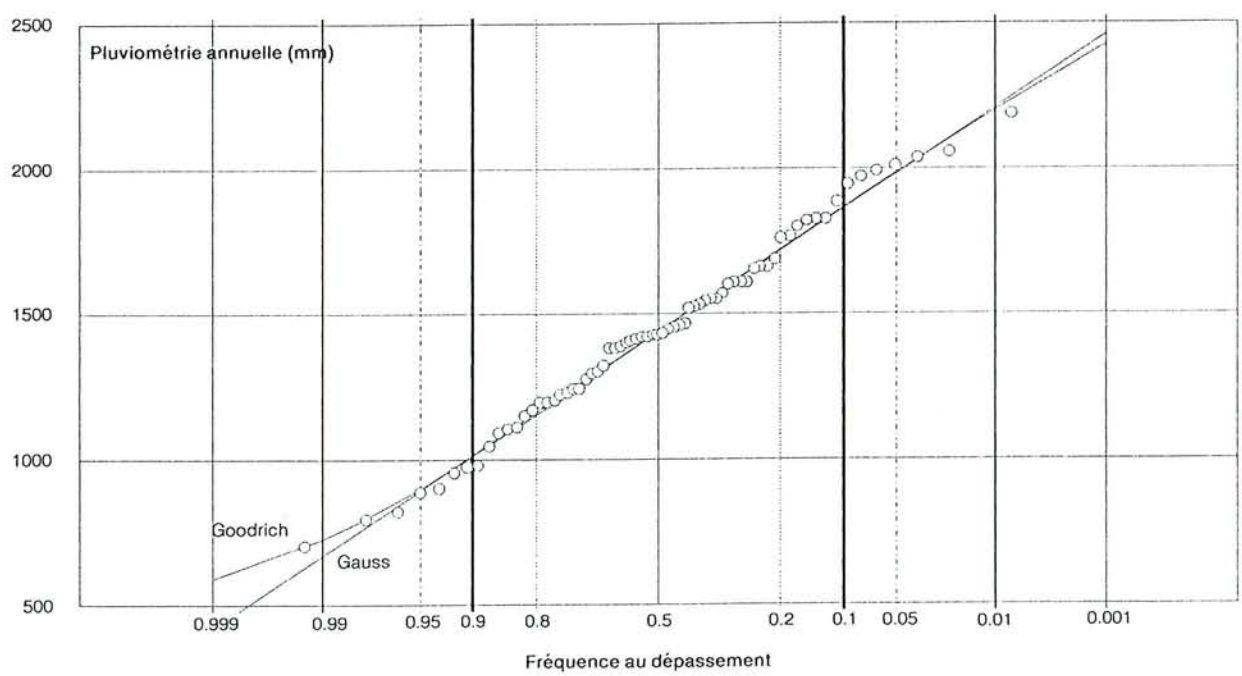


Figure II-4

Ajustement statistique sur les pluviométries annuelles à Ziguinchor durant la période 1922-1990 (d'après ALBERGEL et al., 1991d)

caractère de sécheresse. Elle met également en évidence qu'un risque de sécheresse, estimé pour les aménagements avant 1969, devient à présent une contrainte (ALBERGEL, 1988 ; DACOSTA, 1989)

La durée de cette phase globalement déficitaire est sans précédent en ce siècle et les déficits pluviométriques enregistrés sont fréquents et très accusés. On notera que les dernières années montrent une pluviométrie annuelle se rapprochant de la médiane : en 1988, il a plu 1456 mm à Ziguinchor, 1382 mm en 1991, 1296 mm en 1992. La pluviométrie 1993 l'a même dépassée (1612 mm).

Tableau II-2

Fréquence de la pluviosité annuelle (mm)
à Ziguinchor sur la période 1922-1990 (d'après ALBERGEL et al., 1991d)

	Période de récurrence (ans)	Fréquence	Loi de Gauss	Loi de Goodrich
Valeurs déficitaires	100	0.01	670.2	728.0
	50	0.02	760.2	792.0
	20	0.05	895.3	901.5
	10	0.1	1015.3	1010.1
	5	0.2	1160.7	1151.6
Médiane	2	0.5	1438.7	1436.7
Valeurs excédentaires	5	0.8	1716.8	1722.2
	10	0.9	1862.1	1867.5
	20	0.95	1982.2	1984.7
	50	0.98	2117.3	2113.6
	100	0.99	2207.3	2197.7

2.1.2. Pluviosité mensuelle

La répartition mensuelle des pluies est extrêmement variable d'une année à l'autre, ce qui entraîne une forte variabilité des précipitations totales et du nombre de jours de pluies. La figure II-5 illustre l'évolution des valeurs maximales, minimales, médianes et quartiles des pluies mensuelles sur la période de référence 1951-1980.

La saison des pluies peut débuter dès le mois de mai et se prolonger jusqu'aux premiers jours du mois de novembre. Mais pour trois années sur quatre, elle ne commence pas avant le début du mois de juin et se termine avant la fin du mois d'octobre. Une année sur quatre, sa durée est supérieure à 150 jours ou inférieure à 138 jours. Cependant, on constate une tendance au raccourcissement de la saison, avec un début tardif et/ou une fin précoce, ce qui n'est pas sans incidence sur les dates de semis et de récolte.

Le mois le plus pluvieux est août dans plus de 70 % des cas. Il arrive que septembre soit le mois le plus arrosé (20 % des cas).

La contribution de chaque mois au total annuel est donnée par le coefficient de pluviosité dans le tableau II-3. Environ 80 % des pluies se répartissent sur les mois de juillet, août et septembre.

Tableau II-3

Pluviosité mensuelle (mm) à Ziguinchor sur la période 1922-1990 (d'après DIOP, 1992)

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Minimum	0	0	0	0	0	22.2	103.0	45.0	148.0	47.2	0	0
Maximum	36.0	12.0	0.1	1.4	42.8	307.3	648.5	903.7	664.3	347.2	55.2	20.4
Moyenne	0.6	0.5	0	0	7.6	118	325.2	486.8	341.3	129.5	6.2	0.6
Coefficient de pluviosité (%)	0	0	0	0	0.5	8.3	23.0	34.4	24.1	9.1	0.4	0

2.1.3. Pluviosité journalière

Le pas de temps journalier est l'information de base des chroniques de précipitations. Cette donnée est un paramètre déterminant dans l'étude et le calcul des crues des petits bassins versants.

Une analyse statistique fréquentielle a été réalisée sur l'ensemble des pluies journalières en tenant compte de toutes les averses supérieures à 5 mm. La loi de PEARSON 3 tronquée ou loi gamma incomplète s'ajuste le mieux à l'échantillonnage (DACOSTA, 1989 ; ALBERGEL et al., 1991d). Les résultats, donnés dans le tableau II-4, montrent qu'une pluviosité journalière atteignant les 110 mm a des chances de se produire une année sur deux.

Le total annuel des pluies journalières comprises entre 10 et 40 mm, dont la moyenne interannuelle est de 678 mm sur la période 1961-1990, a baissé de manière significative depuis 1970. Par contre, le total annuel des précipitations journalières inférieures à 10 mm (moyenne interannuelle de 159 mm) varie très peu d'une année à l'autre. Pour les pluies journalières supérieures à 40 mm (moyenne interannuelle de 427 mm), aucune tendance nette n'est décelable (DIOP, 1992).

Le nombre moyen de jours de pluie par an est de 98. Le nombre d'événements pluvieux à caractère exceptionnel a fortement diminué sur la période sèche 1969-1990 par rapport à la période humide 1947-1968, notamment pour les épisodes supérieurs à 80 mm (diminution de 65 %) et supérieurs à 100 mm (diminution de 50 %). On notera également que la pluie maximale annuelle atteint un total de moins en moins élevé : de 1969 à 1990, elles ne dépassent jamais 130 mm alors que cela est arrivé à plusieurs reprises auparavant.

Les pluies ont deux formes caractéristiques suivant qu'elles ont pour origine une ligne de grains ou la mousson. Dans le premier cas, il s'agit de tornades tropicales violentes à fortes intensités (figure II-6a). Dans le second cas, l'averse est plus longue et moins violente mais peut atteindre des hauteurs plus fortes (figure II-6b).

La majorité des pluies sont de faible intensité, notamment les pluies de mousson, ce qui entraîne une réalimentation limitée mais continue du stock hydrique des sols. Les pluies exceptionnelles contribuent à une recharge rapide mais, une partie non négligeable ruisselle en surface. Nous verrons cet aspect en détail au chapitre V.

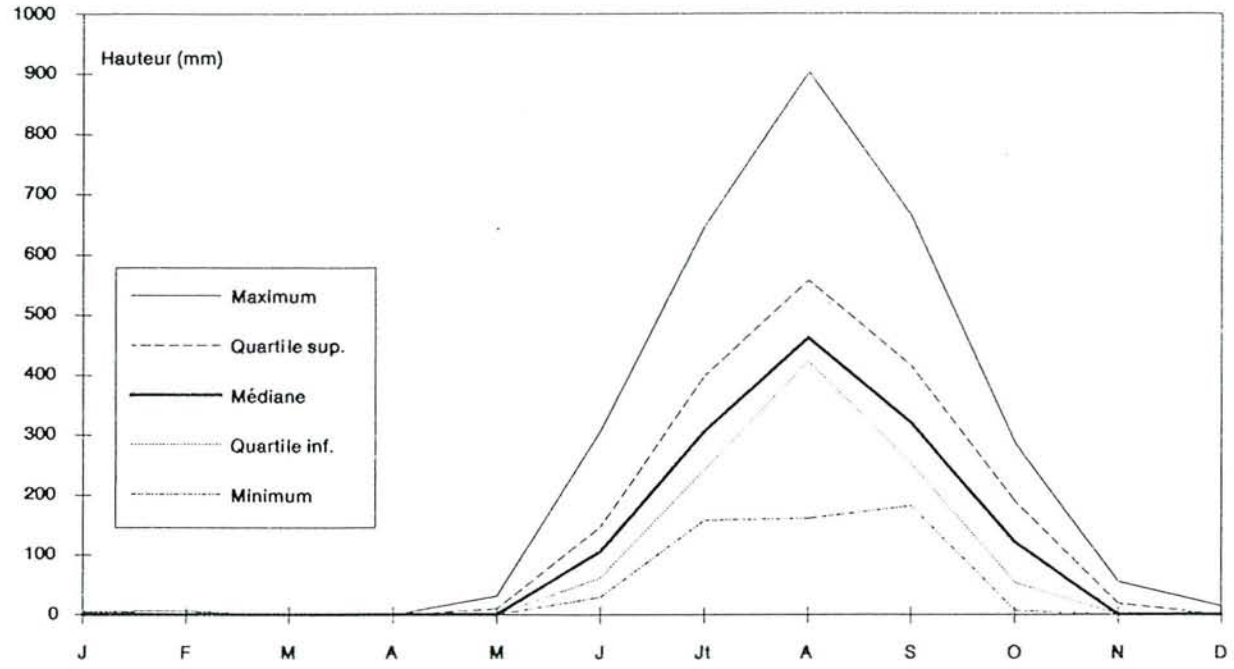
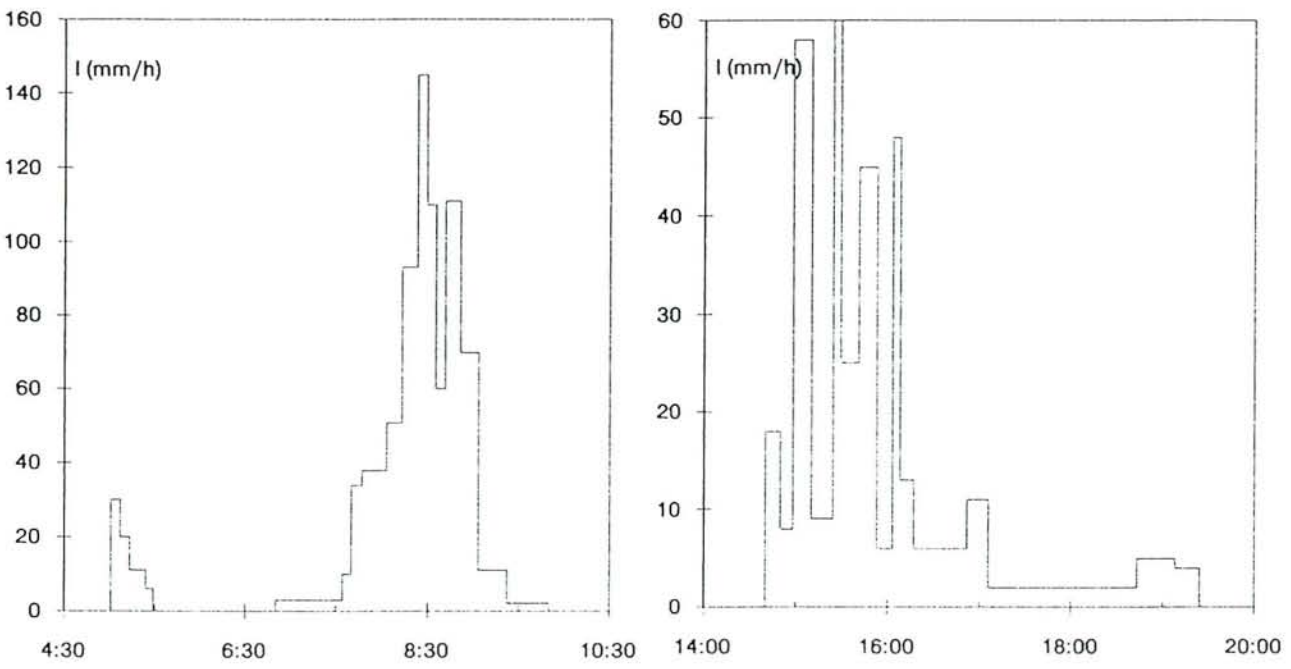


Figure II-5

Pluviosité mensuelle maximale, minimale, médiane et quartile à Ziguinchor sur la période 1951-1980 (d'après ALBERGEL et al., 1991)



a : 30 juin 1990 (116.6 mm)

b : 8 août 1990 (104 mm)

Figure II-6

Hyétogrammes de deux pluies caractéristiques tombées sur le bassin versant de Djiguinoum (d'après ALBERGEL et al., 1991)

Tableau II-4
Fréquence de la pluviosité journalière (mm)
à Ziguinchor sur la période 1922-1990 (d'après ALBERGEL et al., 1991d)

Période de récurrence					
2 ans	5 ans	10 ans	20 ans	50 ans	100 ans
115.3	139.9	158.8	177.0	203.1	222.3

2.2. La demande évaporatoire

La demande évaporatoire traduit l'ensemble des facteurs climatiques qui influent sur les pertes d'eau par évaporation de la surface du sol ou d'une nappe d'eau libre, et par transpiration au niveau des plantes (DANCETTE, 1983). Elle s'évalue à partir du calcul ou de la mesure de l'évapotranspiration potentielle (ETP).

2.2.1. Le calcul de l'évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle est un concept qui, à l'origine, a été énoncé dans le but de classer et de comparer les climats. Elle correspond à un couvert végétal abondant, de faible hauteur (type herbacé), couvrant uniformément la surface du sol, largement alimenté en eau et occupant une aire suffisante pour supprimer toute advection locale. Elle se définit donc par la perte maximale d'eau en phase gazeuse sans qu'il y ait de régulation stomatique par le végétal. La consommation hydrique ne dépend que des facteurs physiques du milieu (DANCETTE, 1976, 1983 ; POUYAUD, 1986).

La demande climatique de la région de Ziguinchor est évaluée par l'évapotranspiration potentielle calculée, à l'échelle journalière, à partir de la formule de PENMAN (GOMMES, 1983). La formulation de l'ETP Penman repose sur une approche énergétique théorique qui suppose que l'air est saturé de vapeur d'eau et que sa température est égale à la température de la surface évaporante. Pour une surface évaporante donnée, l'ETP s'exprime par un terme énergétique proportionnel au flux d'énergie disponible (Qne) et par un terme advectif proportionnel au pouvoir asséchant de l'air (Ea) :

$$ETP = (\Delta/(\Delta + \gamma))\ Qne + (\gamma/(\Delta + \gamma))\ Ea$$

Δ est la dérivée de la fonction liant la pression de vapeur d'eau saturante à la température : cette variable dépend de la température moyenne de l'air sous abri (elle est de 0.79 mb $°C^{-1}$ à 30 °C)

et γ est la constante psychrométrique (environ 0.65 mb $°C^{-1}$)

Le flux d'énergie disponible dépend du rayonnement net (Rn) que l'on peut mesurer à partir d'un bilanmètre ou bien déduire d'une relation liant le rayonnement global (Rg), l'albébo (a), la pression partielle de vapeur d'eau et l'insolation (RIOU, 1975). A une période de l'année donnée, plus l'albédo est faible, c'est-à-dire moins la surface évaporante réfléchit le rayonnement solaire, plus le rayonnement net et par conséquent l'ETP sont élevés. Le choix de la valeur de l'albédo, qui dépend de la nature de la surface évaporante, induit donc des variations sensibles dans le calcul de l'ETP : pour une eau libre claire, l'albédo est égal à 0.05 ; il peut atteindre 0.10 à 0.15 pour une nappe d'eau

couverte de végétation ; la valeur de 0.25 est souvent retenue pour approcher les conditions de mesure de l'évaporation sur des surfaces évaporantes de référence (pelouse).

Le pouvoir assèchant de l'air est donné par une "fonction vent" variable selon les auteurs et les lieux. L'effet de la stabilité atmosphérique est pris en compte pour le calcul de l'ETP à des échelles de temps inférieures à la journée (POUYAUD, 1986).

L'ETP Penman a été calculée à partir des données de la météorologie nationale pour Ziguinchor. Sur la période 1970-1988, l'ETP annuelle moyenne est de 2679 mm, le terme de l'albédo choisi étant celui d'une surface d'eau libre (a=0.05). Cette valeur de l'ETP est nettement supérieure aux autres valeurs publiées pour la région et calculées avec une albédo supérieure (0.20 ou 0.25 car la valeur est rarement spécifiée par les auteurs!), à savoir 1727 mm (MARIUS, 1985), 1659 mm (DACOSTA, 1989) et 1840 mm (MBAYE, 1991).

L'influence de la variable albédo, et par conséquent de la surface évaporante à laquelle on se réfère, est montrée sur la figure II-7. Dans les deux cas, l'évolution est similaire, le maximum étant atteint pour les mois où l'advection, l'insolation et la température de l'air sont les plus élevés et où l'air est le plus sec (mars et avril). Le minimum correspond aux mois d'août et de septembre lorsque les conditions précédentes sont inversées.

Le tableau II-5 regroupe les valeurs moyennes mensuelles de l'ETP Penman sur différentes périodes en considérant deux surfaces évaporantes de référence.

Tableau II-5

Evapotranspiration potentielle moyenne mensuelle (mm j^{-1})
à Ziguinchor (Z) et à Djibelor (D) calculée avec l'albédo
d'une surface d'eau libre (0.05) et d'une surface herbacée (0.20 ou 0.25)

Période		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
						a = 0.05							
1970-1988 (Z)	Max.	9.3	10.2	10.7	10.6	10.3	9.4	8.5	7.7	7.7	7.5	7.8	8.3
(ALBERGEL	Min.	5.4	6.3	7.2	7.8	6.1	4.8	3.5	3.4	3.3	4.3	4.8	4.7
et al., 1991d)	Moy.	7.5	8.4	9.2	9.3	8.8	7.5	6.3	5.6	5.9	6.3	6.6	6.7
								Total annuel moyen: 2679 mm					
						a = 0.20 ou 0.25							
1980-1989 (D)	Max.	5.3	6.5	7.6	7.5	7.0	6.3	6.1	5.4	5.4	5.7	5.9	4.9
(MBAYE, 1991)	Min.	4.1	4.7	5.7	5.7	5.2	4.8	3.8	3.7	4.0	3.9	3.5	3.4
	Moy.	4.7	5.5	6.4	6.5	6.0	5.4	4.5	4.3	4.4	4.5	4.2	4.1
								Total annuel moyen: 1840 mm					
1974-1986 (Z)	Moy.	4.0	4.8	5.9	6.1	5.8	4.8	4.0	3.5	3.8	4.1	4.2	3.6
(DACOSTA, 1989)								Total annuel moyen: 1659 mm					
1974-1978 (D)	Moy.	4.4	5.2	6.0	6.4	6.2	4.9	3.8	3.5	3.8	4.2	4.3	4.0
(MARIUS, 1985)								Total annuel moyen: 1727 mm					

2.2.2. Comparaison avec l'évaporation d'une nappe d'eau libre

En Afrique occidentale, les besoins en eau des cultures se réfèrent souvent à des observations faites sur des surfaces évaporantes normalisées, notamment le bac classe A (DANCETTE, 1983 ; POSS, 1992).

Des relations empiriques, fondées sur la comparaison de mesures ou de calculs de l'ETP et de mesures de l'évaporation en bac standardisé, ont été établies en vue d'une estimation aisée des besoins en eau optimaux d'une culture en une région donnée. On citera les résultats de DANCETTE (1976) pour la Moyenne-Casamance obtenus avec des valeurs mensuelles sur six années de l'ETP gazon et de l'évaporation en bac classe A :

. en saison des pluies : ETP = 0.81 Ev
. en saison sèche : ETP = 0.62 Ev

MBAYE (1991) trouve une relation voisine avec un coefficient de 0.78 sur l'année en prenant l'ETP Penman. Ce coefficient est du même ordre de grandeur lorsqu'on compare l'ETP Penman et l'évaporation d'une nappe d'eau libre, mais il varie beaucoup au cours de l'année et dépend de l'albédo choisi (POUYAUD, 1986).

Des mesures de l'évaporation ont été réalisées en 1990 sur le bassin versant à partir d'un bac flottant disposé en amont du barrage. Six mois de relevés ont été obtenus tout au long du remplissage et de l'évaporation de la retenue. Ces valeurs sont comparées à celles mesurées en bac classe A à la station agronomique de Djibelor (tableau II-6).

Tableau II-6

Evaporation mensuelle (mm) et moyenne mensuelle (mm j^{-1})
mesurée avec un bac classe A à Djibelor (D) et un bac flottant à Djiguinoum (Dj)

Période	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1974-1978 (D)	140	160	203	219	229	174	122	114	112	129	115	105
(MARIUS, 1985)								Total annuel : 1792 mm				
Moy. (mm j^{-1})	4.5	5.7	6.5	7.3	7.4	5.8	3.9	3.7	3.7	4.2	3.8	3.4
1974-1986 (D)	142	162	207	211	209	169	120	108	110	121	117	116
(DACOSTA, 1989)								Total annuel : 1822 mm				
Moy. (mm j^{-1})	4.6	5.8	6.7	7.0	6.7	5.6	3.9	3.5	3.7	3.9	3.9	3.7
1990 (Dj)	(*)	(*)	-	-	-	-	162	177	159	145	(*)	(*)
(ALBERGEL et al., 1991d)												
Moy. (mm j^{-1})	5.0	5.0	-	-	-	-	5.2	5.7	5.3	4.7	4.9	(*)

(*) mesures manquantes - pas de mesures

La figure II-7 présente l'évolution de l'évaporation en bac standardisé et en bac flottant. Bien que la comparaison de mesures sur une année avec des valeurs moyennes mensuelles soit hasardeuse, on note qu'il y a une convergence durant la saison des pluies entre les valeurs du bac flottant et celle de l'ETP Penman calculée pour une surface d'eau libre. D'une manière générale, l'ETP Penman tend à surestimer l'évaporation d'une nappe d'eau libre et des termes correctifs doivent être apportées à la formulation de l'ETP (POUYAUD, 1986). L'ETP Penman pour une surface herbacée suit une évolution

sensiblement voisine de celle de l'évaporation mesurée avec un bac classe A, les valeurs de l'ETP étant légèrement plus élevées en saison sèche.

Dans les chapitres suivants relatifs aux calculs de bilan hydrique, nous retiendrons les valeurs calculées par MBAYE (1991) comme étant l'expression de la demande évaporatoire actuelle. L'évaporation réelle de la retenue pourra être déduite des valeurs calculées par ALBERGEL et al. (1991d) en appliquant un coefficient multiplicateur de 0.75 d'après POUYAUD (1986). Cependant, ces valeurs restent approximatives car elles sont dépendantes des caractéristiques morphologiques de la nappe d'eau libre (surface, profondeur, orientation par rapport à l'advection locale).

2.3. Les autres paramètres météorologiques

Les principales autres composantes du climat sont rappelées à partir des données de Ziguinchor sur la période 1971-1990 (DIOP, 1990) et la période 1963-1986 (DACOSTA, 1989). Elles influencent notamment le terme évaporatoire du bilan hydrique.

- La température moyenne annuelle est de 27.3 °C avec un maximum principal en juin (28.8 °C) et un maximum secondaire en octobre (28.2 °C). Le minimum principal se situe en août (27.3 °C) tandis que le minimum secondaire est en décembre (24.7 °C). L'amplitude thermique annuelle est de 4.1 °C. L'apparition des maximas et minimas est caractéristique du mouvement zénithal du soleil en zone intertropicale et est influencée par la couverture nuageuse en saison des pluies.

La température moyenne des températures maximales journalières évolue également de façon bi-modale: maximas en avril (37.4 °C) et en novembre (33.8 °C) et minimas en août (31.2 °C) et en décembre (32.7 °C). En revanche, l'évolution annuelle de la température moyenne des températures minimales journalières est unimodale : maximum en juin (23.5 °C) et minimum en janvier (16.0 °C) avec une moyenne annuelle de 20.5 °C.

L'amplitude thermique journalière est maximale en février (19.2 °C) et minimale en août (7.9 °C), la moyenne étant de 13.6 °C sur l'année.

- L'insolation moyenne mensuelle présente deux maximas en avril et en novembre, liés au mouvement zénithal du soleil, et deux minimas en août et en décembre, liés à la nébulosité. Elle varie entre 5.0 h j^{-1} en juillet et 9.8 h j^{-1} en avril. Le total annuel moyen est de 2805 heures sur la période 1951-1986.
- L'humidité relative est définie par le rapport de la tension de vapeur de l'air ambiant à la tension de vapeur saturante et est dépendante de la température et de la pression de l'air. La valeur moyenne mensuelle est supérieure à 50 % toute l'année : elle est maximale (84 %) en août, à cause de l'épaisse couverture nuageuse et des précipitations, et minimale (55 %) en février-mars. Les valeurs moyennes mensuelles maximales sont comprises entre 86 et 98.5 % et les valeurs minimales entre 24 et 70 %. Celles-ci sont supérieures à 50 % de juin à octobre.
- Les vents dominants sont de secteur nord-est de novembre à février et de secteur nord à nord-ouest de mars à mai (flux d'alizé, 70 % des vents). En saison des pluies, les vents de secteur sud-ouest prédominent (flux de mousson, 30 % des vents). Sur la période 1961-1983, la vitesse moyenne du vent de surface est maximale en avril-mai (3 m s^{-1}) et est minimale en octobre-novembre (1.2 m s^{-1}).
- Les brumes sèches, exceptionnelles en Casamance avant les années 80, sont un phénomène climatique majeur en Afrique occidentale, qui est dû à l'effet conjugué de la sécheresse et de "l'action anthropique sur les sols des régions semi-arides" (MIDDLETON, 1985 ; PROSPERO, 1985). Elles sont fréquentes en toute saison et de manière parfois durable à certaines périodes de l'année. Les poussières

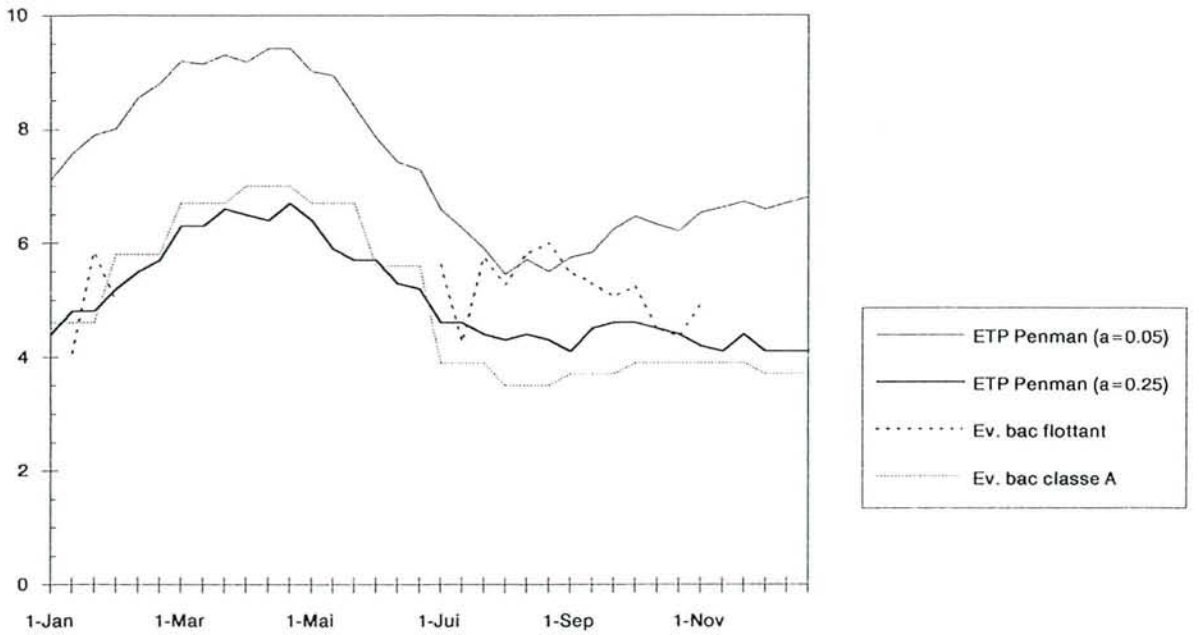


Figure II-7
ETP Penman et évaporation en bac journalières (mm /j) à l'échelle décadaire (d'après DACOSTA, 1989 ; MBAYE, 1991 ; ALBERGEL et al., 1991d)

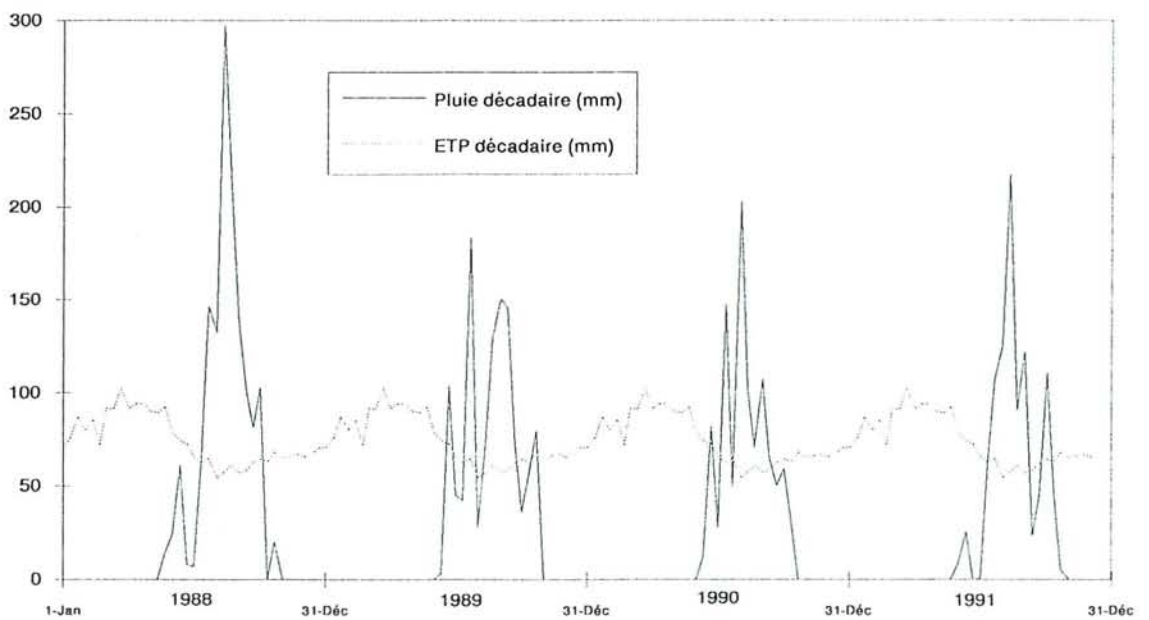


Figure II-8
Bilan climatique sur le bassin versant de Djiguinoum durant la période 1988-1991 (d'après ALBERGEL et al., 1991d)
(—— Pluviométrie ----- Evapotranspiration potentielle Penman)

atmosphériques (ou aérosols) proviennent essentiellement du Sahara et sont véhiculées par l'alizé continental (harmattan). Les dépôts éoliens actuels représentent un taux de sédimentation de l'ordre de 30 µm en milieu soudanien, une partie étant remobilisée (GAC et al., 1992 ; ORANGE, 1992). Il est important de noter que 25 % des apports annuels de poussières se font en saison des pluies modifiant ainsi la composition chimique des eaux de pluies. Pour une lame d'eau précipitée de 1380 mm an^{-1}, le dépôt sec (apport particulaire) est estimé à 40 g m^{-2} an^{-1} en domaine guinéen tandis que le dépôt humide (apport dissous dans l'eau météorique) est de 14 g m^{-2} an^{-1} (GAC et al., 1992 ; ORANGE, 1992). Les dépôts humides sont fortement minéralisés, riches en bicarbonates tandis que les dépôts secs sont riches en silice (quartz et argiles). Sur l'ensemble du bassin versant de Djiguinoum, le dépôt particulaire représenterait un poids d'environ 1030 T an^{-1} et un volume de 770 m^3 an^{-1}. En 1990, un échantillon de la pluie moyenne, recueillie par prélèvement cumulé et protégée de l'évaporation dans un fût (couche d'huile en surface), a été analysé et a montré non seulement une composition chimique équivalente à celle enregistrée en Afrique occidentale (ORANGE, 1992), mais également de fortes teneurs en chlorure de sodium dissous. L'influence océanique en est sans doute la cause.

3. BILAN CLIMATIQUE SUR LE SITE D'ÉTUDE

De 1986 à 1991, cinq années sur six ont connu un bilan déficitaire car inférieur à la normale (voir les tableaux II-1 et II-2) : 1989 a une pluviométrie proche de l'année de récurrence 1 année sèche sur 5 ; 1986, 1987, 1990 et 1991 ont une pluviométrie proche de l'année décennale sèche. Seule l'année 1988 avoisine la pluviométrie médiane. A l'échelle mensuelle, l'année 1988 a eu une répartition moyenne des pluies. En 1989, la saison des pluies a débuté assez tôt et les mois de juin et juillet ont été très pluvieux avec un total de 377.4 mm; en revanche, le mois d'août a été déficitaire (229.7 mm). En 1990, le mois de juin a été excédentaire, le mois de juillet a été proche du quartile inférieure et les mois d'août et de septembre ont été très déficitaires. En 1991, le déficit est prononcé au mois de septembre.

Les pluies journalières les plus fortes observées sont en valeur moyenne sur le bassin versant : 91.3 mm en 1988, 63.5 mm en 1989, 104 mm en 1990 et 89.7 mm en 1991. Un seul événement susceptible d'engendrer une crue dépassant la récurrence bi-annuelle a été observé (104 mm, le 8 août 1990).

La figure II-8 présente le bilan climatique de 1988 à 1991 (pluviométrie et évapotranspiration potentielle PENMAN) sur le bassin versant de Djiguinoum. L'ETP est supérieure à la pluviométrie d'octobre à juin, soit 9 mois de déficit hydrique. Sur trois annnées d'observation, le déficit pluviométrique s'élève à 1490 mm en moyenne avec un maximum de 1670 mm en 1990, valeur supérieure à la pluviosité de l'année.

4. CARACTÉRISTIQUES DU CLIMAT EN BASSE-CASAMANCE

Malgré la péjoration climatique actuelle, la Basse-Casamance demeure la région la plus arrosée du Sénégal, les précipitations étant supérieures à 1000 mm avec un gradient de pluviosité allant du nord-est au sud-ouest. L'isohyète 1600 mm se situait sur la façade atlantique en période humide (figure II-9).

Le climat de Basse-Casamance est caractérisé par l'alternance de deux saisons bien différenciées : une saison sèche quasiment sans aucune précipitation de novembre à mai

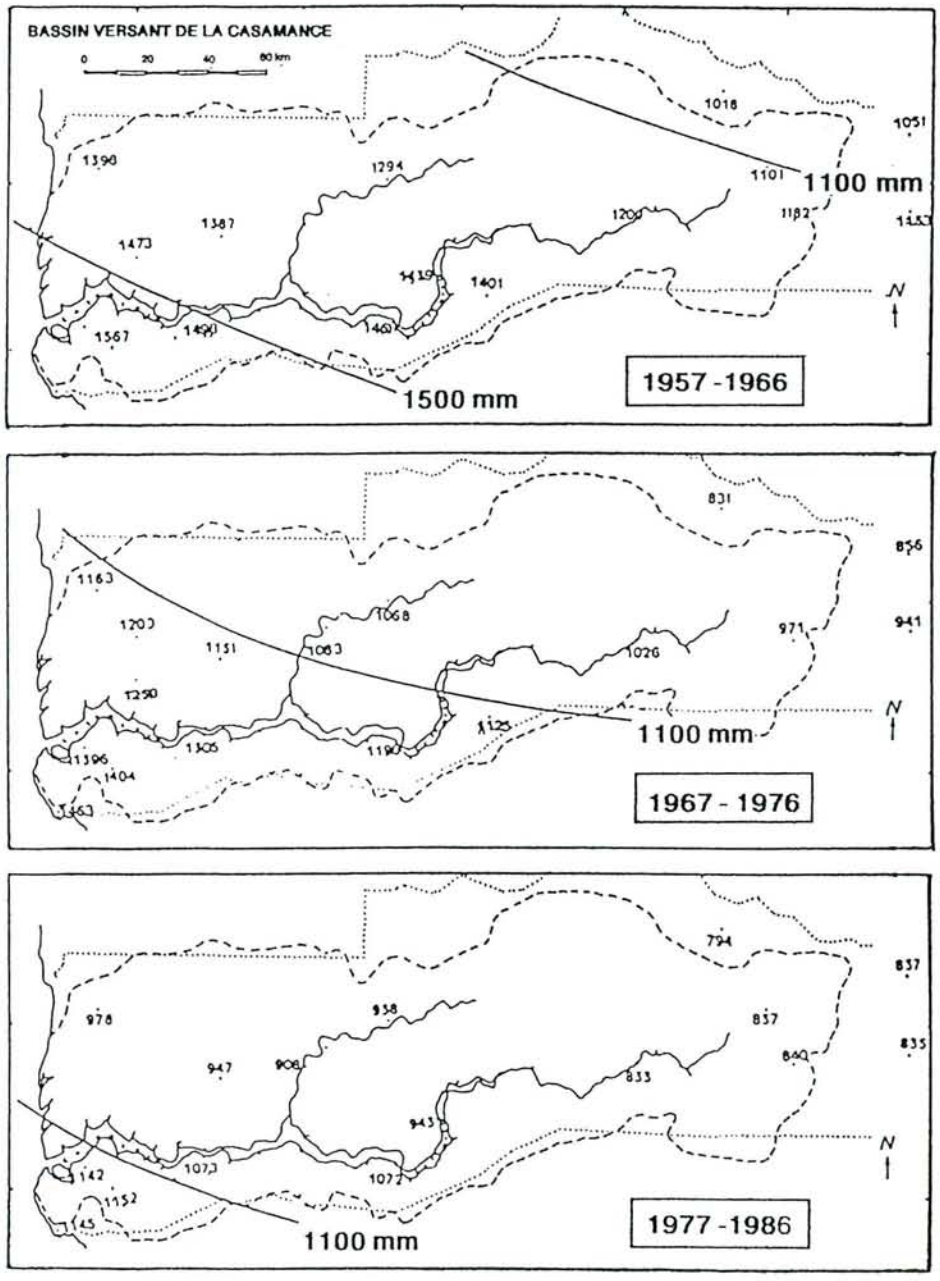


Figure II-9

Evolution des isohyètes 1100 mm et 1500 mm
au cours des trois dernières décennies en Casamance (d'après DACOSTA, 1989)

(7 mois) et une saison pluvieuse de juin à octobre (5 mois) avec un maximum diluvien en août.

Le climat est habituellement considéré comme étant de type tropical subguinéen (BRIGAUD, 1965 ; MICHEL, 1973) qui se définit par des précipitations supérieures à 1500 mm, une période sèche d'environ 6 mois, une température moyenne maximale de 30° et une hygrométrie élevée en saison des pluies. AUBREVILLE (1948) parle plutôt d'une variante maritime du climat soudanien. Ce climat singulier rompt l'agencement zonal des grands domaines climatiques d'Afrique de l'ouest (LEROUX, 1983). Dans l'étude de zonalité des climats de l'Afrique de l'ouest, LEROUX (1980) classe la Basse-Casamance dans le type "libéro-guinéen" qui est le climat guinéen pour lequel la mousson est caractérisée par un fort gradient atlantique austral. D'un point de vue hydrologique, il s'agit d'un climat tropical de transition (RODIER, 1964).

La tendance régionale actuelle s'inscrit dans la phase climatique sèche que subit la zone sahélienne d'Afrique de l'ouest (HUBERT et CARBONNEL, 1986 ; LE BORGNE, 1990). La persistance de cette situation fait progressivement basculer cette région dans le domaine soudanien dont la limite méridionale est matérialisée par l'isohyète 1200 mm. Le décalage des isohyètes vers le sud est clairement démontré sur la figure II-9. Cette évolution n'est pas sans conséquences sur la dégradation des milieux naturels (MICHEL, 1990 ; SIRCOULON, 1992) et en particulier sur celle des sols (GAVAUD, 1990).

5. CONCLUSION

L'analyse statistique des relevés pluviométriques de Ziguinchor a mis en évidence une période déficitaire qui semble débuter en 1968 et qui est caractérisée par plusieurs indices marquants d'aridification du milieu :

- une diminution des fortes pluies en nombre et en quantité ;
- une demande évaporative supérieure aux précipitations sur une période de l'année plus longue ;
- une occurence d'année sèche plus forte ;
- une forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations avec un rétrécissement de la période humide.

A l'échelle régionale, ces observations sont également valables (DACOSTA, 1989 ; 1992) et s'inscrivent dans la phase de sécheresse des pays sahéliens(4) (ALBERGEL, 1988). En étudiant les séries pluviométriques à long terme, certains auteurs font remonter le début de la sécheresse à 1960 (GUIRAUD et GREGOIRE, 1976 ; HUBERT et CARBONNEL, 1986) et même à 1930 avec une période de rémission de 1950 à 1958 (OLIVRY et CHASTANET, 1986). La longueur exceptionnelle de la sécheresse actuelle en fait une phase climatique éventuellement durable (BELTRANDO et al., 1986) et non plus un simple phénomène aléatoire. Le problème de la prise en compte d'une nouvelle période de référence trentenaire (1951-1990), qui a valeur de norme, est posé, mais reste

(4) Le terme de sécheresse, couramment employé, est peu précis et doit être nuancé. Il est parfois synonyme de catastrophe naturelle durable, mais il sous-entend souvent une anomalie ponctuelle. Or, un évènement rare n'est pas anormal en soi dans une chronique pluviométrique, car il a toujours une faible probabilité de se produire (MAHÉ, 1993). Le nombre d'événements anormaux augmente au fur et à mesure que le climat évolue et on peut parler de nouvelle norme ou de phase climatique à l'échelle humaine (HUBERT et CARBONNEL, 1986). La généralisation du terme à une région, le Sahel par exemple, suppose que des déficits soient enregistrés en tout lieu ce qui n'est guère le cas étant donné la forte irrégularité spatiale des précipitations (PAGES et al., 1986)

entier, notamment pour les aménageurs (SIRCOULON, 1992). Cette période déficitaire a de fortes répercussions sur les écoulements de surface et l'alimentation des cours d'eau, notamment le fleuve Casamance (DACOSTA, 1989). On retiendra :

- une diminution nette des écoulements en amont des bassins versants (voir figure I-3) qui entraîne des débits d'eau douce quasi-nuls sur la plupart des affluents de la Casamance ;
- une pénétration plus lointaine des eaux marines dans le réseau hydrographique, facilitée par l'absence de pente ;
- une contamination saline des sols et des eaux souterraines par les eaux marines qui se concentrent par évaporation dans les parties amont du réseau hydrographique.

Le raccourcissement de la saison des pluies et les risques accrus inhérents à l'occurence plus élevée d'épisodes secs et à la forte variabilité des apports ont des implications directes sur le cycle cultural des plantes. En culture pluviale, les besoins en eau sont en général globalement satisfaits, mais des défauts de croissance altèrent souvent la production. En culture submergée, des pluies tardives et une saison courte sont des facteurs limitants qui péjorent les rendements.

CHAPITRE III

LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE ET SON ÉVOLUTION RÉCENTE

Les sols de la Basse-Casamance et de la Moyenne-Casamance ont fait l'objet de nombreuses études cartographiques. Les travaux intégrant les différentes unités du paysage (plateau, versant, bas-fond) sont plus rares et se limitent surtout aux petites échelles : 1/1 000.000 (MAIGNIEN, 1961) ; 1/200 000 (BALDENSPERGER et al., 1968) ; 1/50 000 (PEREIRA-BARRETO, 1982) ; 1/500 000 (USAID, 1986) ; 1/100 000 (travaux en cours de PEREIRA-BARRETO).

La majorité des autres études prête une attention plus particulière à tel ou tel type d'unité morphologique :

- le plateau (BADIANE NIANE, 1984 ; STAIMESSE, 1967) ;
- le bas-fond (AUBRUN et MARIUS, 1980, 1986 ; MARIUS et CHEVAL, 1983 ; BRUNET, 1987 et 1988 ; VIEILLEFON, 1975 ; BOIVIN et LE BRUSQ, 1984).

Classiquement employée pour les études hydrologiques, l'échelle du bassin versant a l'avantage d'englober l'ensemble des unités morphologiques. Cependant, elle n'a été, jusqu'à présent, que très peu retenue pour les études strictement pédologiques, DIATTA (1972) et STAIMESSE (1967) l'ayant seulement abordée en partie. C'est sous cette angle original que nous situerons notre étude des sols.

Le présent chapitre ne se veut pas être une simple énumération des différents types de sol existant sur le bassin versant. Il s'attache non seulement à représenter leur distribution spatiale, mais également à décrire leur organisation le long d'un versant.

Les trois premières sections de ce chapitre placent le site d'étude dans le contexte géologique, géomorphologique et hydrogéologique de la région. La section suivante aborde la description proprement dite de la couverture pédologique du bassin versant en présentant les étapes successives permettant sa représentation cartographique. Dans un premier temps, la démarche est explicitée brièvement et les sols sont caractérisés par une toposéquence représentative. Ensuite, un modèle conceptuel d'organisation des sols le long d'un versant est proposé et décrit en détail. Son extension au reste du bassin versant marque l'ultime étape aboutissant à la présentation du document cartographique finalisé. Enfin, les deux dernières sections montrent les propriétés générales des sols et l'évolution saisonnière de la nappe.

1. LES FORMATIONS GÉOLOGIQUES

1.1. Le continental terminal

Les formations géologiques du bassin versant et plus généralement de la Basse-Casamance sont localisées dans la zone méridionale du bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien. La partie supérieure des formations tertiaires constitue une entité complexe désignée par le terme générique de "continental terminal". De nombreux auteurs se sont accordés sur l'origine continentale de cette formation qui est comprise entre les dépôts marins datés de l'éocène et la cuirasse ferrugineuse du pliocène-quaternaire. Des

observations récentes sur les dépôts du continental terminal montrent que ceux-ci ont des caractères de sédimentation à la fois de type continental et marin. Les structures sédimentaires sont généralement oblitérées dans les couches superficielles par une altération ferrallitique (LAPPARTIENT, 1985). En Basse-Casamance, le continental terminal résulte du développement d'une puissante frange d'altération recoupant des sédiments marins sablo-argileux glauconieux et pyriteux mis en place à l'éocène et au miocène (TESSIER et al., 1975). L'altération ferrallitique s'est développée surtout entre le miocène moyen (13 millions d'années) et le pleistocène inférieur (1 million d'années). Les formations récentes (postérieures à 1 million d'années) sont peu affectées par cette altération devenue faiblement latérisante (LAPPARTIENT, 1985).

Le continental terminal constitue une formation détritique présentant des niveaux sub-horizontaux, dont le principal faciès est un grès hétérométrique, argileux, bariolé et azoïque (MICHEL, 1973). La puissance de cette formation est très variable et peut atteindre une épaisseur maximale de 200 m (LAPPARTIENT, 1985). La partie supérieure est caractérisée par un grès argileux blanc présentant des volumes rougeâtre (taches, veines ou auréoles contenant des oxydes de fer). L'intense altération ferrallitique est marquée par des cuirasses ferrugineuses complexes d'épaisseur supérieure au mètre, parfois formées sur plusieurs niveaux, par l'omniprésence de l'argile kaolinique associée à un peu d'illite et par des mouvements de la silice. Ceux-ci s'expriment sous forme de quartz corrodés, de quartz nourris ou néoformés et de calcédoine (LAPPARTIENT, 1985).

Ces matériaux contiennent un petit nombre de minéraux stables associés à de faibles quantités de minéraux lourds (zircon, rutile, anatase, tourmaline...) très résistants à l'altération. Des grains de quartz émoussés, de taille variable mais surtout petits, sont souvent bien triés dans les couches ou les lentilles sableuses. Les sesquioxydes de fer sont associés soit à l'argile, soit aux éléments quartzeux sous forme d'incrustations. Ces constituants relativement résistants ont été réorganisés par des processus de différenciation pédologique.

Les grès constituent le matériau originel à partir duquel se sont formés les sols. Au cours du Quaternaire récent, une pédogénèse ferrallitique en période humide s'est développée donnant naissance à une couverture pédologique profonde (plusieurs mètres).

1.2. La sédimentation au Quaternaire récent

Durant cette période, les variations du niveau marin et les modifications climatiques ont façonné le paysage actuel de la Basse-Casamance (ELOUARD et FAURE, 1967).

Entre 31 000 et 17 000 ans BP, une importante régression, liée à la glaciation du Würm, a permis au fleuve Casamance et à ses affluents de creuser leur lit, durant les phases climatiques sèches, jusqu'au matériaux tertiaires du continental terminal. Le niveau de la mer s'est abaissé jusqu'à -120 m entre 20 000 et 17 000 ans BP.

A partir de 17 000 ans BP, durant la transgression du nouakchottien, à l'holocène moyen, le climat est devenu plus humide. Le niveau de la mer est remonté au niveau actuel vers 7 000 ans BP et a atteint son maximum vers 5 500 ans BP (+1 à 1.5 m). Le réseau hydrographique s'est à nouveau entaillé durant une phase climatique humide. L'embouchure de la Casamance est alors formée par un large golfe marin où la mangrove a fait son apparition sur sa bordure continentale, la sédimentation étant essentiellement marine.

Entre 3 900 et 3 500 ans BP, un courant nord-sud de dérive littorale, engendré par la houle de nord nord-ouest, a progressivement fermé ce golfe par des cordons littoraux (FAURE et al., 1974) et une zone lagunaire a permis le développement intense de la mangrove. La sédimentation marine s'est ralentie et l'estuaire de la Casamance, en se comblant par des vasières, a présenté la physionomie actuelle vers 1 500 ans BP. Le climat devenant alors plus sec a favorisé la transformation pédologique des sédiments. Plusieurs niveaux de terrasses sableuses, situées en bordure des formations exondées du continental terminal, se sont alors formés à la suite de la faible régression ayant suivi le maximum nouakchottien (KALCK, 1978). La dynamique sédimentaire semble actuellement ralentie, les apports fluviatiles et marins étant faibles. Cependant, il existe des remaniements locaux incessants (VIEILLEFON, 1977 ; DIOP et SALL, 1986).

Les palétuviers se sont installés sur des bancs vaseux ou sableux régulièrement découverts à marée basse ou sur des cordons littoraux à l'abri d'une forte agitation marine. Les avicennias, plus résistants à ces perturbations, ont formé la végétation pionnière. Dans ces abris calmes, les rhizophoras sont apparus ensuite, en avant et en arrière du peuplement d'avicennias. Leur réseau racinaire développé a ralenti les courants de marée et a favorisé une sédimentation importante. Le peuplement de rhizophoras s'est alors étendu progressivement vers les eaux libres au fur et à mesure du piégeage des sédiments. L'accumulation de matière organique et l'engorgement en eau des vasières a créé des conditions réductrices favorables au développement de bactéries sulfato-réductrices. Des composés sulfurés, notamment de la pyrite, se sont formés dans les sédiments, près des racines ou à l'intérieur de celles-ci (KALCK, 1978). Les vases argileuses ou sableuses sont en général peu épaisses mais recouvrent parfois le continental terminal sur une vingtaine de mètres (MARIUS, 1985). KALCK (1978) a montré que les argiles sédimentées dans l'estuaire sont principalement de type smectitique (beidellite ferrifère). Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'embouchure de la Casamance, la sédimentation continentale devient prédominante et les argiles de type kaolinite sont plus abondantes.

La pénétration moins profonde des eaux marines dans la forêt de palétuviers et leur évaporation prolongée ont augmenté la salinité des sédiments au coeur du peuplement. Les rhizophoras, moins tolérants, ont disparu et ont été remplacés par les avicennias, tandis que ceux, situés à l'avant de la mangrove, continuent à se développer au fur et à mesure de la sédimentation. La salinisation des sédiments s'intensifiant, les avicennias ont été également affectés et ont laissé place à des surfaces nues sursalées, les *"tanns"*(1). L'évaporation prolongée de ces tannes favorise leur aération. Des bactéries sulfato-oxydantes se développent et transforment les dépôts sulfurés en jarosite, cette transformation s'accompagnant d'une forte acidification du milieu (VIEILLEFON, 1977). Selon leur teneur en argile, trois faciès de tannes, sableux (<30 %), vaso-sableux et vaseux (>50%), ont été définis (SALL, 1982).

La formation des tannes est récente, antérieure à 1 500 ans BP, et leur extension correspondrait à un climat tropical devenant plus sec (KALCK, 1978). Ce processus se poursuit encore de nos jours et est, de surcroît, favorisé par les activités anthropiques

(1) Nom vernaculaire qui comprend le *tann vif* désignant une surface sans végétation et le *tann herbacé* occupé par une végétation halophile (marais à halophytes). Celle-ci est favorisée par des conditions géomorphologiques locales et un dessalement superficiel saisonnier (SALL, 1982). L'écriture françisée est *tanne*. D'après MARIUS (1985), le tanne correspond, dans les régions tempérées, au *schorre* (zone inondable temporaire), l'équivalent de la mangrove étant la *slikke* (zone intertidale).

(MARIUS, 1979 ; SALL, 1982). La transformation des sédiments de mangrove en tannes, qui est un processus pédologique, sera décrite plus en détail au chapitre VII.

L'évolution de la mangrove est donc dépendante de facteurs climatiques et sédimentologiques. Le comblement du golfe de Casamance a donc procédé selon deux systèmes de progradation liés, l'un au développement des cordons littoraux, l'autre à l'avancée des vasières occupées par la mangrove (KALCK, 1978).

1.3. le relief actuel

Les interfluves sont constituées par des surfaces régulières, relativement plates, dont l'altitude est généralement comprise entre 20 et 30 m. Ils marquent suffisamment le paysage pour que l'on puisse parler de plateau. A l'échelle de la Casamance, ces plateaux s'inclinent d'est en ouest. Les versants des vallées sont de forme convexe, la pente ne dépassant pas 3 %.

D'après MICHEL (1973), le relief de plateau s'est formé par l'entaille des dépôts supérieurs du continental terminal par les cours d'eau. Ceux-ci ont cheminé selon des accidents tectoniques activés par un mouvement de subsidence généralisé, intéressant plus particulièrement la partie littorale de la Casamance. Les vallées se sont creusées par étapes successives au cours des périodes sèches qui favorisent l'érosion mécanique (SAOS et al., 1987a).

Les niveaux indurés du continental terminal interviennent également dans le façonnement du relief. Ils affleurent dans certaines vallées casamançaises. L'existence d'un seul niveau dans la partie occidentale de la Casamance peut s'expliquer soit par une érosion des niveaux supérieurs, soit par soutirage et effondrement sur place des niveaux inférieurs (MICHEL, 1973). On verra plus loin que ce soutirage d'éléments minéraux est encore actuel.

Il existe une différenciation latérale des dépôts à la périphérie des plateaux. Elle est liée à l'existence de niveaux indurés pouvant modifier l'écoulement vertical des eaux météoriques. Les organisations ainsi exprimées peuvent être transmises au sol par héritage (CHAUVEL, 1977).

1.4. les formations aquifères

Certaines formations géologiques du bassin sénégalo-mauritanien sont aquifères. Trois systèmes superposés ont été mis en évidence à différentes profondeurs (GOUZES, 1961 ; LE PRIOL, 1983) :

- l'aquifère profond du maastrichtien (crétacé supérieur), situé à 600 m de profondeur, sa puissance étant d'environ 95 m.
- l'aquifère semi-profond du miocène, situé à 200 m de profondeur. Sa puisance est comprise entre 40 et 60 m.
- l'aquifère superficiel se localise sous les plateaux dans les sables argileux rouges du continental terminal ainsi que dans les sables marins et fluviatiles du quaternaire. Cet aquifère joue un rôle important dans le bilan hydrologique du bassin versant de la Casamance et dans les processus pédogénétiques.

Les travaux de GOUZES (1961) indiquent quelques caractéristiques hydrauliques de la formation aquifère du continental terminal. La nappe est continue et sa profondeur ne dépasse pas 30 m. Elle fluctue selon un rythme saisonnier, l'amplitude de ses variations dépendant de la pluviosité annuelle et de la nature des terrains traversés.

Cette formation constitue un milieu bien drainant, car sa perméabilité est forte. Celle-ci varie avec la texture des niveaux grèseux : 5.10^{-4} m s^{-1} dans les zones sableuses; 5.10^{-5} m s^{-1} dans les zones argileuses. Cependant, l'écoulement de la nappe est faible. Les niveaux indurés présentent une perméabilité très importante (10^{-3} m s^{-1}) qui est liée à leur structure très alvéolaire. L'écoulement de la nappe vers le marigot est alors très rapide, même avec un gradient hydraulique faible.

CHAUVEL (1977) indique que les eaux de nappe sont légèrement acides. Des éléments lixiviés sont présents, en particulier la silice (sous forme dissoute et colloïdale). Le fer existe, mais est peu abondant.

En bordure des vallées et en contre-bas des plateaux, l'alimentation de la nappe se fait en partie latéralement, le niveau induré servant de drain (BERTRAND, 1973). Ce niveau intervient également en amont modifiant ainsi, sur les plateaux, la percolation verticale des eaux. Cette modification du régime hydrique n'est pas sans conséquence sur l'évolution des sols (CHAUVEL, 1977).

Les travaux récents de LE PRIOL (1983), de SAOS et DACOSTA (1987) et de SAOS et al. (1987b) indiquent que, dans la période de sécheresse actuelle, le toit de la nappe s'est abaissé de plusieurs mètres sur l'ensemble du bassin versant de la Casamance.

2. ORGANISATION ET DISTRIBUTION DES SOLS

2.1. La démarche suivie

L'étude de l'organisation et de la distribution des sols du bassin versant comporte trois phases principales:

- Au cours d'une prospection préliminaire, nous avons creusé quelques fosses dans les différentes unités géomorphologiques du bassin versant : plateau, versant, bas-fond. Ces fosses ont été disposées le long de transects perpendiculaires aux axes de drainage (figure III-1). Les observations des profils ont permis de faire un lien entre la topographie et un certain agencement des sols entre eux.

- Parmi les différentes toposéquences, nous en avons choisi une pour une étude détaillée de l'organisation des sols. Il s'agit de la toposéquence de Fégroum (coupe AB sur la figure III-1). En reprenant les termes de BRABANT, 1991, cette toposéquence constitue notre modèle d'observation qui représente le système sol rencontré sur le site. Un schéma d'organisation des horizons entre eux sera proposé afin de définir différents sous-systèmes. L'extension de ce modèle à l'ensemble du bassin versant a été vérifiée et a permis de noter les éventuelles variantes.

- La cartographie des sols est réalisée en découpant le modèle en blocs verticaux selon la méthode préconisée par BRABANT (1991). Ces blocs caractérisent le sol pris comme système dynamique et structuré. L'échelle retenue pour le document final est le 1/30 000.

2.2. Les travaux de terrain

Ils se sont déroulés d'avril 1990 à février 1991. Environ 75 fosses ont été creusées le long des différents transects. Leur profondeur est systématiquement comprise entre 2 et 2.50 m. Une description classique a été réalisée et, pour certains profils, des échantillons de sol ont été prélevés pour les déterminations analytiques.

Sur la toposéquence de Fégroum, tous les profils ont été échantillonnés. Des sondages à la tarière ont permis d'atteindre les formations plus profondes. L'investigation est rapidement stoppée par un niveau ferrugineux induré, impénétrable à la tarière, pouvant se situer à plus de 6 m de profondeur en haut de séquence.

Pour compléter ces observations morphologiques, plus de 180 sondages à la tarière ont été effectués et décrits plus succintement. Une ancienne carrière de latérite, située en bordure sud-ouest du bassin versant, a permis l'observation du niveau ferrugineux induré.

Les documents de base disponibles sont:

. une couverture aérienne au 1/30 000 (mission IGN-SONED SEN 1984) prêtée par la Direction de l'hydraulique à Dakar,

. une carte topographique au 1/50 000 (feuille Ziguinchor ND-28-II-4b-2d).

Après la signature d'un accord de collaboration entre l'ORSTOM/Dakar et le PPFS de Ziguinchor (Projet de Protection des Forêts Sud), nous avons pu disposer, début 1991, d'une couverture aérienne au 1/10 000 (mission AFRIQUE AERO PHOTO-PPFS SEN avril 1990). Etant de très bonne qualité, celle-ci nous a permis de mieux accéder aux zones forestières et de s'y repérer avec plus de précision.

La toposéquence de FEGROUM est présentée sur la figure III-2. Sa longueur totale est de 1 250 m et sa dénivellée d'environ 20 m. Elle longe la piste allant à Ziguinchor et se trouve à proximité du village de Djiguinoum-Fégroum. Son orientation est approximativement sud-ouest nord-est. La pente est peu accusée (environ 3 %). On note une petite rupture de pente dans le bas du versant avant le raccordement avec le bas-fond. La partie supérieure de la toposéquence se situe en bordure du plateau qui culmine à 25 m et qui s'étend sur environ 1 km. Un levé topographique a été effectué en prenant comme cote de référence le radier du barrage anti-sel de Djilakoun (cote zéro).

La simple description macromorphologique permet d'organiser les horizons entre eux et de définir un modèle d'observation représentant le système sol rencontré sur la toposéquence de Fégroum. Cependant, pour mieux cerner les relations entre les différents sous-systèmes, une étude micromorphologique complémentaire serait nécessaire.

Le système sol comprend deux grands domaines, le domaine ferrallitique d'une part, et le domaine ferrugineux et hydromorphe d'autre part, constitués chacun par plusieurs sous-systèmes (figure III-3).

2.3. Le domaine ferrallitique

Il englobe la partie amont du modelé c'est à dire la zone des plateaux. On y distingue deux sous-systèmes:

2.3.1. Le sous-système sol rouge

Il est localisé sous la forêt sèche et sous les cultures, au sommet des interfluves.

Il est constitué par un seul type d'horizon (B rubéfié) d'aspect homogène. Cet horizon est très épais (plus de 4 m) et possède une coloration rouge brique (2.5 YR) indiquant une forte teneur en oxy-hydroxydes de fer de type hématite (FRITSCH et al., 1990). Il présente une structure micro-agrégée généralisée qui est constituée par des pseudo-particules et qui crée une micro-porosité favorable au drainage vertical des eaux pluviales. La stabilité de cette structure, associant argile, fer et silice, est forte. Les grains de quartz sont hétérométriques, émoussés, parfois luisants ou incrustés d'oxydes de fer. La texture

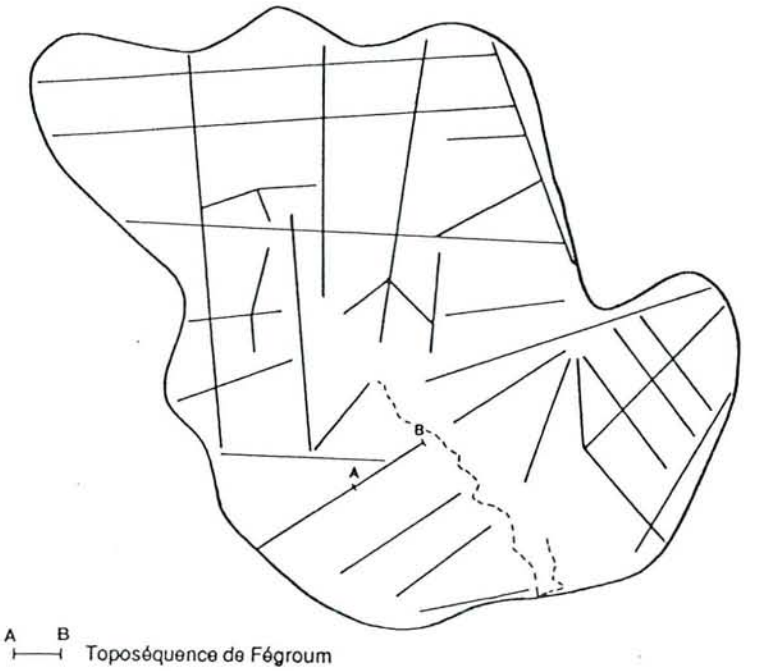


Figure III-1
Localisation des toposéquences étudiées dans le bassin versant de Djiguinoum

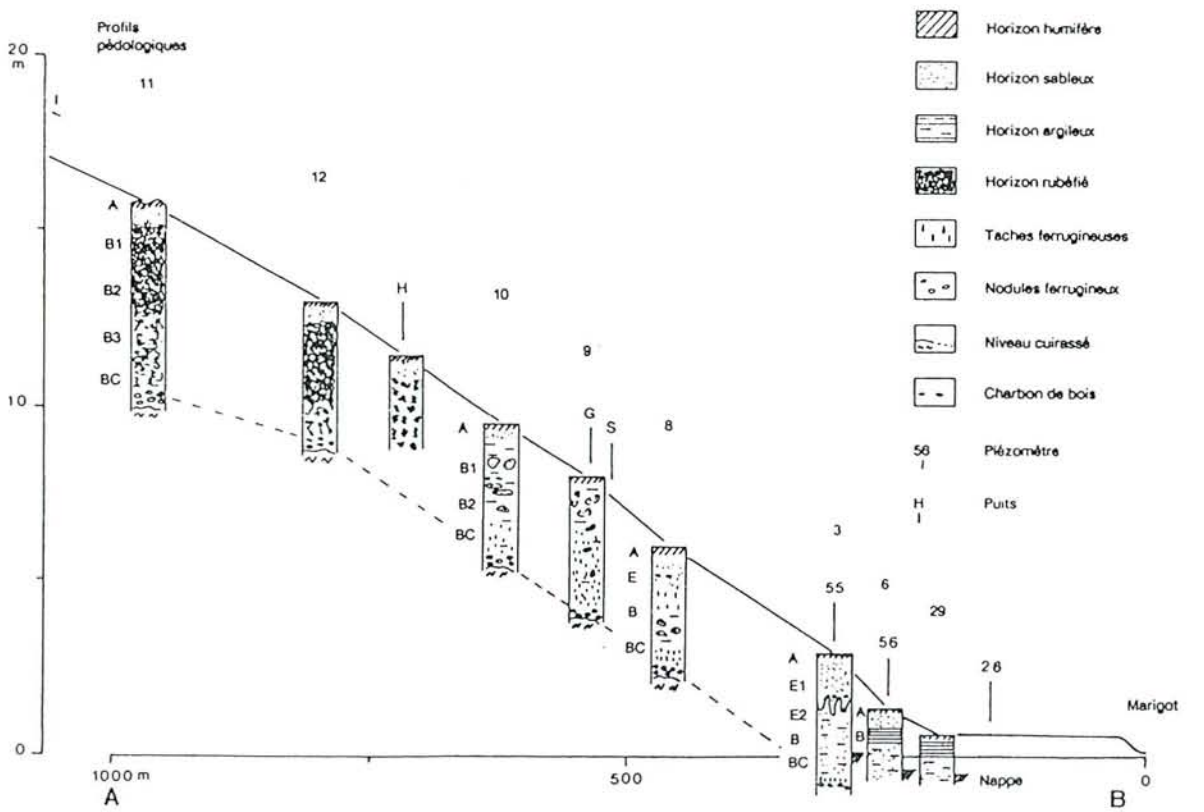
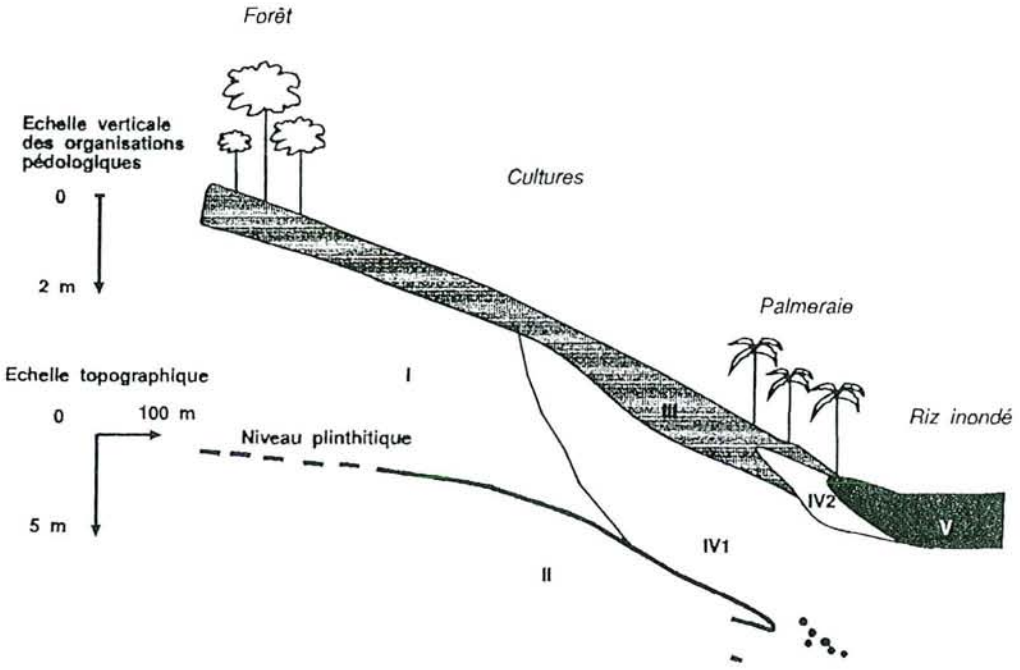


Figure III-2
Description pédologique de la toposéquence de Fégroum



Domaine ferrallitique

I système sol rouge

II système cuirassé

Domaine ferrugineux et hydromorphe

III système appauvri

IV système hydromorphe

1 à pseudo-gley (sol beige)

2 éluvial (sol gris)

V système colluvio-alluvial

(sols hydromorphes et sulfatés acides salés)

Figure III-3

Modèle d'organisation des sols de la toposéquence de Fégroum

est argilo-sableuse, le pH très acide (entre 4 et 4.5), la teneur en Fe_2O_3 total supérieure à 1.5% et les remaniements fauniques importants.

L'organisation pédologique de ce système met en jeu plusieurs mécanismes : libération de silice par dissolution du quartz et migration hors du système, créant une accumulation relative en argile et en fer ; accumulation absolue d'argile et de fer par lessivage vertical en provenance des organisations supérieures ; rubéfaction par piégeage des oxydes de fer peu ou mal cristallisés sur les particules argileuses, constituant avec les grains de quartz la structure pseudo-particulaire.

Le développement en profondeur du sous-système sol rouge par le phénomène de rubéfaction est un processus bien identifié sous climat humide contrasté. A moins de 1200 mm de pluviométrie annuelle, ce processus tend à se ralentir et les pertes de matière en surface (érosion mécanique) deviennent prépondérantes (FAUCK, 1972).

Le sous-système sol rouge est en relation avec le sous-système appauvri, qui l'alimente en argile et en fer. En aval, il se transforme progressivement en sous-système hydromorphe à pseudo-gley, lorsque les conditions de drainage deviennent moins favorables.

En profondeur, le passage au sous-système cuirassé se fait par un niveau argilo-sableux, d'aspect foliacé et constitué de volumes rouges (riches en hématite) et blancs (kaolinite et quartz). L'aspect hétérogène de ce niveau contraste avec l'ensemble homogène que constitue le sous-système sol rouge.

2.3.2. Le sous-système cuirassé

Il se caractérise par une cuirasse ferrugineuse compacte et surmontée par un niveau gravillonnaire de faible épaisseur. Celui-ci est formé par des nodules à ciment ferrugineux qui sont soit bien individualisés (couleur rouge sombre), soit entourés d'une auréole jaune rouille indiquant leur altération. La coalescence de ces nodules généralise l'induration en générant de nombreux vides, comblés par une matrice argilo-sableuse.

Le toît de la cuirasse suit sensiblement le modelé, sa profondeur étant encore importante en bas de versant (environ 3 m). Nos observations montrent que ce sous-système est dans l'ensemble hétérogène: celui-ci comporte différents niveaux, parfois discontinus, qui correspondraient à l'induration d'anciens dépôts sédimentaires par un ciment ferrugineux.

Nous n'avons pas d'éléments suffisants pour dire si le système cuirassé se différencie latéralement (par exemple par une diminution de sa puissance et de sa compacité). La circulation interne de l'eau, favorisée par le pendage plus important sur le versant, aurait constitué autrefois l'élément déterminant de cette différenciation (BERTRAND, 1973). Actuellement, de par sa position profonde (voir au chapitre V), la nappe ne peut remplir ce rôle.

On notera que la cuirasse se désagrège en bas de versant, sous l'effet des fluctuations annuelles de la nappe, ou bien peut être encore présente sous les sédiments du bas-fond.

2.4. Le domaine ferrugineux et hydromorphe

Il correspond à la plus grande partie des versants et au bas-fond. Il comprend trois sous-systèmes :

2.4.1. Le sous-système appauvri

Il est bien exprimé sur l'ensemble du versant. En amont, il constitue la partie supérieure du sous-système sol rouge et en aval celle du sous-système hydromorphe à pseudo-gley.

Il est caractérisé par un horizon humifère (A) de faible épaisseur (< à 20 cm). Le pH est acide en amont (entre 5 et 6) et devient plus acide en aval (entre 4 et 5). La teneur en Fe_2O_3 total est inférieure à 1 % et celle en matière organique diminue de l'amont (entre 1 et 1.5 %) à l'aval (<0.5 %). La structure micro-agrégée se dégrade (horizon plus compact) en présence de matière organique (acides fulviques). La liaison argile-fer devient instable. La texture est argilo-sableuse à sableuse. Des réorganisations pelliculaires de surface apparaissent, notamment sous cultures, entraînant une modification du comportement hydrique du sol.

Le processus d'appauvrissement est régi par deux mécanismes: une érosion sélective de la fraction argileuse et le lessivage vertical ou oblique des éléments organiques et minéraux (acides fulviques, kaolinite, silice, hydroxydes de fer, bases et aluminium non silicaté : FAUCK, 1972). L'intensité des phénomènes diminue avec la profondeur, les effets se cumulant en surface. Les pertes en éléments fins (argile et oxyhydroxydes de fer) se traduisent par une accumulation relative en éléments grossiers en surface.

2.4.2. Le sous-système hydromorphe

Il correspond à la partie inférieure du versant soumise aux mouvements saisonniers de la nappe phréatique et également à des engorgements temporaires pendant l'infiltration des eaux pluviales. Subissant des périodes de saturation et de dessication plus ou moins prolongées, il est le siège de la redistribution du fer par mobilisation et par concentration. Durant la saison des pluies, le gradient piézométrique permet l'écoulement de l'eau vers le bas-fond, entraînant ainsi les éléments dissous (silice, fer ferreux...).

Selon l'intensité de la lixiviation, on distinguera, au sein du sous-système hydromorphe, deux types d'organisation pédologique dont la différenciation se fait selon une composante latérale :

- le sous-système à pseudo-gley

Il se localise sur les versants des interfluves entre le sous-système appauvri et le sous-système cuirassé, généralement sous une végétation forestière.

Il comprend un horizon B, dont les caractéristiques sont:

- une coloration brun jaune (ocre, 7.5 YR) à brun pâle (beige, 10 YR) indicatrice de la présence d'oxyhydroxydes de type goethite (FRITSCH et al., 1990) ; cette coloration d'ensemble est rarement homogène, car des volumes blanchis, constitués de sables lavés, sont apparents; ces volumes augmentent vers l'aval délimitant des taches aux contours irréguliers; les volumes colorés par les oxydes de fer dominent en profondeur,
- une structure massive liée à la dégradation de la structure micro-agrégée,
- une teneur en Fe_2O_3 total inférieure à 0.5 % avec des concentrations localisées sous formes d'amas rouges et de nodules plus ou moins indurés,
- une texture argilo-sableuse à sablo-argileuse,
- une teneur en matière organique faible (<0.5 %),
- une activité faunique forte.

L'organisation des constituants de ce sous-système est déterminée par la transformation du système sol rouge sous l'action de plusieurs mécanismes: rupture de la liaison argile-fer-squelette quartzeux ; migration de l'argile et du fer vers l'aval du système, selon une

composante latérale dominante ; concentration localisée du fer à la base du système; diminution de la capacité d'infiltration (niveaux d'engorgement temporaire). Pour résumer l'ensemble de ces mécanismes, CHAUVEL (1977) parle d'un processus de "déferrallitisation", dont le moteur principal serait l'ultra-dessication du sol. Les liaisons entre les particules (argile, oxyhydroxydes de fer, matière organique) sont rompues au cours de la dessication extrême de la surface du sol provoquant l'appauvrissement du profil en éléments. Le régime hydrique du sol se modifie favorisant les mécanismes de transformation des sols rouges en sols beiges. L'intervention humaine sur le couvert végétal (déforestation, savanisation) est un facteur supplémentaire qui accélère le processus de déferrallitisation surtout lorsque les conditions climatiques deviennent de plus en plus contrastées (CHAUVEL, 1977 ; KALOGA, 1990). La transformation du système sol rouge est rapide dans l'espace (quelques centaines de mètres).

La modification de la couleur (rouge →rouge-orangé →orangé →ocre →beige) est le principal indicateur de cette transformation. La mobilisation et la lixiviation du fer se produit d'amont en aval aux dépens de l'hématite, la matière organique et l'hydromorphie en étant les principaux facteurs (KALOGA, 1990).

- le sous-système éluvial

Il constitue le terme ultime de la différenciation latérale : le fer a pratiquement disparu (0.1% de Fe_2O_3 total) et la fraction grossière domine (80 à 85 % de sables). Les éléments liés aux grains de quartz ont été exportés en aval du système. Ceux-ci, complètement blanchis (coloration 10 YR, donnant un ensemble blanc en sec et gris en humide), forment un horizon plus ou moins boulant, présentant de nombreux vides qui attestent du soutirage des éléments minéraux. Le pH est acide (entre 4 et 5).

Dans ce sous-système, on a retrouvé un bloc de grès ferrugineux isolé et fortement altéré (couleur ocre jaune). La présence de striures en surface témoigne sans doute d'une circulation intense de l'eau. On a observé, également sur un site ponctuel, une disposition particulière des sables blanchis, faisant apparaître les reliques d'une ancienne sédimentation croisée. Cela tendrait à prouver que la pédogénèse ferrallitique et déferrallitique a conservé la structure de la roche-mère, à moins qu'il ne s'agisse de la roche- mère elle-même.

Ce sous-système s'emboîte dans le sous-système appauvri et surmonte le sous-système à pseudo-gley.

2.4.3. Le sous-système colluvio-alluvial

Il se situe à l'aval de la séquence et accumule les éléments exportés durant la différenciation des divers sous-systèmes.

Dans les zones concentrant l'écoulement de surface et/ou souterrain, les particules argileuses se déposent et forment avec les oxyhydroxydes de fer des strates annuelles bien visibles. Il semblerait que les dépôts d'argile précèdent dans le temps ceux d'oxydes de fer. Les premiers proviendraient de l'écoulement de surface et de la décantation des matières solides pendant la saison des pluies, tandis que les seconds seraient plutôt dus au suintement plus tardif de la nappe d'interfluve.

Le colluvionnement des matériaux est influencé par les intrusions d'eau marine qui imprègne les sédiments et permet l'installation de la mangrove. La sécheresse climatique concentre l'eau de mer et favorise la salinisation de ces matériaux. La sécheresse artificielle, créée par l'aménagement anti-sel, provoque une maturation superficielle du sol accompagnée par une forte acidification (pH<3) : précipitation de jarosite et de sulfates

métalliques (aluminium, fer et magnésium, LE BRUSQ et al., 1987). La nappe salée et acide disparaît de la surface en saison sèche et se recharge très rapidement avec les premières pluies.

Le sous-système est peu développé verticalement, son épaisseur est généralement inférieure au mètre. Il présente une hétérogénéité spatiale forte provenant des différentes phases de colluvionnement. Il présente un horizon B argileux à argilo-sableux. En profondeur, on observe un matériau présentant des intercalations de lits sableux et argileux. Le pH est très acide (de 3 à 5) et la salinité croissante du bas de versant au marigot. La teneur en Fe_2O_3 total est de l'ordre de 1%. On note localement la présence d'horizons de mangrove enfouis, caractérisés par une consistance faible et des teneurs élevées en soufre total, en aluminium échangeable et en matière organique.

La présence de sels solubles et de soufre permet de différencier deux grands ensembles de sols: les sols hydromorphes "sensu stricto" et les sols sulfatés acides (BRUNET, 1988).

▲ les sols hydromorphes "sensu stricto", sont situés dans la partie supérieure de la vallée et dans la zone de raccordement du plateau au bas-fond. Ils sont pour la plupart occupés par les rizières de nappe. Ils peuvent présenter des signes de contamination par le sel, notamment dans les horizons inférieurs. Mais, ils sont en général peu salés, sauf lorsqu'ils sont proches du lit du marigot. Certaines zones présentent en surface des efflorescences blanches de sulfates d'aluminium, mais dans l'ensemble l'aluminium échangeable est très peu présent. Le pH est généralement acide avec des valeurs situées entre 4 et 6.5.

On note la présence de quelques terrasses résiduelles situées en bordure de vallée ou isolées dans la vallée. Les sols sont limono-sableux en surface et sableux en profondeur. Ils ne sont pas salés et présentent un pH compris entre 4 et 5 avec des teneurs en aluminium échangeable inférieures à 1 méq/100g (BRUNET, 1988).

▲ les sols sulfatés acides sont caractérisés par une teneur en soufre total importante et par la présence ou non de la jarosite. Ce minéral constitue un indicateur du degré d'évolution chimique des sols sulfatés acides. Cette évolution est liée aux conditions oxydantes favorisées par une exondation artificielle des sols. Leur maturation physique, marquée par une structuration du matériau de surface, en est également une conséquence. L'acidification est généralisée: le pH est inférieur à 4.5 et diminue avec la profondeur, les valeurs pouvant atteindre 2.5.

L'aluminium échangeable est partout présent avec des teneurs élevées en profondeur (>10 $mmol_c$/100 g[(2)]). Ces sols sont tous salés, les valeurs de salinité augmentant vers la profondeur et pouvant devenir très élevées (>10 dS m^{-1}). Ils se répartissent principalement dans la partie centrale de la vallée, le long du marigot. Ils peuvent être nus ("tanne vif") ou bien occupés par une végétation acidophile ("tanne herbacé"). Celle-ci est composée essentiellement de cypéracées, notamment d'*Eleocharis mutata.*

2.5. Distribution spatiale des sols

Nous allons utiliser la méthode proposée par BRABANT (1991) pour représenter, sur un document cartographique, la distribution spatiale des sols du bassin versant à partir du modèle d'organisation tridimensionnel, décrit précédemment. Cette méthode permet de

(2) $mmol_c$ signifie millimole charge et correspond au milliéquivalent (méq)

définir différents types de sol en découpant le modèle en blocs verticaux et de les caractériser ainsi par un ou plusieurs sous-systèmes.

Les sols du bassin versant se répartissent dans le paysage de la manière suivante (figures III-4 et III-5) :

* au sommet des plateaux, on trouve le domaine des sols ferrallitiques partiellement désaturés sur matériau argilo-sableux du continental terminal. Ces sols sont profonds (plusieurs mètres) et se caractérisent par leur couleur rouge plus ou moins prononcée et par leur structure pseudo-particulaire. Les variations de couleur sont suffisamment nettes pour que l'on puisse distinguer deux types de sol : les sols rouges "sensu stricto" et les sols orangés. L'horizon supérieur est appauvri en argile et faiblement organique. Les sous-systèmes III, I et II (figure III-3) caractérisent ces sols.

* la bordure de plateau et le versant de la vallée sont occupés par les sols ferrugineux tropicaux qui constituent un terme d'évolution des sols rouges. Leur couleur ocre ou beige est due au processus de déferrallitisation des sols rouges qui s'opère par suite de la modification de l'organisation des constituants (sous-systèmes III, IV1 et II). Les sols ocres diffèrent des sols beiges par une structure qui s'apparente plus à la structure pseudo-particulaire des sols ferrallitiques

* le bas de versant est constitué par des sols hydromorphes présentant un faciès sableux généralisé. Ils sont appelés sol gris et forment le terme ultime de la transformation précédente (sous-systèmes III, IV2 et IV1).

* ces sols se prolongent dans le bas-fond par des sols dont l'horizon supérieur argileux et organique repose à une profondeur variable sur un matériau sableux, dans la partie haute et moyenne de la vallée, ou argilo-sableux, dans la partie basse. Celle-ci constitue le domaine des sols sulfatés acides (figure III-5). Un horizon organique, enfoui dans certaines zones de la partie basse, correspond à une relique de mangrove et atteste du comblement de la vallée par des matériaux colluvionnés en provenance des plateaux (sous-systèmes V et IV1).

La planche photographique P2 présente les principaux sols du bassin versant.

Une estimation des surfaces occupées par ces différents types de sols est donnée dans le tableau suivant (tableau III-1) :

Tableau III-1

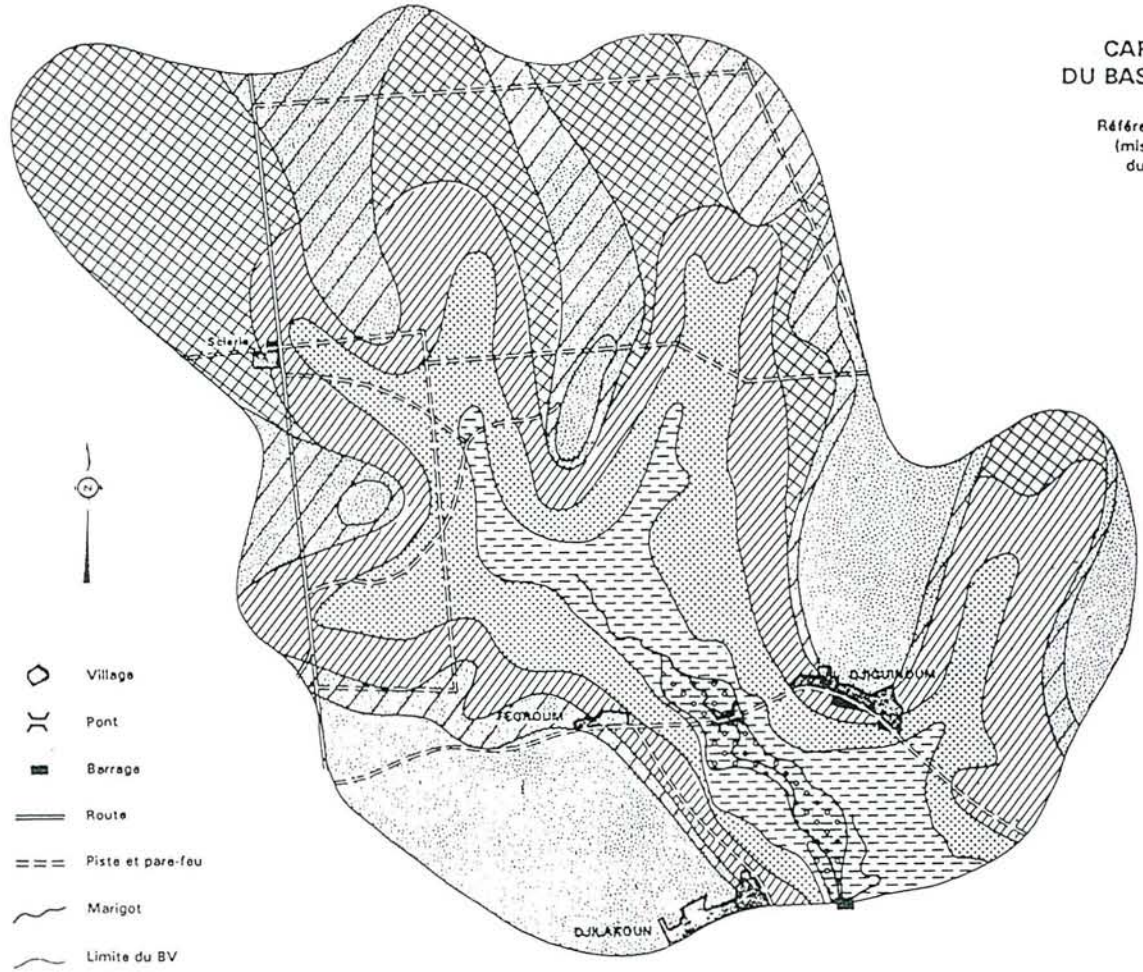
Distribution spatiale des sols du bassin versant de Djiguinoum en 1990

Type de sol	Superficie (km^2)	Taux (%)
Sols rouges	4.260	16.55
Sols orangés	4.350	16.90
Sols ocres	5.339	20.74
Sols beiges	5.410	21.02
Sols gris hydromorphes	4.134	16.06
Sols hydromorphes à colluvions	1.905	7.40
Sols sulfatés acides	0.342	1.33
Surface totale	25.740	100

Figure III-4

CARTE MORPHO-PEDOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE DJIGUINOUM

Références: photographies aériennes au 1/30.000 (mission IGN/SONED, 1984) et carte des sols du bas-fond au 1/10.000 (BRUNET, 1988)



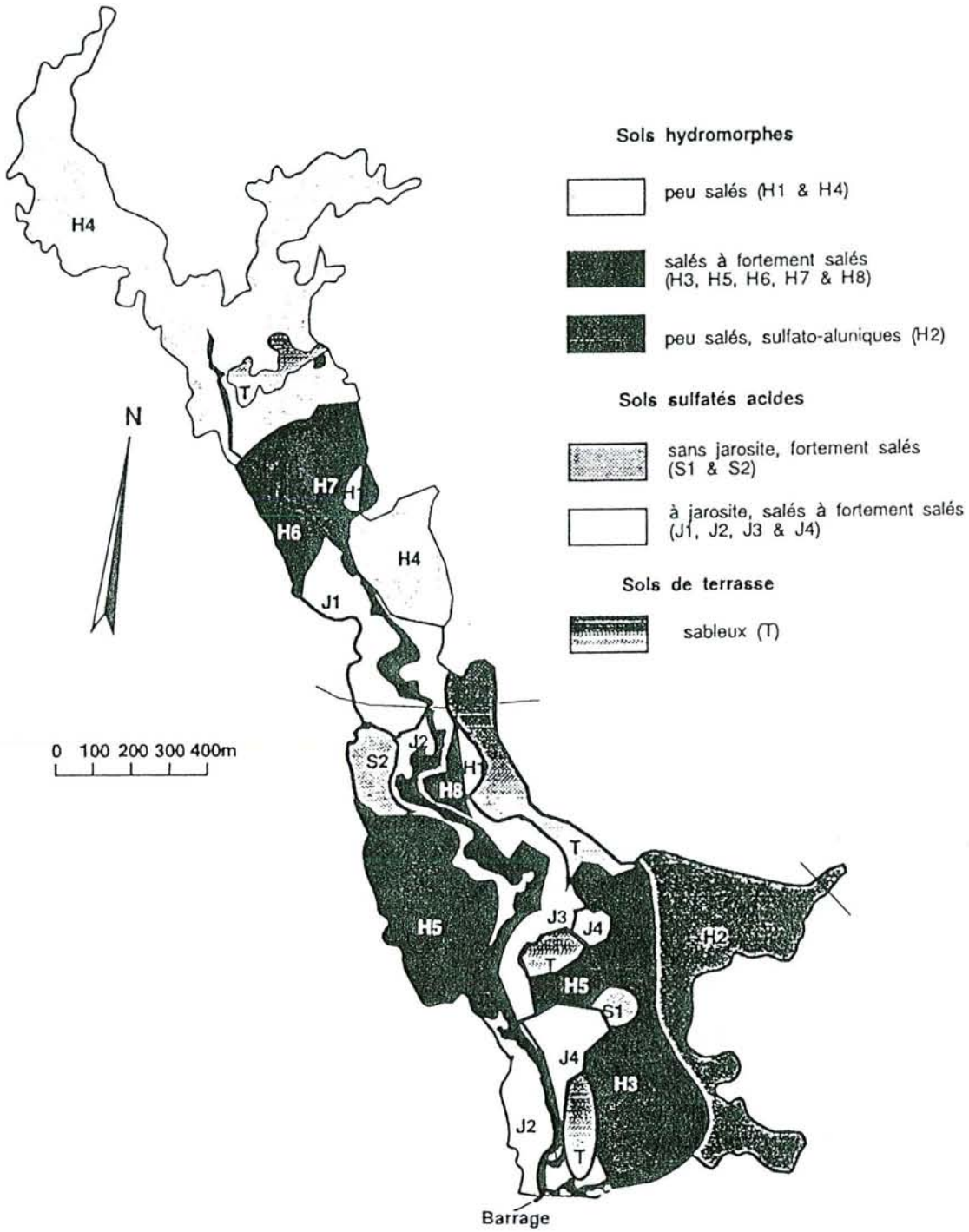
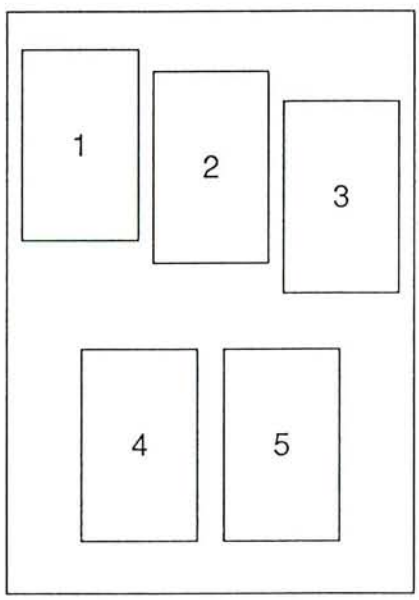


Figure III-5
Carte des sols du bas-fond de Djiguinoum
(d'après BRUNET, 1988)

Planche photographique P2

Les sols du bassin versant



Sol de plateau :

1 Sol ferrallitique (sol rouge) :
la zone la plus foncée correspond à un état humide

Sols de versant :

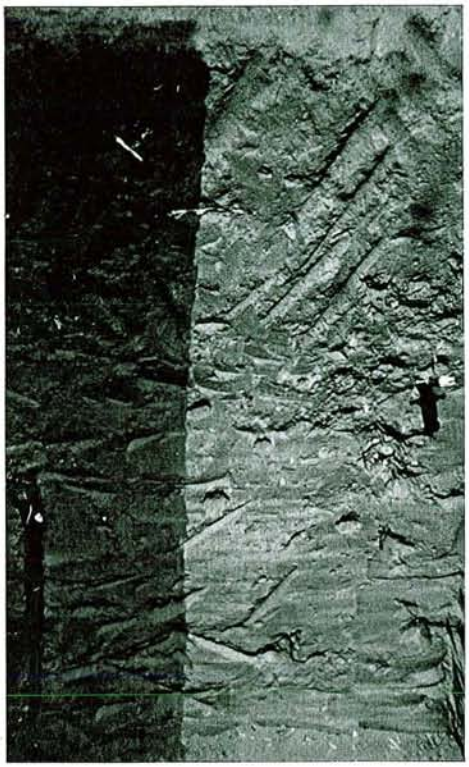
2 Sol ferrugineux à taches et concrétions (sol beige)

3 Sol hydromorphe sableux (sol gris) à deux états d'humidité

Sols de bas-fond :

4 Sol hydromorphe salé à colluvions argilo-sableux (*tanne herbacé*)

5 Sol sulfaté acide à jarosite, très salé (*tanne vif*)



3. PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES DES SOLS

3.1. Les propriétés physico-chimiques

Les caractéristiques physico-hydriques seront présentées au chapitre V pour les sols du plateau et VIII pour les sols du bas-fond. Seules les principales caractéristiques physico-chimiques des sols sont rappelées dans cette section à partir des travaux de BRUNET (1988) et de MONTOROI (1992d).

* La figure III-6 indique la répartition verticale du taux d'argile dans trois profils de la toposéquence de Fégroum (figure III-2). On remarque la très nette différenciation entre les profils situés sur le plateau et ceux localisés sur le versant. La perte en éléments fins se fait selon un gradient latéral. L'horizon éluvié du profil P3 est bien marqué. Le profil P6, situé au bas du versant, montre une teneur en argile plus élevée dans les horizons supérieurs, les matériaux fins étant transportés dans les colluvions.

Nous nous sommes intéressés à la fraction sableuse de plusieurs profils selon différentes profondeurs. Les courbes de répartition en classes de granulométrie illustrent les résultats obtenus pour deux profils, l'un situé sur le versant, l'autre dans le bas-fond (figures III-7a et III-7bd). Ces courbes ont une allure sensiblement identique sur l'ensemble de la séquence. La distribution des particules est uni-modale ce qui montre un bon tri des grains de quartz lors du dépôt. La classe 0.125-0.160 mm domine partout avec des teneurs comprises entre 20 et 35 %. Au raccordement avec le bas-fond, un second mode apparaît et la courbe de répartition présente une base plus élargie. Il s'agit de dépôts moins triés à cause d'apports variés par colluvionnement.

* Le pH est nettement acide (entre 4 et 5) pour tous les profils du versant. Il existe une acidité potentielle généralement modérée pouvant devenir forte localement (en surface pour P10 et P3 ou en profondeur pour P6 et P29). Dans le bas-fond, l'acidité des sols devient très forte, le pH atteignant des valeurs inférieures à 3 dans le domaine sulfaté acide.

* La CEC est faible (<5 mmol$_c$/100g) sur l'ensemble de la séquence : les argiles 1/1 de type kaolinite caractérisent ces sols. On notera des valeurs quasi-nulles dans l'horizon éluvié de P3.

Le complexe n'est jamais saturé et les bases échangeables sont en faible quantité. Le taux de saturation est inférieur à 40 % sur le plateau ainsi que dans le bas du versant. Il est supérieur à cette valeur pour les profils intermédiaires, comme P10 dans le premier mètre et P9 sur l'ensemble du profil. Il est variable pour les autres profils.

Dans tous les sols du versant, le complexe comporte de l'aluminium échangeable, la teneur étant inférieure à 1 mmol$_c$/100g. Les valeurs sont un peu plus élevées dans la partie supérieure de la séquence. Dans certaines zones du bas-fond, l'aluminium échangeable atteint des teneurs dix fois plus fortes.

* Les teneurs en Fe_2O_3 total sont élevées (1.5 à 2 %), en haut de séquence, sur les profils du plateau. Elles diminuent brutalement (<0.5 %) sur les profils du versant (P10, P9 et P3). Les valeurs remontent sensiblement (environ 1%) en bas de séquence, dans les horizons de surface.

* Les sols sulfatés acides présentent des teneurs en soufre significatives, de 3 à 5 % en profondeur, dix fois moins en surface (BRUNET, 1988).

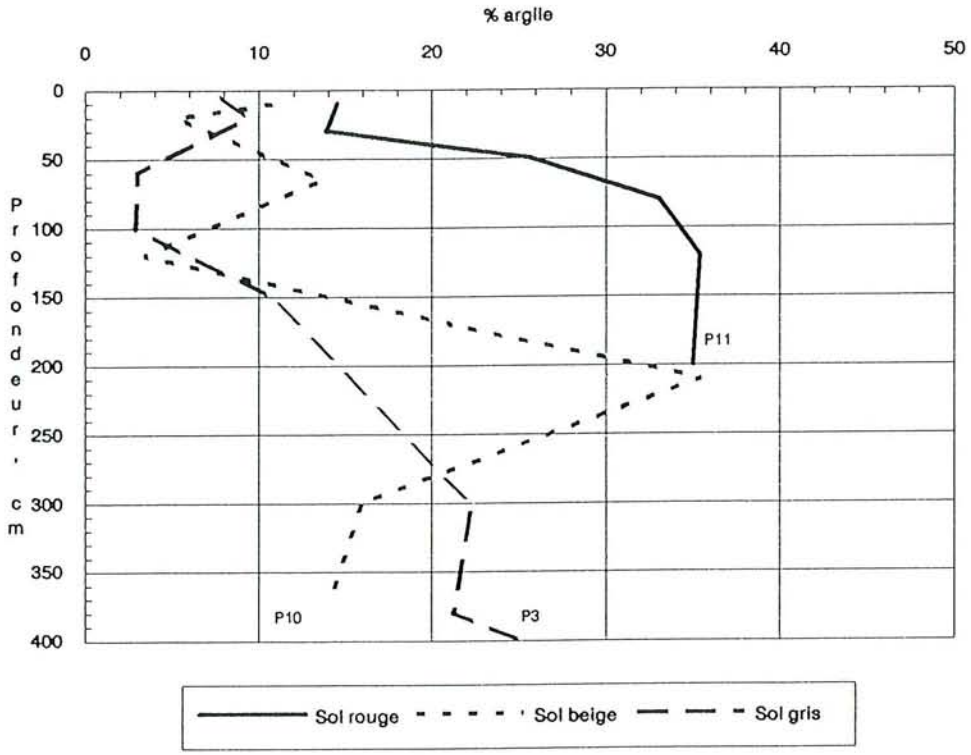
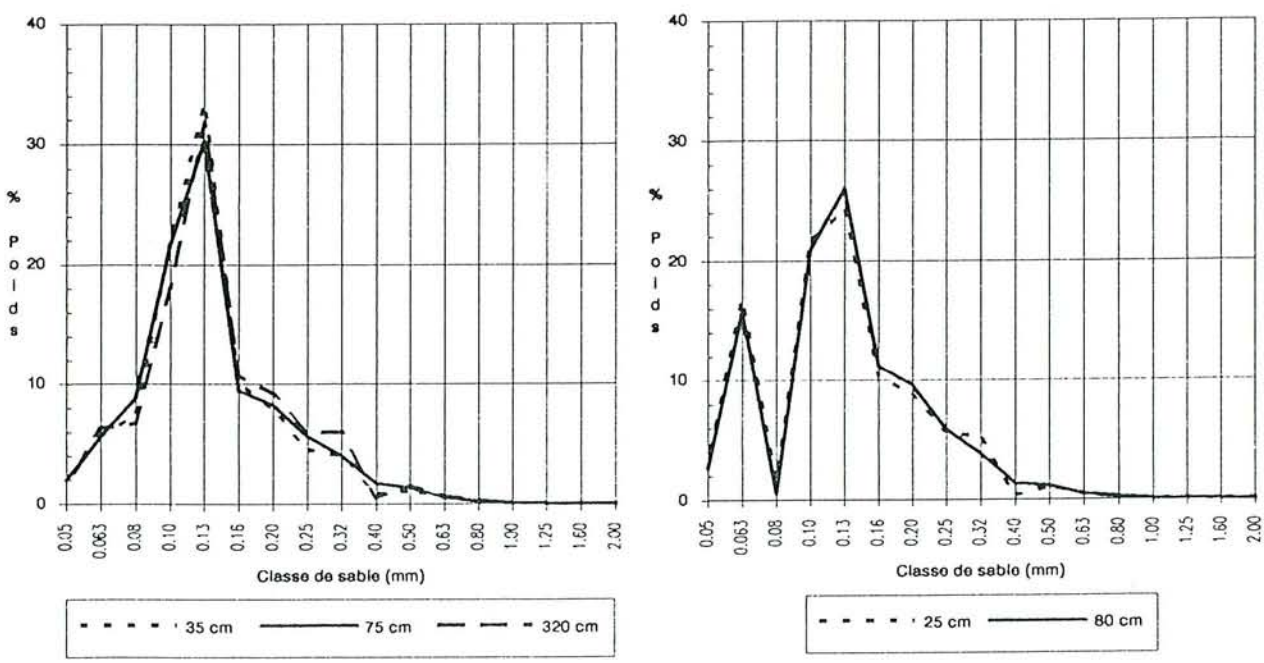


Figure III-6
Répartition de l'argile dans quelques sols de la toposéquence de Fégroum
(voir la figure III-2 pour la localisation des sols)



a : sol ferrugineux de plateau

b : sol hydromorphe de bas de versant

Figure III-7
Granulométrie des sables de deux types de sol

3.2. La dégradation chimique des sols du bas-fond

La contrainte chimique, qui empêche toute mise en valeur des sols, est exprimée par trois paramètres indicateurs, le pH et la conductivité électrique, mesurés sur extrait aqueux 1/5, ainsi que l'aluminium échangeable.

L'évaluation des surfaces dégradées a été réalisée par planimétrie de cartes monoparamétriques donnant l'état de la situation en mars 1988 (BRUNET, 1989). Celles-ci ont été dressées pour les horizons 0-10 cm, 20-30 cm et 50-60 cm qui intéressent directement le développement racinaire du riz. Pour chacune de ces cartes, les valeurs des paramètres indicateurs, mesurés sur 58 sondages, ont été réparties en classes.

Les surfaces occupées par chacune de ces classes, évaluées soit en hectares, soit en pourcentage de la superficie totale de la vallée (153 ha), sont rassemblées dans le tableau III-2.

4. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DE LA NAPPE

Par ses fonctions de réservoir aquifère et de vecteur des solutions, la nappe joue un rôle important dans les processus pédogénétiques. Il est donc intéressant d'en connaître sa localisation actuelle par rapport aux organisations pédologiques décrites dans la section 2 de ce chapitre. Sa dynamique saisonnière et ses caractéristiques chimiques générales sont également présentées le long de la toposéquence.

- Les variations du niveau de la nappe ont été mesurées à partir de 4 puits et de 3 piézomètres répartis le long de la toposéquence Fégroum (figure III-2). Les relevés ont été réalisés avant et après la saison des pluies 1990 et 1991.

A la fin de la saison sèche, la nappe se situe, sur l'ensemble de la toposéquence, à un niveau voisin de la cote topographique zéro. Sa profondeur est d'environ 20 m sous le plateau et varie de 1.2 à 1.5 m dans le bas-fond. L'écoulement de base est très faible voire nul (tableau III-3).

- La recharge de la nappe au cours de la saison des pluies 1991 est présentée sur les figures III-8 et III-9. Le battement est compris entre 1.2 et 1.5 m dans le bas-fond, une nappe d'eau libre se formant durant la saison des pluies à cause du barrage. Il est du même ordre sous le plateau, mais la recharge peut y continuer pendant la saison sèche par drainage des formations supérieures. Le fonctionnement hydrologique de la nappe sera décrit au chapitre V.

- La qualité chimique de la nappe a également fait l'objet d'un suivi (tableau III-4).

Le pH est neutre ou légèrement acide dans le domaine ferrallitique, les valeurs étant comprises entre 5.5 et 7. Il devient beaucoup plus acide dans le domaine ferrugineux et hydromorphe, les valeurs diminuant de 5 à 3.5 de l'amont vers l'aval.

Sur tout le versant, les eaux sont peu chargées en éléments minéraux dissous, la charge ionique totale ne dépassant pas 5 $mmol_c\ L^{-1}$. La minéralisation des eaux devient très forte dans la partie basse qui est sous l'influence marine directe. La variation se produit sur une distance très courte, dans la zone de raccordement entre le versant et le bas-fond.

Les teneurs en silice totale sont significatives, de l'ordre de 9 à 13 $mg\ L^{-1}$. Cette silice se compose surtout d'une fraction colloïdale, la fraction dissoute apparaissant en plus faible quantité (CHAUVEL, 1977). La teneur en fer est inférieure à 0.1 $mg\ L^{-1}$ et on n'observe pas d'aluminium soluble, les teneurs n'étant peut-être pas détectables par la méthode analytique utilisée (voir annexe A5). Ces valeurs sont cohérentes avec celles de

Tableau III-2

Extension spatiale de la dégradation chimique des sols du bas-fond de Djiguinoum en 1990 (d'après MONTOROI, 1991b)

Prof. (en cm)	pH (sur extrait 1/5)									
	<3.5	3.5-4.5	4.5-5.5	5.5-6.5	>6.5	<3.5	3.5-4.5	4.5-5.5	5.5-6.5	>6.5
	(ha)					(%)				
0-10	13	81	51	4.5	3.5	8.5	53	33	3	2.5
20-30	14.5	68	47.5	15	8	9.5	44.5	31	10	5
50-60	29	78	22.5	17	6.5	19	51	15	11	4
	Teneur en aluminium échangeable (en $mmol_c$ /100 g de sol)									
	<0.7	0.7-2	2-4	4-7	>7	<0.7	0.7-2	2-4	4-7	>7
	(ha)					(%)				
0-10	41.5	38	35	34	4.5	27	25	23	22	3
20-30	58.5	32.5	20.5	36.5	5	38	21	13.5	24	3.5
50-60	59	36	31	23	4	38.5	23.5	20.5	15	2.5
	Conductivité électrique (sur extrait 1/5, en dS m^{-1})									
	<0.5	0.5-2	2-5	5-10	>10	<0.5	0.5-2	2-5	5-10	>10
	(ha)					(%)				
0-10	30.5	41	36	40	5.5	20	27	23.5	26	3.5
20-30	49	40	51.5	12.5	0	32	26	34	8	0
50-60	58.5	25	30.5	36.5	2.5	38	16.5	20	24	1.5

Tableau III-3

Evolution saisonnière du niveau de la nappe sur la toposéquence de Fégroum

Site	Cote surf. sol (cm)	Cote nappe (cm)				Prof. nappe (cm)			
		1990		1991		1990		1991	
		30/6	22/10	22/7	28/10	30/6	22/10	22/7	28/10
J	-	-	-	-	-	-	19.8	20.9	19.8
I	20.0	1.6	4.2	1.6	2.0	18.4	15.8	18.4	18.0
H	11.5	-0.4	0.5	-0.2	0.5	11.9	11.0	11.7	11.0
G	7.9	-0.4	1.7	-0.2	1.0	8.3	6.2	8.1	6.9
S	7.4	-	-	0	1.4	-	-	7.4	6.0
55	2.9	-0.5	1.0	-	1.2	3.4	1.9	-	1.7
56	1.3	-0.5	0.8	-0.4	1.0	1.8	0.5	1.7	0.3
26	0.5	-0.7	0.7	-	-	1.2	-0.2	-	-

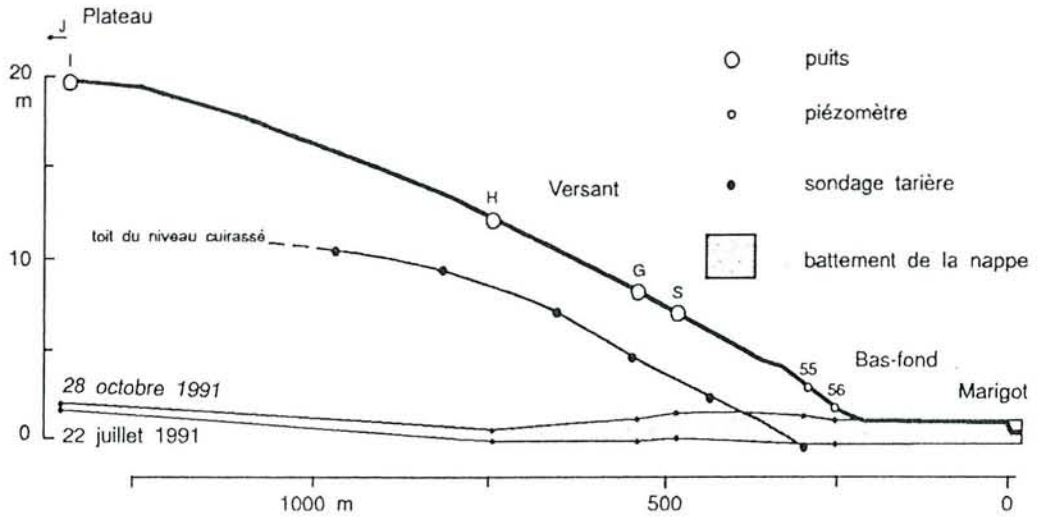


Figure III-8
Localisation et variation saisonnière de la nappe sur la toposéquence de Fégroum

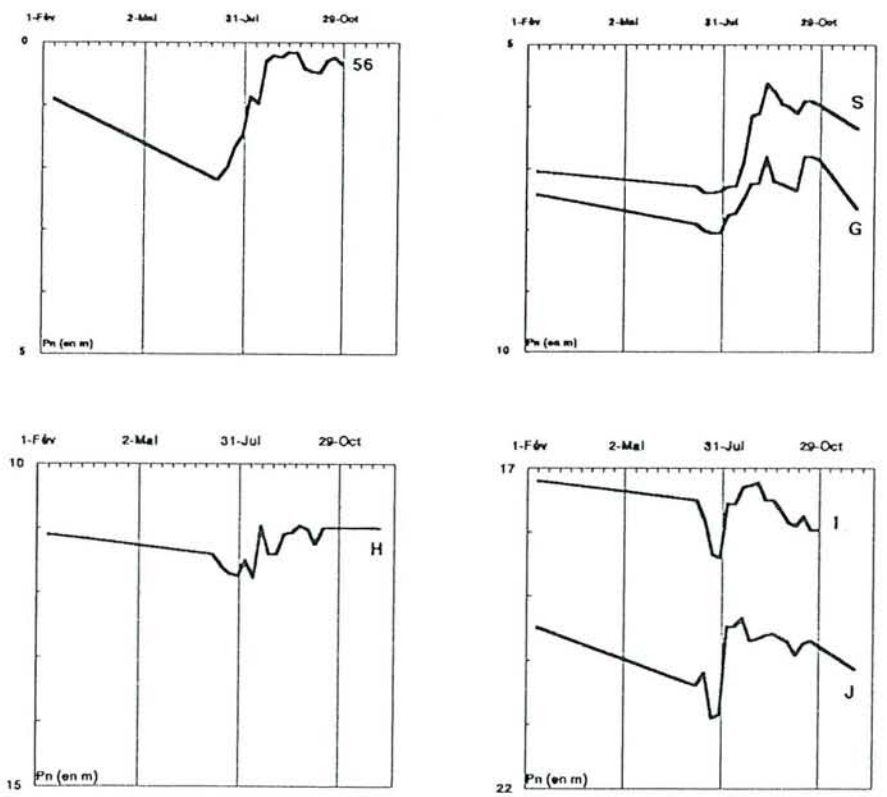


Figure III-9
Recharge de la nappe en 1991 sur la toposéquence de Fégroum
(Pn profondeur de la nappe par rapport à la surface du sol)

FAUCK, 1972). La présence de silice dans la nappe montre que cet élément est mobile et que le milieu est lixiviant. La silice est solubilisée dans les sols et la roche-mère au cours des transferts hydriques, démontrant ainsi que la pédogénèse ferrallitique est toujours actuelle (FAUCK, 1972).

Tableau III-4

Evolution saisonnière de la qualité chimique de la nappe sur la toposéquence de Fégroum

Site	Conductivité électrique (dS m^{-1})			pH			SiO_2 (mg L^{-1})	
	1990	1991		1990	1991		1990	1991
	22/10	22/7	28/10	22/10	22/7	28/10	22/10	22/7
J	0.06	0.05	0.05	5.5	6.0	5.4	11.0	11.0
I	0.40	0.31	0.40	7.0	7.1	7.0	8.6	11.0
H	0.47	0.24	0.30	5.4	4.9	5.4	12.0	11.0
G	0.08	0.05	0.10	4.2	5.3	4.3	11.0	11.0
S	-	0.08	0.10	-	6.2	4.8	-	13.0
55	0.10	-	0.30	4.6	-	4.8	-	-
56	2.80	2.1	1.60	3.8	3.6	4.1	-	17.0
26	26.7	-	-	3.5	-	-	-	-

❖ La localisation actuelle de la nappe n'est pas en concordance avec les organisations pédologiques. La nappe se situe à environ 6-8 m en dessous du toit du système cuirassé. Elle recoupe celui-ci en bas du versant dans une zone où ses mouvements sont rapides et de grande amplitude. Cette zone correspond au sous-système hydromorphe éluvial dans lequel on observe uniquement un niveau gravillonaire en voie d'altération. Il s'agit là des reliques du démantèlement de la cuirasse ferrugineuse amont.

Les observations, effectuées les deux dernières décennies avec un déficit pluviométrique persistant, ont montré une baisse généralisée du toit de l'aquifère continental de Basse-Casamance (LE PRIOL, 1983 ; SAOS et DACOSTA, 1987 ; SAOS et al., 1987b ; BARRY et al., 1989b). Sur les 20 dernières années, SAOS et al. (1987b) estiment que le niveau de la nappe a baissé en moyenne de 35 cm par an, soit une baisse totale de 7 m. Si, à partir de ce constat, on considère une baisse de cet ordre à Djiguinoum, on constate une meilleure concordance entre la nappe et les organisations pédologiques, notamment le niveau cuirassé.

5. CONCLUSION

L'étude de la couverture pédologique du bassin versant de Djiguinoum a mis en évidence un mode d'organisation des sols qui constitue un trait régional (LAMAGAT et LOYER, 1986 ; CHAUVEL, 1977). Cette organisation et les systèmes de transformation mis en jeu sont très voisins de ceux étudiés par l'équipe HYPERBAV (1990), seules les caractéristiques du bas-fond et du substrat géologique étant différentes.

Nous retiendrons de cette étude de la couverture pédologique les faits suivants :

- tous les sols du bassin versant sont, à des degré divers, acides, cette acidité ayant deux origines pédogénétiques. L'une est liée à la genèse des sols du domaine ferrallitique et l'autre est produite par l'évolution chimique des sédiments fluvio-marins. Ces deux processus sont actuels. L'exondation artificielle des sols par le barrage anti-sel a accentué les effets de l'exondation naturelle et a entraîné une acidification intense et généralisée (LE BRUSQ, 1986 ; LE BRUSQ et al., 1987). Les conditions climatiques actuelles tendent à favoriser, sur les plateaux, les processus d'érosion par rapport à la ferrallitisation (FAUCK, 1972).
- les sols du bas-fond se sont formés sur des dépôts sédimentaires, qui ont deux origines, l'une continentale, l'autre océanique, et ont été anciennement occupés par la mangrove. Les sédiments fournis par le continental terminal se composent de quartz souvent ferruginisé et d'argile essentiellement de type kaolinite. Les sédiments océaniques, qui proviennent de la dérive littorale érodant les côtes, sont formés également par du quartz et de l'argile. Celle-ci est de nature différente : il s'agit d'une smectite de type beidellite ferrifère (KALCK, 1978). La sédimentation d'origine continentale devient prépondérante lorsqu'on s'éloigne de l'embouchure de la Casamance. La présence de sels et le piégeage du soufre sous forme de pyrite dans les sédiments caractérisent les apports océaniques de surface.
- la nappe des formations du continental terminal alimente le bas-fond, notamment durant la saison des pluies. Son battement saisonnier est de faible amplitude, de l'ordre du mètre. Cette dynamique présente un caractère régional. En drainant les sols du plateau et des versants, les eaux se minéralisent, principalement en silice (MALOU, 1992).
- l'existence d'horizons enfouis de mangrove atteste du comblement de la vallée par colluvionnement et donc de l'érosion des plateaux et des versants. La destruction du couvert végétal pour les besoins domestiques et alimentaires des populations favorise ce processus (écoulement torrentiel, épandage...).

L'influence de la couverture végétale sur l'écoulement de surface et le transport des matières solides est un facteur important qui doit être pris en compte dans l'étude du fonctionnement hydrologique et géochimique d'un bassin versant. Aussi, avant d'aborder cette étude proprement dite, il est nécessaire de connaître la répartition actuelle des formations végétales et le mode d'occupation des sols.

CHAPITRE IV

LA COUVERTURE VÉGÉTALE ET L'ACTIVITÉ HUMAINE

A la présentation de la couverture pédologique, il convient d'associer celle de la couverture végétale. C'est l'objet de ce chapitre qui s'attache non seulement à la description des formations végétales, mais également aux modes d'exploitation de celles-ci par l'homme. Deux milieux bien distincts sont ainsi identifiés: un milieu forestier et un milieu agricole.

La première section présente le milieu forestier qui marque l'occupation dite "naturelle" des sols par la végétation. Les causes de la dégradation de la forêt sont évoquées. La seconde section est orientée vers les activités humaines qui contribuent notamment à la mise en valeur agricole des sols.

1. L'OCCUPATION "NATURELLE" DES SOLS

La moitié septentrionale du bassin versant appartient à la forêt classée de Tobor. Selon AUBREVILLE (1948), il s'agit d'une forêt sèche bien que la plupart des espèces soient sempervirentes. Sa dégradation progressive transforme cette forêt en une savane plus ou moins boisée (savane d'origine anthropique ou "secondaire", selon AVENARD, 1990).

Les différentes formations végétales rencontrées ont été déterminées à partir des travaux du Projet de Protection des Forêts Sud de Ziguinchor (PPFS), sur l'ensemble des forêts allant de Tobor à Bignona, et d'observations directes sur le bassin versant (von MAYDELL, 1983 ; Vanden BERGHEN, 1984). La carte au 1/10 000, dressée par le PPFS (1991), recense les différents peuplements forestiers, déterminés sur le terrain à partir de stations d'observations disposées le long de transects régulièrement espacés. Elle constitue un inventaire détaillé de ces peuplements et de leur dégradation. Un tableau à double entrée, couplant la densité et la hauteur des espèces arborées dominantes, sert de clé de détermination (MONTOROI, 1992d). Le regroupement de certaines classes fait apparaître les principales formations végétales qui sont la forêt sèche dense, la forêt sèche claire et la forêt sèche jeune en régénération.

La forêt sèche jeune est assimilable à une savane arbustive. Lorsque la nappe est plus proche de la surface du sol, une végétation plus humide de type guinéen se développe. On distingue deux formations ripicoles: la palmeraie dominante et la forêt dite galerie. Il existe sur le bassin versant quelques parcelles de reboisement gérées par le service des Eaux et Forêts, sur lesquelles on rencontre *Eucalyptus camaldulensis*, *Terminalia macroptera*, *Gmelina arborea*, *Tectona grandis* et *Ceiba pentandra* (fromager).

Ces formations occupent exclusivement le plateau et le versant de la vallée sur une superficie de 1768 ha, soit plus des deux tiers de la superficie totale du bassin versant. L'extension spatiale de ces différentes formations végétales est donnée sur la figure IV-1. Leur composition floristique est la suivante :

- la forêt sèche: les essences soudano-guinéennes, telles que *Cordyla pinnata*, *Bombax costatum* (kapokier), *Daniella oliveri* (santan), *Khaya senegalensis* (caïlcédrat) dominent. La strate arbustive est composée de *Combretum nigricans* et de *Terminalia macroptera*. Selon son degré de dégradation, la forêt présente une strate herbacée plus ou moins dense. Les graminées (ou poacées), telles que *Pennisetum subangustum* et *Andropogon ssp.*, dominent. Trois classes ont été différenciées pour mieux faire apparaître l'état actuel

de la dégradation. Les facteurs, qui en sont la cause, sont nombreux. L'exploitation illégale de charbon de bois pour la consommation des populations urbaines est un facteur important. Les feux de brousse, destinés au défrichage rapide mais souvent non maîtrisés, déciment de nombreux hectares chaque année. Les prélèvements de bois pour les besoins domestiques sont également très néfastes, surtout que les arbres morts, nombreux, sont souvent délaissés. Le PPFS (communication orale de P.H. TREMBLAY, 1991) estime que les arbres vivants, situés sur la zone des forêts classées (Bignona, Tobor, Kalounayes et Kourouk, environ 23 000 ha), ont vu passer leur cubage de 51 à 31 m^3 par hectare de 1969 à 1990, ce qui équivaut à une perte d'environ 20 000 m^3 par an.

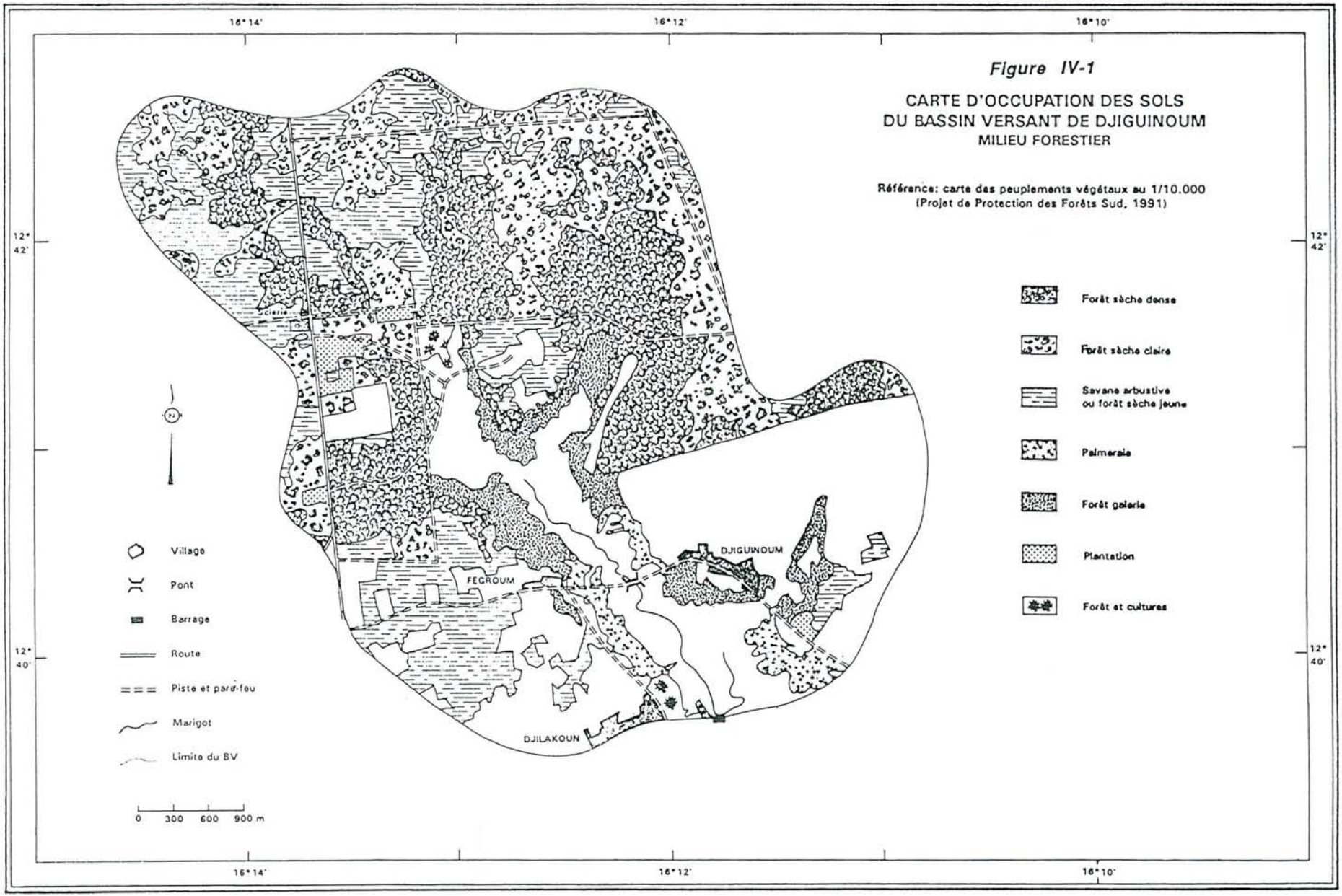
- la palmeraie: la présence caractéristique d'*Elaeis guinensis* en bordure des bas-fond provient d'une préservation sélective de la part des populations. La présence d'une nappe peu profonde facilite son développement. Le palmier constitue une ressource inestimable (bois d'oeuvre, huile, vin de palme...). AUBREVILLE (1948) l'appelle "palmeraie parc" par opposition à la palmeraie peu dense coexistant avec les cultures. Cette dernière formation, peu représentée dans le bassin versant, a été classée sous le vocable "forêt + cultures".
- la forêt galerie: il s'agit en fait d'essences ripicoles autres qu'*Elaeis guinensis*, en particulier *Cola cordifolia*, *Pterocarpus erinaceus* (véne) associés à des arbustes tels que *Combretum micranthum* (kinkéliba) *Acacia macrostachya* et des herbacées (*Andropogon gayanus*). En lisière avec les rizières, on rencontre fréquemment *Parinari macrophylla.*
- la mangrove: cette formation caractéristique des zones de vasières n'existe plus sur le bassin versant, en raison de la sécheresse qui l'a détruite et de l'aménagement anti-sel qui ne permet pas sa régénération (BADIANE, 1986). Seuls quelques troncs épars de Rhizophora et d'Avicennia marquent son ancienne présence.

Les aires occupées par ces différentes formations végétales ont été obtenues en planimétrant la carte du PPFS (1991). Les données sont rassemblées dans le tableau IV-1 ainsi que le taux d'occupation par rapport à la surface totale du bassin versant (2 574 ha).

Tableau IV-1

Distribution spatiale des formations végétales du bassin versant de Djiguinoum en 1990

Formation végétale	Superficie (ha)	Taux (%)
Forêt sèche dense	497.7	19.3
Forêt sèche claire	462.6	18.0
Forêt sèche jeune	477.7	18.6
Palmeraie	59.4	2.3
Forêt galerie	136.8	5.3
Plantations	118.8	4.6
Forêt + cultures	14.4	0.6
Total	1767.6	68.7


16°14'
16°12'
16°10'
12°42'
12°40'
Figure IV-1
CARTE D'OCCUPATION DES SOLS
DU BASSIN VERSANT DE DJIGUINOUM
MILIEU FORESTIER
Référance: carte des peuplements végétaux au 1/10.000
(Projet de Protection des Forêts Sud, 1991)
Forêt sèche dense
Forêt sèche claire
Savane arbustive ou forêt sèche jeune
Palmeraie
Forêt galerie
Plantation
Forêt et cultures
clairière
FEGROUM
DJIGUINOUM
DJILAKOUN
Village
Pont
Barrage
Route
Piste et pare-feu
Marigot
Limite du BV
0 300 600 900 m

2. LA TRANSFORMATION ANTHROPIQUE DU MILIEU

Le milieu agricole occupe une superficie de 780 ha soit environ le tiers de la superficie du bassin versant. Le défrichement de la forêt au profit des cultures s'est fait en conservant un certain nombre d'espèces arborées de grande dimension, protégées par les villages. Elles présentent un appoint alimentaire (fruits) et une valeur culturelle. Les essences à fruits comestibles les plus communes sont : *Parkia biglobosa* (néré), *Elaeis guinensis*, *Borassus aethiopium* (ronier) *Adansonia digitata* (baobab) *Parinari excelsa*. Les autres essences rencontrées sont: *Ficus glumosa*, *Khaya senegalensis*, *Ceiba pentandra*, *Faidherbia albida*(cad). Près des villages, on trouvera principalement des manguiers (*Mangifera indica*) et des agrumes (orangers, citronniers et mandariniers). D'après le PPFS (1991), ces arbres peuvent représenter sur les terroirs environ 14 m^3 par hectare, ce qui constitue la moitié du cubage de la forêt. Cependant, les possibilités de régénération sont quasiment nulles lorsque ces zones sont cultivées en permanence. On pourra parler d'un paysage de savane arborée anthropique.

Les champs des plateaux sont cultivés en arachide ou en mil, parfois les deux en association. Le sorgho est également présent près des villages. Les terres sont labourées soit manuellement à l'aide d'outils aratoires tels que le *kajendu* (1) ou le *donkotong*(2) soit grâce à une charrue tractée par des animaux. Les labours sont malheureusement souvent dirigés dans le sens de la pente, ce qui favorise l'écoulement des eaux de surface et l'entraînement d'éléments solides vers les vallées.

Le bas-fond proprement dit et les bas de versant sont le domaine du riz soit inondé, soit pluvial. Cette pratique se fait souvent en association avec des formations végétales telles que la mangrove ou la palmeraie. La maîtrise de l'eau est essentielle, à fortiori lorsque la ressource devient moins abondante avec la sécheresse actuelle. Celle-ci pénalise particulièrement le riz car les terres se dégradent chimiquement et se stérilisent progressivement. La construction récente d'un barrage anti-sel, à la demande des populations villageoises, limite les intrusions salines dans la vallée et constitue ainsi un moyen de lutte approprié contre ce fléau.

---

(1) Transcription officielle sénégalaise des langues vernaculaires (en français, on prononce et on écrit kayendo). PELISSIER (1966) décrit le *kajendu* en ces termes : "Le kayendo comporte essentiellement deux parties : d'une part, un très long manche rectiligne, parfaitement arrondi et d'autre part une pelle oblongue, tranchante à son extrémité, légèrement concave dans le sens longitudinal et dont la largeur et la coupe varient selon le terrain auquel on la destine. Faite de "bois de fer" ou de caïlcédrat, la pelle est d'autant plus large et aplatie que les sols à labourer sont légers et sablonneux, d'autant plus étroite et incurvée de part et d'autre d'une arête centrale, que les sols sont lourds et collants. L'extrémité inférieure de cette pelle, autrefois durcie au feu, est aujourd'hui renforcée et protégée par un véritable soc, une pièce de métal, en forme de fer à cheval, plate et coupante, fabriquée par les forgerons du village. L'autre extrémité de la pelle est prolongée par le manche, qui est fixé solidement par des attaches de lianes ou de fibres de roniers.". Différents types de *kajendu* existent, selon la longueur du manche et la forme de la pelle et présentent des fonctions multiples : pelle, bêche, coutre, houe, versoir (MARZOUK-SCHMITZ, 1984). Ils sont destinés à des usages précis (labour en billons, digues hydrauliques) et sont appliqués sur des terroirs variés (pépinière et culture de plateau ; rizière de pente et de lit mineur).

(2) Outil masculin apparenté à une houe, présentant un manche court légèrement coudé et une pale plate, ovale, de taille légèrement inférieure au manche. Les deux parties sont ligaturées au niveau du coude et forment un angle extrêmement aigu. Le *donkotong* est utilisé essentiellement pour le labour en billons des terres hautes légères (cultures pluviales), sa fonction bêche permettant l'émiettement et le retournement de la terre (MARZOUK-SCHMITZ, 1984).

Chez les *joola* du Fony(1) influencés par les mandingues, comme dans le village de Djiguinoum, les travaux culturaux sont répartis sexuellement, le plateau avec ses cultures de rente (arachide, mil) pour les hommes, le bas-fond et ses rizières pour les femmes. Chez les *joola* du Buluf(1) , comme dans le village de Djilakoun, la répartition des tâches est différente : les hommes travaillent la terre, que ce soit sur le plateau ou dans les rizières (édification de digues et labour en billons), tandis que les femmes exécutent les autres travaux culturaux (semis, repiquage, récolte). La différenciation de l'outillage en est une bonne illustration : *kajendu* chez les *joola* ; *éfantinay*(3) chez les *joola* mandinisés (MARZOUK-SCHMITZ, 1984).

Les jachères permettent la repousse des espèces arborées cités précédemment. Au cours de l'assolement, la mise en jachère n'est pas suffisamment longue pour que cette régénération soit possible. Une jachère jeune est immédiatement envahie par des touffes d'*Icacina senegalensis* et des fourrés de *Guiera senegalensis*. Ensuite, lorsque la jachère est ancienne, la strate arbustive devient souvent très dense. En plus des espèces précitées, on trouve surtout *Cassia sieberiana*, *Combretum micranthum*, *Combretum paniculatum*, *Combretum nigricans*. Le tapis herbacé est dominé par les poacées (*Pennisetum ssp.*, *Andropogon gayanus*) et quelques espèces non graminéennes (*Hyptis suaveolens*, *Sesbania pachycarpa*).

La figure IV-2 présente la répartition spatiale des diverses spéculations agricoles et les surfaces emblavées en 1990 sont données dans le tableau IV-2.

Tableau IV-2

Distribution spatiale des cultures du bassin versant de Djiguinoum en 1990

Culture	Superficie (ha)	Taux (%)
Arachide-mil-sorgho	298.8	11.6
Jachère	252.0	9.8
Riz	171.0	6.7
Maraîchage	10.8	0.4
Friches	46.8	1.8
Total	779.4	30.3

Les habitations villageoises occupent une superficie de 24.3 ha (1% du bassin versant) pour une population totale d'environ 850 habitants. Elles sont regroupées aux lieux-dits de Djiguinoum, de Djiguinoum-Fégroum et de Djilakoun. Les villages sont étendus, chaque case étant entourée par une concession appelée *tapade*, espace généralement cultivé (tableau IV-3). La production maraîchère et fruitière, servant surtout à l'autoconsomma-

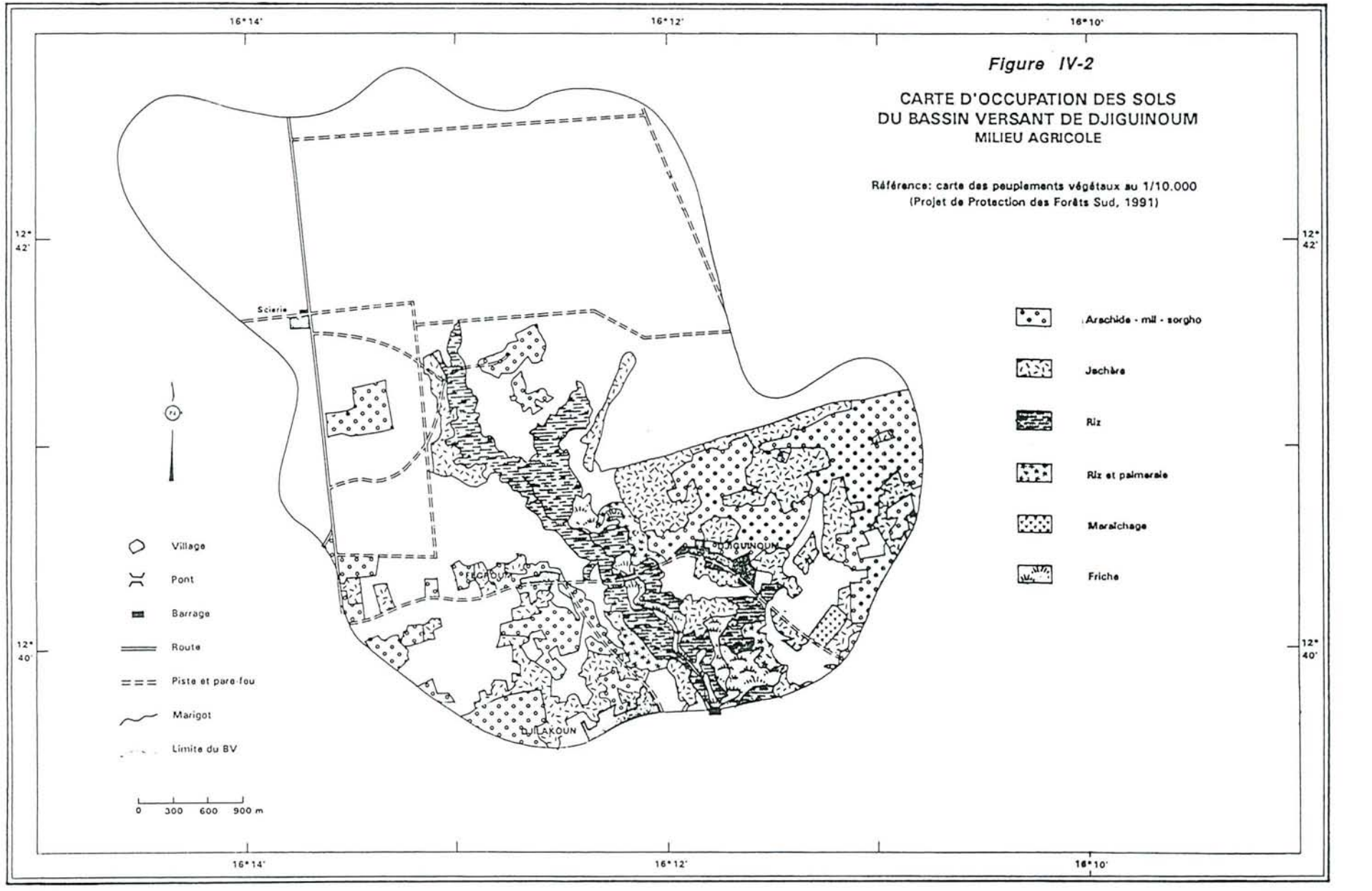
(1) Le Fony (intérieur des terres) , le Buluf (rive nord du fleuve Casamance) et le Kasa (façade maritime et rive sud) forment historiquement le territoire des *joola* en Basse-Casamance (THOMAS, 1958-1959).

(2) Houe féminine formé par un fer triangulaire fixé par un emmanchement à douille sur un manche long et coudé (on prononce et écrit fanting en français). Cet outil est destiné au labour superficiel des rizières dont le niveau d'inondation est faible et dont les sols sont légers (MARZOUK-SCHMITZ, 1984).

Figure IV-2

CARTE D'OCCUPATION DES SOLS DU BASSIN VERSANT DE DJIGUINOUM
MILIEU AGRICOLE

Référence: carte des peuplements végétaux au 1/10.000
(Projet de Protection des Forêts Sud, 1991)



tion, est appréciable. Deux périmètres, mieux structurés et régis par la communauté villageoise, existent à Djiguinoum même et près du village en direction de Koubalan.

La superficie moyenne des exploitations agricoles est de 5 ha à Djiguinoum et de 1.57 ha à Djilakoun. Chaque actif exploite une superficie de 0.47 ha à Djiguinoum et de 0.37 ha à Djilakoun (tableau IV-3). Les différences observées entre les deux villages sont liées au mode d'organisation sociale (influence mandingue) et au régime foncier (SALL et DIOP, 1991 ; BONNEFOND et LOQUAY, 1985).

Chez les paysans *joola*, l'élevage est une activité majeure, liée à l'agriculture. Le troupeau bovin traditionnel, formé essentiellement de vaches *n'dama* trypanotolérantes, constitue non seulement un capital et un symbole de réussite, à l'instar des greniers à riz, mais également un atout pour la pratique culturale (fertilisation et traction). Les élevages de caprins, de porcins et de volaille sont couramment pratiqués dans les villages (LHOSTE.1990).

Environ 98.1 hectares du bassin versant sont occupés par les pistes pare-feu et la route Bignona-Ziguinchor. Ces pare-feux sont constitués d'*Anarcadium occidentale* (pommier cajou). Leur production fruitière n'est pas négligeable pour les populations, bien que la cueillette soit réglementée par les gardes forestiers. On a inclus cette surface dans la rubrique plantation du domaine forestier (tableau IV-1). On note une scierie en activité (2.7 ha) le long de la route Ziguinchor-Bignona.

La planche photographique P3 montre quelques aspects de l'anthropisation du bassin versant de Djiguinoum.

Tableau IV-3

Caractéristiques démographiques sur le bassin versant de Djiguinoum en 1990 (d'après SALL et DIOP, 1991)

	Djiguinoum	Djilakoun
Population totale (hbt)	550	300
Nbre de concessions	60	40
Population totale (hbt) par concession	9	7
Population active (hbt) par concession	4	4

3. CONCLUSION

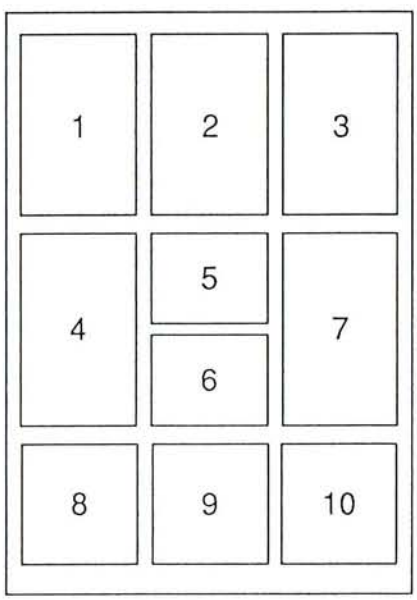
L'occupation des sols par la végétation est très variée et la pression anthropique est forte autour des villages. On distingue une zone forestière plus ou moins dégradée dont les sols sont toujours couverts et une zone agricole dont les sols sont temporairement dénudés lors de leur mise en cultures.

Cependant, cette différenciation spatiale, qui semble bien nette à un instant donné, évolue dans le temps avec l'assolement qui prévaut dans le système de production local. La rotation culturale incluant une mise en jachère plus ou moins longue implique des transformations dans la répartition des surfaces couvertes par une végétation dense. De vieilles jachères peuvent alors s'apparenter plutôt à une forêt sèche jeune (forêt secondaire).

L'absence de couvert végétal sur une partie du bassin versant entraîne une modification du régime hydrologique des sols (CHAUVEL, 1977) et les risques d'érosion deviennent potentiellement élevés.

Planche photographique P3

L'occupation des sols et l'activité humaine



1 Forêt sèche à *Daniella oliveri* (santan)

2 Front d'un feu de brousse sous forêt sèche claire

3 Plantation de *Gmelina arborea*

4 Charbonnière active utilisant le bois d'un *Khaya senegalensis* (caïlcédrat)

5 Billonnage au kajendu d'un sol ferrallitique de plateau

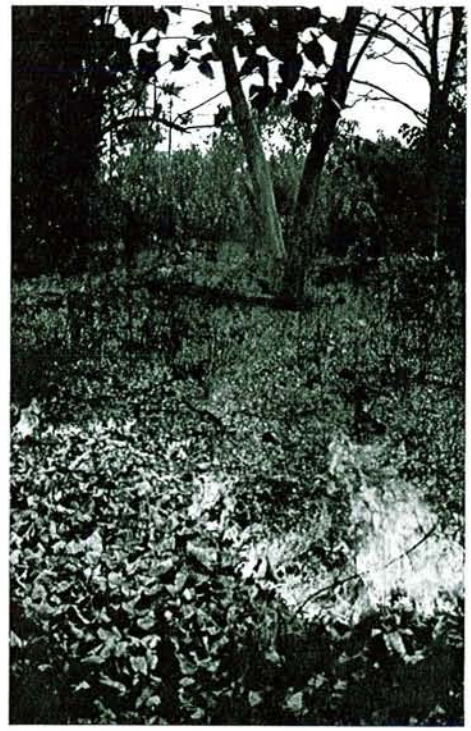
6 Jachère récente sur sol ferrugineux du bassin versant Le Brusq (on distingue les anciens billons arasés)

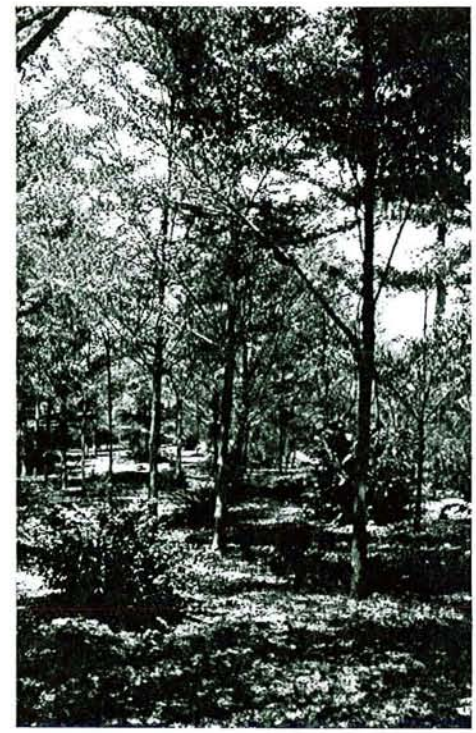
7 Vannage de l'arachide après sa récolte et son séchage

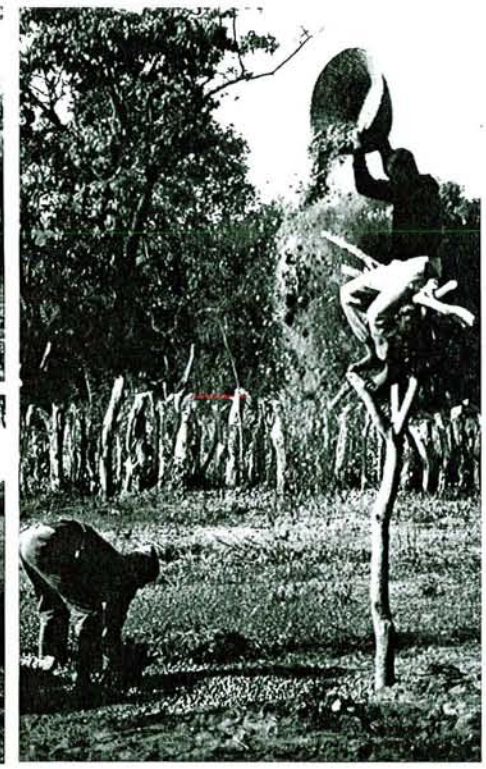
8 Pratique de l'élevage

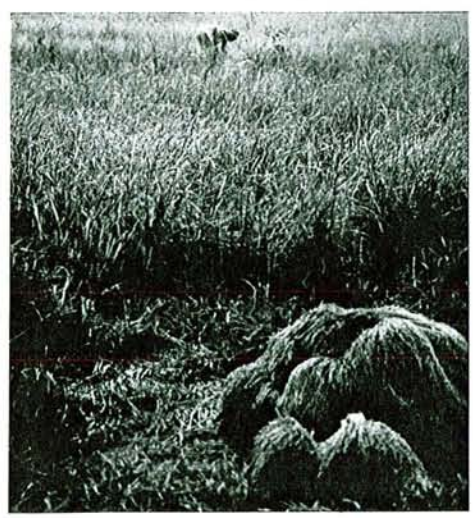
9 Récolte du riz dans les parcelles situées en tête de vallée et aménagées sur les sols hydromorphes à colluvions argilo-sableux

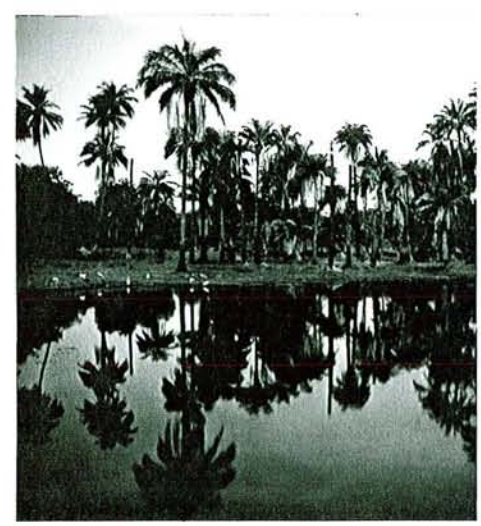
10 Palmeraie à huile











CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

Cette première partie a planté le décor de ce mémoire. Tout d'abord, nous avons défini notre objet d'étude, le bassin versant de Djiguinoum, qui est représentatif des différents écosystèmes existant dans la région casamançaise. C'est également un site aménagé par un barrage anti-sel, ce type d'ouvrage hydraulique étant actuellement préconisé pour d'autres vallées de Basse-Casamance et de Moyenne-Casamance.

Ce site se trouve pris depuis deux décennies dans le contexte climatique défavorable qui règne en Afrique de l'ouest. Cette période est surtout caractérisée par des apports météoriques insuffisants non seulement en quantité mais également en qualité. Le déficit pluviométrique entraîne un déficit d'écoulement (de surface et de nappe) qui ne permet plus de contenir les entrées d'eau océanique dans le réseau hydrographique du fleuve Casamance et de compenser les pertes évaporatoires. La concentration saline des eaux est extrême et généralisée.

Les sols du bassin versant s'organisent selon un modèle relativement classique en zone intertropicale à climat contrasté. Les plateaux sont le domaine des sols ferrallitiques, dont la couleur rouge s'éclaircit progressivement vers les versants. Ces derniers sont occupés par des sols ferrugineux qui se forment à partir des sols ferrallitiques. La base des versants se caractérise par une hydromorphie de plus en plus marquée qui se généralise dans tout le bas-fond. Les anciennes vasières à mangrove, riches en composés sulfurés (pyrite) ont évolué rapidement à cause de la longue période d'exondation liée à la présence du barrage. Des sols sulfatés acides se sont formés dans la partie aval de la vallée et des efflorescences salines sont visibles en surface durant la saison sèche. Sous les plateaux, la nappe se trouve actuellement en discordance avec les formations pédologiques suite à son abaissement régulier depuis plus de deux décennies.

Une année de sécheresse constitue un risque climatique assimilé par l'agriculteur. Lorsqu'elles se succèdent sur une courte période comme en 1968, en 1973-74 et en 1989, ce risque se transforme en un évènement catastrophique de grande ampleur. La contamination saline des sols et des eaux souterraines, limitrophes des axes de circulation des eaux marines, s'étend et accélère l'abandon des rizières par les paysans. Les rizières douces, situées au raccordement avec les plateaux continentaux, sont également menacées. La transformation du paysage, notamment l'écosystème de mangrove, est spectaculaire.

En modifiant le milieu naturel, le changement climatique a accentué le changement déjà entamé par la société joola : la migration des personnes vers les centres urbains et la mise en culture des terres de plateaux se généralisent (MONTOROI, 1991c). La riziculture, tributaire d'une main d'oeuvre nombreuse et concurrencée par les cultures de rente, a perdu sa place centrale dans le système économique Joola.

Au-delà de ces considérations sociales, nous allons voir dans la seconde partie comment un bassin versant se comporte du point de vue hydrologique et géochimique dans les conditions climatiques actuelles.

THESE de Jean-Pierre MONTOROI

Les pages 89 et 90

sont manquantes dans l'original.

INTRODUCTION DE LA DEUXIEME PARTIE

Les eaux pluviales alimentent le bas-fond en eau douce soit par précipitation directe et ruissellement, soit par infiltration et drainage dans les sols du plateau. Elles constituent la manne qui permet d'endiguer les effets désastreux de la salinisation sur les eaux et les sols. La diminution de ces apports est actuellement à l'origine de l'ampleur des processus de salinisation.

Les eaux du domaine fluvio-marin de Basse-Casamance ont fait l'objet de nombreux travaux qui ont mis en lumière leurs caractéristiques physico-chimiques et les relations avec la composition minéralogique des sédiments, à une époque où les effets de la sécheresse ne s'étaient pas encore beaucoup fait ressentir (VIEILLEFON, 1977; MARIUS, 1985).

Dans le contexte actuel où les eaux ont, d'une manière générale, acquis un degré de concentration élevé, il apparaît nécessaire d'entreprendre une étude géochimique détaillée, notamment dans une vallée aménagée présentant des conditions de salinisation exacerbées. Cette étude, outre sa complémentarité avec les études antérieures, permettra d'élaborer un schéma de fonctionnement géochimique de la vallée qui pourrait servir de référence pour la région.

Pour atteindre cet objectif, l'étude s'appuie sur trois sources d'information :

- des informations relatives au fonctionnement hydrologique général du bassin versant, à savoir des données hydrologiques acquises au cours de deux campagnes de mesures sur le terrain ;
- des données d'analyses chimiques d'eau provenant de plusieurs campagnes de prélèvement. Cette information est :
  - . localisée avec un suivi pendant quatre années (eau de surface en amont de la retenue) ;
  - . spatialisée en considérant deux états de la vallée à deux périodes de l'année (eau de nappe au début et à la fin de la saison sèche) ;
  - . expérimentale à partir de l'évaporation contrôlée d'une eau de surface.
- des échantillons d'efflorescences salines répartis sur l'ensemble du bas-fond et destinés à la microanalyse.

L'hydrologie du bassin versant est présentée dans le chapitre V. Plusieurs termes du bilan hydrologique autres que la pluie sont étudiés en détail, notamment le ruissellement de surface et l'infiltration dans les sols. La distribution spatiale, l'évolution saisonnière et les principales caractéristiques de la nappe souterraine sont ensuite décrites. L'ensemble de cette information est synthétisé en un bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant et du bas-fond.

Dans le chapitre VI, la chimie des eaux de surface et de nappe est abordée sous un angle descriptif permettant ainsi de caractériser l'échantillonnage (évolution temporelle, relation entre paramètres physico-chimiques...). Ce volet est complété par la caractérisation minéralogique des sels formés dans la vallée au cours de la saison sèche. L'analyse de la distribution spatiale du faciès chimique des eaux et des sels précipités constitue l'aboutissement de la phase descriptive.

La caractérisation chimique des eaux et des sels est complétée par l'étude géochimique proprement dite qui constitue le chapitre VII. Tout d'abord, l'origine des différents éléments participant aux cycles géochimiques est présentée. Ensuite, les différents types d'eau sont repris globalement pour déterminer leur degré de saturation vis à vis des minéraux identifiés. Une discussion sur le mode de formation des sulfates d'aluminium est alors engagée pour tenter d'élaborer un modèle explicatif satisfaisant. Enfin, les relations entre les différents faciès des eaux de nappe et entre les eaux de surface et de nappe sont mises en évidence afin d'expliciter les phases du fonctionnement géochimique annuel du bassin versant.

CHAPITRE V

LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT

L'édification des barrages anti-sel en Basse-Casamance a modifié le régime hydrologique des marigots en ce sens que le lit et les berges ne sont plus soumis au balancement biquotidien des marées.

* En effet, lorsque le milieu est ouvert, c'est-à-dire sans barrage, les sols des zones basses (estuaire et bas-fonds) sont soit saturés en permanence à proximité des axes d'écoulement, soit inondés avec une fréquence variable à mesure que l'on s'éloigne de ceux-ci.

La qualité des eaux de surface évolue annuellement vers leur concentration en saison sèche ou vers leur dilution en saison pluvieuse (BRUNET-MORET, 1970). Les zones basses sont propices à la sédimentation des particules en suspension et la végétation de mangrove trouve les conditions idéales pour s'y installer.

L'équilibre hydrologique, qui s'instaure entre les eaux d'origine marine et d'origine météorique, conditionne la pérennité des peuplements végétal et animal compte tenu de leurs possibilités d'adaptation aux variations physico-chimiques du milieu. Plus que l'amplitude de ces variations, c'est leur rapidité qui entraîne des conséquences néfastes au milieu naturel. Si les variations défavorables doivent durer ou se reproduire fréquemment, elles prennent alors un caractère dévastateur pour la région, parfois irréversible.

Comme nous l'avons déjà décrit aux chapitres I et III, l'évolution des eaux de surface et des eaux souterraines est spectaculaire dans le contexte actuel de sécheresse. Des études hydrologiques récentes montrent cette transformation majeure dans trois vallées proches de la vallée de Djiguinoum : la vallée de Baïla (GALLAIRE, 1980 ; OLIVRY et DACOSTA, 1984 ; SAOS et DACOSTA, 1987 ; SAOS et al., 1987b), de Bignona (OLIVRY et CHOURET, 1981) et de Koubalan (PERAUDEAU, 1986 ; ZANTE et al., 1986).

* En milieu fermé, comme c'est le cas de la vallée de Djiguinoum, l'influence marine de surface est annihilée de façon durable. Cependant, le barrage n'étant pas totalement étanche en profondeur, une connexion subsiste par l'intermédiaire de la nappe souterraine. Les écoulements pluviaux sont retenus par le barrage durant une partie de l'année jusqu'à leur totale évaporation.

Ce chapitre rappelle les principales informations hydrologiques recueillies sur le bassin versant au cours de plusieurs campagnes de mesure. Dans la première section, les méthodes d'étude sont présentées pour différentes échelles d'observation et sont relatives aux écoulements de surface, de nappe et à l'intérieur du sol. Ensuite, les caractéristiques dynamiques de ces différentes circulations sont décrites dans les trois sections suivantes. Enfin, la dernière section synthétise l'ensemble de l'information sous forme de bilan en précisant par un modèle conceptuel les voies empruntées par l'eau dans un bassin versant fermé.

1. METHODE D'ÉTUDE

La figure V-1 présente l'ensemble de l'équipement hydrologique mis en oeuvre sur le bassin versant. Pour une échelle d'observation donnée, les paramètres mesurés se rapportent à un ou plusieurs types d'écoulement (tableau V-1).

1.1. Les mesures hydrologiques à l'échelle du bassin versant

Elles concernent les informations de base nécessaires à l'établissement du bilan hydrologique du bassin versant. Il s'agit d'une part de mesures spatialisées qui, une fois pondérées selon leur niveau de représentativité, donnent la quantité d'eau entrant sur le bassin pour une période donnée et d'autre part de mesures localisées qui permettent d'estimer la quantité d'eau sortant à l'exutoire, également pour une période donnée.

L'équipement hydrologique est ainsi constitué par un réseau de collecte de la pluie et par un dispositif limnimétrique au barrage. L'enregistrement des données est manuel pour les 7 pluviomètres "Association" (ouverture de 400 cm^2), mécanique pour les 3 pluviographes "Précis Mécanique" et les 3 limnigraphes OTT ou numérique pour la centrale d'acquisition automatique de type CHLOÉ (ALBERGEL et al., 1990, 1991d). Le dispositif est complété fin 1989 par un bac flottant destiné à la mesure des pertes par évaporation de la nappe d'eau libre.

Comme le barrage perturbe l'écoulement naturel, des données supplémentaires ont été acquises sur les deux bassins secondaires (Fégroum et Le Brusq) plus propices à une étude détaillée des crues (MARIEU et al., 1991). Des jaugeages ont été effectués pour mesurer la vitesse des écoulement et ainsi étalonner les différentes sections de contrôle en établissant la relation hauteur-débit. Une relation particulière a été établie au barrage au moment des lâchers d'eau artificiels qui s'écoulent dans la partie maritime de la vallée. Deux campagnes de mesures complètes ont été menées en 1989 et en 1990.

La fréquence des mesures est journalière pour l'évaporation et est calée sur les événements météoriques pour les relevés de pluies et les jaugeages. Les variations de la hauteur d'eau sont mesurées de façon continue par traçage sur un papier diagramme ou par stockage sur une cartouche de type EPROM.

Les données pluviométriques ont été dépouillées à l'aide du logiciel PLUVIOM, la pluie moyenne sur le bassin étant obtenue par la méthode des polygones de THIESSEN. Les informations brutes d'ordre climatique ont été présentés au chapitre II. Elles seront utilisées lors des calculs de bilan.

Les enregistrements limnimétriques numériques, sont récupérées par le logiciel CHLODAK (LAMAGAT et al., 1989). Ils sont doublés par les enregistrements mécaniques sur tambour rotatif qui viennent pallier les éventuelles lacunes. Ensuite, ils sont vérifiés, critiquées et éventuellement complétés avant leur traitement par le logiciel HYDROM (COCHONNEAU, 1989).

La qualité chimique des eaux de la retenue a été suivie, de 1988 à 1991, par prélèvement d'un flacon de 250 ml à chaque ouverture du barrage. L'étude chimique de ces échantillons sera abordée en détail aux chapitres VI et VII.

1.2. Les mesures hydrologiques à l'échelle du bas-fond et du versant

Un réseau de 58 piézomètres en tube PVC de 80 mm de diamètre et de 6 puits villageois, a été mis en place selon une dizaine de transects parallèles, perpendiculaires à l'axe du marigot et distants d'environ 200 m sur l'ensemble de la vallée. La longueur

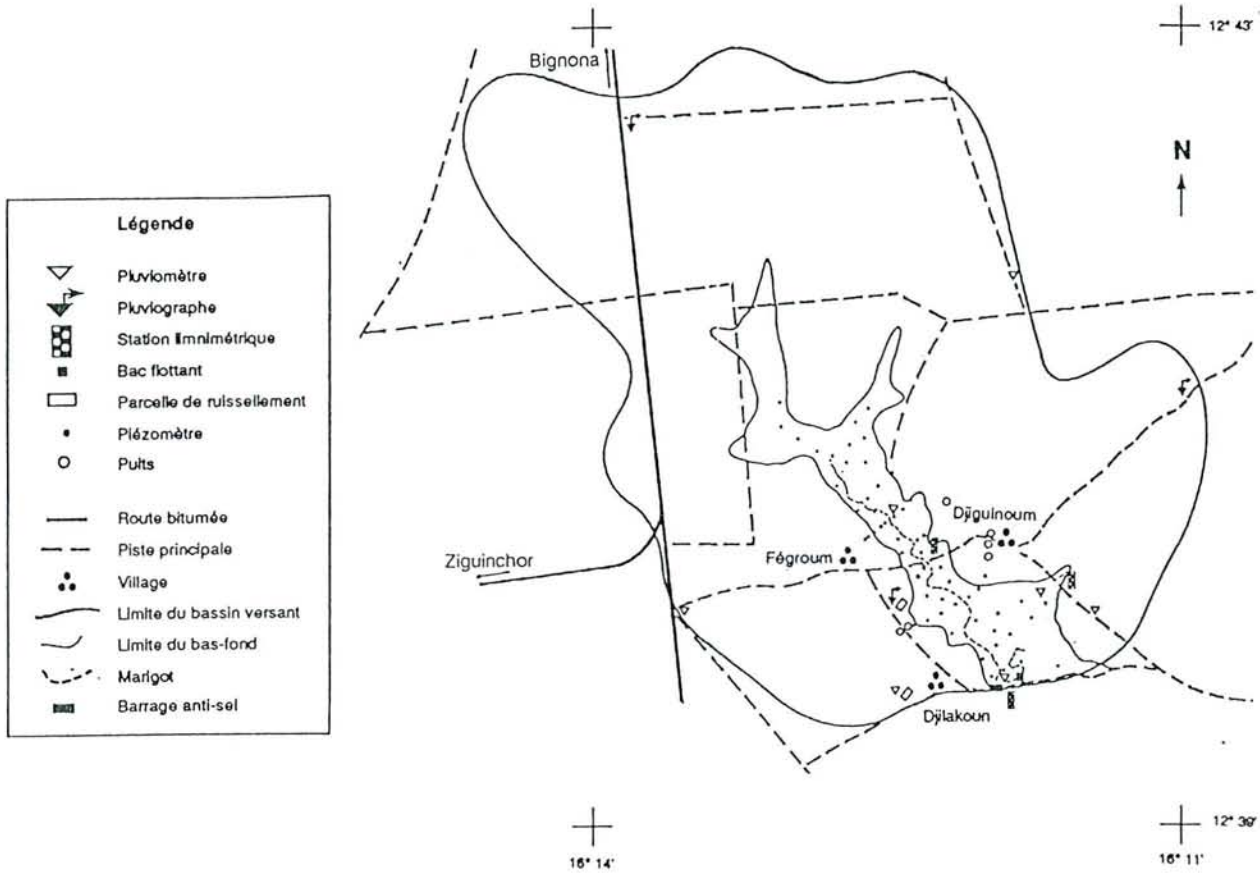


Figure V-1

Localisation de l'équipement hydrologique sur le bassin versant de Djiguinoum (d'après ALBERGEL et al., 1991d)

Tableau V-1

Méthodologie adoptée pour l'étude hydrologique du bassin versant de Djiguinoum

Echelle d'observation	Nature de l'écoulement		
	Eau de surface	Eau de nappe	Eau interne au sol
Bassin versant	Pluviométrie Bac flottant Limnimétrie Débitmétrie Mesures chimiques	-	-
Bas-fond et versant	-	Piézométrie Mesures chimiques (réseau et transect)	-
Parcelle	Ruissellométrie Simulation de pluies	-	Infiltrométrie Humidimétrie

souterraine des piézomètres varie de 2 à 4 mètres selon leur situation topographique et la position de la nappe en fin de saison sèche.

Le niveau de la nappe par rapport au sol a été mesuré par sondage électrique, mensuellement en 1988 et 1989, puis bi-annuellement en 1990 au début et à la fin de la saison pluvieuse. Les cotes piézométriques sont exprimées par rapport au zéro de référence du nivellement général de la vallée, qui correspond au radier ou au zéro de l'échelle limnimétrique amont du barrage de Djilakoun.

La qualité chimique des eaux de nappe est évaluée directement par des mesures de pH et de conductivité électrique (CE). Des échantillons ont été prélevés pour des analyses complètes au laboratoire. Les données chimiques obtenues sont traitées plus loin aux chapitres VI et VII.

1.3. Les mesures hydrologiques à l'échelle de la parcelle

Ces mesures sont réalisées pour estimer l'aptitude à l'infiltration des sols du plateau et leur sensibilité à l'érosion hydrique en fonction de leur mode d'occupation. Elles concernent à la fois l'écoulement de surface et la circulation interne des sols.

Les différentes méthodes de mesure ont été mis en oeuvre sur deux types de sol largement représentés dans le bassin versant (MONTOROI, 1991a, 1992d), un sol ferrallitique (sol rouge, SR)), situé en sommet de plateau, et un sol ferrugineux à taches et à concrétions (sol beige, SB), disposé sur le versant de la vallée. Le mode d'apport en eau est naturel et/ou contrôlé.

La localisation des ces deux sites expérimentaux est précisée sur la figure V-1. Les caractéristiques morphologiques et physico-chimiques des deux types de sol sont présentées dans les annexes A21, A22, A31 et A32.

1.3.1. La mesure du ruissellement et de l'infiltration en conditions naturelles

1.3.1.1. La mesure du ruissellement en grande parcelle

Sur chaque type de sol, une parcelle de ruissellement et d'érosion a été installée en zone de végétation naturelle correspondant à une ancienne jachère et a fonctionné au cours de la saison des pluies 1989 et 1990 (figure IV-2 et V-1).

Chacune des deux parcelles fait 5 m de large et 10 m de longueur, soit 50 m^2, et est disposée selon la ligne de plus grande pente, celle-ci faisant 2.7 % pour le sol beige et 2.4 % pour le sol rouge. La parcelle est délimitée en amont et latéralement par des tôles ondulées enterrées sur 15 cm et maintenues verticalement par des piquets de bois. La partie aval est constituée par une tôle perforée tout le long de la partie hors-sol et d'une gouttière de récupération des eaux de ruissellement. Celle-ci est connectée à deux cuves de réception en ciment, d'1 m^2 de section, placées en série, la seconde collectant le 1/10 du trop-plein de la première. Chaque cuve est protégée des précipitations par une toiture tôlée et est dotée d'une échelle limnimétrique permettant la mesure des volumes d'eau sortant de la parcelle. L'ensemble du dispositif permet de déterminer un volume maximal d'environ 11 m^3, soit une lame ruisselée maximale de 217 mm pour une surface de 50 m^2. (ALBERGEL et al., 1990 et 1991d).

La masse de matières solides, transportées en suspension dans l'écoulement, a été mesurée après chaque remplissage de la cuve en filtrant sur papier et en séchant à l'air le contenu d'un flacon de 250 ml d'eau.

1.3.1.2. La mesure du ruissellement en petite parcelle

En 1991, ce dispositif lourd a été remplacé, sur chaque site, par une parcelle carrée d'un m de côté, constituée par un cadre métallique directement enfoncé dans le sol. Le côté aval est formé par une goulette de récupération qui est reliée à une cuve de réception métallique par un tuyau en PVC. Celle-ci a une section de 0.1 m^2 et est protégée contre les précipitations directes par un couvercle en tôle.

Le système de collecte permet de mesurer un volume de 50 dm^3, soit une lame d'eau ruisselée maximale de 50 mm pour une surface d'1 m^2.

Après chaque remplissage de la cuve, un prélèvement d'eau a été effectué pour la détermination de la teneur pondérale en matières solides.

1.3.1.3. La mesure de l'humidité des sols

Un tube neutronique en aluminium a été mis en place, les 16 et 17 mai 1990, au centre de chaque grande parcelle de ruissellement, pour le suivi de la teneur en eau. La profondeur atteinte est de 3.10 m pour le sol beige et 2.80 m pour le sol rouge. La hauteur aérienne est de 30 cm dans les deux cas.

❖ Au moment de l'implantation des tubes, des prélèvements de sol, par tranche de 10 cm depuis la surface du sol jusqu'à la base du tube, ont été collectés à la tarière pour déterminer l'humidité pondérale en vue de l'étalonnage de la sonde neutronique. Une série de comptage neutronique a été réalisée juste après (tous les 10 cm avec une première cote à 5 cm). Pour élargir la gamme d'humidité, la même opération a été renouvelée 5 fois (10-11/7, 7/8, 7/9, 5/10 et 22/11), en effectuant le prélèvement de sol à 70 cm du tube et en rebouchant ensuite le trou. Le principe de l'étalonnage ainsi que les droites de régression obtenues sont présentés dans l'annexe A4.

Des mesures gamma-densimétriques ont également été faites tous les 10 cm pour la détermination des profils de densité apparente. Deux comptages sont enregistrés à chaque niveau, la valeur moyenne servant au calcul de la densité selon le principe décrit dans l'annexe A4. La densité apparente sèche, qui représente la masse volumique sèche d'un volume de sol donné, est un paramètre nécessaire à l'étalonnage neutronique et au calcul de la porosité totale de ce volume de sol selon la relation:

$$P_T = 100 * (Dr - Ds)/Dr$$

où P_T représente la porosité totale (en %), Ds la masse volumique du sol humide (en g cm^{-3} ou en T m^{-3}) et Dr la masse volumique réelle de la phase solide (en g cm^{-3} ou en T m^{-3}). Les valeurs de Ds et P_T, obtenues pour chaque type de sol, sont présentées dans les annexes A22 et A32.

❖ A partir du 11/7/1990, les profils neutroniques sont relevés tous les jours aux environs de 9h du matin. En cas de pluie, les mesures sont faites juste après leur arrêt. Ces relevés quotidiens se sont terminés le 26/10. La fréquence journalière a été choisie d'une part pour éviter une décharge énergétique de la sonde, d'autre part pour mieux suivre la phase d'infiltration. Après la saison des pluies, le ressuyage des sols est suivi mensuellement tout au long de la saison sèche.

1.3.2. La mesure du ruissellement et de l'infiltration en conditions contrôlées

1.3.2.1. La mesure du ruissellement sous pluie simulée

❖ Sur les deux sites, trois parcelles d'un m² ont été sélectionnées en 1991 selon leur mode d'utilisation agricole : sol cultivé en 1990 avec une association arachide-mil (parcelles SR1 et SB5), jachère (parcelles SR2 et SB6) et sol partiellement nu (parcelles SR3 et SB4). Les parcelles SR3 et SB6 sont disposées au centre de chaque grande parcelle de ruissellement.

Le protocole expérimental suivant a été adopté (ALBERGEL, 1988 ; CASENAVE et VALENTIN, 1989) : il s'agit d'une succession de 5 averses séparées par des temps de ressuyage qui sont successivement de 72 h , 12 h , 48 h et 12 h.

La première et la dernière pluie reproduisent un hyétogramme de récurrence décennale (96.7 mm pendant 85 mn) relatif à la zone considérée. Ce hyétogramme est découpé en six intervalles de temps compris entre 10 et 30 mn, chacun étant caractérisé par une intensité pluviométrique variant de 30 à 50 mm h^{-1} avec un maximum à 135 mm h^{-1}.

Les trois pluies intermédiaires correspondent chacune à un hyétogramme de récurrence annuelle (61.7 mm pendant 50 mn) qui présente cinq périodes de 10 mn et des intensités étagées entre 40 et 50 mm h^{-1} avec un maximum à 120 mm h^{-1}.

❖ En complément, pour les sols du bas-fond, des mesures sur l'infiltration et le ruissellement ont été obtenues au cours d'une expérimentation sous pluies simulées destinée à évaluer leur aptitude au dessalement (sites SS7, SS8 et SS9). Le protocole modifié est décrit au chapitre VIII. Les mesures sont simplement citées pour mémoire et pour leur prise en compte dans le calcul de bilan en section 5 de ce chapitre.

1.3.2.2. La mesure de l'infiltration sous charge d'eau constante

Un dispositif à double anneau de type Müntz (ZANTE, 1988) a été utilisé à proximité des parcelles SR3 et SB6 afin de mesurer la perméabilité des sols sous charge constante. L'anneau interne a un diamètre de 55 cm, celui de l'anneau externe étant le double.

Deux essais ont été réalisés sur le site du sol beige et un seul sur le site du sol rouge. La lame d'eau infiltrée a été d'environ 300 mm pour une charge en surface de 3 cm. L'essai sur sol rouge a duré 2 heures tandis que sur sol beige, il s'est déroulé en 30 mn ou en 1 heure.

Quelques unes des méthodes de mesure utilisées sont présentées sur la planche photographique P4.

2. LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DE SURFACE

2.1. Caractéristiques de l'écoulement global de surface

2.1.1. Les crues

L'étude des crues permet de caractériser la crue de fréquence décennale qui sert à dimensionner les barrages de petite dimension. On cherche ainsi à estimer le débit maximum susceptible d'entraîner la destruction ou la submersion de l'ouvrage (ALBERGEL, 1992).

Les caractéristiques (durée, forme, puissance) de cette crue dite de projet sont déterminées à partir des plus fortes crues observées sur les trois bassins. Le temps de base d'une crue est en général surestimé car l'écoulement final se confond avec

l'écoulement de base du bassin versant : cette confusion est d'autant forte que l'écoulement de base est important (ALBERGEL et al., 1991d). Les coefficients de ruissellement de fréquence décennale sont légèrement supérieurs ou égaux aux valeurs maximales observées sur les bassins (tableau V-2).

La figure V-2 présente les caractéristiques d'une crue exceptionnelle qui s'est produite sur le sous-bassin Le Brusq en 1990.

La succession des crues au cours de la saison des pluies et les apports directs par les pluies provoquent le remplissage de la retenue.

2.1.2. Stockage des eaux de ruissellement dans la retenue

Le remplissage de la retenue se fait régulièrement jusqu'à ce que la cote maximale soit atteinte. Des ouvertures sont effectuées pour l'évacuation des premières eaux de ruissellement très chargées en éléments dissous. Ces ouvertures retardent le remplissage mais améliorent la qualité chimique des eaux. Une fois la retenue pleine, les ouvertures sont effectuées en fonction des précipitations afin de maintenir un niveau constant en amont et en fonction du niveau de la mer en aval (figures V-3a et V-3b).

Les jaugeages effectués au barrage lors des lâchers d'eau ont permis d'établir la relation débit d'eau sortant-hauteur d'eau amont (figure V-4).

Les volumes d'eau stockés dans la retenue sont estimés à partir de la hauteur d'eau relevée en amont du barrage (figure V-5). Cette courbe volume-hauteur est obtenue de deux manières :

- d'une part, en calculant les surfaces inondées pour chaque cote limnimétrique grâce au nivellement du bas-fond,
- d'autre part, en intégrant l'équation $dV/dh=f(V)$ qui exprime, à chaque cote limnimétrique avant un lâcher, le volume de chaque lâcher rapporté à la variation du niveau d'eau au cours du lâcher (ALBERGEL et al., 1990).

En 1989, le volume maximal, d'environ 220 180 m³, est atteint le 21 septembre à la cote limnimétrique 83 cm. Le niveau de la retenue est stabilisé à la cote 74 cm correspondant à un volume d'environ 140 000 m³ (ALBERGEL et al., 1990).

2.2. Transfert de l'eau par ruissellement de surface

2.2.1. Le ruissellement sous pluies naturelles

2.2.1.1. La pluie au sol

CHEVALLIER et LAPETITE (1987) montrent l'importance de la prise en compte de la pluviométrie tombée au sol plutôt que celle enregistrée dans les conditions standard, à savoir à 1 mètre de hauteur. En effet, l'écart entre les deux mesures varie selon le lieu géographique et augmente avec son degré de continentalité. Il s'ensuit une source d'erreur potentielle dans le calcul de bilan hydrologique d'un bassin versant ou de bilan hydrique d'un sol.

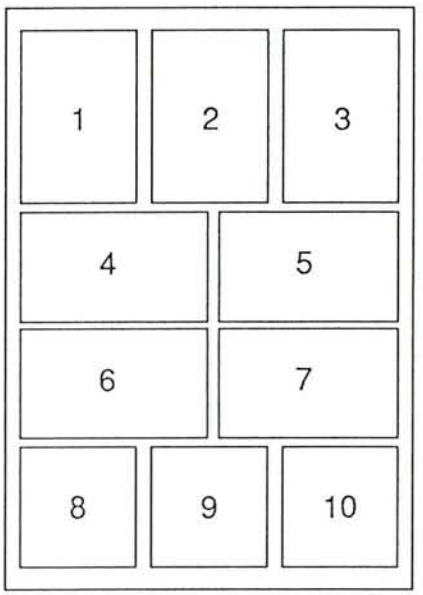
La relation obtenue en 1989 sur le site de Djiguinoum est :

$$P_{sol} = 1.0004 \times P_{1m} + 1.204 \qquad r^2=0.985 \qquad n=48 \text{ valeurs}$$

On constate qu'il y a très peu de différence entre les deux paramètres.

Planche photographique P4

L'hydrologie du bassin versant



1 Ecoulement de surface dans le bassin versant Le Brusq

2 Mesures gamma-densimétrique et neutronique

3 Bac d'évaporation en amont du barrage anti-sel

4 Mesures limnimétriques au barrage anti-sel
(à gauche, le système CHLOÉ, à droite le système à tambour enregistreur)

5 Infiltromètre double anneau (type Müntz)

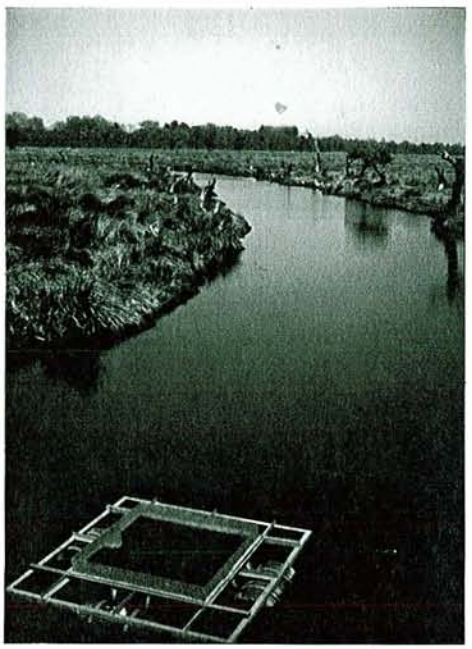
6 Parcelle de ruissellement de 50 m^2 avec le partiteur 1/10 du système de collecte des eaux

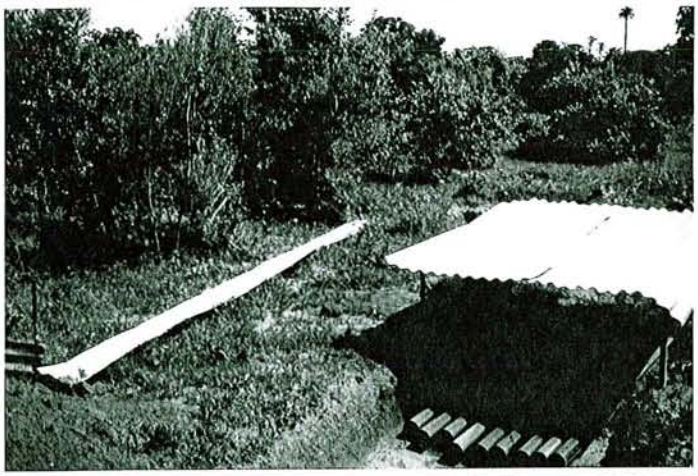
7 Simulateur de pluies installé sur un sol de tanne vif (parcelle SS8)

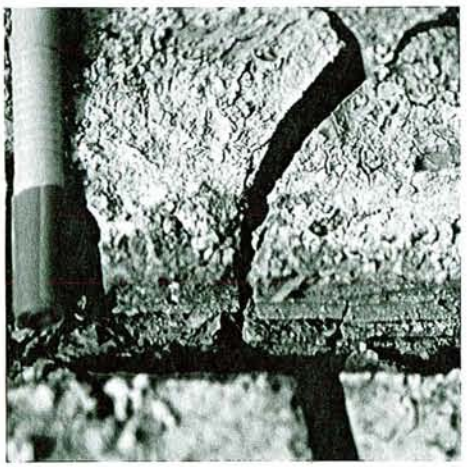
8 Sur un sol ferrugineux de versant, érosion d'un billon sous pluie naturelle

9 Croûte de décantation au bas d'un versant avec formation de dépôts d'oxydes de fer et d'argile

10 Suintement de la nappe au bas du versant avec oxydation du fer à la surface du sol







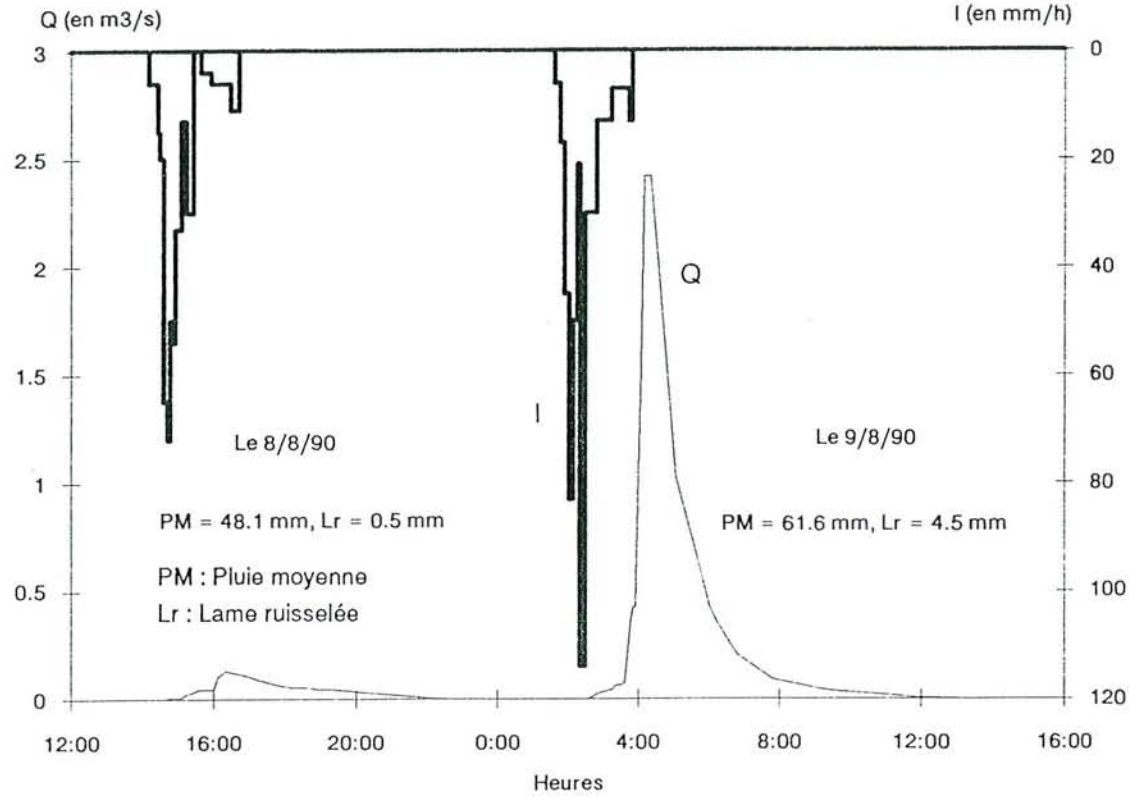
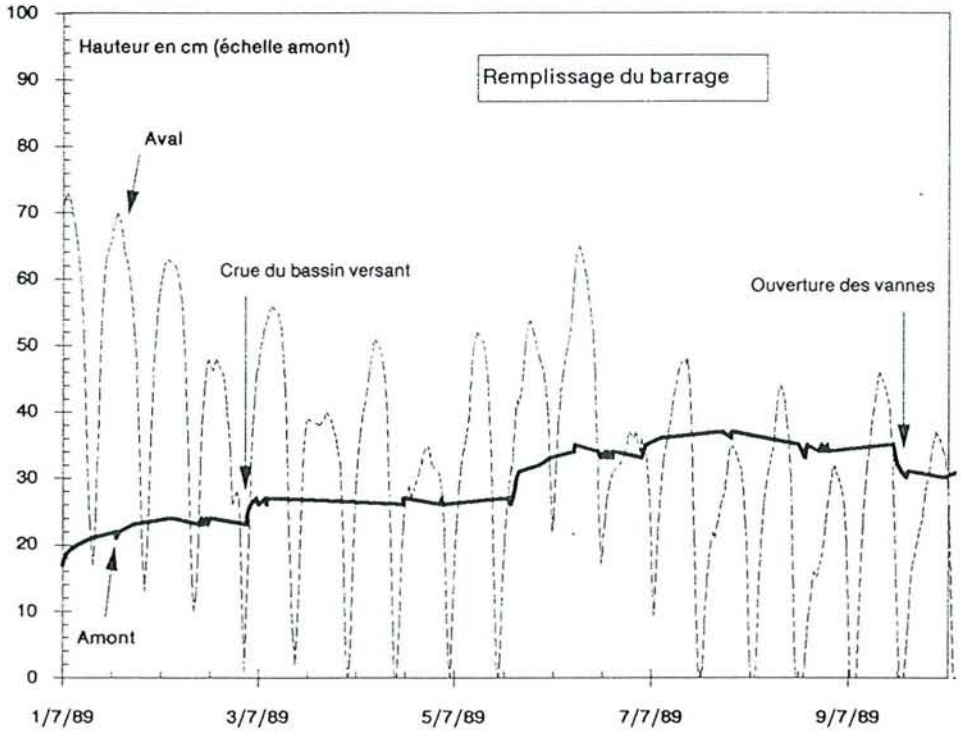


Figure V-2
Hydrogrammes de crue sur le sous-bassin Le Brusq
(d'après MARIEU, 1991 ; ALBERGEL et al., 1991d)

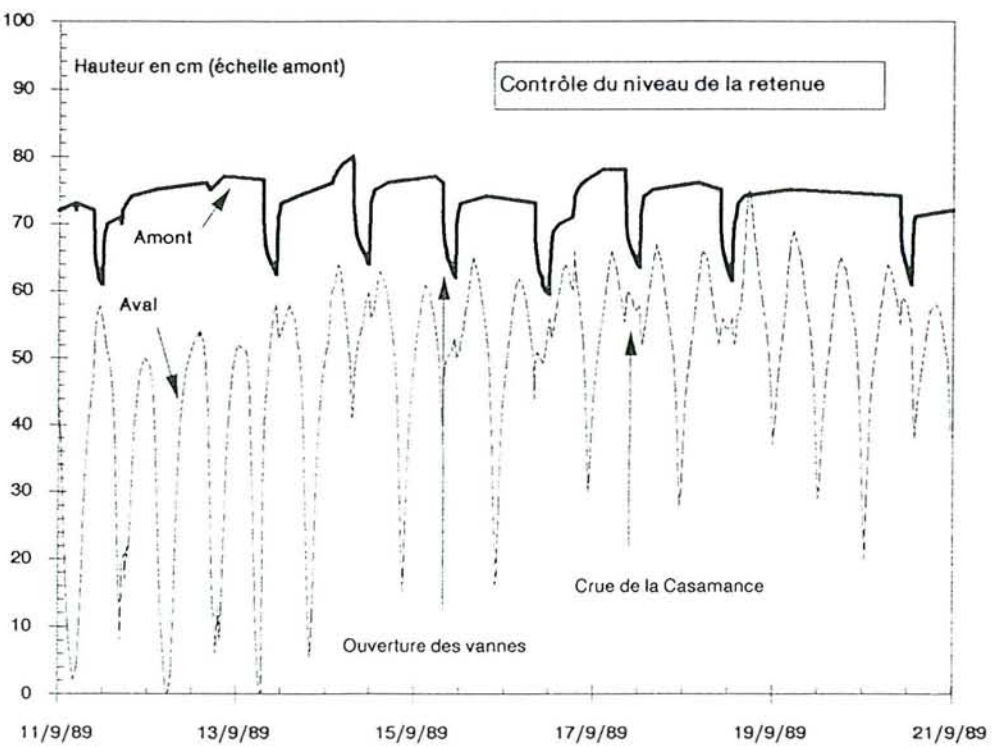
Tableau V-2
Caractéristiques des crues de fréquence décennale
sur le bassin versant de Djiguinoum (d'après ALBERGEL et al., 1991d)

Bassin	Surface	Tm	Tb	Pm	Le	Kr	Qm	Qmax	a
	(km^2)	(h)		(mm)		(%)	($m^3\ s^{-1}$)		
Djiguinoum	25.74	10	37	136	9.5	7.0	1.73	4.3	2.5
Fégroum	16.80	5	30	138	5.0	3.6	0.76	1.9	2.5
Le Brusq	2.54	1.25	4	154	13.2	8.6	2.4	7.2	3.0

Tm : Temps de montée
Tb : Temps de base
Kr : Coefficient de ruissellement
Pm : Pluie moyenne
Le : Lame écoulée
a : Coefficient de forme (=Qmax/Qm)
Qm : Débit moyen
Qmax : Débit de pointe



a : au début de la saison des pluies (1ère décade de juillet 1989)



b : au cours de la saison des pluies (2ème décade de septembre 1989)

Figure V-3
Evolution temporelle des hauteurs d'eau
à l'amont et à l'aval du barrage de Djilakoun (d'après ALBERGEL et al., 1991d)

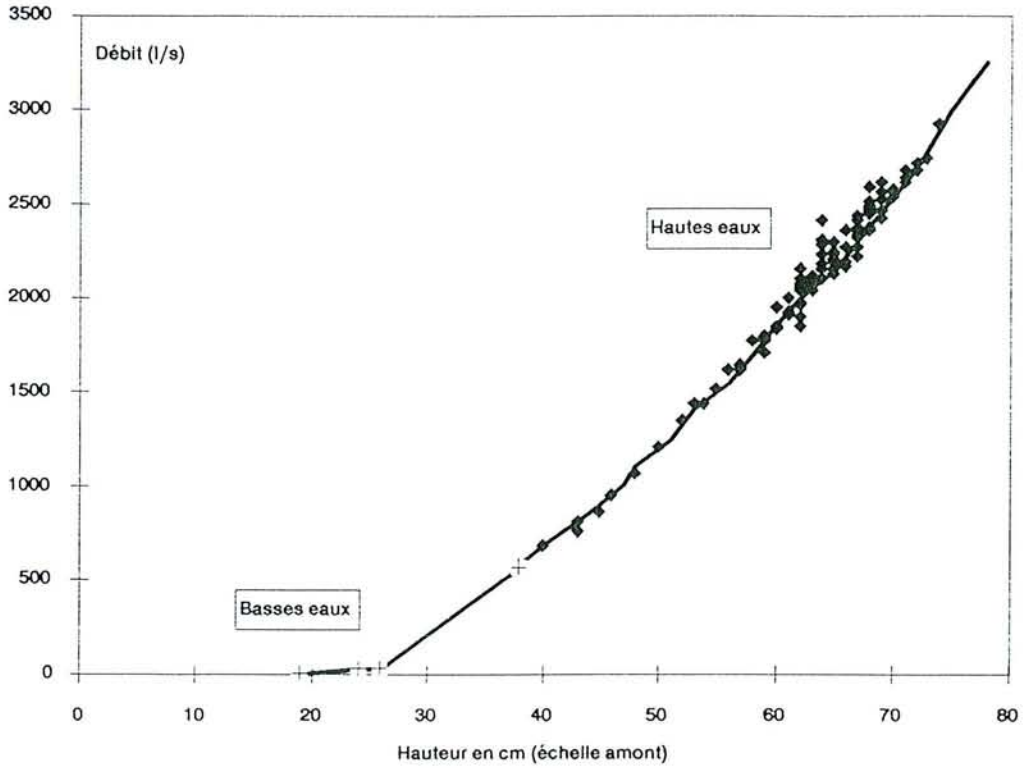


Figure V-4
Relation débit d'eau sortant - hauteur d'eau amont au barrage de Djilakoun (d'après ALBERGEL et al., 1990)

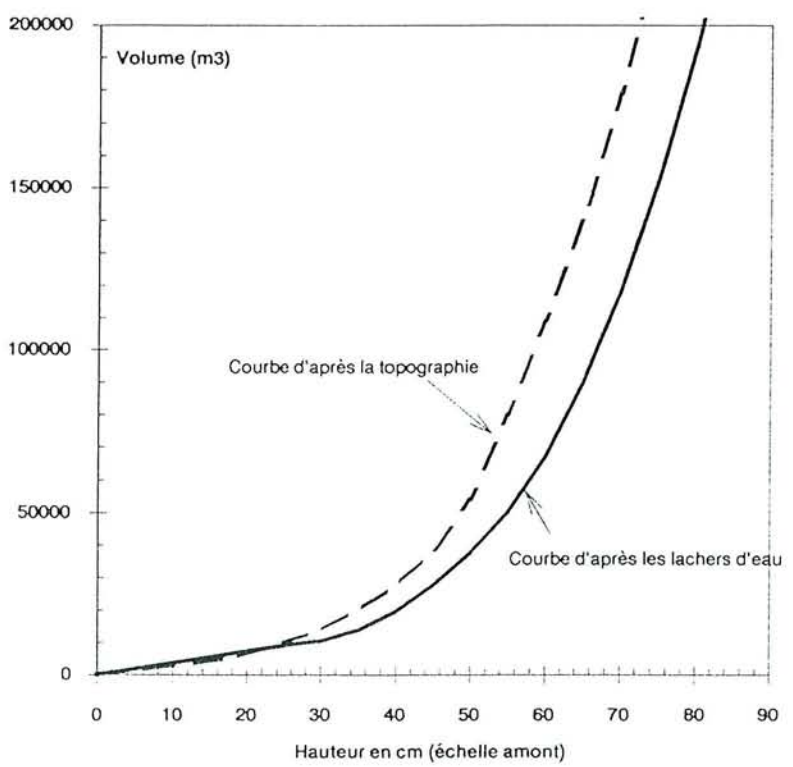


Figure V-5
Relation volume d'eau de la retenue - hauteur d'eau amont au barrage de Djilakoun (d'après ALBERGEL et al., 1991d)

2.2.1.2. Les facteurs du ruissellement

ALBERGEL et al. (1990) montrent statistiquement que le ruissellement dépend de la pluie totale (P), de l'intensité maximale pendant 5 mn (Imax) et d'un indice d'humidité des sols (indice de Kohler) qui s'exprime par la relation (RODIER, 1992) :

$$IK_n = (IK_{n-1} + P_{n-1}) \, Exp^{-\beta t}$$

où t représente le temps (en jours) séparant les pluies n et n-1 et β le coefficient de décroissance ($\beta = 0.5$).

Les équations, obtenues par régression multiple, sont de la forme :

$$Lr = a\,P + b\,(PxIK) + c\,Imax + d$$

où Lr et P sont exprimés en mm et Imax en mm h^{-1}.

Pour chaque type de sol, les coefficients d'ajustement statistique sont donnés dans le tableau V-3. Les régressions multiples sont calculées à partir des données obtenues sur les grandes parcelles de ruissellement (50 m^2) au cours de la saison des pluies 1989.

Pour les deux types de sol, le ruissellement dépend principalement du paramètre Imax qui varie de 42 à 216 mm h^{-1}.

Pour le sol rouge, la pluie P est le second facteur expliquant le ruissellement. En revanche, l'indice de Kohler ne constitue pas un facteur explicatif. Les coefficients de ruissellement les plus élevés sont obtenus pour des averses généralement supérieures à 40 mm. La lame ruisselée maximale enregistrée en 1989 est de 7.7 mm pour une pluie au sol de 61.9 mm (le 5 septembre), soit un coefficient de ruissellement de 12.4 %. Pour trois autres pluies, ce coefficient a été également supérieur à 10 %.

Pour le sol beige, c'est le terme PxIK qui contribue, après le paramètre Imax, à la genèse du ruissellement. Celui-ci est plus important pour les événements pluvieux les plus forts. La lame ruisselée maximale est de 15.4 mm pour une pluie au sol de 61.1 mm (également le 5 septembre), soit un coefficient de ruissellement de 25.2 %. La valeur de 20 % a été dépassée par deux autres pluies.

Tableau V-3

Paramètres statistiques de la relation Lr=f(P, PxIK, Imax)
(d'après ALBERGEL et al., 1990)

Type de sol	a	b	c	d	r^2	n
Sol rouge	0.0597	0	0.0231	-2.22	0.621	25
Sol beige	0	0.0035	0.0547	-4.17	0.586	24

2.2.2. Le ruissellement sous pluies simulées

2.2.2.1. Evolution des états de surface sous pluies simulées

Avant la simulation de pluies, les états de surface des parcelles sont décrits dans le tableau V-4.

En fin de simulation, on observe une redistribution des matériaux en surface avec une ségrégation des particules fines. Des fers à béton de 10 cm, constituant des repères visuels, ont été enfoncés verticalement jusqu'à leur affleurement en surface en plusieurs emplacements de chaque parcelle. Ils apparaissent très nettement dénudés après les pluies, notamment sur les parcelles du plateau cultivées en billons (SR1 et SB5). Une perte de sol de 5 mm a été mesurée sur la parcelle SR1. La moquette pulvérulente de la parcelle SS8 s'est immédiatement tassée sur plusieurs millimètres formant une couche continue saturée d'eau.

Tableau V-4

Description des états de surface des sols du bassin versant de Djiguinoum avant la simulation de pluies (d'après ALBERGEL et al., 1991a)

	Sol rouge de plateau	
SR1	SR2	SR3
Culture sur billons	Ancienne jachère	Ancienne jachère/Sol nu
. sables grossier et fin déliés, mottes centimétriques (5 %) pellicule	. pellicule indurée sous recouvrement sableux, sables blanchis sous la pellicule	. pellicule indurée sous recouvrement sableux, sables blanchis sous la
. végétation morte : 2 % sur les 2 billons, 70 % dans les 3 interbillons	. végétation sèche en place : couverture 30 %, hauteur 10 cm, mo en surface, litière 100 %, rejet vivant de *Combretum*	. végétation sèche en place : couverture 30 %, hauteur 10 cm, mo en surface, litière 60 %
. fort microrelief non obstruant (15 cm)	. termites : activité importante	. termites : activité importante
. C1 (*)	. DES (*)	. DES (*)
	Sol beige de plateau	
SB4	SB5	SB6
Ancienne jachère	Culture sur billons	Ancienne jachère
. placage épais de sable fin	. pellicule de ruissellement sur le billon, sables blanc et fin dans l'interbillon	. placage de sable fin sur surface de ruissellement
. végétation 30%, litière 10 %	. fort microrelief partiellement obstruant	. végétation 50%, litière 10 %
. forte activité mésofaunique	. activité mésofaunique moyenne	. activité mésofaunique moyenne
	. C1 (*)	
	Sol sulfaté acide de bas-fond	
SS7	SS8	SS9
Culture à plat en casier rizicole	Sol nu non cultivé (tanne vif)	Culture sur billons en casier rizicole
. mottes argileuses fondues et incluses dans une pellicule	. pellicule poudreuse centimétrique (moquette salée)	. fort microrelief totalement obstruant dans la parcelle (billons de 25-30 cm)
. réseau de fentes de retrait	. réseau de fentes de retrait sous la moquette	. fentes de retrait dans le billon
. anciens pieds de riz secs (10 %)		

(*) : CASENAVE et VALENTIN, 1989
C1 : surface cultivée à porosité vésiculaire absente ou faible
DES : croûte de dessiccation
MO : matière organique

2.2.2.2. Coefficient de ruissellement sous pluies simulées

Le tableau V-5 résume les principales caractéristiques hydrauliques pour chaque site à la première (état sec) et à la dernière pluie (état humide: 378 mm de précipitation en 5 jours).

Le sol rouge, sablo-argileux en surface et argilo-sableux, à structure pseudo-particulaire en profondeur, présente une bonne capacité d'infiltration lors de la première pluie. La réorganisation des particules en surface (tassement, ségrégation, migration) apparaissant au cours des cinq pluies successives diminue de manière significative cette capacité : la vitesse d'infiltration se stabilise autour de 60 mm h^{-1} dans les parcelles cultivées ou en jachère. L'importance de l'infiltration sur la parcelle SR2 peut s'expliquer par une meilleure protection de la surface du sol : la végétation et la litière, couvrant toute la parcelle, limitent l'effet énergétique des pluies.

Tableau V-5

Lame d'eau ruisselée et infiltrée sous pluies simulées pour trois types de sols du bassin versant de Djiguinoum (d'après ALBERGEL et al., 1991a)

Parcelle	Occupation du sol	Etat hydrique	Pu (mm)	Pi (mm)	Li (mm)	Kr (%)	Vs (mm/h)	Vsm (mm/h)
			Sol rouge de plateau					
SR1	Culture sur billons (arachide-mil)	1	96.7	41.5	93.7	≈	89	50
		2	96.7	16.8	63.5	34	40	
SR2	Ancienne jachère	1	96.7	96.7	96.7	0	-	>135
		2	96.7	69.7	96.7	0	-	
SR3	Ancienne jachère /Sol nu	1	96.7	96.7	96.7	0	-	65
		2	96.7	24	86.4	34	65	
			Sol beige de plateau					
SB4	Ancienne jachère /Sol nu	1	96.7	23.2	83.1	14	62	35
		2	96.7	7.0	49.5	51	35	
SB5	Culture sur billons (arachide-mil)	1	96.7	96.7	96.7	0	-	50
		2	96.7	15	79.3	18	50	
SB6	Ancienne jachère	1	96.7	21	90.4	7	-	38
		2	88.4	3	50.2	43	38	
			Sol sulfaté acide de bas-fond					
SS7	Culture à plat (riz)	1	60	11	57.9	4	56	48
		2	60	10	49.5	18	45	
SS8	Sol nu (tanne vif)	1	60	6	15.8	74	13	5
		2	60	2	2.8	98	2	

Pu : Hauteur totale de l'averse simulée
Pi : Pluie d'imbibition
Li : Lame infiltrée
Kr : Coefficient de ruissellement
Vs : Vitesse d'infiltration stabilisée
Vsm : Vitesse d'infiltration stabilisée sur tout le protocole
1 : Parcelle à l'état sec
2 : Parcelle à l'état humide

L'horizon de surface, sablo-argileux, du sol beige se colmate rapidement et induit un ruissellement dès la première pluie. Le ruissellement augmente avec l'état hydrique initial du sol. La vitesse d'infiltration stabilisée est de l'ordre de 40 mm h^{-1} sur les parcelles en végétation naturelle et de 50 mm h^{-1} sur le sol cultivé : cette différence s'explique par le microrelief de la parcelle cultivée qui intercepte une partie de l'eau ruisselée et favorise son infiltration.

Dans le bas-fond, la composante ruissellement prédomine. L'alternance humectation-dessiccation favorise la formation d'une croûte saline imperméable qui empêche l'infiltration dès la seconde pluie.

2.2.3. Transport de matières solides

Le transport solide (Ts) dépend de la lame d'eau ruisselée (Lr) et de la concentration de cette eau en matières solides (Crs). La relation s'écrit :

$$Ts = Lr\ Crs$$

où Ts est exprimé en g m^{-2}, Lr en mm et Crs en g L^{-1}.

Le tableau V-6 présente les valeurs minimales et maximales du transport solide mesuré en 1989 et 1990 sur grande parcelle (50 m^2) et en 1991 sur petite parcelle (1 m^2).

Une analyse en composantes principales a été réalisée par ALBERGEL et al. (1990) sur les données de 1989 en regroupant les variables précédentes et celles expliquant le ruissellement (voir paragraphe 2.2.1.2.). Elle montre que le transport solide est essentiellement lié à la lame ruisselée. En revanche, la concentration en matières solides dépend uniquement de la nature du sol : elle est en général plus élevée pour le sol beige.

Pour les deux sols, on constate, en 1990, une diminution du transport solide. Un couvert végétal plus continu et plus dense en est probablement la cause. Les dimensions des parcelles étant différentes, les valeurs obtenues en 1991 ne peuvent pas être comparées avec celles des années précédentes. Cependant, on constate qu'elles sont élevées, notamment à la fin de la saison des pluies : la pluie du 9 octobre représente environ 70 % du transport solide annuel pour le sol beige et 30 % pour le sol rouge.

Tableau V-6

Valeurs minimales et maximales du transport solide observées durant trois saisons des pluies sur le bassin versant de Djiguinoum

Date		Sol beige					Sol rouge				
		P	Lr	Kr	Crs	Ts	P	Lr	Kr	Crs	Ts
		(mm)		(%)	(g L^{-1})	(g m^{-2})	(mm)		(%)	(g L^{-1})	(g m^{-2})
Grande parcelle (50 m^2)											
1989	24/8	42.4	0.6	1.4	0.10	0.06	44.3	0.4	0.9	0.62	0.25
	5/9	61.1	15.4	25.2	0.35	5.36	61.9	7.7	12.4	0.32	2.43
1990	20/7	37.2	0.5	1.3	0.30	0.15	37.6	0.2	0.5	0.27	0.05
	6/9	52.3	5.2	9.9	0.33	1.72	54.6	4.2	7.7	0.24	1.00
Petite parcelle (1 m^2)											
1991	2/9	42.1	4.6	10.9	0.24	1.10	39.6	3.8	9.6	0.41	1.54
	9/10	101.8	27.0	26.5	3.05	82.27	103.2	27.4	26.6	1.00	27.48

P : Pluie Lr : Lame ruisselée Kr : Coefficient de ruissellement
Crs : Concentration en matières solides Ts : Transport solide

3. LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE INTERNE DES SOLS

3.1. Transfert de l'eau par infiltration dans les sols

3.1.1. La perméabilité naturelle et le stockage de l'eau dans les sols

Sur sol beige, la densité apparente diminue de 1.45 à 1.3 depuis la surface jusqu'à 75 cm. En profondeur, elle s'accroît régulièrement pour atteindre, à 245 cm, une valeur voisine de 1.6. Le profil de densité est beaucoup plus uniforme pour le sol rouge. Les valeurs en surface sont similaires à celles obtenues sur sol beige (environ 1.45), tandis qu'en profondeur elles fluctuent entre 1.45 et 1.55.

La répartition de la porosité totale au sein de ces deux sols se distingue donc nettement (voir plus loin la figure V-8) :

- le sol beige se caractérise par une différenciation verticale avec une porosité maximale de 50 % entre 75 et 95 cm. Elle est d'abord croissante en surface (de 40 à 50%), puis décroissante en profondeur (de 50 à 35 %).
- le sol rouge présente un profil relativement homogène (porosité comprise entre 40 et 45 %).

Les profils d'humidité volumique avant la saison des pluies 1990 présentent une allure que l'on retrouvera après la réhumectation (figure V-6a) :

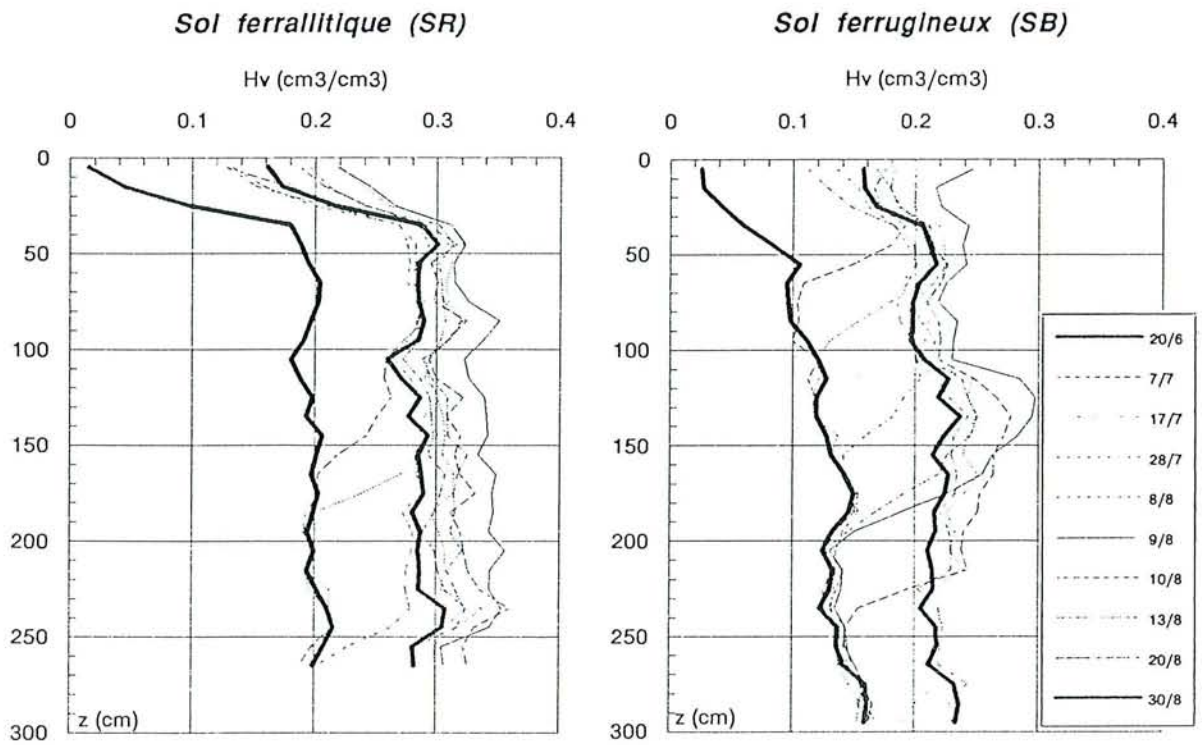
- pour le sol beige, l'humidité croît régulièrement, de 0.02 $cm^3\ cm^{-3}$ en surface à 0.16 $cm^3\ cm^{-3}$ à la base du profil et ce malgré quelques fluctuations.
- pour le sol rouge, on note des teneurs plus élevées réparties différemment. On observe d'abord une augmentation rapide jusqu'à 45 cm (de 0.02 à 0.19 $cm^3\ cm^{-3}$), puis la teneur en eau se stabilise autour de 0.20 $cm^3\ cm^{-3}$.

⋄ Sur la période du 20/6 au 30/8/1990, les profils hydriques indiquent que la cinétique d'infiltration est beaucoup plus rapide sur sol rouge (figure V-6a). Le 28/7, le front d'humectation se situe à environ 1.40 m sur sol beige et 2.50 m sur sol rouge. L'amplitude de variation de la teneur en eau entre ces deux états est relativement constante (environ 0.10 $cm^3\ cm^{-3}$) sur tout le profil et on ne note pas de différence significative entre les deux sols

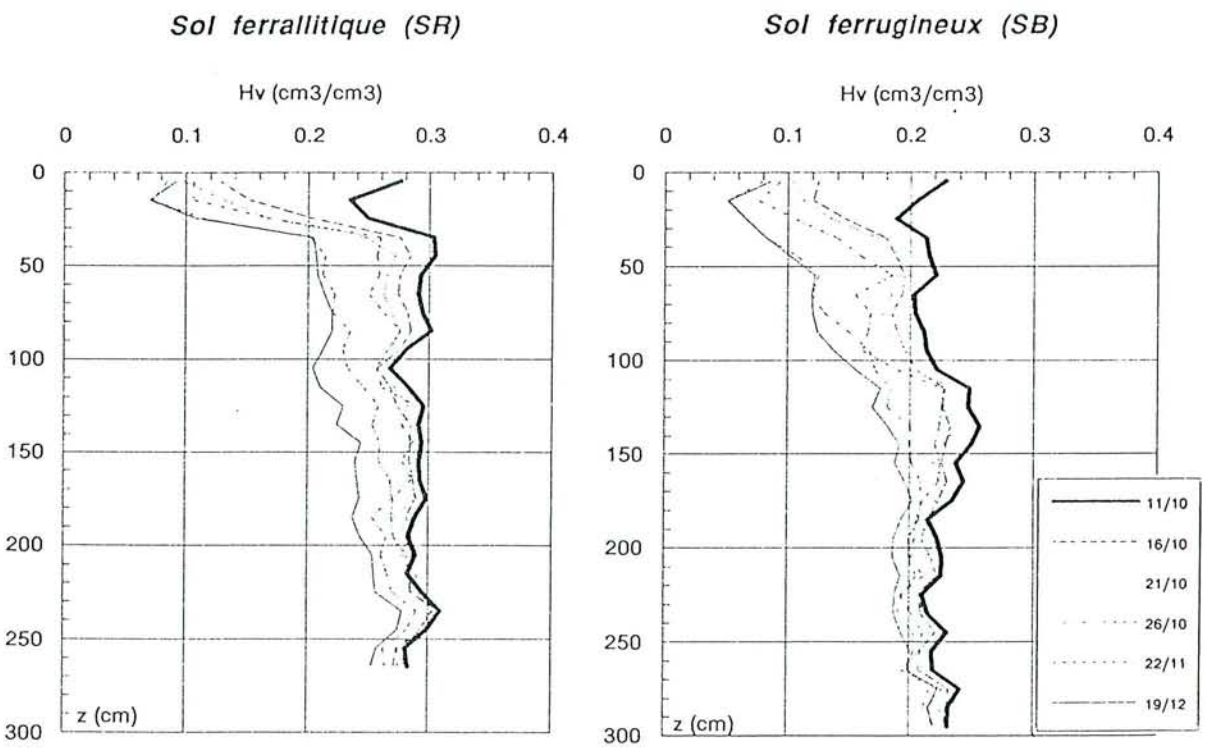
Les valeurs maximales et minimales d'humidité définissent deux états hydriques du sol: la saturation apparente et la capacité au champ. Les profils hydriques étant relativement uniformes, on peut estimer la saturation apparente à 0.30 et 0.23 $cm^3\ cm^{-3}$ sur sol rouge et beige et la capacité au champ à 0.28 et 0.21 $cm^3\ cm^{-3}$.

La réponse de ces deux sols à la pluie du 8/8 (plus de 100 mm) est bien distincte. Dans le sol beige, la pluie infiltrée provoque un engorgement dans la couche 100-150 cm et le profil hydrique présente un renflement très prononcé. Celui-ci se résorbe très rapidement par drainage vertical et latéral. Pour le sol rouge, déjà complètement réhumecté, tout le profil participe au stockage de l'eau infiltrée, ce qui s'explique par une circulation rapide de l'eau. Une partie de la porosité disponible est susceptible de se remplir lors d'apports particulièrement abondants.

Sur sol beige, le front d'humectation atteint la profondeur de 295 cm au bout de 44 jours, ce qui fait une vitesse d'infiltration moyenne de 67 mm j^{-1}. Les deux pluies importantes du 30/6 et du 8/8, supérieures à 100 mm, provoquent de brutales variations de la cinétique. Entre le 14/7 et le 28/7, le front chemine régulièrement sous l'effet de plusieurs pluies abondantes (vitesse moyenne de 61.5 mm j^{-1}). Sur sol rouge, il ne faut que 29 jours pour atteindre 265 cm, soit une progression moyenne d'environ 90 mm j^{-1}.



a : phase d'humectation (saison des pluies)



b : phase de ressuyage (saison sèche)

Figure V-6

Evolution temporelle des profils hydriques de deux sols du bassin versant de Djiguinoum

• La phase de ressuyage débute le 11/10/1990 (figure V-6b). Le sol rouge se dessèche très rapidement en surface, la teneur en eau passant de 0.28 à 0.10 cm^3 cm^{-3} en 10 jours. L'amplitude de variation est plus faible sur sol beige (0.12 cm^3 cm^{-3}). Il s'agit de la phase rapide de redistribution de l'eau.

Dès le 22/11, le profil des deux sols a pratiquement retrouvé son aspect initial sur les 60 premiers centimètres.

3.1.2. La perméabilité des sols à saturation

Avec la méthode infiltrométrique Müntz, la vitesse stabilisée d'infiltration est de l'ordre de 100 mm/h sur sol rouge. Les deux essais effectués sur sol beige indiquent des vitesses notablement supérieures. Elles sont de l'ordre de 350 et 600 mm/h. Une des courbes marque une inflexion en fin d'essai, la vitesse se stabilisant à 150 mm/h (figure V-7). La lame totale infiltrée a réhumecté environ le premier mètre de sol.

Cette énorme différence avec le sol rouge, pourtant considéré comme plus filtrant naturellement, peut s'expliquer d'une part par le mode d'apport (lame de submersion) et par la porosité du sol.

Pour le sol beige, le profil de porosité (voir plus loin la figure V-8) montre que le volume poral augmente régulièrement jusqu'à 80 cm puis décroît. L'infiltration est ainsi favorisée dans la partie supérieure du sol, car l'apport permet le remplissage quasi total de cette porosité. C'est loin d'être le cas sous pluie naturelle ou simulée. On note, pour le 2ème essai (figure V-7), un ralentissement de l'infiltration lorsque la porosité diminue à partir de 80 cm.

Pour le sol rouge, l'infiltration est plus lente et plus régulière car la porosité disponible est plus faible en surface que pour le sol beige et reste uniforme sur l'ensemble du profil.

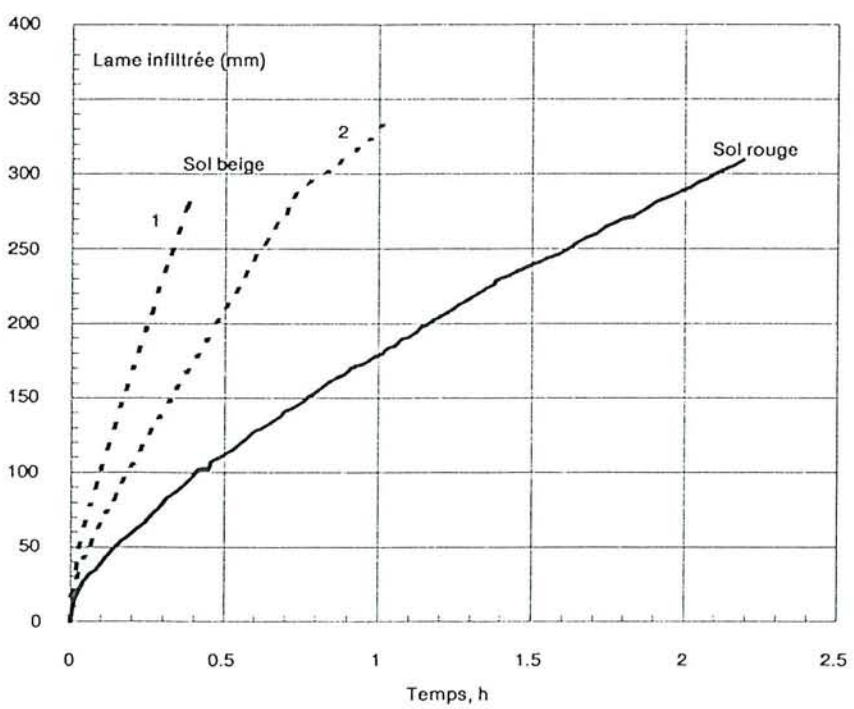


Figure V-7
Evolution temporelle de la lame infiltrée sous charge constante dans deux sols du bassin versant de Djiguinoum

3.2. Degré de saturation des sols

Pour visualiser le degré de saturation du sol, nous avons comparé le profil de porosité totale au profil de teneur en eau maximale (au 9/8 pour le sol rouge et 14/8 pour le sol beige) et à celui voisin de la capacité de rétention (au 1/10).

La saturation est incomplète sur les deux types de sol, notamment pour le sol beige (figure V-8). Le taux de saturation maximum (rapport entre la teneur en eau volumique maximale et la porosité totale) est compris entre 40 à 60 % pour le sol beige avec un profil hydrique relativement uniforme. Il oscille entre 75 et 80 % pour le sol rouge, seuls les 25 premiers centimètres présentent un taux voisin de celui observé sur sol beige (50 à 60 %).

3.3. Durée du transfert vers la nappe

En supposant que le sol conserve les mêmes caractéristiques physiques que celles des 3 premiers mètres, il est possible d'estimer le temps que mettra l'eau pour atteindre la nappe. Il est de 100 j, soit environ 3 mois, pour le sol beige et de 155 j, soit environ 5 mois, pour le sol rouge. L'alimentation de la nappe se fait donc dans un premier temps au niveau des sols beiges et se poursuit ensuite vers les sols rouges pendant et après la saison des pluies. Cette remontée sous les sols beiges de versant favorise son écoulement vers le centre du plateau.

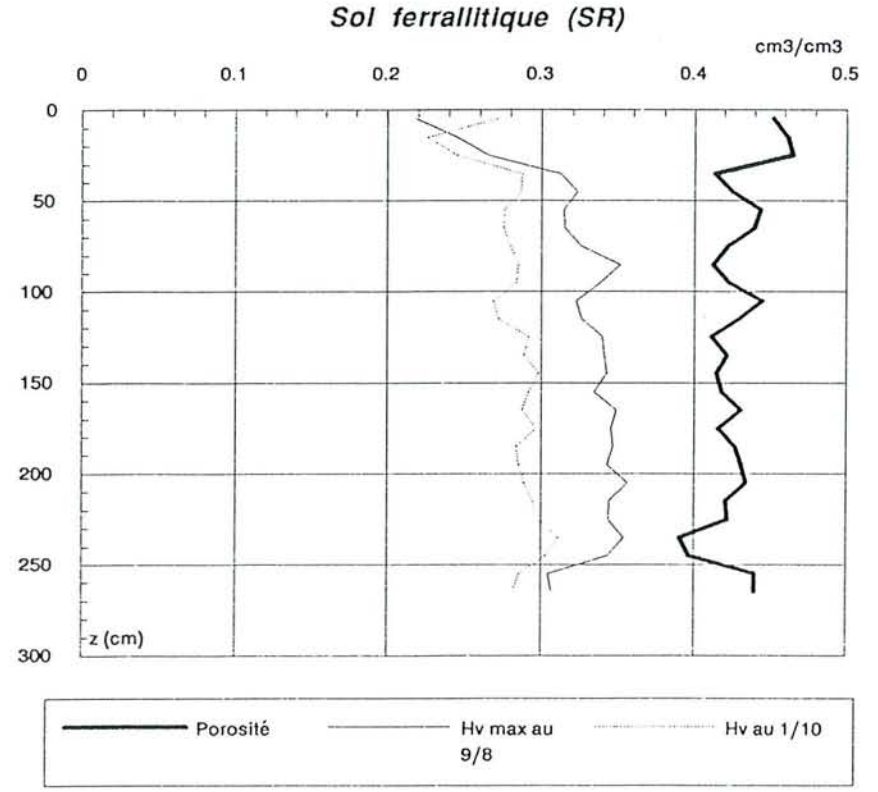
4. LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE SOUTERRAIN

4.1. Evolution interannuelle du niveau de la nappe

Les figures V-9a et V-9b montrent la distribution spatiale de la nappe du bas-fond à deux périodes de l'année. On constate que les gradients piézométriques sont faibles et que la dynamique de la nappe est quasiment la même dans tout le bas-fond. L'évolution saisonnière de la nappe à l'échelle du bassin versant devrait se rapprocher de celle observée sur la toposéquence de Fégroum (voir au chapitre III)

- Durant la saison des pluies, la recharge de la nappe se fait d'abord à la base du versant et se propage régulièrement vers le plateau. L'écoulement de base s'accroît à mesure que la zone saturée s'étend. Celle-ci contribue à l'alimentation du bas-fond selon la régularité et l'intensité des apports météoriques (PLANCHON, 1991). La circulation verticale de l'eau peut être perturbée par les organisations pédologiques : le sous-système cuirassé joue le rôle de drain naturel ; le comportement hydrique des sous-systèmes appauvri et hydromorphe favorise l'écoulement latéral de l'eau.
- Après les pluies, la percolation des eaux à travers le sol se poursuit sous les plateaux et la partie supérieure du versant, alimentant ainsi la nappe sous les interfluves (figure V-9b). Plus la zone non saturée, traversée par les eaux, est épaisse, plus la recharge de la nappe est différée : ce retard peut atteindre plusieurs mois après le début des pluies au sommet des plateaux. L'importance de la recharge dépend également de cette épaisseur. La reprise de l'évapotranspiration fait baisser le niveau de la nappe, d'abord dans la zone située en bas de versant et occupée par une végétation ripicole. La décharge de la nappe sera d'autant plus forte que l'épaisseur de la zone non saturée est faible (MALOU, 1992).

Ainsi, il y a un rééquilibrage de l'aquifère à l'échelle du bassin versant, entre deux saisons humides, par des flux verticaux, descendants sous le plateau (drainage) et ascendants sous les bas de versant (évapotranspiration). Par ailleurs, l'écoulement basal draine latéralement le bassin versant et les eaux souterraines douces rentrent en contact



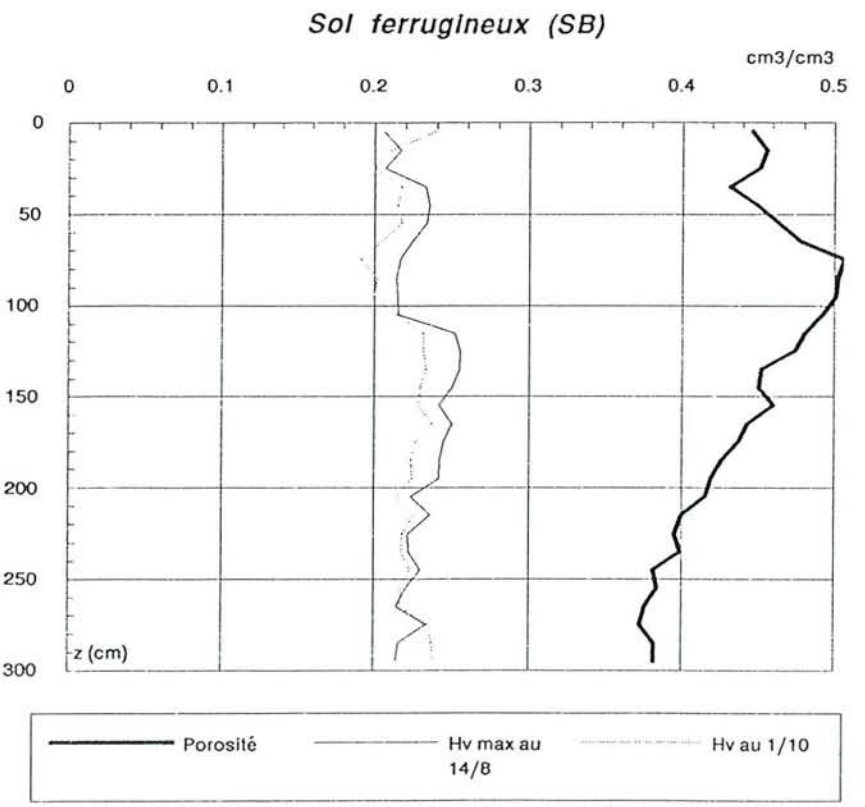


Figure V-8

Remplissage de la porosité totale de deux sols du bassin versant de Djiguinoum au cours de la saison des pluies

avec les eaux salées du bas-fond (voir le paragraphe suivant) : dans la partie amont, l'alimentation du bas-fond est permanente quoique faible, tandis que, dans la partie aval, elle se modifie durant une partie de la saison sèche. Le sens de l'écoulement s'inverse à cause de la formation d'un creux piézométrique. Celui-ci est repéré essentiellement dans la zone occupée par la nappe salée (figure V-9a).

⋄ Depuis deux décennies, l'écoulement de base s'est trouvé sensiblement modifié (LE PRIOL, 1983). Il alimente le bas-fond de manière moins permanente qu'au cours des années à pluviométrie abondante. FAUCK (1972) et BERTRAND (1973) ont noté que l'émergence de la nappe suivant une ligne de sources était généralisée, dans le bas des versants, pendant une bonne partie de l'année. CADILLAC (1965) a montré que cet écoulement était déterminant pour les rizières de bas de versant.

A Djiguinoum, nous avons pu observer la manifestation de cet écoulement de base en quelques endroits, notamment à la faveur d'une rupture de pente. Le tarissement intervient rapidement (1 à 2 mois après la saison des pluies) et seule la coloration rouille des dépôts d'oxyhydroxydes de fer en surface témoigne de l'existence de cet écoulement. Ces dépôts ne doivent pas être confondus avec ceux provenant de l'écoulement direct de surface qui entraîne les particules d'argile et de fer, se concentre et débouche dans le bas-fond en de nombreux sites, caractérisés par une végétation hygrophile.

Les modalités de la recharge dépendent donc de l'abondance des apports de l'année et des caractéristiques dynamiques de l'aquifère avant ces apports. Le bilan annuel de la recharge, s'il peut être positif une année, est globalement déficitaire depuis deux décennies (MALOU, 1989). La modification durable du rôle de la nappe dans la dynamique interne du système sol ne sera pas sans conséquence sur l'évolution pédogénétique.

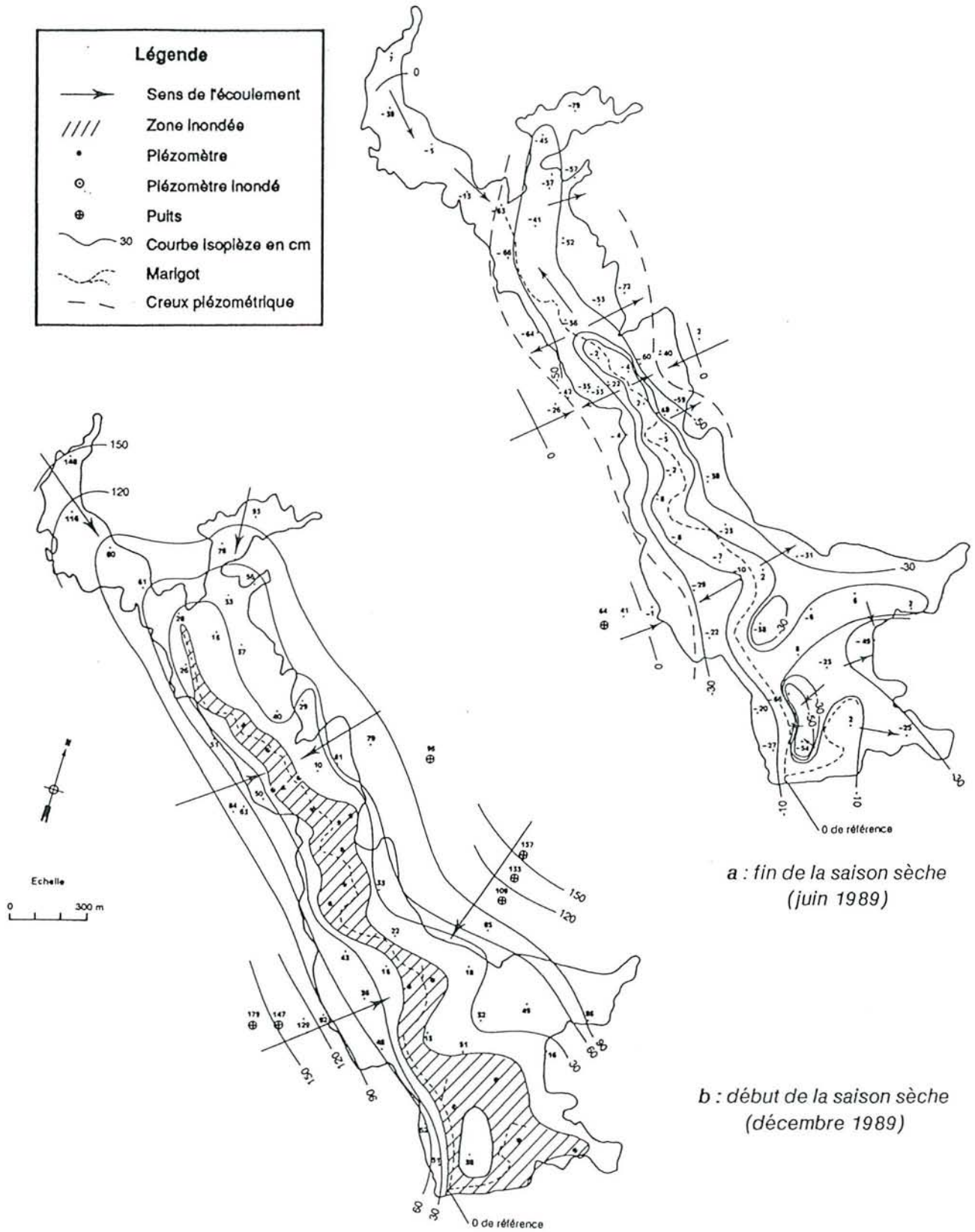
Pour résumer les observations précédentes, les figures V-10a, V-10b et V-10c présentent, sur une coupe transversale schématique, le fonctionnement hydrologique souterrain du bassin versant de Djiguinoum au cours d'un cycle annuel.

4.2. Relation entre la nappe de plateau et la nappe salée

L'existence d'une relation entre la nappe des interfluves drainant les formations du Continental terminal et la nappe salée des sédiments du bas-fond est une question d'actualité. S'agit-il du même aquifère, perturbé dans le bas-fond par les intrusions marines, ou bien de la superposition de deux systèmes?

Il semblerait que la seconde hypothèse soit la plus plausible. En effet, des mesures isotopiques récentes, réalisées sur la nappe du bas-fond de Djiguinoum, montrent qu'il existe une relation positive entre la salinité et l'enrichissement en isotopes stables de l'eau (oxygène 18 et deutérium). Les eaux douces du domaine continental sont peu évaporées et voisines de la composition isotopique de l'eau de pluie. Par contre, les eaux de la nappe salée sont riches en isotopes stables et plus elles sont salées, plus elles sont évaporées. La nappe fonctionnerait donc comme un système évaporétique relativement cloisonné, amenant la formation du creux piézométrique observé précédemment (ALBERGEL et al., 1991d).

Ces constatations rejoignent les observations de RAUNET (1985) sur les bas-fonds des régions soudano-guinéennes : la "nappe d'alluvions" s'épuise en saison sèche alors que la nappe "sous-alluviale" sous-jacente, connectée à la nappe phréatique des interfluves, reste permanente. Dans notre cas, la proximité des eaux océaniques empêcherait l'épuisement de la nappe de surface. On a schématisé, sur les figures V-11a, V-11b et V-11c, la disposition probable de ces nappes au cours d'un cycle annuel.



a : fin de la saison sèche (juin 1989)

b : début de la saison sèche (décembre 1989)

Figure V-9
Distribution spatiale des isopièzes de la nappe du bassin versant de Djiguinoum à deux périodes de l'année

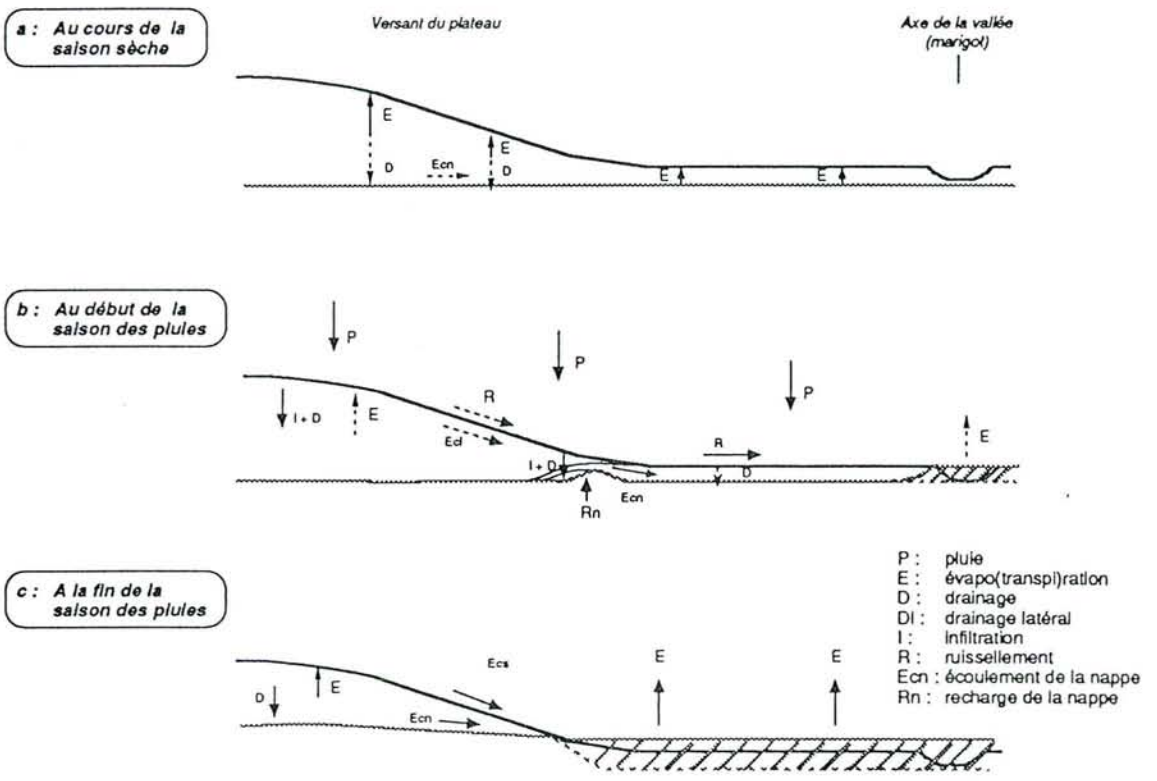


Figure V-10
Fonctionnement hydrologique du bassin versant de Djiguinoum au cours d'un cycle annuel

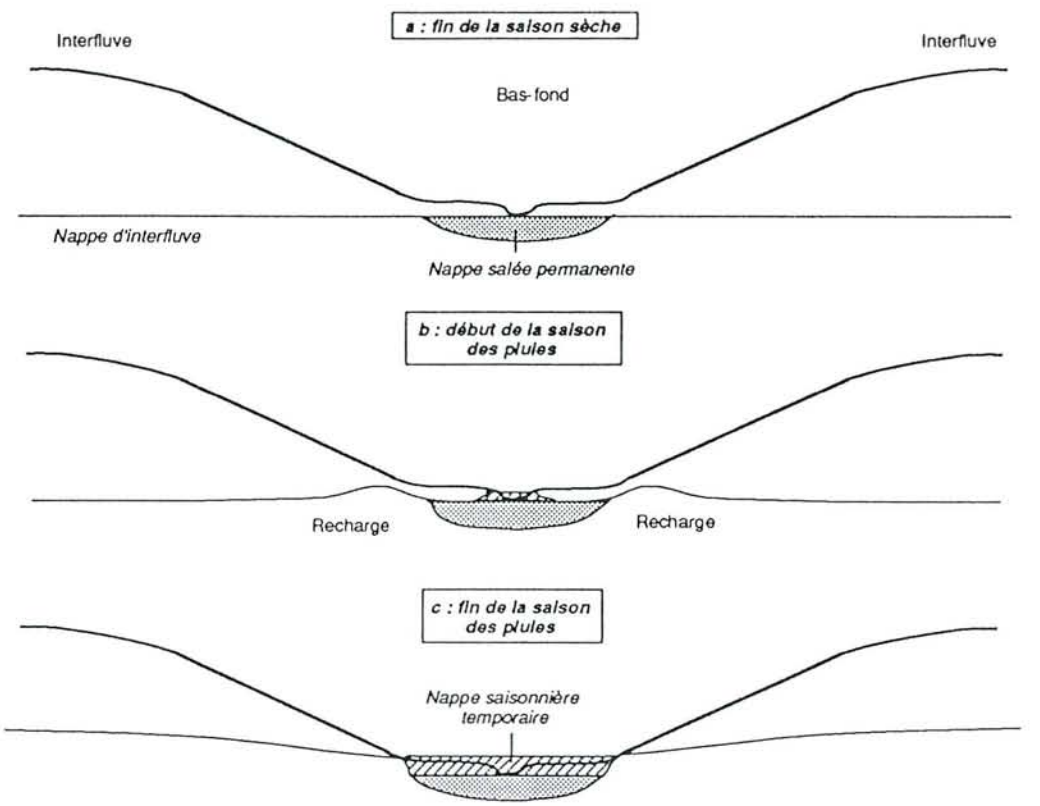


Figure V-11
Représentation schématique des relations entre la nappe salée et la nappe d'interfluve au cours d'un cycle annuel

5. BILAN GÉNÉRAL DU CHEMINEMENT DE L'EAU

5.1 Bilan hydrologique annuel

Le tableau V-7 décrit le bilan hydrologique des trois bassins versants au cours des deux saisons des pluies 1989 et 1990. Les coefficients de ruissellement globaux, compris entre 3 et 5 %, sont relativement faibles.

Tableau V-7

Bilan hydrologique annuel sur la bassin versant de Djiguinoum
(d'après ALBERGEL et al., 1991d)

Bassin versant	Année	Pm (mm)	Le (mm)	Ve (m^3)	Ke (%)	De (mm)
Djiguinoum	1989	1148.4	51.8	1 253 624	4.5	1096.6
	1990	1008.1	40.9	988 932	4.1	967.2
Fégroum	1989	1144.0	61.1	1 079 713	5.3	1082.9
	1990	988.7	27.3	483 413	2.8	961.4
Le Brusq	1990	1061.7	55.6	142 240	5.2	1006.1

Pm : Pluviométrie moyenne — Le : Lame écoulée — Ve : volume écoulé
Ke : Coefficient d'écoulement (=100 x Le/P) — De : Déficit d'écoulement (=Pm-Le)

Par ailleurs, le tableau V-8 établit le bilan hydrologique de fréquence décennale sur les deux dernières décennies. On constate que la pluviométrie médiane sur cette période est équivalente à la pluviométrie décennale sèche sur la période 1922-1990 (voir tableau II-2).

Tableau V-8

Ecoulement de fréquence décennale sur le bassin versant de Djiguinoum
durant la période 1970-1990 (d'après ALBERGEL et al., 1993)

Décennale sèche				Médiane				Décennale humide			
P	Le	De	Ke	P	Le	De	Ke	P	Le	De	Ke
(mm)			(%)	(mm)			(%)	(mm)			(%)
859	5	854	0.6	1173	67	1106	5.7	1425	120	1305	8.4

P : Pluie décennale — Le : Lame écoulée
De : Déficit d'écoulement (=P-Le) — Ke : Coefficient d'écoulement (=100 x Le/P)

Le déficit d'écoulement dans le bassin versant comprend la partie de l'écoulement qui s'est infiltrée, qui a été stockée et qui a été repris par l'évapotranspiration. Nous allons tenter d'expliciter ce terme global en nous intéressant au bilan de l'écoulement interne dans les sols.

5.2. Bilan hydrique dans le système sol

La zone non saturée peut être représentée schématiquement comme un système à l'intérieur duquel la variation de stock d'eau DS exprime la différence entre l'eau qui entre (apports) et l'eau qui sort (pertes).

Dans notre cas, nous limiterons le système à la tranche de sol comprise entre la surface et la cote 265 cm. Le sol est occupé par une jachère tout au long de la campagne de mesures. Le bilan hydrique s'écrira:

$$DS = \text{apports} - \text{pertes} = P - (R + ETR + D) \qquad (1)$$

où DS représente la variation du stock hydrique du système, P la pluie, R le ruissellement, ETR l'évapotranspiration réelle et D le drainage.

Entre deux instants donnés, les paramètres connus sont les termes :

- P, mesurée au sol
- R mesuré en parcelle de 50 m^2,
- DS déterminé à partir des profils hydriques.

Le terme (ETR + D), inconnu, peut se déduire de l'équation (1). Il se réduit à l'ETR lorsque le front d'humectation n'a pas atteint la cote 265 cm (il n'y a pas d'eau qui sort du système par drainage).

Durant la saison des pluies, le bilan hydrique hebdomadaire montre qu'avant l'humectation totale du système (réalisée au 29/7 pour le sol rouge et au 12/8 pour le sol beige), l'ETR fluctue notablement pour le sol beige. Elle est plus faible lorsque la pluviométrie est peu importante (20 à 30 mm) et le nombre de jours de pluie réduit (2 jours pour chacune des périodes allant du 7 au 14/7 et du 21 au 28/7). Une croûte superficielle de dessiccation se formant plus facilement sur ce type de sol limiterait les pertes par évaporation.

Cependant, lorsque les pluies sont abondantes (> 100 mm), l'ETR devient très élevée sur sol beige (période du 14 au 21/7 avec 4 jours pluvieux). Le front d'humectation est descendu de 65 à 105 cm, niveau à partir duquel la porosité diminue sensiblement et régulièrement. On peut raisonnablement penser que l'eau ne chemine pas uniquement selon une direction verticale. L'ETR pourrait donc inclure un terme représentant les pertes par drainage latéral. On ajoutera que, si ce drainage est effectif, il se fait sans que la porosité soit totalement remplie par l'eau (figure V-8). Cette interprétation demandera à être confirmée par d'autres observations. Les travaux de CHAUVEL (1977) et de BERTRAND (1973) montrent que les écoulements latéraux existent (sans toutefois avoir été quantifiés) et sont responsables de la différenciation pédologique sur les versants des vallées casamançaises.

Dès que le front d'humectation dépasse la base du système, le terme ETR + D devient important notamment au cours du mois d'août qui est le mois le plus arrosé. Les valeurs sont plus élevées sur sol rouge, sans doute à cause de pertes par drainage plus fortes.

En septembre et octobre, les valeurs sont sensiblement équivalentes. On retrouve, sur les périodes 15 au 22/9 et 22 au 29/9, les mêmes constatations faites en juillet à savoir :

- du 15 au 22/9, 6 jours de pluie et un moins bon stockage de l'eau sous sol beige (drainage latéral?),
- du 22 au 29/9, 2 jours de pluie et une ETR moins forte sur sol beige (croûte de surface?).

Un bilan global sur l'ensemble de la saison des pluies 1990 (20/6 au 21/10), résumé dans le tableau V-9, montre que les pertes sont sensiblement plus élevées sur sol rouge.

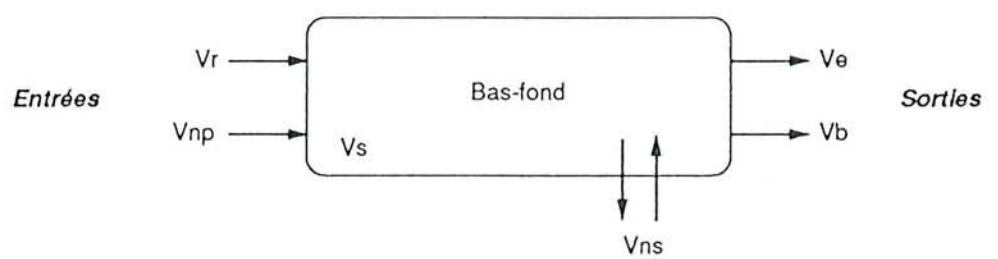
Tableau V-9

Bilan hydrique global de deux sols du bassin versant de Djiguinoum en jachère durant la saison des pluies 1990

Date	P	R	S	DS	n	ETR+D	
	(mm)				(j)	(mm)	(mm j^{-1})
			Sol rouge de plateau				
16 juin	1081.5	19.0	490.8	214.9	127	847.6	6.7
21 octobre			705.5				
			Sol beige de plateau				
16 juin	1068.3	28.8	299.1	237.5	127	802.0	6.3
21 octobre			536.6				

5.3. Bilan hydrologique du bas-fond

On peut représenter le bilan hydrologique du bas-fond sur une période de temps donnée par le schéma suivant :



Le volume d'eau stocké (Vs) dans la retenue provient du bilan entre les entrées et les sorties d'eau du bas-fond qui s'écrit :

$$Vs = (Vr + Vnp) - (Vb + Ve)$$

où Vr représente le volume d'eau ruisselé sur le bassin versant,
Vb, le volume d'eau évacué au barrage au cours des lâchers,
Vs le volume d'eau maximal stocké dans la retenue,
Ve le volume d'eau évaporé,
et Vnp le volume d'eau écoulé par la nappe.

On fait l'hypothèse que les volumes d'eau salée (Vns) entrants et sortants sous la digue du barrage au rythme de la marée s'équilibrent sur la période considérée.

Entre deux instants donnés, les paramètres connus sont Vr, Vb et Vs. En considérant différents taux d'évaporation (Ev) pour estimer le terme Ve, on peut calculer le terme Vnp.

Le tableau V-10 présente le bilan hydrologique calculé pour deux saisons des pluies (1989 et 1990), soit une durée de 4 mois (120 jours) chacune :

Tableau V-10

Bilan hydrologique du bas-fond de Djiguinoum durant la saison des pluies 1989 et 1990

Année	Vr(1)	Vb(1)	Vs(1)	Ev	Ve	Vnp
		(m^3)		($mm\ j^{-1}$)	(m^3)	
1989	1 253 624	1 026 062	140 000	3	558 000	470 438
				4	744 000	656 438
1990	988 932	741 900	140 000	3	558 000	450 968
				4	744 000	636 968

(1) D'après ALBERGEL et al., 1991d

L'analyse du tableau V-10 montre que, pour une demande évaporatoire de l'ordre de 3 à 4 $mm\ j^{-1}$ qui correspond à une nappe d'eau couverte de végétation (voir le chapitre II), l'écoulement de la nappe du versant est sensiblement le même pour les deux années.

On peut donc retenir, pour le volume d'eau écoulé par la nappe, une valeur estimative de 500 000 m^3. Cette valeur est très approximative car elle dépend du taux d'évaporation considéré.

Les volumes d'eau calculés dans ce bilan hydrologique seront repris au chapitre VIII pour estimer les quantités de matières apportées dans le bas-fond par les différents écoulements.

6. CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons précisé les mécanismes régissant les écoulements d'eau dans le bassin versant. Les écoulements de surface, de nappe et à l'intérieur du sol ont été étudiés à différentes échelles d'observation spatiale (bassin versant, bas-fond et versant, parcelle). Ils présentent les caractéristiques suivantes :

- L'écoulement de surface, étudié en parcelle, dépend essentiellement de l'intensité maximale pendant 5 mn de la pluie. Selon le type de sol, d'autres facteurs peuvent expliquer le ruissellement : la pluie pour le sol ferrallitique, la pluie et l'état d'humectation du sol pour le sol ferrugineux.

En entraînant les matières solides dispersées par les pluies, les eaux de ruissellement se chargent. Leur concentration en matières solides est dépendante du type de sol sur lequel elles circulent : elle est plus élevée pour le sol ferrugineux. Le transport solide,

c'est-à-dire la masse d'éléments transportés par unité de surface, est fonction du volume d'eau ruisselée et de l'état de la surface du sol.

- Les sols du domaine ferrallitique et ceux du domaine ferrugineux hydromorphe n'ont pas le même fonctionnement hydrique. Cette différence dans le régime hydrique s'explique par la différenciation morphologique des sols, tout en constituant le facteur moteur principal de cette dernière (CHAUVEL, 1977). Les sols ferrallitiques forment un milieu bien drainant, tandis que les sols ferrugineux présentent des phases d'engorgement temporaire au cours des très fortes pluies. Les eaux stockées dans les sols sont reprises par l'évapotranspiration, les volumes percolés en profondeur étant faibles, parfois insuffisant pour recharger la nappe (MALOU, 1992).

- L'alimentation du bas-fond par la nappe se fait principalement dans le bas des versants lorsque la couverture pédologique est peu profonde : l'écoulement est bien établi en saison des pluies, puis se tarit progressivement pour atteindre un niveau de base qui évolue très peu sous les plateaux.

- Le bilan hydrologique général du bassin versant montre que le coefficient d'écoulement global est d'environ 4 %. Ce coefficient est très inférieur aux coefficients de ruissellement mesurés avec les différentes parcelles. L'importance de la couverture végétale explique en grande partie la faiblesse des écoulements de surface et des transports solides. En effet, les 2/3 de la superficie du bassin appartiennent au milieu forestier et une partie du milieu agricole est en jachère (voir le chapitre IV).

L'étude du fonctionnement hydrologique du bassin versant montre non seulement les chemins empruntés par les différents écoulements, mais également l'influence qu'exercent ces écoulements sur la pédogenèse des sols.

En effet, la transformation actuelle d'un sol ferrallitique en un sol ferrugineux hydromorphe s'effectue par des pertes de matières solides ou dissoutes qui circulent vers les zones basses. Ces matières sont susceptibles de réagir chimiquement selon le milieu dans lequel elles vont s'accumuler. Aussi, l'influence des sols de plateau sur la pédogenèse des sols de bas-fond doit nécessairement être prise en considération *a fortiori* dans le contexte climatique actuel.

L'évolution pédogénétique des sols ferrallitiques est influencée par trois facteurs essentiels : le bilan hydrique, la matière organique et l'activité biologique. L'équilibre entre leur approfondissement et leur décapage par érosion se conserve lorsque la pluviométrie annuelle oscille entre 1200 et 1800 mm. Ces sols peuvent dans ces conditions s'approfondir sur de grandes épaisseurs. En dessous de 1000 mm, ce processus se ralentit et l'érosion hydrique se manifeste avec plus d'acuité (FAUCK, 1972).

Après avoir analysé le fonctionnement hydrologique du bassin versant, en particulier la contribution des différents écoulements au remplissage en eau du bas-fond, nous allons nous intéresser, dans les deux chapitres suivants, au devenir chimique de cette eau lorsqu'elle se trouve en contact avec des sédiments fluvio-marins salés et acides.

Deuxième partie

LA DYNAMIQUE DE L'EAU ET DES SELS A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT ET DU BAS-FOND

CHAPITRE VI

LES EAUX ET LES SELS DU BAS-FOND

De février à juillet, la vallée est totalement asséchée. Le bas-fond se remplit durant toute la saison des pluies qui se répartit de juillet à octobre, le trop-plein étant évacué au cours des ouvertures du barrage. Ensuite, les eaux de surface se concentrent par évaporation durant les premiers mois de la saison sèche (novembre à février). L'assèchement de la retenue révèle en surface divers minéraux précipités qui sont en partie mobilisés par déflation éolienne.

L'objectif de ce chapitre est de caractériser la chimie des eaux du bas-fond et de déterminer la nature des efflorescences salines. La première section présente la chimie des eaux de surface tandis que la seconde s'attache à celle des eaux de nappe. La minéralogie des sels est développée dans la dernière section.

1. CARACTERISATION CHIMIQUE DES EAUX DE SURFACE

Ce paragraphe se compose de deux parties, l'une portant sur les eaux de la retenue, l'autre sur une eau de la retenue concentrée expérimentalement au laboratoire.

1.1. L'eau de surface en amont du barrage

Quatre campagnes de mesures (1988 à 1991) ont permis la collecte de 92 échantillons d'eau de la retenue de Djilakoun: 16 en 1988; 26 en 1989; 36 en 1990 et 14 en 1991. Les prélèvements sont réalisés à chaque lâcher d'eau pendant la saison pluvieuse et à intervalles réguliers le reste de l'année. En 1990 et 1991, cet échantillonnage est couplé avec des prélèvements d'eaux marines en aval du barrage.

La mesure du pH et de la CE (à partir de 1990) est effectuée systématiquement sur le terrain. La CE est établie à 25 °C soit par compensation directe sur l'appareil de mesure, soit par correction avec un facteur multiplicatif (1.112, RICHARDS, 1954) pour les mesures de laboratoire faites à 20 °C.

L'analyse complète des éléments majeurs est effectuée sur une partie des eaux amont, soit 71 échantillons. Les techniques utilisées au laboratoire et les données analytiques obtenues sont présentées respectivement dans les annexes A5 et A6. Les concentrations ioniques sont exprimées en $mol_c\ L^{-1}$ et la teneur en silice en $mol\ L^{-1}$. L'information ainsi obtenue n'a pas toujours la même richesse. Seules les analyses complètes sont sélectionnées lors des traitements numériques.

1.1.1. Evolution temporelle du pH et de la CE

La figure VI-1 et VI-2 indiquent, pour la période 1989-1991, la variation du pH et de la CE en amont et en aval du barrage de Djilakoun.

D'une année à l'autre, on remarquera l'évolution similaire des eaux acides amont durant la période pluvieuse et le début de la saison sèche : le pH varie peu (entre 3 et 3.5). En revanche, la CE s'abaisse jusqu'à des valeurs comprises entre 1 et 2 $dS\ m^{-1}$ pendant les pluies et croît fortement ensuite. Pendant les dernières phases de l'assèchement de la retenue, des contaminations par l'eau de mer s'infiltrant sous la digue anti-sel sont

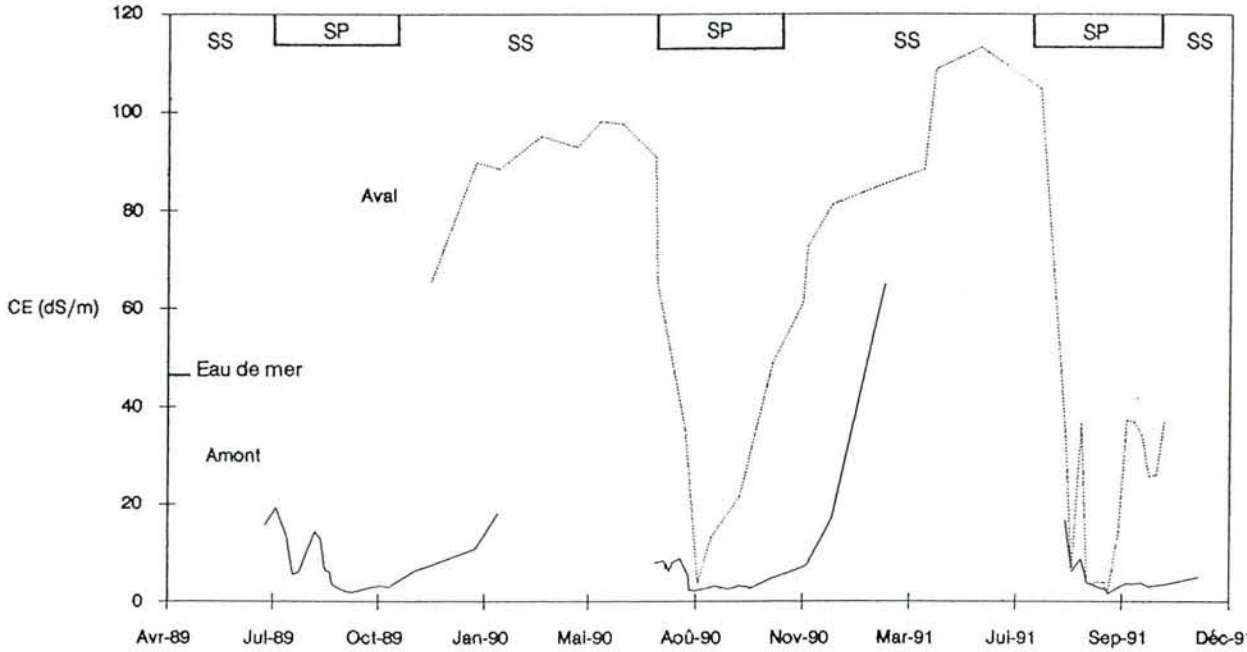


Figure VI-1

Evolution interannuelle de la conductivité électrique des eaux de surface au barrage de Djilakoun sur la période 1989-1991 (SS:saison sèche; SP saison des pluies)

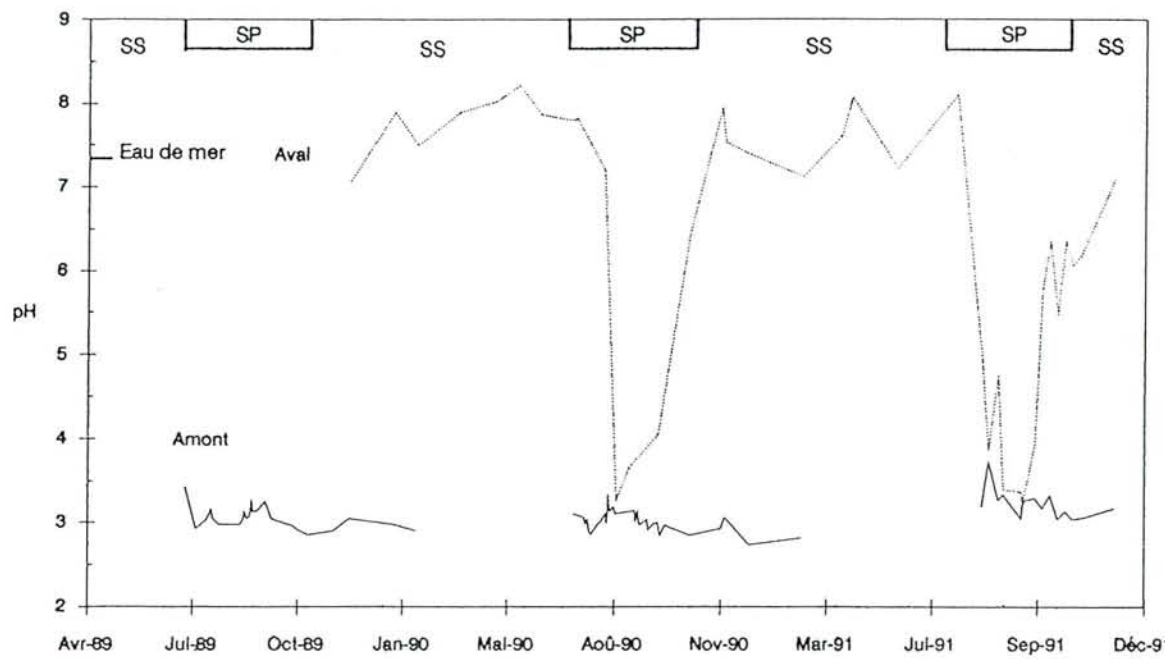


Figure VI-2

Evolution interannuelle du pH des eaux de surface au barrage de Djilakoun sur la période 1989-1991 (SS:saison sèche; SP saison des pluies)

possibles (à marée haute notamment). Les eaux de mélange sont neutres et très concentrées. Elles n'ont pas été retenues pour la représentation graphique.

Les eaux marines (aval du barrage) sont fortement concentrées en saison sèche (plus de deux fois la teneur en sels de l'eau de mer), le pH étant légèrement alcalin. On constate une chute brutale du pH et de la CE en saison des pluies : les crues du fleuve Casamance diluent les eaux sursalées en aval du barrage et se mélangent aux eaux acides régulièrement évacuées par ce dernier.

La courbe des volumes stockés par le barrage présente une évolution inverse de celle relative à la salinité des eaux (figure VI-3). *Les phases de remplissage de la retenue correspondent à une dilution des eaux qui se concentrent lors des pertes par évaporation.*

1.1.2. Caractéristiques globales de l'échantillonnage

En se référant aux classes de conductivité électrique définies par l'USSLS (*US Salinity Laboratory Staff* de Riverside, RICHARDS, 1954) et modifiées par DURAND (1983), la figure VI-4 montre la distribution des échantillons étudiés.

Les classes C1 (0.1 dS m^{-1}<CE<0.25 dS m^{-1}) et C2 (0.25 dS m^{-1}<CE<0.75 dS m^{-1} ne sont pas représentées. Les eaux les moins concentrées (11.2 %) appartiennent à la classe C3 (0.75 dS m^{-1}<CE<2.25 dS m^{-1}). Les classes C4 (2.25 dS m^{-1}<CE<5 dS m^{-1}) et C5 (5 dS m^{-1}<CE<20 dS m^{-1}) contiennent l'essentiel de l'échantillonnage, soit 86 % des eaux. La classe C6 a été ajoutée pour les CE supérieures à 20 dS m^{-1}. Cette classe n'est en fait représentée que par deux échantillons dont les CE sont très éloignées (21.4 et 65.1 dS m^{-1}).

Le tableau VI-1 présente pour chaque classe la composition chimique maximale, minimale et moyenne des eaux ainsi que la composition chimique de l'échantillon moyen toutes classes confondues. S'il exprime bien les concentrations ioniques totales, ce tableau ne rend pas compte de l'évolution chimique des eaux d'une classe à l'autre.

Tableau VI-1
Valeurs minimales, maximales et moyennes de la composition chimique des eaux de surface du barrage de Djilakoun réparties en classes USSLS

Classe USSLS		CE (dSm^{-1})	pH	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na	K	Al	FeII	FeIII	SiO_2 (mgL^{-1})
							($mmol_c L^{-1}$)						
C3	min	1.4	3.5	7.3	4.0	0.8	1.9	6.9	0.2	1.3	-	-	-
	max	2.2	3.1	15.0	6.4	1.5	3.9	14.0	0.4	1.9	0.3	0.2	5.6
	moy	1.9	3.3	10.9	5.5	1.2	2.8	9.8	0.3	1.9	0.2	0.1	3.8
C4	min	2.3	3.2	15.0	5.0	1.3	3.7	13.0	0.4	1.2	0.2	0.2	4.0
	max	4.7	2.9	34.0	9.1	2.8	8.4	29.0	0.6	2.7		0.6	2.5
	moy	3.0	3.1	19.3	7.3	1.7	4.6	17.0	0.5	2.0	0.2	0.3	2.3
C5	min	5.5	3.0	44.0	12.0	3.5	11.0	40.0	1.0	2.2	0.5	0.6	2.8
	max	17.5	3.4	148.0	50.6	12	33.0	149.0	2.2	11.9	-	0.3	46.8
	moy	8.7	3.1	64.7	19.2	5.3	15.7	59.6	1.4	3.9	0.6	0.6	13.4
C6	min	21.4	2.9	170.0	54.0	13.0	41.0	164.0	3.0	10.4	-	0.9	43.4
	max	65.1	2.8	840.0	99.0	34.0	156	648.0	15.0	4.6	-	1.0	18.0
	moy	43.3	2.9	505.0	76.5	23.5	98.5	406.0	9.0	7.5	-	0.9	30.7
Echantillon moyen		6.5	3.1	51.9	14.2	3.83	11.9	45.8	1.07	2.9	0.4	0.4	8.0
Eau de mer de Casamance (*)		46.0	7.4	535.0	55.2	19.6	104.2	459.0	9.7	1.0	-	0.6	-

(*) d'après MOUGENOT (1995)

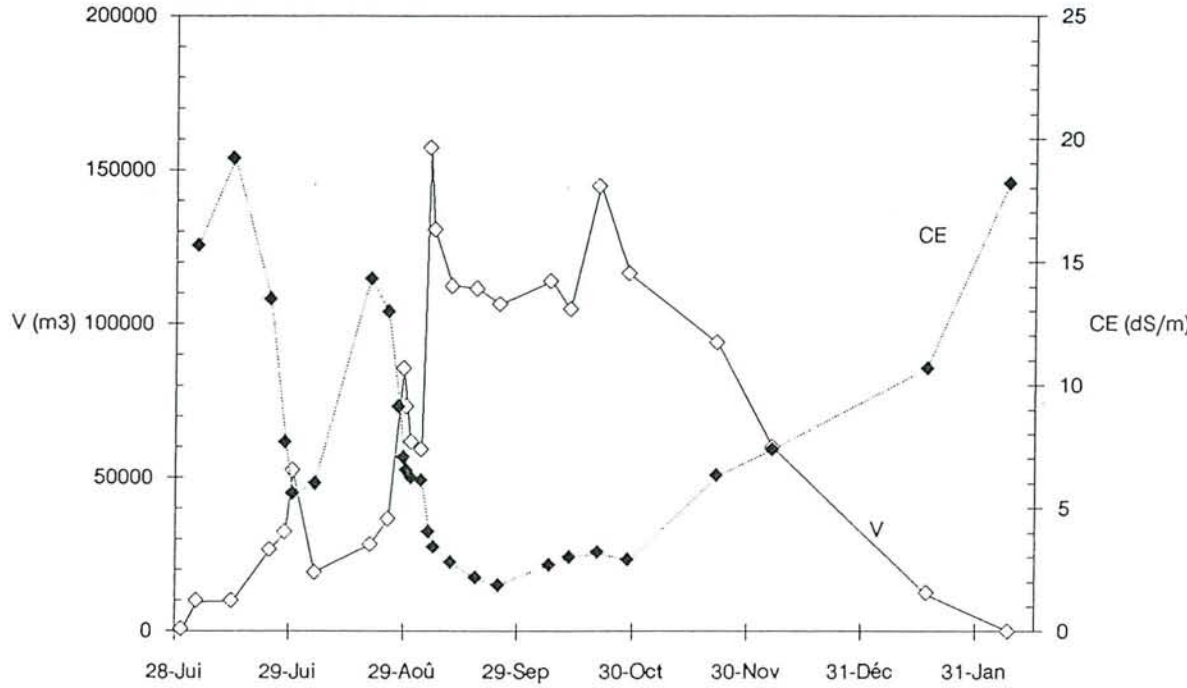


Figure VI-3

Comparaison entre les évolutions temporelles du volume d'eau stocké et de la conductivité électrique des eaux de surface au barrage de Djilakoun

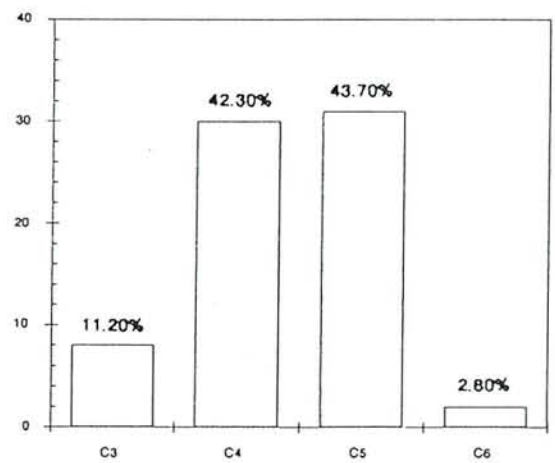


Figure VI-4

Répartition des échantillons d'eau de surface du barrage de Djilakoun dans les classes de conductivité électrique du diagramme USSLS: C3 (0.75 dS/m < CE < 2.25 dS/m), C4 (2.25 dS/m < CE < 5 dS/m), C5 (5 dS/m < CE < 20 dS/m), C6 (CE > 20 dS/m)

En rapportant la concentration de chaque ion à la somme soit des anions, soit des cations, le faciès chimique d'une eau peut être représenté sous la forme d'un diagramme ternaire ou diagramme de PIPER. La figure VI-5 présente le faciès anionique et cationique des échantillons répartis en classes USSLS. Pour le diagramme cationique, des regroupements ont été effectués pour dégager un pôle acide représenté par le pourcentage d'ions aluminique, ferrique et de protons, un pôle calci-magnésien et un pôle sodique (le taux de potassium étant très faible).

La concentration des eaux est figurée sur les diagrammes anioniques et cationiques par le passage de la classe C3 à la classe C6. Le pH restant pratiquement constant et l'ion Fe^{3+} augmentant légèrement, la diminution de $Al^{3+}+Fe^{3+}+H^{+}$ traduit une forte baisse de Al^{3+}. En revanche $Na^{+}+K^{+}$ augmente tandis que le taux de $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ reste voisin de 20-25 %. En ce qui concerne les anions, l'ion bicarbonaté n'est pas représenté, le taux de SO_4^{2-} décroît de 40 à 10 % tandis que celui de Cl^{-} passe de 60 à 90 %.

La comparaison des rapports moyens par classe USSLS confirme ces remarques (tableau VI-2). La prédominance du magnésium sur le calcium et la légère diminution du pourcentage de calcium sont à noter. Les taux de Mg^{2+} et de K^{+} ne varient pas au cours de la concentration. Les pourcentages de Na^{+} et de Cl^{-} augmentent tandis qu'ils diminuent pour SO_4^{2-} et Al^{3+}. Son acidité mise à part, la classe C6 possède un faciès proche de celui de l'eau de mer.

Les eaux de surface les plus concentrés ont un faciès chloruré-sodique qui évolue vers un faciès plus sulfaté et aluminique lorsqu'elles se diluent. La phase de concentration se produit en début de saison des pluies lors du lavage des sols et également en saison sèche lors de l'évaporation des eaux. Une étude détaillée de la distribution des espèces chimiques va permettre de mieux préciser ces constatations.

Tableau VI-2

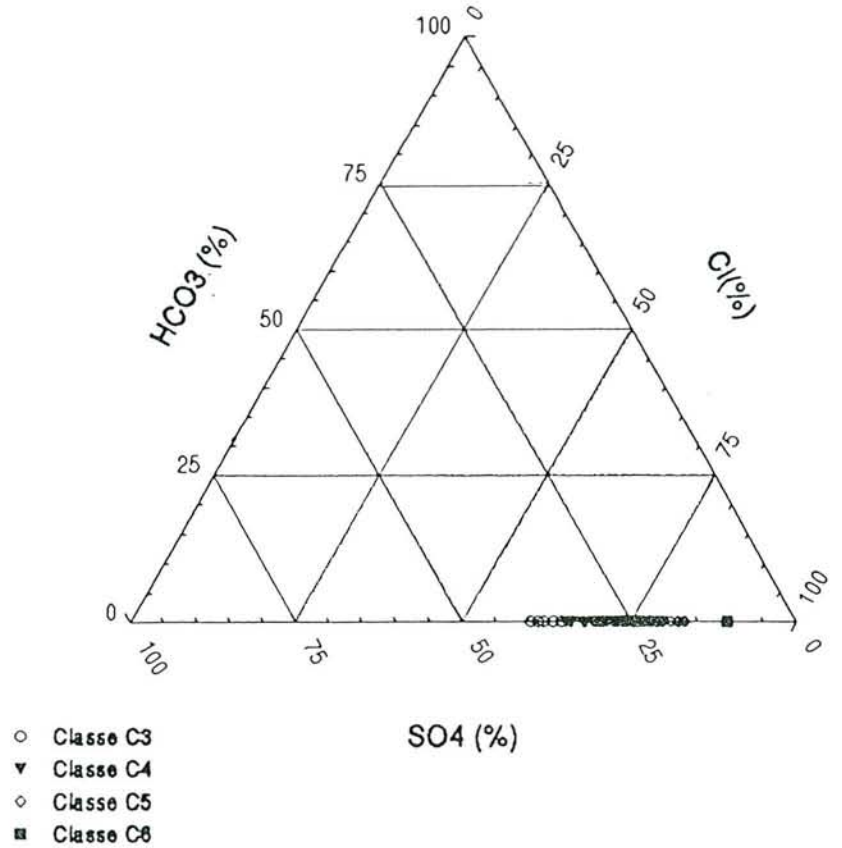
Composition anionique et cationique moyenne des eaux de surface du barrage de Djilakoun (par classe de conductivité électrique USSLS) et de l'eau de mer

Classe USSLS	Cl	SO_4	HCO_3	Ca	Mg	Na	K	H	Al	Fe	Ca+Mg	Na+K	Al+Fe+H
	(% de la somme des cations ou des anions)										(% cumulé)		
C3	65.6	34.3	0.0	7.0	16.7	58.2	1.7	3.4	11.9	0.8	23.8	59.9	16.1
C4	72.1	27.8	0.0	6.2	17.0	62.5	1.6	3.4	7.5	1.5	23.2	64.2	12.4
C5	76.9	23.0	0.0	6.2	18.1	67.7	1.5	1.1	4.1	1.0	24.3	69.3	6.2
C6	82.6	17.3	0.0	4.7	17.8	72.8	1.5	0.3	2.4	0.2	22.6	74.3	3.0
Echantillon moyen	73.8	26.2	0.0	6.2	17.5	64.6	1.6	2.3	6.4	1.2	23.8	66.2	9.9
Eau de mer en Casamance (*)	90.3	9.3	0.4	3.3	17.6	77.5	1.6	-	-	-	20.9	79.1	-

(*) d'après MOUGENOT (1995)

1.1.3. Distribution des espèces aqueuses

L'analyse chimique d'une eau exprimée en termes de concentrations totales des éléments en solution ne distingue pas les formes sous lesquelles se trouvent les espèces aqueuses. Celles-ci sont présentes sous forme d'ions simples ou libres et d'ions complexes (appelés aussi paires d'ions), qui sont une combinaison, chargée ou neutre, de



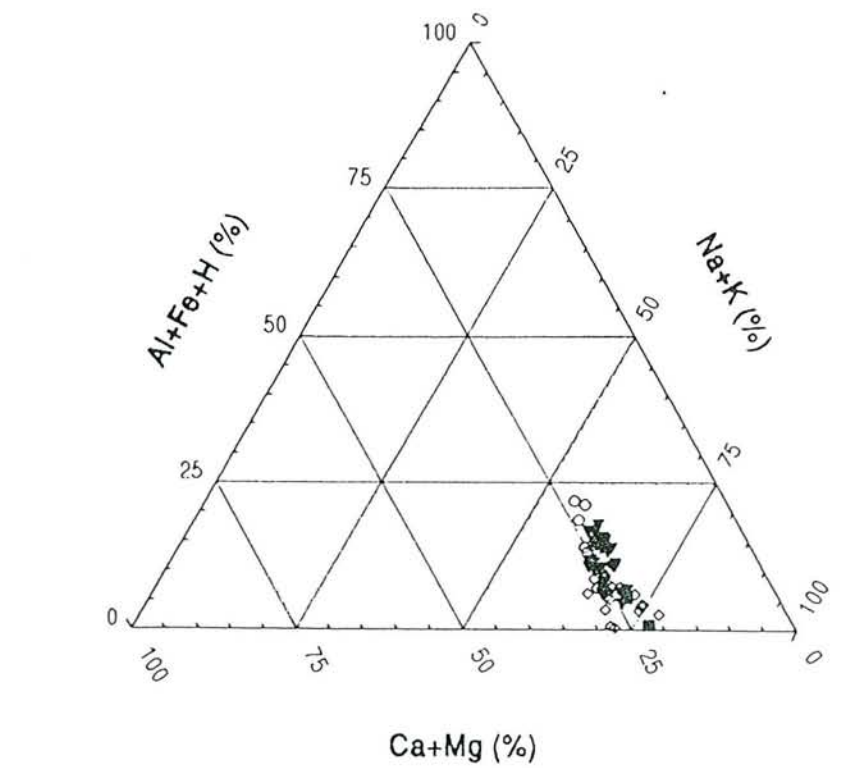


Figure VI-5

Composition anionique et cationique des eaux de surface du barrage de Djilakoun par classe de conductivité électrique USSLS

plusieurs ions simples. Les différentes formes sont en équilibre entre elles dans la solution aqueuse.

La distribution des espèces aqueuses s'obtient par un calcul faisant intervenir les réactions d'équilibre entre espèces aqueuses et cristallisées et entre espèces aqueuses elles-mêmes. Les résultats sont exprimés soit en terme de concentration (en mol L^{-1}), soit en terme d'activité, paramètre sans dimension (SPOSITO, 1989a), qui est liée à la concentration par un coefficient d'activité (en L mol^{-1}). L'activité d'un ion ou d'une espèce aqueuse représente en fait sa concentration efficace ou sa concentration thermodynamique: c'est en terme d'activité que s'expriment les constantes d'équilibre des réactions chimiques.

La valeur des coefficients d'activité de chaque espèce est approchée à l'aide de lois empiriques (DEBYE-HÜCKEL, DAVIES...), qui sont établies en fonction de la force ionique de la solution et de paramètres soit dépendants de la température soit relatifs à la taille des ions hydratés (ADAMS, 1971 ; AL DROUBI et al., 1976 ; LINDSAY, 1979). La force ionique d'une solution est définie par l'expression :

$$I = 1/2 \Sigma m_i z_i^2$$

où m_i est la concentration (en mol L^{-1}) de l'ion i et z_i sa charge (la somme est relative à toutes les espèces chargées présentes dans la solution).

Différents programmes informatiques permettent ce calcul dans des limites bien spécifiques (AL DROUBI, 1976; AL DROUBI et al., 1976; DUFEY et al., 1979; FRITZ, 1975; OSTER et McNEAL, 1971; MONTOROI et RIEU, 1987; RIEU, 1990; RIEU et al., 1992 ; SPOSITO et MATTIGOD, 1980; SPOSITO et COVES, 1988; TRUESDELL et JONES, 1974).

Le calcul des concentrations et des activités des espèces a été réalisé par une version micro-informatique du programme WATEQ (TRUESDELL et JONES, 1974) qui permet de traiter des eaux concentrées et très acides ($pH \geq 3$).

Les données requises pour l'exécution du calcul sont :

* la température de la solution (considérée égale à 25 °C),
* la densité estimée à partir des valeurs de CE en utilisant la relation:

$d = 0.997 \exp(5.51\ 10^{-4}\ CE)$: cette relation a été établie sur 54 échantillons d'eaux (r^2=0.998) ayant une CE comprise entre 0 et 120 dS m^{-1} (voir en annexe A9),

* le pH,
* l'alcalinité: à pH<8, les espèces carbonatées sont représentées par HCO_3^- et $H_2CO_3^0$ (BOURRIE, 1976; LINDSAY, 1979). HCO_3^- n'est pas dosé car il est en trop faible quantité (pH acide et limite de sensibilité de l'analyse atteinte) et sa teneur n'est pas représentative du terrain (rééquilibrage avec l'atmosphère entre le terrain et le laboratoire). L'alcalinité est calculée à partir du pH, mesuré avec précision sur le terrain; en considérant que l'alcalinité s'exprime essentiellement avec HCO_3^-, l'équilibre du système CO_2-H_2O (GARRELS et CHRIST, 1965 ; LINDSAY, 1979 ; STUMM et MORGAN, 1981 ; SIGG et al., 1992) a pour expression :

$$\log\{HCO_3^-\} = -7.81 + pH + \log CO_2(g)$$

où $\{HCO_3^-\}$ représente l'activité de l'ion bicarbonate et $CO_2(g)$ est exprimé en atm. On a pris une pression partielle en CO_2 égale à 0.01 atm, valeur admise pour une eau en équilibre avec un sol submergé (LINDSAY, 1979).

* le Eh que l'on considérera comme constant à cause de la quasi stabilité du pH (voir le paragraphe 1.2.4) : la valeur Eh=750 mV, mesurée et calculée pour pH=3, a été retenue,

* les concentrations initiales des ions solubles: Cl^-, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, Al^{3+}, Fe^{2+} et Fe^{3+}, auxquelles on ajoute la concentration en silice (SiO_2), exprimées en mol L^{-1}.

1.1.4. Relation CE et composition chimique

La conductivité électrique (CE) d'une eau est un paramètre mesurable au laboratoire ou sur le terrain. Sa mesure reflète l'aptitude de la solution à conduire le courant électrique qui est fonction des charges positives et négatives présentes (électrolytes).

L'analyse chimique d'une eau fournit la concentration totale des ions majeurs qui permet de définir plusieurs paramètres caractéristiques tels que la demi-somme des concentrations ioniques totales (C), la charge minérale dissoute (CD), le "rapport du sodium adsorbable" sur le complexe d'échange (SAR) ou la force ionique (I).

De nombreuses tentatives ont été effectuées pour relier ces paramètres à la CE (tableau VI-3). Par exemple, la relation C=f(CE), obtenues dans des gammes de CE variables, est linéaire pour les CE inférieures à 10 dS m^{-1} et devient exponentielle pour des CE supérieures. Comme la mesure de la CE est facilement réalisable, ces relations statistiques permettent ainsi d'estimer le degré de minéralisation d'une eau, son pouvoir alcalinisant ou son degré d'ionisation. Cependant, la précision de cette estimation diminue pour les fortes valeurs de CE. De telles relations ont uniquement une valeur régionale car elles dépendent du faciès chimique des eaux.

Dans les années 70, des concepts nouveaux, relatifs à des notions électrostatiques et thermodynamiques, ont montré que les ions s'associent partiellement dans une solution aqueuse en donnant des espèces chargées ou neutres. Ces associations augmentent pour des solutions aqueuses de plus en plus électrolytiques et dépendent de leur faciès chimique. Une eau carbonatée va produire plus de paires d'ions qu'une eau sulfatée ou chlorurée et une eau calcique ou magnésienne plus qu'une eau sodique (RIEU, 1978).

La formation de complexes piège une partie des ions et entraîne une diminution de leur concentration individuelle, ce qui doit être pris en compte non seulement pour les équilibres thermodynamiques mais également pour les échanges avec le complexe organo-minéral des sols. Les concentrations des ions libres sont moins élevées et le SAR n'est plus sous-estimé. La prise en compte des paires d'ions modifie sensiblement les relations statistiques précédentes, dont la précision est améliorée dès lors qu'elles intègrent des solutions fortement minéralisées (CE>20 dS m^{-1}, MARION et BABCOCK, 1976 ; JOB, 1985).

Les facilités actuelles de calcul numérique permettent de systématiser l'établissement de relations à partir des concentrations en ions libres qui se rapprochent le plus des conditions réelles. On considérera comme seules représentatives les relations C=f(CE) et I=f(CE) obtenues à partir des ions libres et des paires d'ions.

Le tableau VI-3 indique les différentes relations statistiques C=f(CE), CD=f(CE) et I=f(CE) publiées dans la littérature. Leur domaine de validité, la prise en compte des paires d'ions ainsi que la nature et l'origine géographique des eaux complètent l'information recensée. Ces relations sont en majorité de type exponentiel et présentent une grande diversité matérialisée par la variété des sites étudiés. Pour les faibles CE, les auteurs considèrent parfois une expression linéaire. La prise en compte des paires d'ions n'est pas systématique. Seuls les travaux de MARION et BABCOCK (1976) montrent l'incidence du calcul des paires d'ions sur les relations C=f(CE). La relation I=f(CE), obtenue par GRIFFIN et JURINAK (1973), indique une diminution de la pente

Tableau VI-3
Relations composition chimique - CE extraites de la littérature et leur domaine de validité

Relations	r^2	Correction paires ions	Origine des solutions	Nature	Domaine CE et I	Références
$C=10.37\ CE^{1.065}$	-		USA	Ssol	<75 dS m^{-1}	CAMPBELL et al. 1948
C=10 CE	-		USA	Esf, Enp	<4 dS m^{-1}	RICHARDS, 1954
CD=0.640 CE	-					
I=0.0000014+0.016 CE	0.814		Philippines	Ssol	<4 dS m^{-1} <0.07 mol L^{-1}	PONNAMPERUMA et al., 1966
$CD=0.625\ CE^{1.078}$	-		Tunisie nord	Ssol	≤15 dS m^{-1}	CRUESI, 1970
$CD=0.884\ CE^{0.993}$	-		Tunisie sud	Ssol	<20 dS m^{-1}	
$CD=0.592\ CE^{1.13}$	-		Tunisie sud	Ssol	<80 dS m^{-1}	
C=-3.61+12.89 CE	0.985		USA	Ssol	<10 dS m^{-1}	McNEAL et al., 1970
I=0.0188 CE	-	oui	USA	Enp	<1 dS m^{-1}	LANGMUIR, 1971
C=10.11 CE	-		USA	Esf	<2.5 dS m^{-1}	TANJI, BIGGAR, 1972
CD=0.727 CE	-					
C=10.28 CE	-			Ssol	<15 dS m^{-1}	
CD=0.780 CE	-					
I=0.0003+0.0127 CE	0.992	oui	USA	Ssol Esf	<35 dS m^{-1} <0.5 mol L^{-1}	GRIFFIN, JURINAK, 1973
$C=9.76\ CE^{1.055}$	0.993		USA	Ssol Esf	<15 dS m^{-1}	MARION, BABCOCK, 1976
$C=9.016\ CE^{1.039}$	0.997	oui	USA	Ssol Esf	<15 dS m^{-1}	
$I=0.0144\ CE^{1.009}$	0.994	oui	USA	Ssol Esf	<15 dS m^{-1} <0.3 mol L^{-1}	
$I=0.0117\ CE^{1.093}$	-		Tchad	Esf	<27 dS m^{-1} <0.4 mol L^{-1}	GAC, 1980
$CD=0.591\ CE^{1.126}$	0.984		Tunisie	Enp	<15 dS m^{-1}	BAHRI, 1982
$I=0.011\ CE^{1.185}$	0.953		Tunisie	Enp	<15 dS m^{-1} <0.2 mol L^{-1}	
$C=8.9\ CE^{1.075}$	0.941		Sénégal	Ssol	<120 dS m^{-1}	LE BRUSQ, LOYER, 1982
$C=8.51\ CE^{1.116}$	0.998		Sénégal	Esf	<45 dS m^{-1}	CARN, 1985
$I=0.0105\ CE^{1.056}$			Sénégal	Esf	<45 dS m^{-1} <0.6 mol L^{-1}	
C=10.6 CE - 15	0.960		Sénégal	Esf	<140 dS m^{-1}	MARIUS, 1985
$CD=0.640\ CE^{0.858}$	0.953		Brésil	Esf	<5 dS m^{-1}	LARAQUE, 1991
$CD=0.684\ CE^{0.918}$	0.960			Esf	<20 dS m^{-1}	
$I=0.0129\ CE^{0.984}$	0.972		Brésil	Esf	<10 dS m^{-1} <0.1 mol L^{-1}	
$C=9.95\ CE^{1.002}$	0.998		Mexique	Enp	<180 dS m^{-1}	GONZALES-BARRIOS, 1992
$CD=0.98\ CE^{0.945}$	0.996			Enp	<20 dS m^{-1}	

C représente la demi-somme des concentrations ioniques totales ($C=1/2\Sigma mi$) : mi (concentration de l'ion i) et C sont exprimés en $mmol_c\ L^{-1}$,
CD la charge minérale dissoute totale ($CD=\Sigma mi$): mi (concentration de l'espèce chargée ou neutre i) et CD sont exprimés en g L^{-1},
I la force ionique ($I=1/2\Sigma mizi^2$): mi (concentration de l'ion i de valence zi) et C sont exprimés en mol L^{-1}
Ssol=solution du sol; Esf=eau de surface; Enp=eau de nappe.

lorsqu'elle est comparée à l'expression de PONNAMPERUMA et al. (1966). Cette variation est imputable par les auteurs à la prise en compte des seuls ions libres, mais le domaine de validité nettement distinct rend cette comparaison moins probante.

Le tableau VI-4 réunit les résultats statistiques obtenus à partir de la composition chimique des eaux de surface de Djilakoun avec et sans calcul des paires d'ions. Les relations ont été établies pour les échantillons comportant des données analytiques complètes, soit 58 eaux.

L'analyse a été étendue aux espèces individuelles. Les relations individuelles sont plus influencées par le faciès chimique de la solution que les relations globales en raison des tendances différentes des ions à s'apparier. Les espèces qui forment peu de paires d'ions sont celles qui présentent les meilleurs ajustements statistiques. L'abondance respective des ions se reflète dans les paramètres globaux tels que la concentration ionique. Il en résulte que les relations individuelles du tableau VI-4 n'ont pas de caractère général et sont restreintes à un faciès similaires aux eaux étudiées. Pour des forces ioniques faibles ou des CE<20 dS m^{-1}, elles peuvent avoir un intérêt pratique à l'échelle régionale.

Les coefficients de régression restent quasiment identiques dans les deux situations avec et sans paires d'ions. Les relations Cl=f(CE), Na=f(CE), K=f(CE) et CD=(CE) se conservent. Les coefficients d'ajustement des courbes relatives aux ions SO_4^{2-}, Ca^{2+} et Mg^{2+} ont sensiblement diminué par suite de l'appariement plus important de ces ions. La demi-somme des concentrations ioniques C et la force ionique I répercutent dans le même sens cette évolution. Les relations avec l'aluminium et le fer ne sont pas statistiquement significatives.

Tableau VI-4

Relations composition chimique - CE des eaux de surface du barrage de Djilakoun (établies pour 58 couples et pour CE<65 dS m^{-1})

Concentrations ioniques totales (en mmol L^{-1})		Concentrations ioniques corrigées par les paires d'ions (en mmol L^{-1})	
$Cl^- = 5.380\ CE^{1.166}$	(r^2=0.976)	$Cl^- = 5.367\ CE^{1.168}$	(r^2=0.975)
$SO_4^{2-} = 1.439\ CE^{0.886}$	(r^2=0.929)	$SO_4^{2-} = 1.225\ CE^{0.770}$	(r^2=0.921)
$Ca^{2+} = 0.290\ CE^{1.025}$	(r^2=0.942)	$Ca^{2+} = 0.267\ CE^{0.992}$	(r^2=0.938)
$Mg^{2+} = 0.688\ CE^{1.130}$	(r^2=0.963)	$Mg^{2+} = 0.632\ CE^{1.101}$	(r^2=0.960)
$Na^+ = 4.681\ CE^{1.183}$	(r^2=0.980)	$Na^+ = 4.658\ CE^{1.180}$	(r^2=0.980)
$K^+ = 0.149\ CE^{1.037}$	(r^2=0.963)	$K^+ = 0.148\ CE^{1.030}$	(r^2=0.958)
$Al^{3+} = 0.354\ CE^{0.573}$	(r^2=0.560)	$Al^{3+} = 0.249\ CE^{0.563}$	(r^2=0.560)
$C = 8.116\ CE^{1.106}$	(r^2=0.981)	$C = 7.557\ CE^{1.106}$	(r^2=0.981)
$I = 0.0115\ CE^{1.064}$	(r^2=0.979)	$I = 0.0103\ CE^{1.063}$	(r^2=0.980)
$CD = 0.474\ CE^{1.105}$	(r^2=0.981)	$CD = 0.475\ CE^{1.104}$	(r^2=0.981)

C est exprimé en $mmol_c\ L^{-1}$, I en mol L^{-1}, CD en g L^{-1} et CE en dS m^{-1}

La figure VI-6 permet d'apprécier la différence des valeurs de I calculées en fonction des concentrations ioniques totales ou en fonction des ions libres et des paires d'ions chargées. La figure VI-7 présentent les valeurs du paramètre C calculées en fonction des concentrations ioniques totales ou des concentrations des ions libres. L'effet de la prise en compte des paires d'ions est perceptible pour des CE>10 dS m^{-1}.

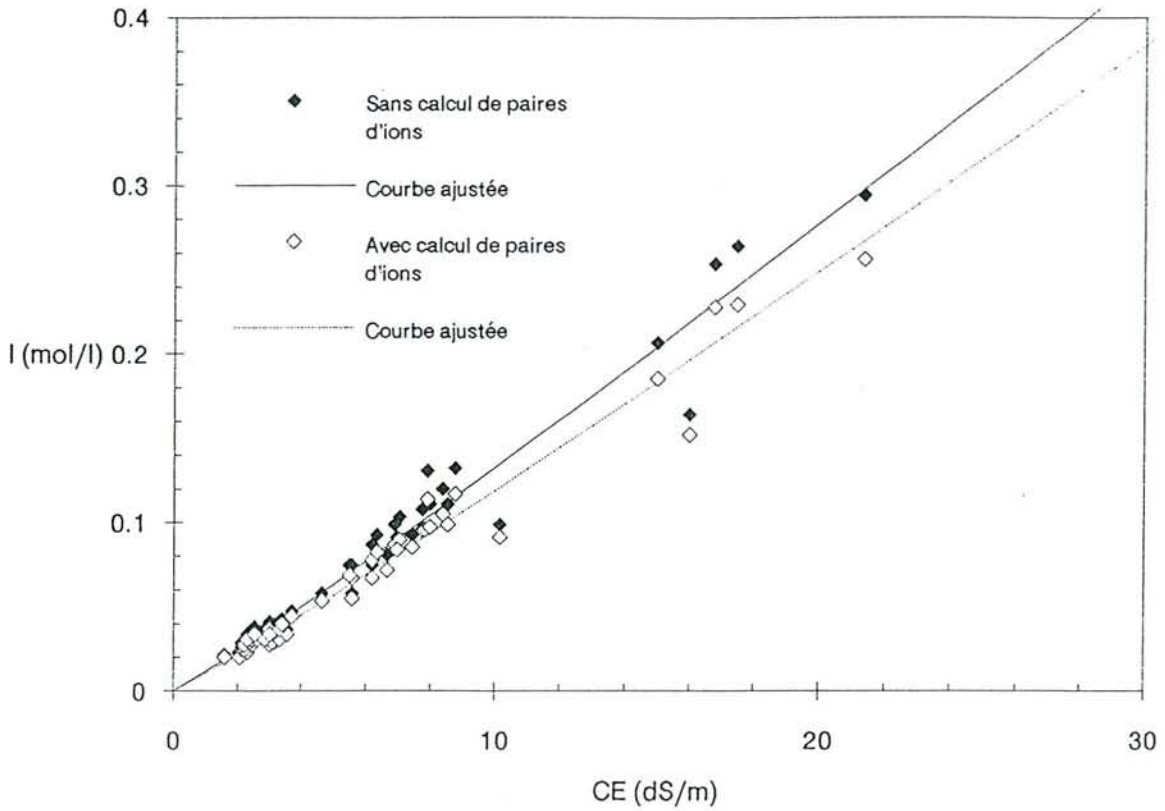


Figure VI-6
Relations force ionique - CE avec et sans calcul des paires d'ions pour les eaux de surface du barrage de Djilakoun

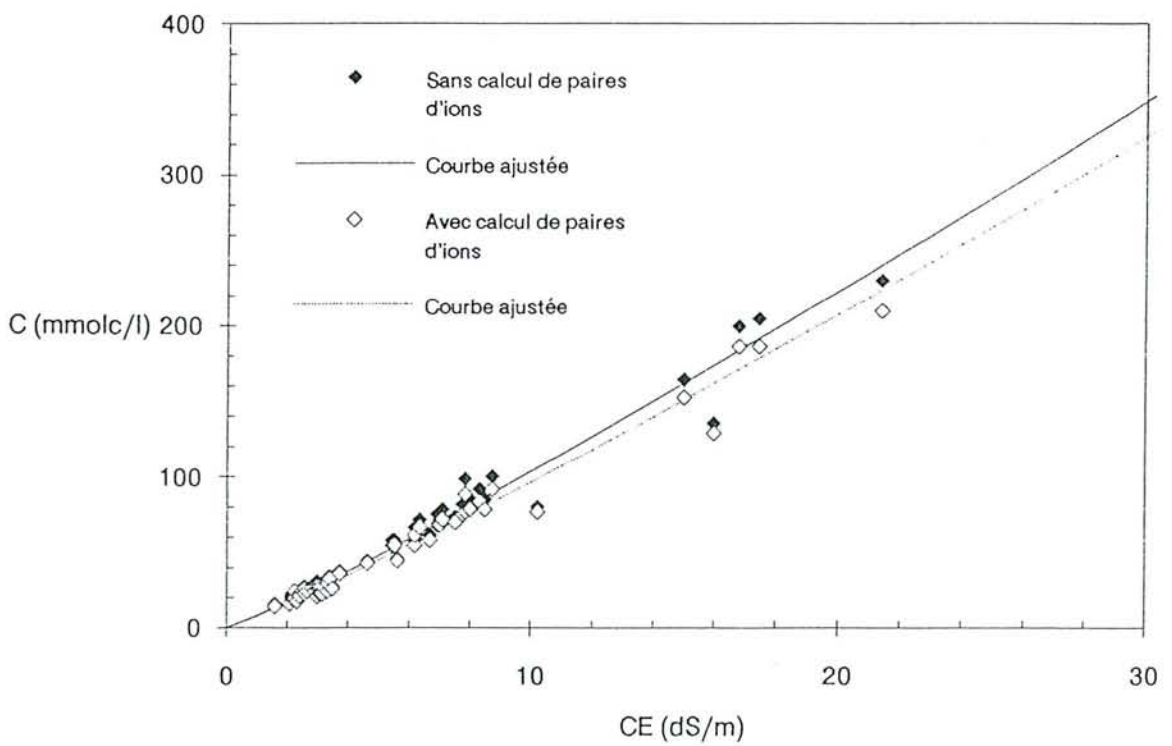


Figure VI-7
Relations concentration ionique - CE avec et sans calcul des paires d'ions pour les eaux de surface du barrage de Djilakoun

1.1.5. Evolution de la composition chimique

L'évolution de la concentration des eaux de la retenue a été observée pendant trois années successives (voir la figure VI-1). Les 58 échantillons d'eau prélevés pendant cette période correspondent à des stades de dilution ou de concentration divers. L'analyse de ces échantillons, classés par ordre croissant de salinité, rend compte du processus général de concentration des eaux de la retenue à partir du stade le plus dilué ou inversement celui d'une dilution. Ce classement est fondé sur le choix d'une espèce ionique présentant un caractère conservatif durant la concentration des solutions.

Le choix de l'espèce ionique la plus conservative se fait en calculant, pour chaque élément, le rapport entre sa concentration maximale et sa concentration minimale et en considérant le rapport le plus élevé. Les valeurs obtenues définissent l'ordre décroissant suivant :

$$Cl^- : 115 ; Na^+ : 94 ; Mg^{2+} : 82 ; K^+ : 75 ; Ca^{2+} : 42.5 ; SO_4^{2-} : 25 ; Al^{3+} : 3.5.$$

A titre indicatif, un tel rapport est de 46.5 lorsqu'on considère un paramètre global comme la CE.

Que ce soit Cl^- qui donne le rapport le plus élevé ne doit pas surprendre : l'ion chlorure s'apparie peu et ne participe à des précipitations salines que pour des concentrations très élevées. On retrouve ici les discussions de LARAQUE (1991).

En conséquence, c'est Cl^- qui a été choisi comme indicateur de concentration. A un instant donné, le rapport entre la concentration de cet élément et sa concentration minimale mesurée détermine le facteur de concentration de la solution.

La figure VI-8 montre les compositions chimiques des différents stades de concentration atteints sur 3 ans, classés arbitrairement en fonction du facteur de concentration chlorure. Etant donné qu'il s'agit de la même eau, on peut considérer que ce classement représente un processus de concentration unique, mais ce n'est qu'une approximation.

Il est intéressant de constater que la plupart des ions se concentrent régulièrement et donc se conservent en solution. En revanche, les ions sulfate et aluminium manifestent un comportement particulier : leur concentration progresse moins vite que celle de l'ion chlorure au delà d'un certain niveau. Ceci semblerait montrer une perte de matière dans la solution qui peut être attribuée à la précipitation de sels ou à des échanges avec le complexe organo-minéral. Les teneurs en bicarbonates, très faibles, sont indépendantes de la concentration.

1.1.6. Evolution du faciès chimique des eaux

Exprimée en termes d'ions libres, le processus de concentration se traduit par une modification du faciès chimique des eaux. La représentation sur un diagramme de PIPER visualise le sens de cette évolution (figure VI-9). On retrouve la tendance décrite précédemment.

La figure VI-10 présente le faciès chimique de l'eau la moins concentrée et celui de l'eau la plus concentrée. Bien que les niveaux de concentration soient différents, le passage du premier au second se traduit, pour les anions, par une forte augmentation du rapport Cl^-/SO_4^{2-}. Pour les cations, on observe une augmentation relative de Na^+ par rapport aux autres ions, notamment Ca^{2+} et Al^{3+}. Le rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} évolue également dans le même sens.

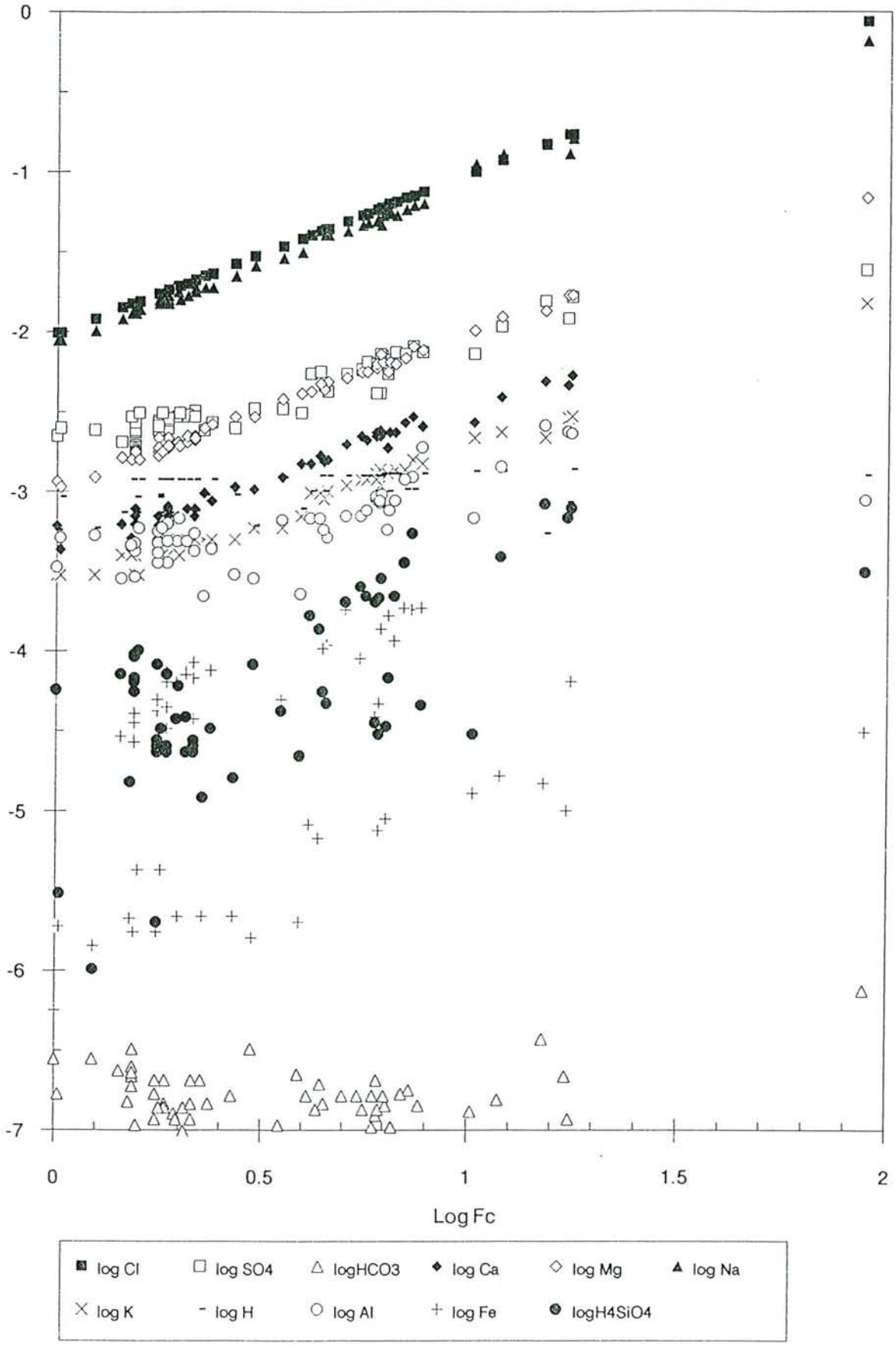


Figure VI-8

Composition chimique des eaux de surface du barrage de Djilakoun en fonction du facteur de concentration chlorure (années : 1988 à 1991)
Les concentrations ioniques sont exprimées en mol L^{-1}

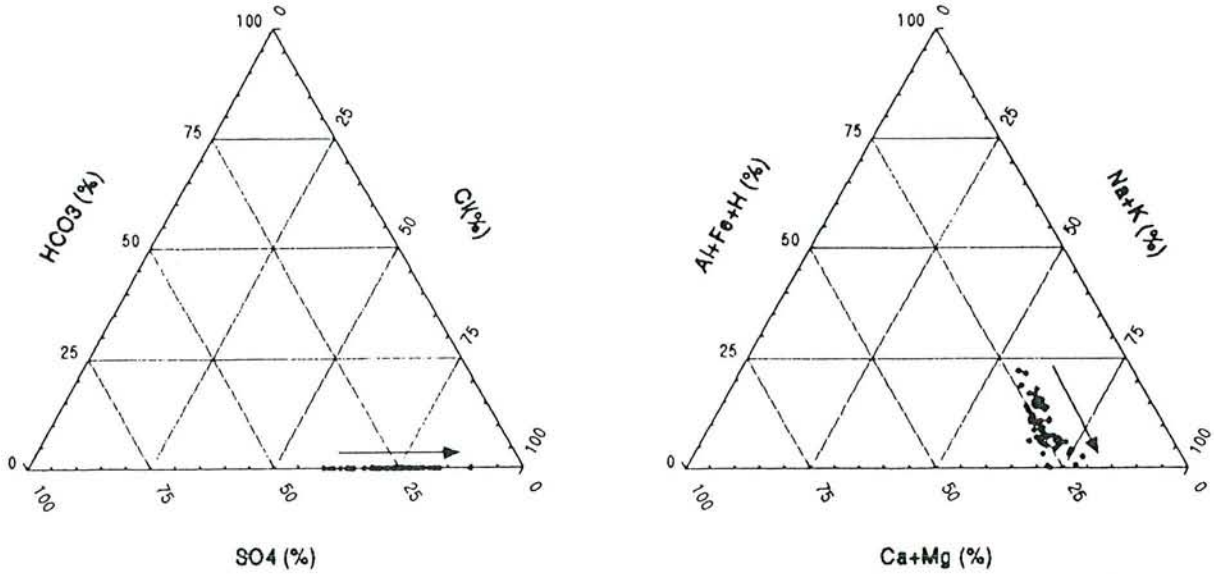
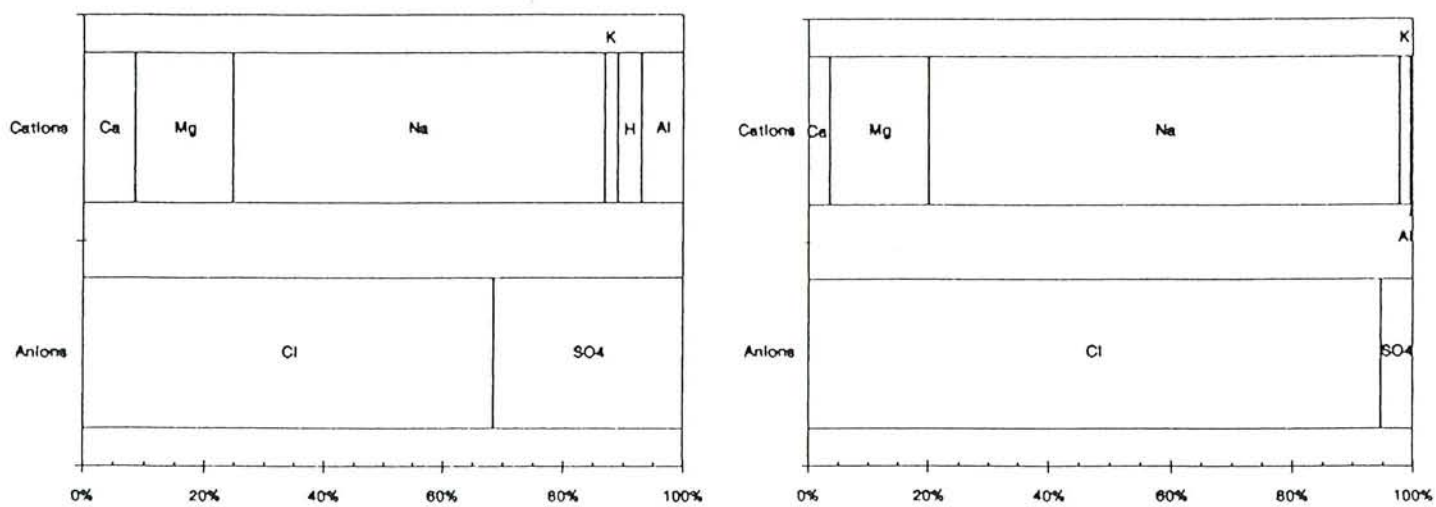


Figure VI-9

Composition chimique des eaux de surface
du barrage de Djilakoun en fonction de leur niveau de concentration



Solution initiale

Solution finale

Figure VI-10

Faciès chimiques extrêmes des eaux de surface du barrage de Djilakoun

L'impossibilité d'aller en détail jusqu'à l'assèchement complet et les stades ultimes de concentration des eaux de la retenue a donné lieu à la mise en oeuvre d'une expérimentation complémentaire en laboratoire.

1.2 Evaporation expérimentale d'une eau de surface

1.2.1. Dispositif et protocole expérimental

L'expérience, dénommée EVACIDE (MONTOROI et al., 1993b), s'est déroulée au laboratoire de géochimie du centre ORSTOM de Dakar et s'est inspirée d'une expérimentation similaire réalisée par CARN (1985) sur les eaux du lac de Guiers. Elle a consisté à faire évaporer dans des conditions les plus proches de la réalité une eau de surface, prélevée le 23/11/1990 à 50 m en amont de la retenue de Djilakoun. On notera toutefois que l'eau n'est plus en contact avec la masse minérale qui constitue le fond de la retenue.

Au début de l'expérimentation, le dispositif comporte :

- un bac extérieur rempli d'eau distillée,
- un bac intérieur disposé sur 4 supports tubulaires et rempli avec l'eau étudiée ; les faces internes sont recouvertes d'un film plastique destiné à recueillir les dépôts salins,
- un ventilateur électrique permettant de réguler l'évaporation.

Les 2 bacs sont constitués en altuglass et les liquides sont maintenus au même niveau afin d'éviter d'éventuelles déformations. Le bac intérieur a été rempli initialement avec 83.82 l d'une eau environ 3 fois plus concentrée que l'eau la plus diluée rencontrée en 1990. La conductivité électrique initiale à 25°C est de 7 dS m^{-1}, ce qui correspond à la classe C5 définie par l'USSLS.

Lorsque le niveau d'eau se situe à environ 10 cm du fond du bac, le bac intérieur est transvasé dans un bac de section plus petite afin de remonter le niveau d'eau et d'étaler le spectre des sels précipités sur le film plastique. Quatre bacs ont été nécessaires sur la totalité de l'expérience qui a duré 580 jours, soit environ 19 mois.

Des échantillons d'eau ont été régulièrement prélevés, à l'aide d'une pipette de 5 ml, en différents points du plan d'eau de façon à obtenir un échantillon global de 60 ml pour l'analyse chimique.

Dans le bac intérieur, plusieurs paramètres ont été mesurés journellement. Il s'agit :

- du niveau du plan d'eau à l'aide d'une vis micrométrique permettant des lectures au 1/10 mm,
- du pH à l'aide d'un pH-mètre TACUSSEL,
- de la conductivité électrique à l'aide d'un conductivimètre HANNA, la mesure étant ramenée automatiquement à 25 °C,
- du potentiel d'oxydoréduction (Eh) à l'aide d'un appareil KNICK (modèle 651-2) : celui-ci est muni d'une électrode combinée Pt/KCl saturé/Ag/AgCl comprenant une électrode de référence (Ag/AgCl) associée à une électrode au platine (Pt) et un électrolyte de remplissage (KCl_3M + AgCl).

Une mesure de référence est effectuée dans la solution de ZoBell dont la composition est la suivante :

. 3.33 10^{-3} mol L^{-1} de ferrocyanide de potassium ($K_4Fe(CN)_6$)
. 3.33 10^{-3} mol L^{-1} de ferricyanide de potassium ($K_3Fe(CN)_6$)
. 0.10 mol L^{-1} de KCl (ZOBELL, 1946),

- de la température à l'aide d'un thermomètre numérique QUICK,
- du degré hygrométrique grâce à deux hygromètres à cheveux, dont on a pris une valeur moyenne.

L'étalonnage des différents appareils a été réalisé préalablement et ensuite régulièrement.

1.2.2. Stade initial de rééquilibration de la solution

Dès le début de l'expérimentation, sont apparus des dépôts bruns rouille au fond du premier bac. Ceux-ci constituent des volumes de taille millimétrique ayant un aspect filamenteux plus ou moins agrégé.

L'analyse par diffratométrie RX indiquent la présence de quartz (SiO_2), d'halite (NaCl), de gypse ($Ca\ SO_4$, $2H_2O$) et également de jarosite ($(KFe^{III}_3(SO_4)_2\ (OH)_6$) associés à des composés amorphes d'oxyhydroxydes de fer.

1.2.3. Evolution temporelle de la CE et du pH

L'expérimentation s'est déroulée dans les conditions suivantes :

. l'évaporation moyenne est de 1.71 mm j^{-1},

. l'humidité relative journalière varie entre 45 et 85 %, sa valeur moyenne étant de 67 %,

. la température journalière de l'eau est comprises entre 19 °C et 29 °C: les valeurs oscillent autour d'une valeur moyenne de 25.8 °C, les variations étant souvent induites par l'air conditionné.

Les évolutions temporelles de la CE et du pH sont visualisées sur les figures VI-11 et VI-12. Celles-ci appellent quelques commentaires :

* la courbe de CE de l'eau montre des irrégularités : il s'agit sans doute d'un défaut dans le dispositif de maintien du film plastique contre la paroi du bac ; une fine couche d'eau est piégée entre le film et la paroi, ce qui entraîne une différenciation dans le processus de concentration avec les eaux libres du bac ; lors du deuxième transvasement (bac 2-bac 3), le décrochement de la courbe est particulièrement notable,

* après une courte phase où le pH reste légèrement supérieur à 3 (dissolution de particules solides en suspension?), la courbe du pH accuse une allure générale décroissante, marquée par de légères variations; elle se stabilise, après plus de six mois, à une valeur voisine de 1.8-1.9, puis chute brutalement pour atteindre des valeurs proches de zéro.

1.2.4. Evolution temporelle du potentiel d'oxydoréduction

La mesure lue sur le Eh-mètre et exprimée en mV n'indique pas directement le potentiel d'oxydoréduction (Eh) de la solution. Elle correspond à une force électromotrice (fem) globale comprenant les potentiels de deux demi-piles ou électrodes (GRONDIN, 1982) :

- la demi-pile de référence Ag/AgCl, KCl saturé
- la demi-pile solution/Pt.

et s'exprime par la formule :

$$E_{\text{mesuré}} = E_{\text{solution/Pt}} + E_{\text{Ag/AgCl, KCl saturé}}$$

Les mesures de fem globale relative à la solution fluctue autour de 560 mV en début d'expérimentation, puis décroît régulièrement pour se stabiliser à une valeur voisine de 490 mV.

**** Détermination du potentiel d'oxydoréduction de la solution***

En tenant compte du signe du potentiel de la demi-pile de référence, le Eh de la solution est donné par la relation :

$$Eh_{\text{solution}} = E_{\text{solution/Pt}} = E_{\text{mesuré}} - (-E_{\text{Ag/AgCl, KCl saturé}}) \qquad (1)$$

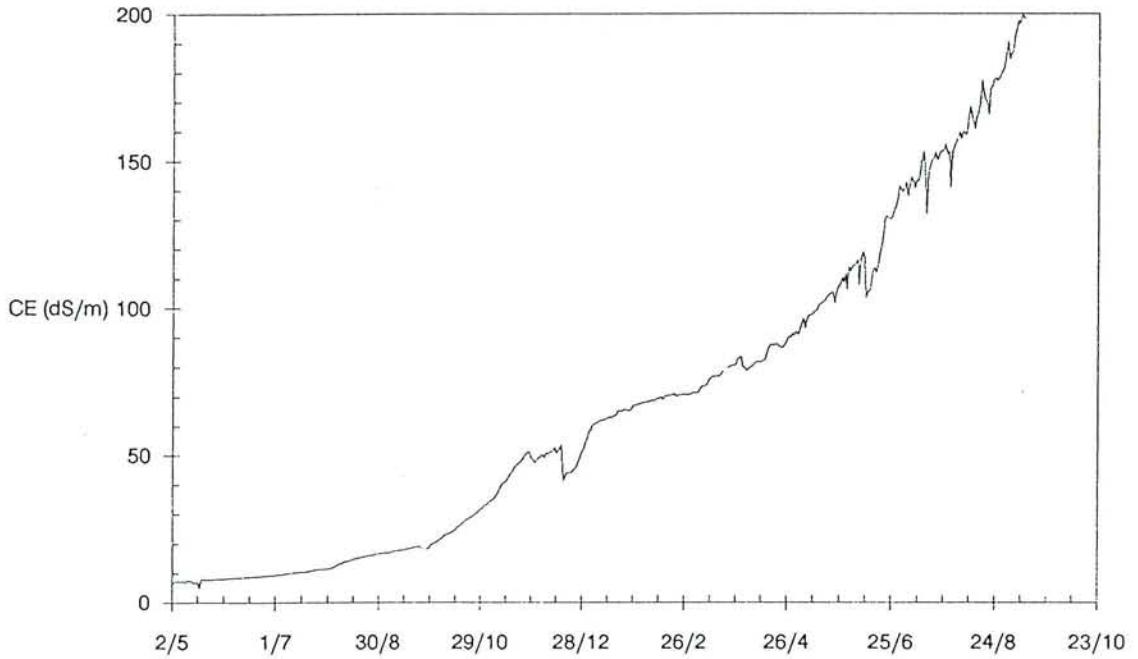


Figure VI-11
Evolution de la ccnductivité électrique journalière
d'une eau de surface en évaporation contrôlée

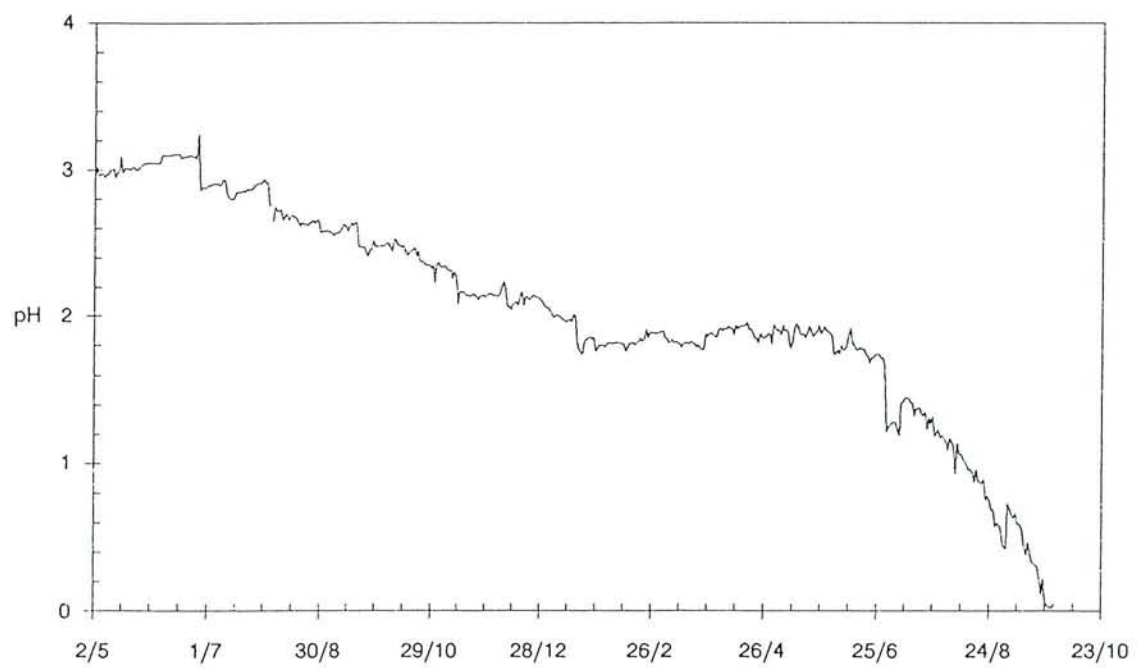


Figure VI-12
Evolution du pH journalier
d'une eau de surface en évaporation contrôlée

La solution de ZoBell permet de déterminer le potentiel de l'électrode de référence Ag/AgCl.

D'après (1), on peut écrire :

$$Eh_{ZoBell} = E'_{ZoBell} - (- E_{Ag/AgCl, KCl\ saturé})$$

$$et\ E_{Ag/AgCl, KCl\ saturé} = Eh_{ZoBell} - E'_{ZoBell}$$

où E'_{ZoBell} représente la valeur de E mesurée dans la solution de ZoBell

Il vient :

$$Eh_{solution} = E_{mesuré} + Eh_{ZoBell} - E'_{ZoBell}$$

Les valeurs de la solution de ZoBell dépendent de la température (t), selon l'expression obtenue par NORDSTROM (1977) et valable entre 10 et 55 °C :

$$Eh_{ZoBell} = 0.42993 - 2.57.10^{-3} (t-25)$$

où Eh est exprimé en volt et t en degré Celsius.

L'évolution temporelle de ce paramètre est visualisée sur la figure VI-13.

Sur l'ensemble de l'expérimentation le Eh de la solution décroît régulièrement de 750 à 600 mV. Les variations observées en début d'expérience peuvent être le fait d'une activité biologique. On note une stabilisation des valeurs vers la fin de l'expérience.

**** Détermination du potentiel d'oxydoréduction pour un pH de référence***

Les conditions de pH variant d'une solution à l'autre, il est préférable de rapporter toutes les valeurs de Eh à un pH de référence fixé à 7.

D'après LINDSAY (1979), le potentiel redox peut être exprimé en termes de pe, qui est égal à -log (activité en électrons), selon la relation :

$$Eh = 59.2\ pe$$

Dans tout milieu aqueux de composition chimique donnée, en équilibre avec l'atmosphère, LINDSAY (1979) montre que :

$$pe + pH = constante$$

Donc, pour une solution à un pH donné et une solution de référence à pH 7, on a :

$$pe_7 + pH_7 = pe + pH = cte$$

$$Eh_7 - Eh = 59.2\ (pe_7 - pe) = 59.2\ (pH - pH_7)$$

D'où l'on déduit l'expression du Eh à pH 7 :

$$Eh_7 = Eh + 59.2\ (pH - 7)$$

L'évolution temporelle du Eh, normalisé à un pH de 7, est portée sur la figure VI-14. Les valeurs décroissent régulièrement de 500 mV à 200 mV.

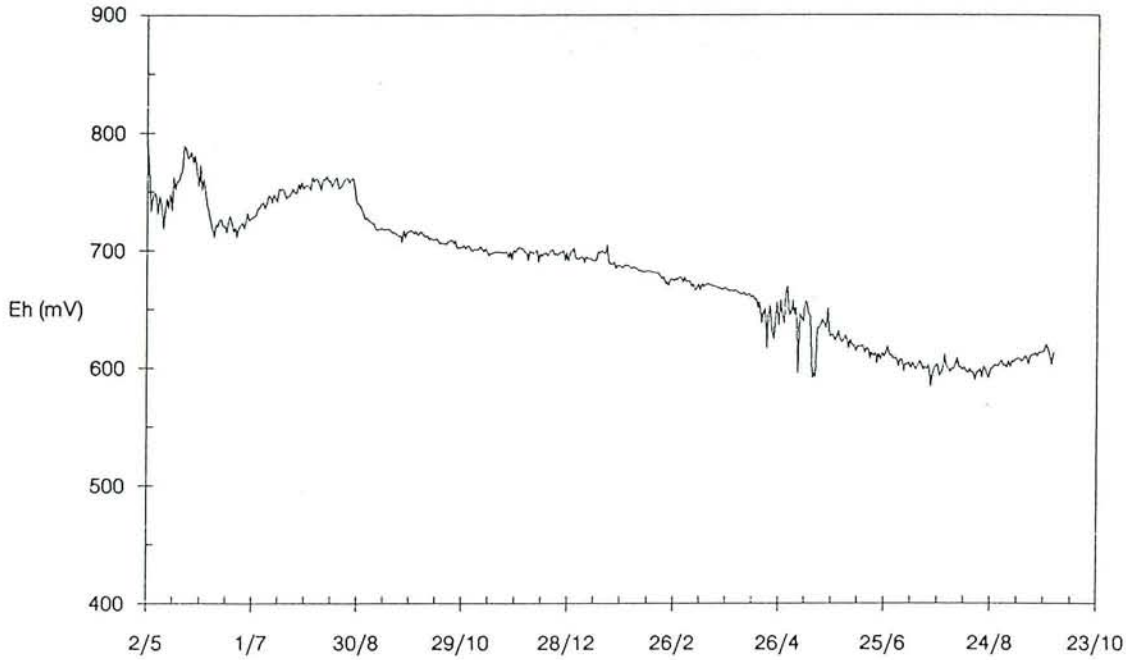


Figure VI-13
Evolution du Eh journalier
d'une eau de surface en évaporation contrôlée

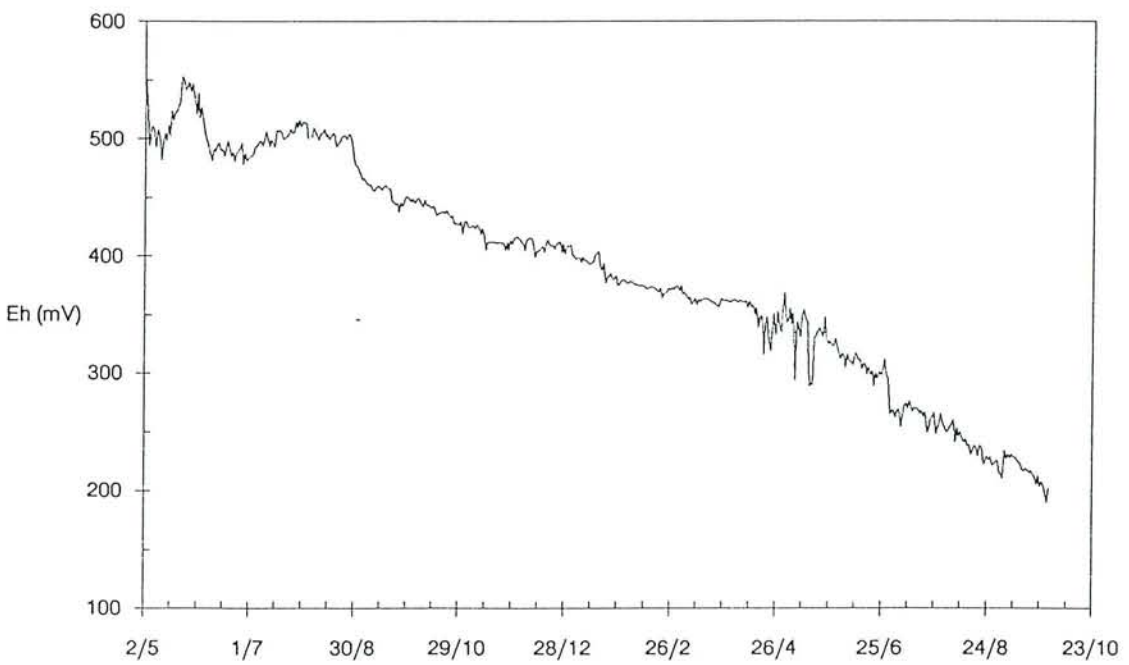


Figure VI-14
Evolution du Eh journalier d'une eau de surface
en évaporation contrôlée pour un pH de référence égal à 7

** Signification de la mesure de Eh*

Au cours de l'expérimentation, la somme pe+pH a diminué de 16.3 à 10.6, ce qui traduit un changement dans la composition chimique de la solution. La faible diminution du Eh et donc celle du pe, dont les valeurs varient de 13.4 à 10.3, montrent que le milieu est resté bien aéré même si on observe une légère tendance à la réduction.

Les valeurs de pe sont sensiblement différentes des valeurs théoriques que l'on pourrait obtenir, pour une eau au contact de l'air, par la relation régissant l'équilibre redox H_2O/O_2:

$$pe = 20.75 - pH + 1/4 \log p(O_2)$$

La pression partielle de O_2 étant égale à 0.2 atm, cette équation conduit à :

$$pe = 20.58 - pH$$

Pour des pH compris entre 3 et 0.5, les valeurs de pe seraient comprises entre 17.5 et 19.5, donc bien supérieures aux valeurs mesurées. Les valeurs mesurées de 13.4 à 10.2 expriment une pression partielle de O_2 inférieure à 0.2 atm, cette pression plus faible pouvant s'expliquer par une activité biologique plus importante. Cependant, les différences observées sont surtout imputables au fait que l'équilibre redox global des eaux naturelles n'est que rarement atteint (MICHARD, 1989).

Ainsi, la mesure du Eh d'une eau naturelle présente une signification quantitative limitée mais elle permet de prédire son évolution par l'étude des équilibres d'oxydoréduction (MICHARD, 1989; SIGG et al., 1992).

1.2.5. Evolution de la composition chimique

Plusieurs paramètres caractéristiques, tels que la demi-somme des concentrations ioniques totales (C, exprimée en $mmol_c\ L^{-1}$), la charge minérale dissoute (CD, exprimée en $g\ L^{-1}$) et la force ionique (I, exprimée en $mol\ L^{-1}$), ont été calculés.

Les relations statistiques qui lient ces paramètres à la conductivité électrique (CE) ont été déterminées (tableau VI-5). Ces relations, obtenues pour des CE<200 dS m^{-1}, n'ont qu'une valeur indicative car elles ne tiennent pas compte des paires d'ions formées au cours de la concentration. On notera la grande similitude de ces relations avec celles établies pour les eaux naturelles de la retenue.

Tableau VI-5

Relations statistiques C=f(CE), CD=f(CE) et I=f(CE)

Mode de concentration des eaux	C=f(CE)	I=f(CE)	CD=f(CE)	Domaine de validité (dS m^{-1})
Mode contrôlé	$C = 8.148\ CE^{1.112}$ (r^2=0.997)	$I = 0.0105\ CE^{1.104}$ (r^2=0.997)	$CD = 0.482\ CE^{1.106}$ (r^2=0.997)	<200
Mode naturel	$C = 8.116\ CE^{1.106}$ (r^2=0.981)	$I = 0.0115\ CE^{1.064}$ (r^2=0.979)	$CD = 0.474\ CE^{1.105}$ (r^2=0.981)	<65

C représente la demi-somme des concentrations ioniques totales ($C=1/2\Sigma m_i$): m_i (concentration de l'ion i) et C sont exprimés en $mmol_c\ L^{-1}$,

CD la charge minérale dissoute totale ($CD=\Sigma m_i$): m_i (concentration de l'espèce chargée ou neutre i) et CD sont exprimés en $g\ L^{-1}$,

I la force ionique ($I=1/2\Sigma m_i z_i^2$): m_i (concentration de l'ion i de valence z_i) et C sont exprimés en $mol\ L^{-1}$

La figure VI-15 présente l'évolution de la composition chimique, exprimée en concentration ionique totale, en fonction du facteur de concentration (Fc) de la solution. L'ion chlorure, qui est l'élément chimique le plus conservatif, a été retenu pour déterminer le facteur de concentration.

Cette figure appelle les commentaires suivants :

- les ions Na^+, Mg^{2+}, K^+ et Cl^- se concentrent régulièrement durant tout l'expérience: leur courbe de concentration sont parallèles,
- la concentration de l'ion Al^{3+} est également régulière, la pente étant légèrement moins forte,
- l'ion Ca^{2+} se concentre dans un premier temps, puis sa concentration diminue indiquant qu'une partie du Ca^{2+} est consommé dans la formation d'un minéral,
- bien qu'elle reste ascendante, la courbe de concentration de l'ion SO_4^{2-} subit une légère inflexion observable en fin d'expérience,
- l'ion Fe^{3+} voit sa concentration diminuer au tout début de l'expérience, ce qui correspondrait aux précipités rouille observés dans le premier bac; ensuite, sa concentration est régulière avec une très légère inflexion vers la fin,
- au début de l'expérience, la concentration modérée en NO_3^- semble compensée par une forte concentration de l'ion NH_4^+: ceci pourrait s'expliquer par l'activité biologique (bactéries?) qui transforme les nitrates en ammonium ; par la suite, ces deux ions se concentrent suivant une courbe parallèle aux autres éléments ce qui pourrait s'interpréter comme un arrêt de l'activité biologique,
- la silice semble consommée au début de l'expérience, ce qui est cohérent avec la formation de dépôt initial de SiO_2 qui est observé ; sa teneur augmente ensuite régulièrement pour rejoindre la pente de concentration des autres éléments.

Les figures VI-16 et VI-17 indiquent la composition anionique et cationique des échantillons d'eau et les faciès chimiques des solutions initiale et finale : pour les anions, on observe bien la diminution du pourcentage d'ion sulfate avec pour corollaire l'accroissement du taux d'ion chlorure. Pour les cations, l'ion calcium suit la même évolution que l'ion sulfate; les taux d'ions magnésium, sodium, potassium se maintiennent; le pourcentage en ions aluminium et fer diminue légèrement; la baisse du pH au cours de l'expérimentation se traduit par l'apparition d'un pourcentage significatif de protons.

L'évolution des concentrations des ions Ca^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+} et SO_4^{2-} semble indiquer la formation de minéraux sulfatés contenant du calcium, de l'aluminium et du fer. Ceci est confirmée par l'analyse minéralogique des produits de l'évaporation.

1.2.6. Caractérisation minéralogique des produits finaux de l'évaporation

L'étude détaillée des sels précipités à la fin de l'expérimentation grâce à l'analyse par diffraction des rayons X (voir plus loin le paragraphe 3.2.1. de ce chapitre) montre la formation :

- de minéraux chlorurés : halite, carnallite ($KMgCl_3$, $6H_2O$) et bischofite ($MgCl_2$, $6H_2O$)),
- de minéraux sulfatés : gypse, rozénite ($Fe^{II}(SO_4)$, $4H_2O$), kiéserite ($Mg(SO_4)$, H_2O), starkéyite ($Mg(SO_4)$, $4H_2O$), hexahydrite ($Mg(SO_4)$, $6H_2O$) et alunogène ($Al_2(SO_4)_3$, $17H_2O$).

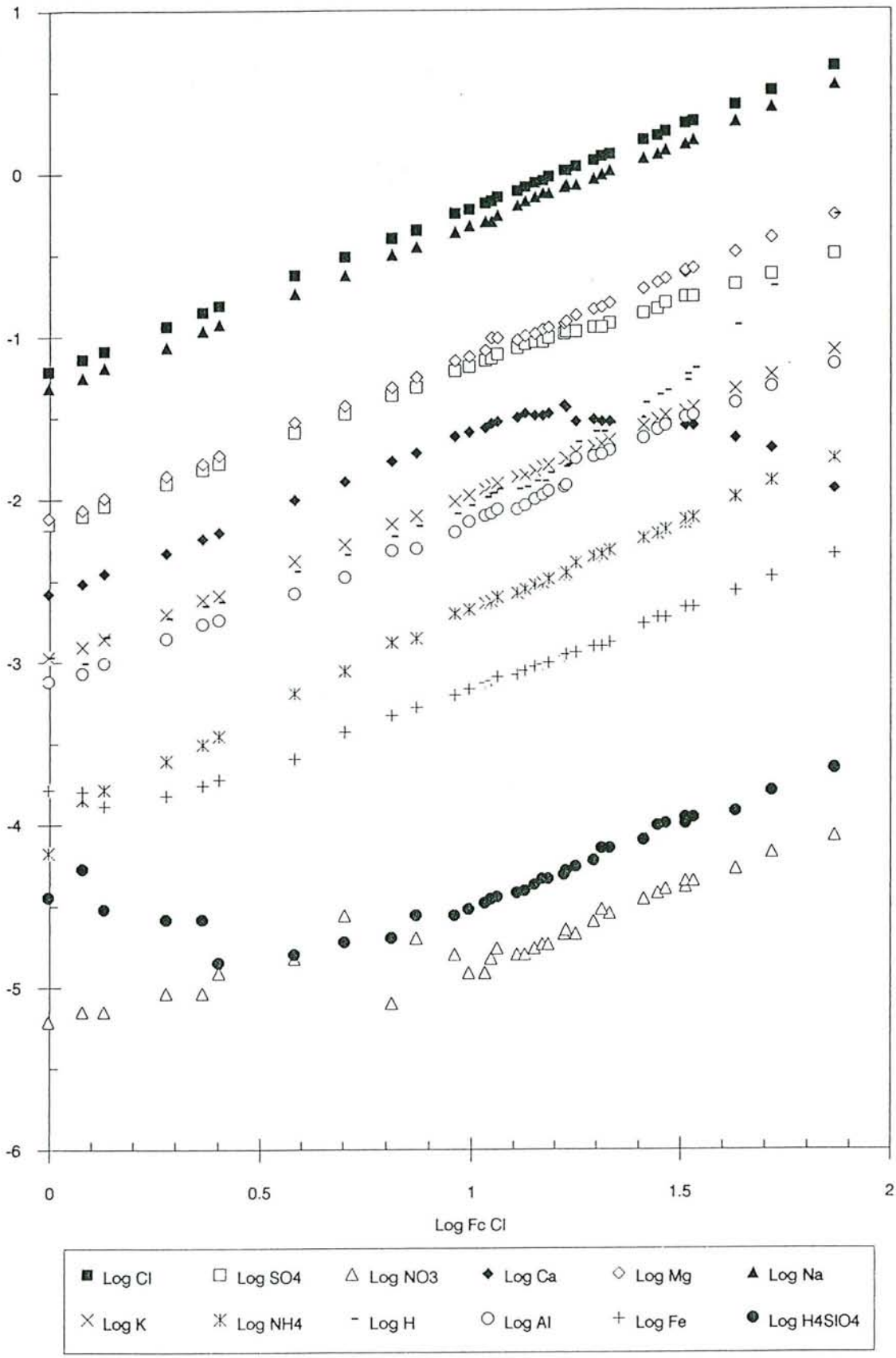


Figure VI-15

Evolution de la composition chimique en fonction du facteur de concentration chlorure d'une eau de surface en évaporation contrôlée

Les concentrations ioniques sont exprimées en mol L^{-1}

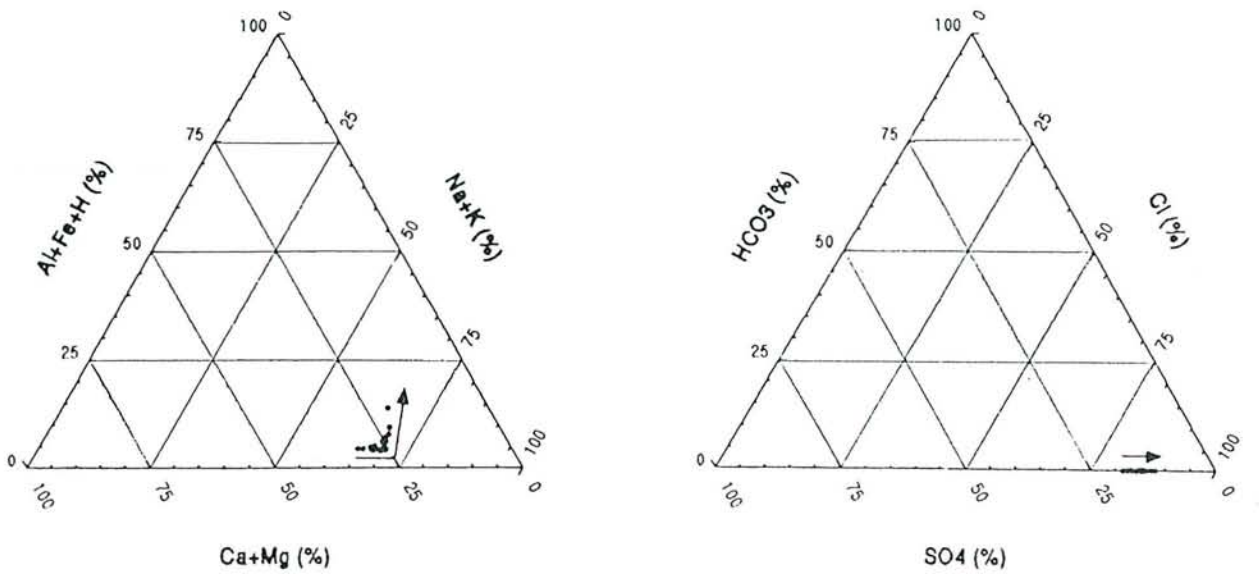
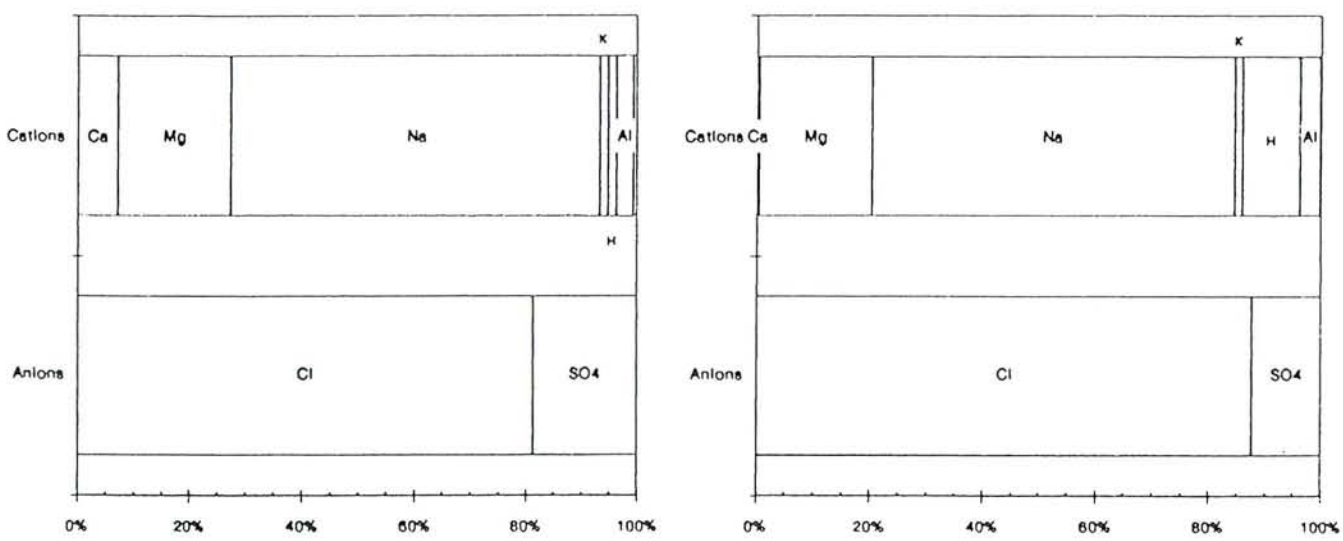


Figure VI-16

Evolution des compositions anionique et cationique d'une eau de surface en évaporation contrôlée



Solution initiale

Solution finale

Figure VI-17

Faciès chimiques initial et final d'une eau de surface en évaporation contrôlée

Les minéraux précipités correspondent à la séquence évaporitique classique d'une eau chlorurée sodique d'origine marine: gypse - halite - kiéserite/starkéyite/hexahydrite - carnallite - bischofite (HARVIE et al., 1980). La présence de minéraux, tels que l'alunogène et la rozénite, est originale, leur place dans la séquence évaporitique étant difficile à préciser car les quantités sont faibles.

La composition chimique de l'eau de surface provient de la dissolution des minéraux présents dans la zone d'inondation et de ceux apportés dans le bas-fond par les eaux de ruissellement. Son faciès chimique évolue dans le temps, durant les phases de dilution et de concentration.

Mais, en raison de son homogénéité, la composition chimique de l'eau de la retenue estompe une éventuelle distribution spatiale de faciès salins différents. L'étude des eaux de nappe va nous permettre d'aborder cette dimension et d'expliciter les conditions conduisant à l'apparition de minéraux originaux, tels que l'alunogène et la rozénite, au cours de la concentration forcée. Nous verrons ensuite, au chapitre VII, quelles sont les relations chimiques entre l'eau de surface et l'eau de nappe.

2. CARACTÉRISATION CHIMIQUE DES EAUX DE NAPPE

Deux séries, comportant chacune 63 échantillons, ont été sélectionnées à deux époques de l'année bien distinctes (figure VI-18). La première a été prélevée à la fin de la saison sèche (juin 1990), c'est-à-dire au plus fort de la concentration des eaux par évaporation. La seconde série correspond à la période charnière située entre l'arrêt des pluies et le début de la phase évaporatoire (novembre 1990).

Le pH et la CE sont mesurées sur le terrain dans les mêmes conditions que pour les eaux de surface. L'analyse complète des éléments majeurs est réalisée sur tous les prélèvements des deux séries. Les résultats sont indiqués en annexe.

2.1. Evolution temporelle du pH et de la CE

2.1.1. Gradient de salinité vertical

Des mesures de salinité, effectuées dans plusieurs piézomètres durant la saison des pluies, montrent que la salinité de la nappe augmente avec la profondeur. Une rapide variation de la CE marque la transition entre les eaux de surface diluées et les eaux de nappe concentrées. Cette particularité est générale à tout le bas-fond, bien que l'amplitude de la variation ne soit pas aussi marquée (environ 70 dS m^{-1}) que sur l'exemple du piézomètre 48 (figure VI-19). Par ailleurs, on n'observe pas d'évolution nette au cours de la saison des pluies, seulement une faible diminution de la CE dans la zone de transition. La CE ne varie pas à partir de 75 cm de profondeur.

2.1.2. Gradient de salinité latéral

La distribution spatiale de la salinité des eaux de nappe est présentée sur les figures VI-20a et VI-20b à la fin de la saison sèche, en 1988 et 1989. Trois classes de CE ont été prises en compte arbitrairement : les eaux dont la salinité est supérieure à l'eau de mer (50 dS m^{-1}), celles qui ont une salinité inférieure au seuil de tolérance du riz aux sels (environ 10 dS m^{-1}) et une classe intermédiaire.

Un gradient latéral de salinité apparaît très nettement depuis la périphérie jusqu'à l'axe de la vallée où se situe l'ancien marigot. Les valeurs maximales atteintes sont voisines de 100 dS m^{-1}. Le gradient ne semble pas varier d'une année sur l'autre.

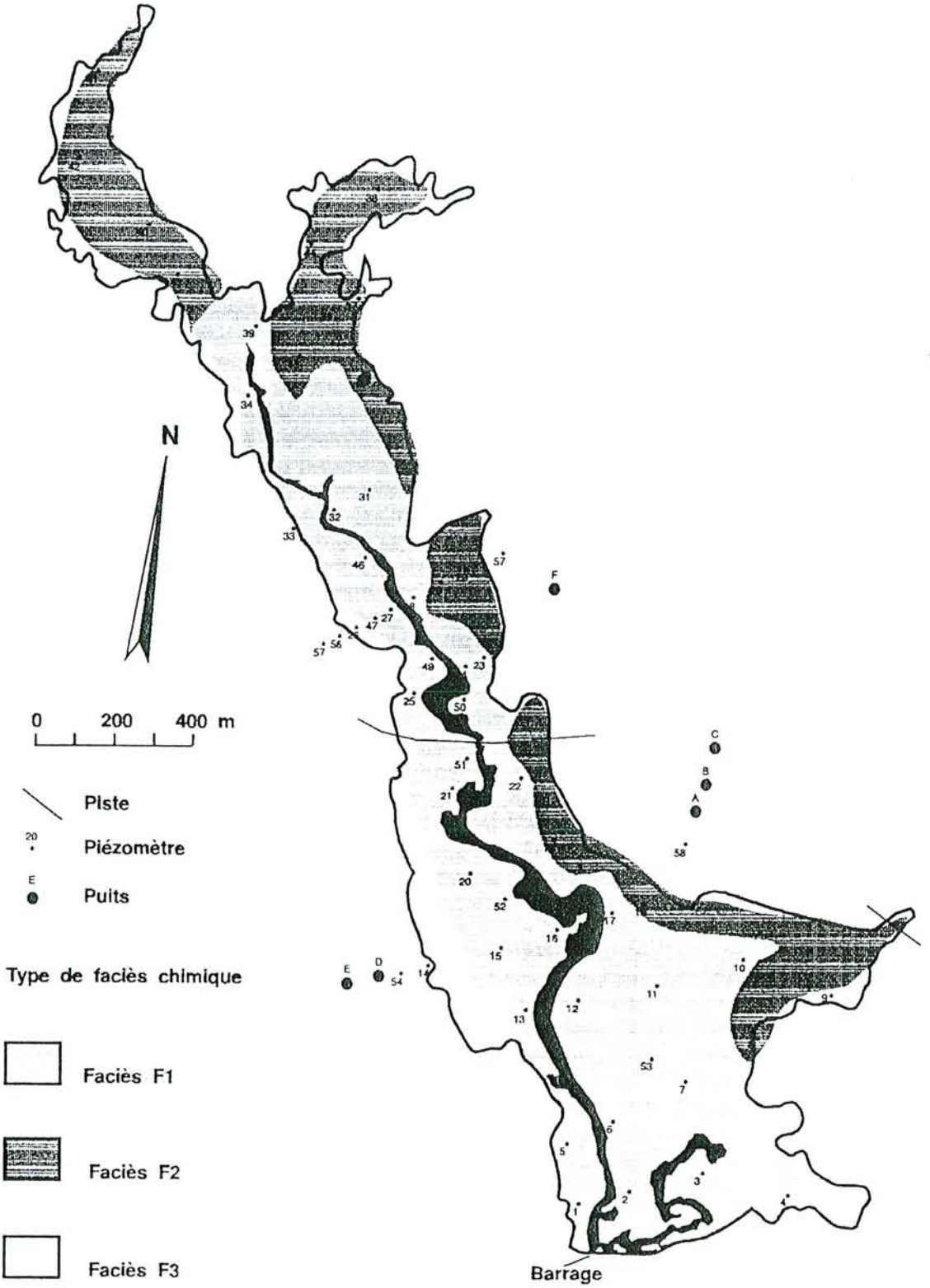


Figure VI-18
Localisation de l'échantillonnage des eaux de nappe
et distribution spatiale des faciès chimiques dans la vallée de Djiguinoum

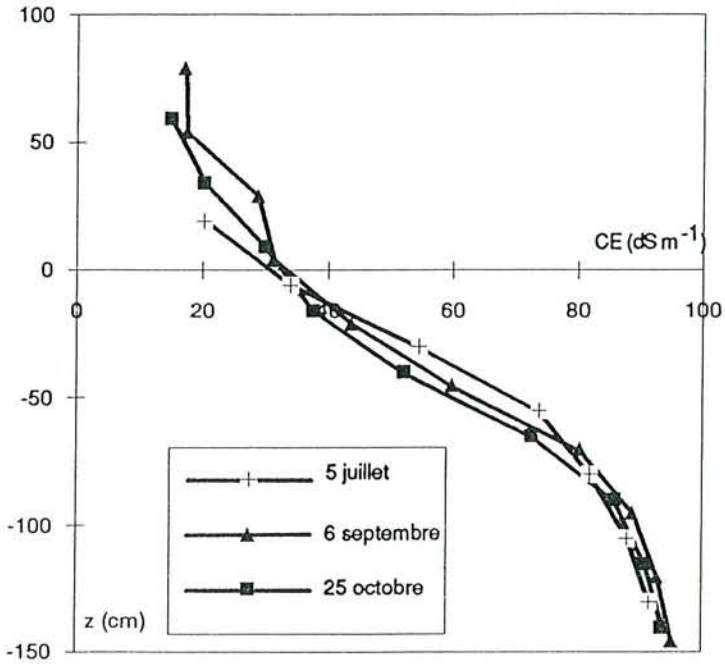


Figure VI-19

Evolution temporelle du gradient vertical de salinité de la nappe dans le bas-fond de Djiguinoum au cours de la saison des pluies 1990 (d'après ALBERGEL et al., 1991d)

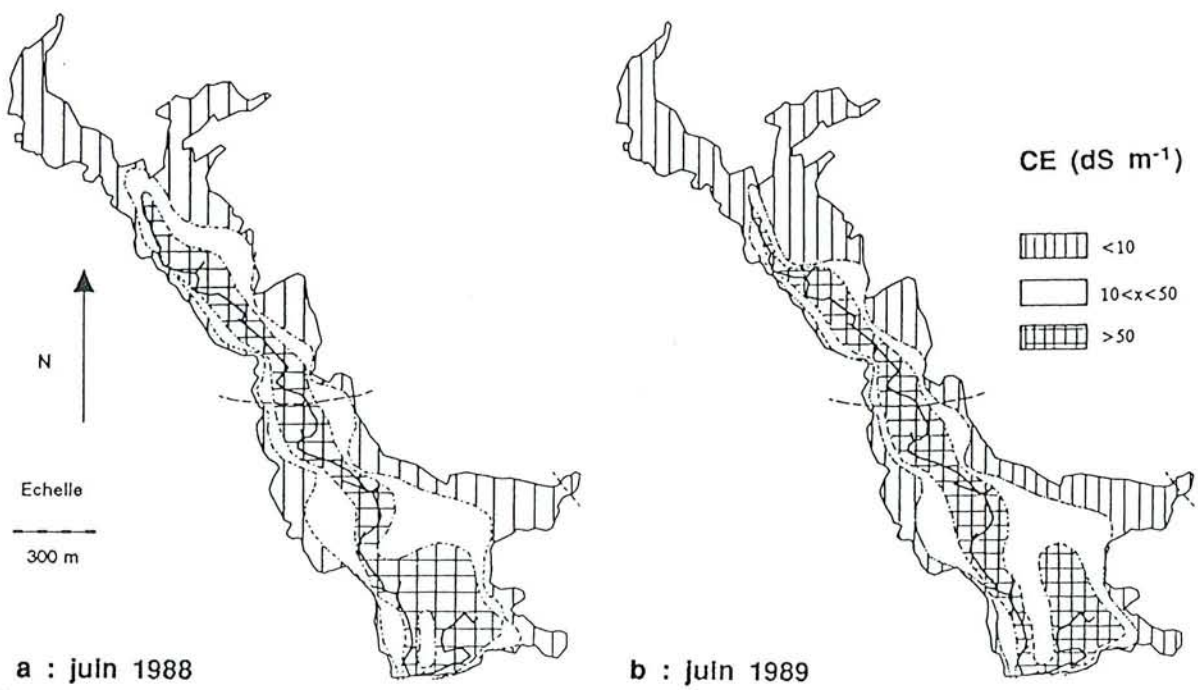


Figure VI-20

Evolution interannuelle du gradient latéral de salinité de la nappe dans le bas-fond de Djiguinoum (d'après BRUNET, 1990 modifié ; voir la figure V-9 pour la profondeur de la nappe)

2.1.3. Evolution temporelle du pH

Les figures VI-21a et VI-21b montrent l'évolution du pH en considérant trois classes de pH choisie arbitrairement pour faire ressortir le caractère particulièrement acide de certaines zones (pH<3.5). On constate que l'acidité est généralisée dans tout le bas-fond et que la partie est la plùs acide. Il n'y a apparemment pas d'évolution interannuelle bien nette, peut-être une faible acidification dans la partie septentrionale.

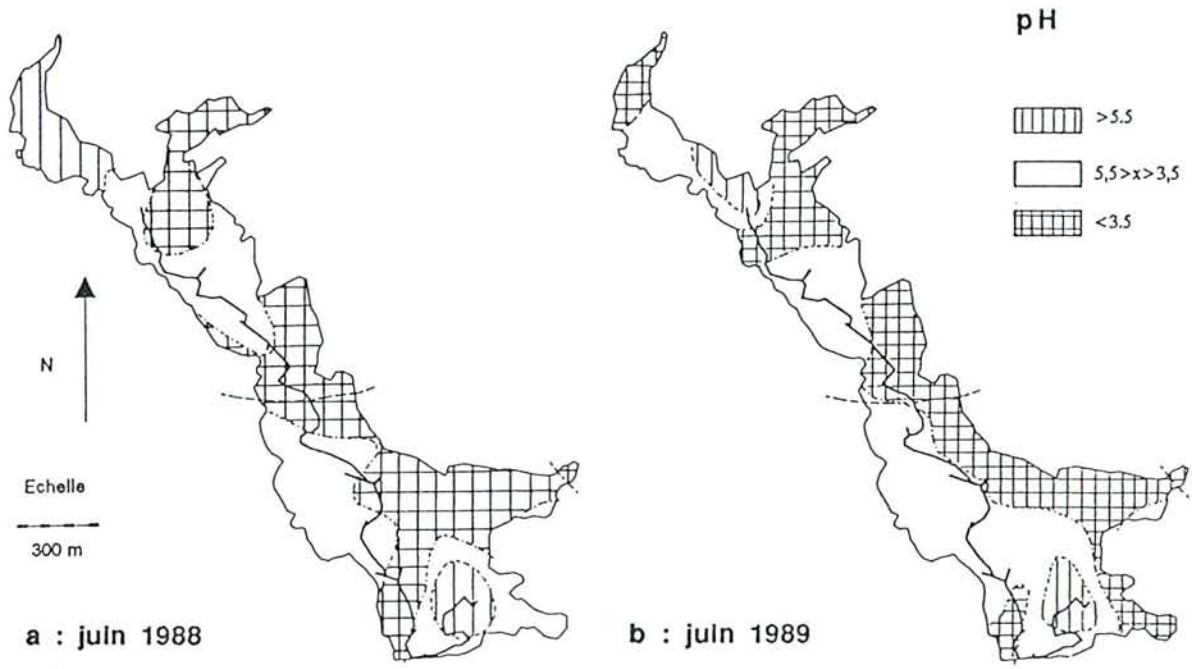


Figure VI-21

Evolution interannuelle du pH de la nappe du bas-fond de Djiguinoum (d'après BRUNET, 1990 modifié ; voir la figure V-9 pour la profondeur de la nappe)

2.2. Caractéristiques globales de l'échantillonnage

En reprenant le découpage en classes de conductivité électrique du paragraphe 2.1.2. et en y ajoutant la classe C0 (CE<0.1 dS m^{-1}), les figures VI-22 et VI-23 représentent la distribution des échantillons aux deux époques considérées.

A la fin de la saison sèche, les classes C5 et C6, relatives aux eaux fortement concentrées, dominent avec un peu moins des deux tiers de l'échantillonnage, soit 63.4 %. La classe C6 est deux fois plus représentée que la classe C5. Le reste des eaux se répartissent d'une façon homogène parmi les cinq autres classes qui totalisent chacune entre 6.3 et 8 % de l'effectif total.

Au début de la saison sèche, la répartition des eaux de nappe est différente. D'une manière générale, celles-ci sont plus diluées ce qui se traduit par une baisse de l'effectif des classes de CE élevée au profit des autres classes. L'effectif total des classes C5 et C6 est de 57.1 % avec une prédominance de la classe C5. Les autres classes voient leur effectif varier différemment: la classe C0 reste inchangée; la classe C1 est absente; les trois dernières classes ont légèrement augmenté, notamment la classe C3.

Les tableaux VI-6 et VI-7 donnent pour chaque classes la composition chimique maximale, minimale et moyenne des eaux. La composition chimique de l'échantillon moyen est également mentionnée en confondant toutes les classes. On constate que le pH est acide dans toutes les classes et qu'il a une brutale variation des classes C0, C1 et C2 (valeurs supérieures à 4.5) aux classes C3, C4, C5 et C6 (valeurs inférieures à 4.5).

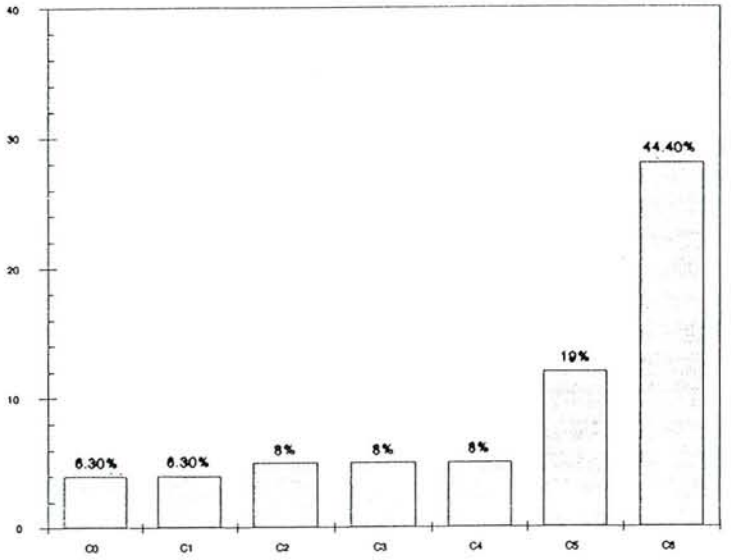


Figure VI-22
Répartition des échantillons d'eau de nappe ***à la fin de la saison sèche*** *dans les classes de conductivité électrique du diagramme USSLS*

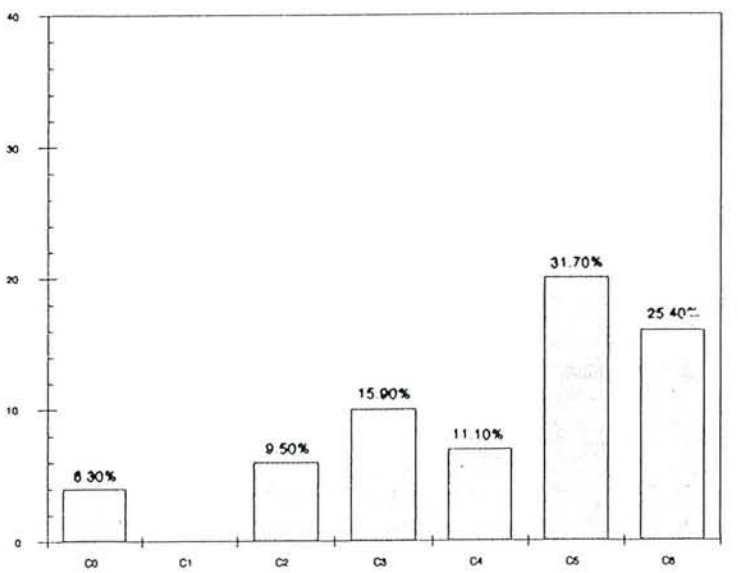


Figure VI-23
Répartition des échantillons d'eau de nappe ***au début de la saison sèche*** *dans les classes de conductivité électrique du diagramme USSLS*

Tableau VI-6

Valeurs minimales, maximales et moyennes de la composition chimique des eaux de nappe à la fin de la saison sèche réparties en classes USSLS

Classe USSLS		CE 25°C ($dS\,m^{-1}$)	pH	Cl	SO_4	HCO_3	CO_3	Ca	Mg	Na	K	Al	Fe	SiO_2 (mgL^{-1})
				($mmol_c L^{-1}$)										
C0	min	0.40	4.9	0.3	0.4	0.1	0.0	0.6	0.1	0.3	0.2	0.4	0.6	8.1
	max	0.10	5.8	0.4	0.6	0.2	0.0	0.4	0.1	0.3	0.2	0.3	0.3	14.0
	moy	0.70	5.1	0.3	0.6	0.8	0.0	0.1	0.1	0.3	0.2	0.5	0.6	11.1
C1	min	0.14	6.3	0.3	0.1	0.5	0.1	0.9	0.1	0.3	0.2	0.7	0.9	14.0
	max	0.22	6.1	0.6	0.9	0.5	0.2	1.1	0.2	0.4	0.1	0.6	0.1	15.0
	moy	0.18	5.2	0.8	0.6	0.2	0.1	0.6	0.2	0.7	0.7	0.2	0.1	19.5
C2	min	0.27	5.3	2.0	0.5	0.4	0.0	0.1	0.6	1.8	0.1	0.0	0.3	18.0
	max	0.70	5.9	1.7	4.6	0.5	0.2	2.3	3.7	1.9	0.2	0.1	0.5	94.0
	moy	0.45	5.1	2.2	1.7	0.1	0.4	0.8	1.1	1.8	0.1	0.2	0.8	32.8
C3	min	0.95	3.4	2.5	7.2	0.0	0.0	0.6	2.8	2.2	0.1	2.2	3.0	79.0
	max	1.80	3.4	1.6	21.0	0.0	0.0	5.3	5.6	1.6	0.2	3.8	11.0	74.0
	moy	1.33	3.4	1.2	13.6	0.0	0.0	4.0	2.6	1.3	0.1	4.3	4.3	93.4
C4	min	2.93	4.1	0.6	40.0	0.0	0.0	29.0	2.8	0.7	0.2	0.3	16.3	141.0
	max	4.40	3.3	1.3	66.0	0.0	0.0	14.0	5.4	1.3	0.1	23.6	50.2	141.0
	moy	3.75	3.5	11.1	41.3	0.0	0.0	15.6	6.3	9.2	0.2	14.9	18.9	118.0
C5	min	5.1	3.6	46.0	3.5	0.0	0.0	4.9	19.0	29.0	0.6	0.2	1.4	76.0
	max	16.7	4.2	181.0	9.2	0.0	0.0	12.0	53.0	131.0	1.7	0.1	4.7	18.0
	moy	9.1	3.6	72.9	35.4	0.2	0.0	10.3	30.0	59.9	1.1	10.7	10.8	82.3
C6	min	21.0	3.2	233.0	24.0	0.0	0.0	30.0	70.0	177.0	3.0	0.2	1.8	55.0
	max	100.6	5.9	1470.0	153.0	0.1	0.0	46.0	292.0	1210.0	23.0	0.1	0.1	29.0
	moy	57.3	4.3	745.7	97.3	0.6	0.0	36.4	170.4	628.2	10.9	5.6	6.6	73.5
Echantillon moyen		27.6	4.2	346.5	54.5	0.6	0.1	19.8	82.3	291.7	5.1	6.1	6.9	69.6

Tableau VI-7

Valeurs minimales, maximales et moyennes de la composition chimique des eaux de nappe au début de la saison sèche réparties en classes USSLS

Classe USSLS		CE 25°C ($dS\,m^{-1}$)	pH	Cl	SO_4	HCO_3	CO_3	Ca	Mg	Na	K	Al	Fe	SiO_2 (mgL^{-1})
				($mmol_c L^{-1}$)										
C0	min	0.50	4.5	0.1	0.1	0.1	0.0	0.8	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2	12.0
	max	0.90	5.2	0.2	0.4	0.2	0.0	0.4	0.1	0.2	0.9	0.4	0.2	14.0
	moy	0.60	4.9	0.2	0.7	0.9	0.0	0.1	0.8	0.2	0.4	0.7	0.2	12.1
C2	min	0.26	7.1	0.3	0.3	1.7	0.2	2.1	0.1	0.4	0.1	0.2	0.1	24.0
	max	0.50	4.6	3.4	0.5	0.1	0.0	0.2	0.8	2.9	0.8	0.6	0.4	19.0
	moy	0.39	4.7	1.7	0.8	0.2	0.4	0.5	0.4	1.7	0.8	0.2	0.3	23.1
C3	min	0.77	6.1	5.8	0.6	0.8	0.4	1.6	1.1	4.6	0.1	0.4	0.1	16.0
	max	2.10	3.2	0.5	20.0	0.0	0.0	18.0	2.4	0.9	0.1	1.4	0.2	87.0
	moy	1.20	4.1	2.3	9.4	0.1	0.4	5.2	1.7	1.8	0.1	2.2	2.0	70.5
C4	min	2.30	2.8	0.7	23.0	0.0	0.0	5.7	2.5	0.9	0.8	9.1	6.0	58.0
	max	4.30	3.0	19.0	38.0	0.0	0.0	8.2	13.0	9.9	0.3	22.9	9.0	179.0
	moy	3.17	3.1	12.7	24.7	0.0	0.0	6.2	6.1	8.3	0.2	14.2	4.8	99.0
C5	min	5.9	3.3	55.0	4.8	0.0	0.0	5.5	19.0	36.0	0.7	0.8	0.1	83.0
	max	19.6	2.9	202.0	42.0	0.0	0.0	8.2	41.0	172.0	2.6	24.2	3.6	193.0
	moy	11.1	3.4	98.7	28.2	0.1	0.0	7.2	25.6	83.9	1.8	7.0	1.4	72.0
C6	min	23.1	2.9	206.0	68.0	0.0	0.0	15.0	49.0	181.0	4.4	4.1	2.8	118.0
	max	93.4	5.7	1220.0	120.0	0.8	0.0	43.0	251.0	920.0	18.0	0.4	0.7	45.0
	moy	47.8	4.1	561.7	78.4	0.2	0.0	23.6	121.3	457.3	9.1	1.7	1.6	74.8
Echantillon moyen		15.7	3.9	169.7	32.5	0.6	0.1	9.6	38.6	139.1	2.8	4.6	1.7	66.9

Pour caractériser le faciès chimique des eaux de nappe, nous n'allons pas conserver le découpage en classes USSLS comme pour les eaux de surface car il ne présente pas de signification spatiale. En rapportant la concentration des différents ions à la somme soit des cations soit des anions, on définit trois faciès chimiques bien différenciés (tableau VI-8) :

- le faciès F1 chloruré sodique: il englobe approximativement les classes C5 et C6,
- le faciès F2 sulfaté : il correspond aux classes C3 et C4 avec quelques échantillons des classes C2 et C5,
- le faciès F3 également chloruré sodique mais avec une nuance bicarbonatée : il inclut les trois classes restantes.

La majorité des eaux de faciès F1 présente des teneurs en Cl^->80 % du total des anions. Pour les cations, Na^+ est compris entre 60 et 80 % du total des cations, Al^{3+} est inférieur à 5 % et $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ sont compris entre 20 et 30 % avec une prédominance de Mg^{2+}. Le pH est le plus souvent très acide (valeurs voisines de 3-3.5). Il peut varier entre 3 (influence des sols sulfatés acides) et 6.5 (influence des eaux marines). La CE est supérieure à 4 dS m^{-1}.

Le faciès F2 se caractérise par une prédominance de l'ion sulfate (SO_4^{2-}>75 %). Pour les cations, Al^{3+} varie de 1 à 55 % et $Fe^{2+/3+}$ de 3 à 50 %, la somme de ces ions métalliques allant de 10 à 80 %. Il n'y a pas de différence nette entre les teneurs en Ca^{2+} et Mg^{2+}, la somme variant de 15 à 80 %. La somme Na^++K^+ reste inférieure à 25 %. Le pH est compris entre 3 et 4. La CE est comprise entre 0.35 et 7 dS m^{-1}.

Le faciès F3 est marqué par la présence de bicarbonates dont le pourcentage est variable et compris entre 1 et 60 %. Bien que les teneurs absolues soient faibles, le pourcentage de Cl^- est en général supérieur à 50 % et celui de SO_4^{2-} est inférieur à 25 %. Pour les cations, Na^+ est supérieur à 20 % et $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ sont compris entre 20 et 30 %. Al^{3+} varie de 2 à 25 % et $Fe^{2+/3+}$ de 3 à 55 %, la somme $Al^{3+}+Fe^{2+/3+}$ étant comprise entre 6 et 65 %. Le pH est moins acide et il varie de 4.5 à 6.5. La CE est inférieure à 0.6 dS m^{-1}.

Tableau VI-8
Pourcentages anionique et cationique des différents faciès chimiques des eaux de nappe à la fin et au début de la saison sèche

Faciès chimique	CE (dS m^{-1})	pH	Cl	SO_4	HCO_3	Ca	Mg	Na	K	H	Al	Fe	Ca+Mg	Na+K	Al+Fe+H
			(%)										(%)		
Fin de saison sèche															
F3	0.2	5.1	67.3	17.2	15.5	21.4	14.0	44.6	2.7	1.5	7.1	8.5	35.4	47.4	17.2
F2	3.1	3.7	12.2	87.0	0.8	24.6	17.7	9.0	0.9	1.4	20.7	25.7	42.3	9.9	47.8
F1	44.8	4.2	87.3	12.7	0.0	5.2	20.8	69.9	1.2	0.1	1.2	1.6	25.9	71.1	2.9
Début de saison sèche															
F3	0.4	4.9	62.6	22.2	15.2	20.9	12.9	47.7	3.4	1.6	8.4	5.1	33.8	51.1	15.1
F2	2.1	3.5	14.5	85.3	0.2	29.1	16.2	11.3	1.0	3.1	24.0	15.3	45.4	12.3	42.4
F1	25.4	3.6	84.0	16.0	0.0	5.5	19.2	70.0	1.5	0.4	2.7	0.7	24.7	71.5	3.8

Les compositions anioniques et cationiques des eaux de nappe à la fin et au début de la saison sèche sont montrées par les représentations ternaires des figures VI-24 et VI-25.

Dans l'espace, le faciès F1 correspond à l'axe central de la vallée. Le faciès F2 se situe dans la partie amont et sur les bordures de la vallée tandis que le faciès F3 se rencontre sur les rebords du plateau (figure VI-18). Cette distribution spatiale des faciès salins ne varie que très peu au cours de l'année et d'une à l'autre.

Le fort contraste entre les faciès des eaux de nappe semble indiquer des évolutions distinctes dans les trois zones. L'étude détaillée de la distribution des espèces aqueuses en fonction du niveau de concentration permettra de préciser ce point.

2.3. Distribution des espèces aqueuses

Comme pour les eaux de surface, nous avons utilisé le programme WATEQ (TRUESDELL et JONES, 1974) en introduisant les données requises, en conservant le principe de calcul de la densité et de l'alcalinité et en adaptant le potentiel d'oxydoréduction Eh aux nouvelles conditions du milieu.

Celui-ci n'ayant pas été mesuré lors des prélèvements d'eau, une estimation du Eh a été réalisée à partir des travaux de VIEILLEFON (1977), de ZANTE et al. (1987) et de BRUNET et al. (1991a) pour les eaux de faciès F1 et F2 (domaine fluvio-marin) et des travaux de CHAUVEL (1977) pour les eaux de faciès F3 (domaine continental).

En considérant dans le premier cas une valeur moyenne de 5.5 pour la somme pe+pH, on estime les valeurs de Eh par la relation :

$$Eh = 59.2\ (5.5 - pH)$$

Dans le second cas, pour lequel une valeur moyenne de 7.5 a été retenue, une relation similaire est déduite :

$$Eh = 59.2\ (7.5 - pH)$$

2.4. Composition chimique des eaux de nappe (saison sèche)

La figure VI-26 rassemble toutes les compositions chimiques des eaux de nappe en fin de saison sèche. Celles-ci sont exprimées par les ions libres et sont ordonnées en fonction du facteur de concentration chlorure défini par rapport à l'eau la plus diluée.

L'interprétation de cette figure est difficile en raison du recouvrement des gammes de concentration des différents faciès chimiques. On préférera visualiser les données en éclatant la figure VI-26 en trois figures relatives à chacun des faciès. Les figures VI-27a, VI-27b et VI-27c correspondent respectivement aux faciès F3, F2 et F1.

On constate les points suivants:

- pour les eaux de faciès F2 et F1, les ions Al^{3+} et SO_4^{2-} sont contrôlés par un minéral ;
- l'ion K^+ est relativement contrôlé dans le faciès F2, en revanche, il se concentre dans le faciès F1;
- la silice est contrôlée.

Avant d'examiner, au chapitre VII, les relations qui existent entre les différents faciès chimiques de la nappe et également entre celle-ci et l'eau de surface, nous allons nous intéresser à la nature des sels formés dans la vallée de Djiguinoum au cours de la concentration des eaux en saison sèche.

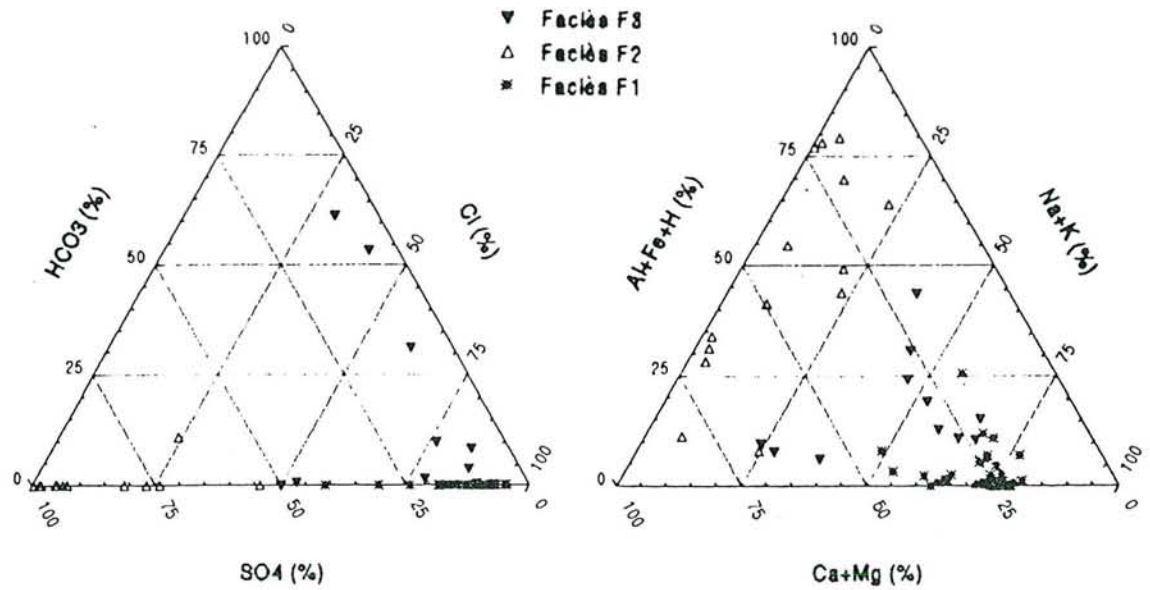


Figure VI-24

Composition anionique et cationique des eaux de nappe selon leur faciès chimique à la fin de la saison sèche

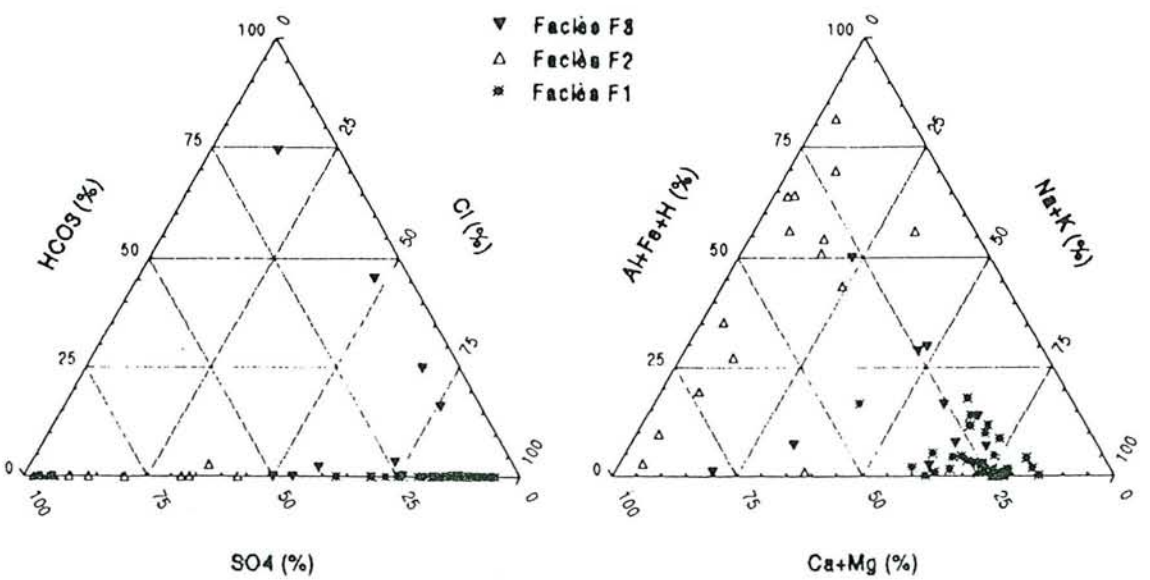


Figure VI-25

Composition anionique et cationique des eaux de nappe selon leur faciès chimique au début de la saison sèche

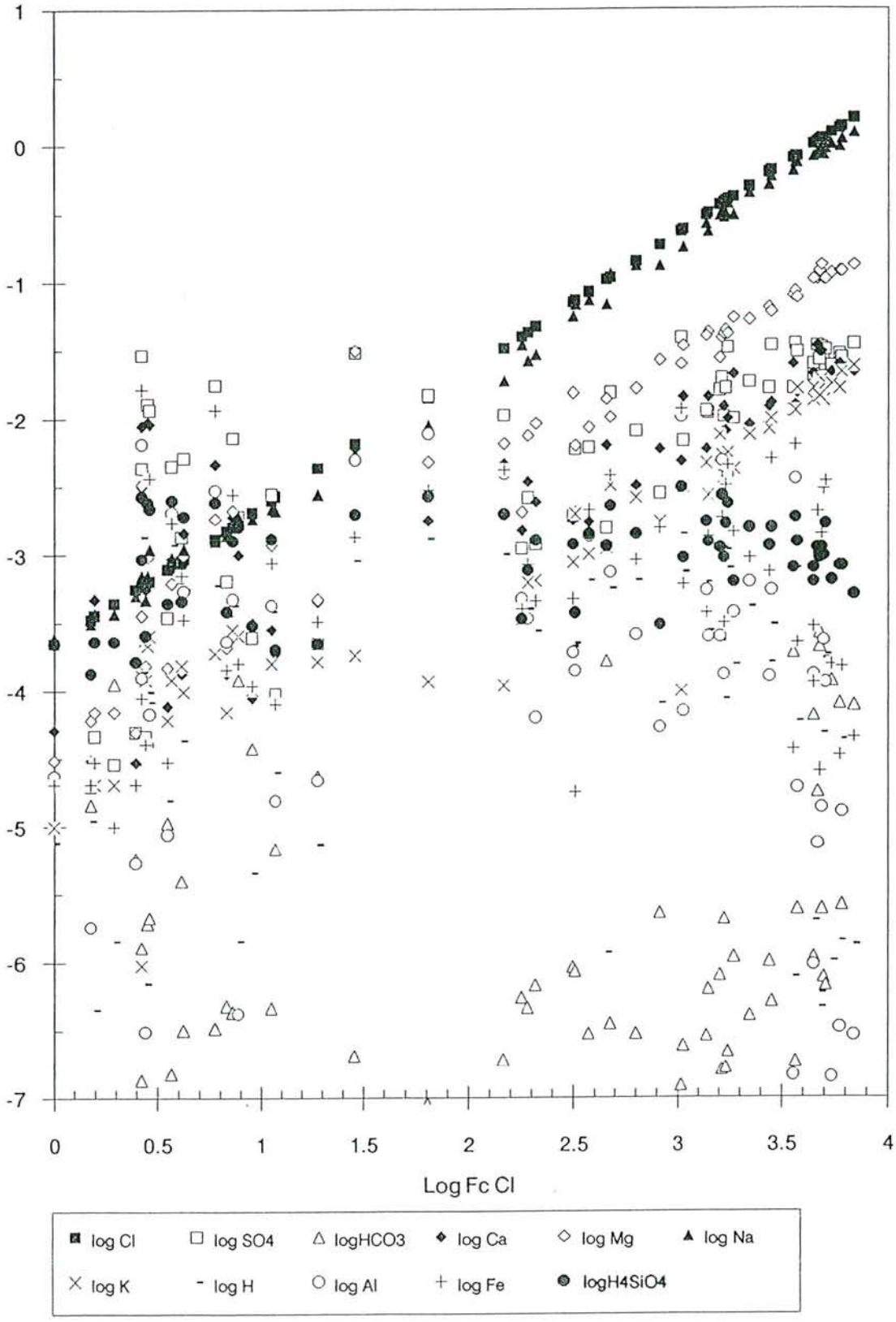


Figure VI-26

Composition chimique des eaux de nappe de la vallée de Djiguinoum à la fin de la saison sèche 1990 en fonction du facteur de concentration chlorure

Les concentrations ioniques sont exprimées en mol L^{-1}

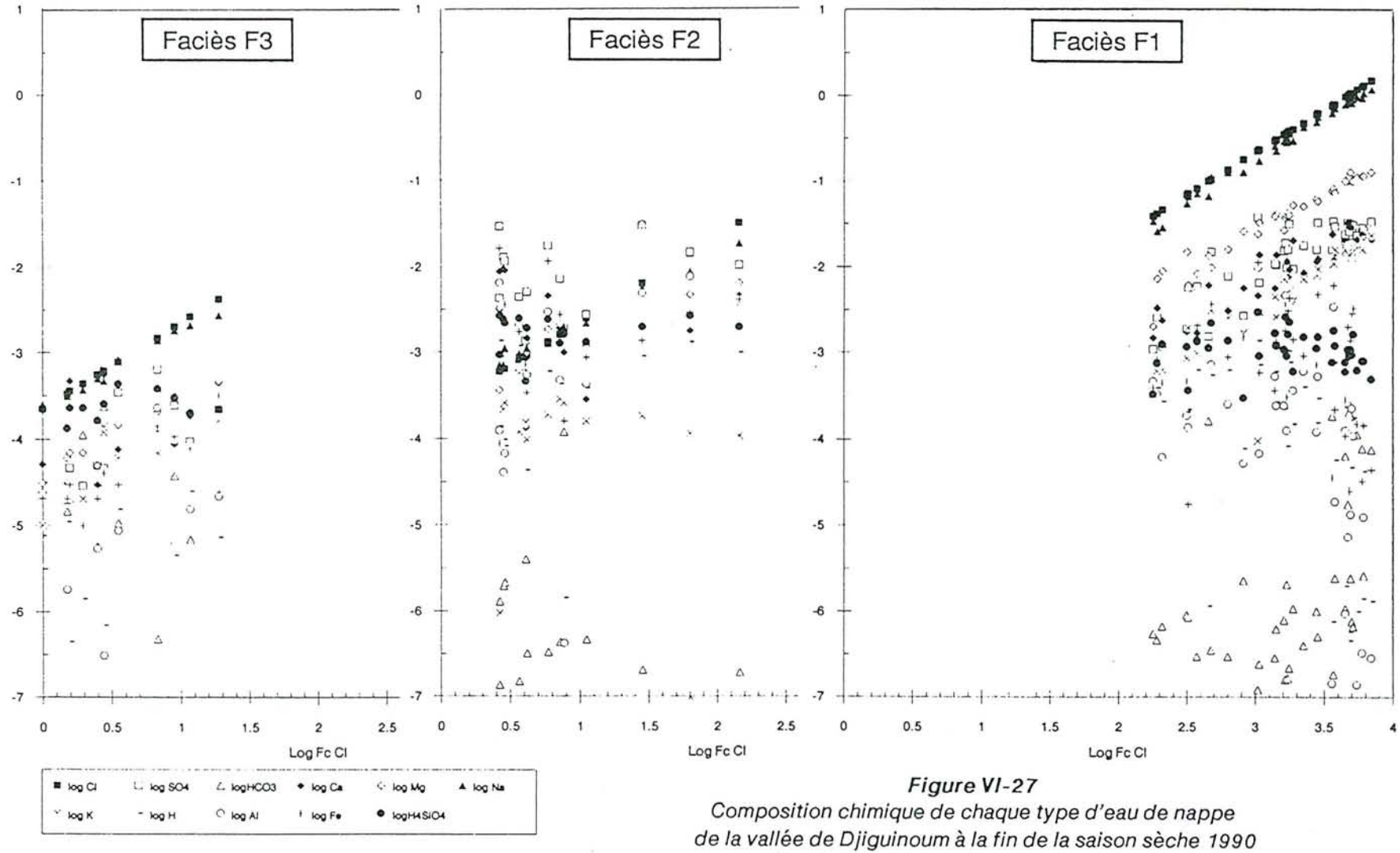


Figure VI-27

Composition chimique de chaque type d'eau de nappe de la vallée de Djiguinoum à la fin de la saison sèche 1990 en fonction du facteur de concentration chlorure
Les concentrations ioniques sont exprimées en mol L^{-1}

3. CARACTERISATION MINERALOGIQUE DES SELS

Les sels se forment durant la saison sèche au cours de l'assèchement progressif de la retenue et de l'abaissement du niveau des eaux de nappe. L'assèchement total de la vallée intervient après 4 mois de saison sèche et se maintient durant les 4 mois suivants environ.

La planche photographique P5 montre différents lieux et modes de formation des efflorescences salines dans la vallée de Djiguinoum.

3.1. Observations macromorphologiques

Les efflorescences salines apparaissent sur l'ensemble de la vallée sous forme de croûtes superficielles que l'on peut rassembler en deux types:

• *croûtes salines continues :*

Elles sont plus ou moins fragiles selon l'épaisseur (<1 cm) et peuvent inclure des particules du sol (sables). La surface épouse la micro-topographie plus ou moins régulière, les cristaux formant soit des aiguilles fines individualisées et/ou un ciment induré.

Sous la croûte, on observe une micro-agrégation de la surface du sol sur une épaisseur de quelques centimètres. Les micro-agrégats sont de taille millimétrique et sont associés à des cristaux en aiguilles fines. Au cours de la dessiccation, la croûte se souffle, se fendille et se désagrège sous l'effet du vent et du piétinement (animaux ou individus). La déflation éolienne dissémine et redistribue les sels dans le paysage.

Les croûtes continues se répartissent dans la partie axiale de la vallée, notamment sur les zones dénudées (tannes vifs). Une végétation homogène (*Eleocharis mutata*, famille des Cypéracées) s'est développée sur les sols des anciennes rizières laissées en friche : elle est adaptée aux milieux saumâtres (Vanden BERGHEN, 1988).

• *croûtes salines discontinues :*

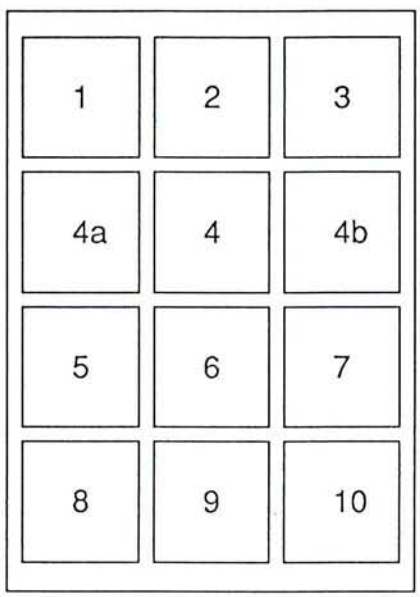
Elles forment des amas et des placages irréguliers de taille centimétrique à décimétrique ayant un aspect soufflé; les amas reposent souvent sur une croûte saline continue. Elles sont en général blanchâtres, mais peuvent prendre une coloration brune à jaune selon le degré d'impuretés. Elles peuvent être soit individualisées mais facilement friables, soit pulvérulentes (poudre plus ou moins fine). La présence d'efflorescences sur des débris végétaux (feuille de palmier) jonchant le sol a été observée.

Les croûtes discontinues constituent des auréoles à la périphérie des zones dénudées ou bien se développent à l'emplacement d'anciennes zones cultivées, où les sels se forment au sommet d'anciens billons arasés par l'érosion hydrique. Elles semblent en étroite relation avec les réorganisations superficielles (minérales et organiques), provoquées notamment par les pluies et le cheminement de l'eau en surface dans des micro-dépressions naturelles ou anthropiques; les croûtes structurales (CASENAVE, VALENTIN, 1989), qui se sont formées, prennent un aspect persillé au cours de leur destruction par l'alternance des phases d'humectation et de dessiccation.

Ces croûtes se localisent sur le pourtour de la vallée dans des zones qui semblent correspondre au débouché des eaux de ruissellement et des eaux souterraines (sources) provenant des parties hautes du bassin versant. Une végétation spécifique est associée à ces zones d'accumulation des eaux et contraste avec celle colonisant la partie axiale de la vallée. Les espèces observées appartiennent à la famille des Cypéracées (*Pycreus intactus*, *Mariscus ligularis* et *Fuirena umbellata*)., sont halotolérantes et colonisent les sols humides temporairement inondés, situés en lisière de terres salées. *Fuirena umbellata* développe une pelouse de couleur vert olive qui semble caractériser les zones fortement acides.

Planche photographique P5

Les efflorescences salines



1 Précipitation d'oxyhydroxydes de fer mal ou peu cristallisés (bas-fond de Djiguinoum)

2 Lit mineur du marigot de Djiguinoum : précipitation de jarosite en surface

3 En bordure du bas-fond de Djiguinoum, efflorescences à sulfates d'Al et/ou de Fe (SAF) : croûte discontinue

4 Efflorescences à SAF associées à une redistribution des particules (sables, sels, matière organique)
4a et 4b détails de la croûte saline

5 SAF formés sur d'anciens billons érodés

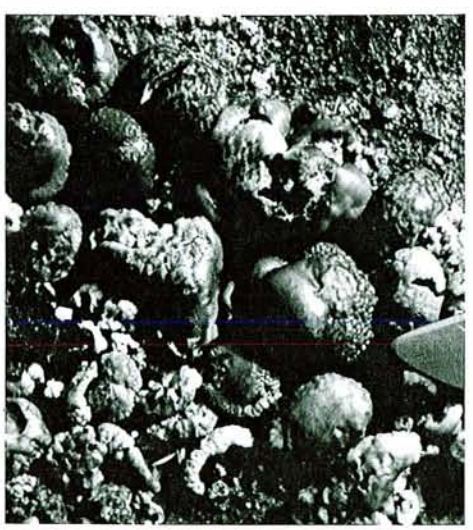
6 SAF formés en plaque continue dans un chemin

7 SAF en plaques localisées dans une microdépression

8 SAF encore très humide et prenant un aspect en "pop corn"

9 SAF formant une limite bien nette (noter la redistribution des particules en surface par le ruissellement)

10 SAF formées sur un débris d'écorce (stipe de palmier à huile)



Les différentes formes de croûtes salines déterminent plusieurs états de surface caractéristiques soit de la forte concentration en sels, soit de l'acidité du milieu (MOUGENOT, 1991).

3.2. Etude minéralogique

3.2.1. Méthodologie

Deux méthodes analytiques ont été employées pour préciser la nature et la morphologie des minéraux constituant les efflorescences salines : l'analyse par diffraction des rayons X (RX) et la microscopie électronique à balayage (MEB).

* Un échantillonnage systématique des sels a été réalisé sur toute la vallée, 30 échantillons ont été analysés par diffractométrie RX en utilisant un appareil Siemens D 500 informatisé doté d'une anticathode au Cu (raie Kα) et d'un compteur à scintillations. Les échantillons ayant été prélevé secs, aucune préparation particulière n'a été effectuée.

Chaque raie observée sur les spectres de diffraction RX correspond à une distance interréticulaire d_{hkl} d'un minéral qui est calculée selon la formule de Bragg :

$d_{hkl} = \lambda/2 \sin(\theta)$ où λ est la longueur d'onde et θ l'angle du faisceau incident.

Les mesures sont effectuées sur le domaine $2\theta = 2$ à 42°. L'interprétation des diffractogrammes fait référence aux travaux de PALACHE et al. (1951) et à la base de données du logiciel DIFFRAC-AT (SOCABIM-SIEMENS, 1991).

* Après l'analyse diffractométrique RX, une dizaine d'échantillons, relatifs aux diagrammes les plus caractéristiques, ont été sélectionnés pour le MEB.

Le microscope électronique à balayage utilisé est du type Cambridge STEREOSCAN 200. Il est conçu pour l'analyse morphologique des échantillons et accessoirement pour l'analyse chimique grâce à un microanalyseur à sonde électronique ou microsonde du type Cambridge EDX 10000 AN.

Le principe de fonctionnement est fondée sur l'analyse de divers signaux émis lors de l'interaction d'un faisceau d'électrons source avec la matière. D'une part, les électrons secondaires et rétrodiffusés sont détectés et utilisés par le MEB. Un ensemble de signaux émis en chaque point de la surface balayée par la sonde électronique est détecté pour former une image tridimensionnelle. D'autre part, les rayons X, produits par désexcitation des atomes, sont utilisés pour l'analyse chimique grâce au spectromètre à dispersion d'énergie de la microsonde. Les photons X sont classés selon leur énergie, qui est caractéristique des éléments excités, et sont comptés. Le balayage de la sonde permet d'obtenir, pour un temps de comptage donné, un spectre de répartition des éléments chimiques existant sur une surface donnée. Cette surface, visualisée à l'écran, correspond en fait à un volume d'interaction avec la matière qui est de quelques μm^3. Cet aspect ne doit pas être omis dans l'interprétation des spectres relatifs à des surfaces apparemment homogènes (DUPLAY, 1989). Le bruit de fond des signaux émis étant élevé, certains éléments présents en faible quantité sont difficilement détectables.

Comme les échantillons ont une faible cohésion et sont boursouflés, ils sont disposés sur des supports métalliques circulaires et fixés par une goutte de laque d'argent jouant un rôle conducteur. Ensuite, ils sont enrobés de graphite qui n'est pas détecté lors de la microanalyse. D'autres échantillons ont été métallisés à l'or uniquement pour prendre des clichés photographiques bien contrastés, car l'interprétation des spectres est rendue difficile par la présence de l'élément Au. Les observations sont réalisés avec des grossissements variant de 50 à 2500 fois sous une tension d'accélération du faisceau d'électrons de 15 kV. Les spectres sont obtenus avec un temps de comptage de 30 s.

3.2.2. Analyse diffractométrique

Les minéraux constitutifs des efflorescences salines sont identifiés dans le tableau VI-9. Ils comprennent de nombreux sulfates et un seul chlorure, la halite. Les minéraux sulfatés ont été répartis selon la classification de PALACHE et al. (1951). Les figures VI-28 et VI-29 rassemblent les diffractogrammes RX des principaux minéraux identifiés. Quelques échantillons, relativement purs, ont permis de bien mettre en évidence des minéraux particuliers comme la rozénite et l'alunogène.

Tableau VI-9
Minéraux de la vallée de Djiguinoum
déterminés par diffractométrie RX

Nom	Formule	Sc	Raies principales (en angströms et en % intensités)	N° JCPDS
			Minéraux sulfatés	
			Sulfates hydratés	
Type $AB(SO_4)_2, xH_2O$				
Tamarugite	$NaAl(SO_4)_2, 6H_2O$	M	4.22 4.21 3.65 3.96 2.90 100 80 60 30 25	19-1186
Alun de soude	$NaAl(SO_4)_2, 12H_2O$	C	4.23 3.65 3.98 2.72 3.15 100 50 40 12 8	1-0397
Type $A(SO_4), xH_2O$				
Gypse	$Ca SO_4, 2H_2O$	M	7.63 4.28 3.07 2.87 2.69 100 100 75 45 35	33-0311
Rozénite	$Fe^{II}(SO_4), 4H_2O$	M	4.49 5.48 3.99 3.40 2.98 100 80 65 40 35	19-0632
Starkéyite	$Mg(SO_4), 4H_2O$	M	4.46 5.43 3.95 2.95 3.40 100 75 65 55 45	24-0720
Pentahydrite	$Mg(SO_4), 5H_2O$	T	4.93 3.26 5.15 3.65 2.95 100 40 30 30 30	25-0532
Hexahydrite	$Mg(SO_4), 6H_2O$	M	4.39 5.45 5.10 4.04 2.90 100 50 45 45 30	24-0719
Type $A_2B(SO_4)_4, xH_2O$				
Pickéringite	$MgAl_2(SO_4)_4, 22H_2O$	M	4.82 3.51 4.32 4.12 3.79 100 90 35 30 30	12-0299
Apjohnite	$Mn^{II}Al_2(SO_4)_4, 22H_2O$	M	4.82 3.79 4.34 4.32 3.97 90 35 30 30 25	29-0886
Halotrichite	$Fe^{II}Al_2(SO_4)_4, 22H_2O$	M	4.81 4.30 3.50 4.97 15.9 100 100 100 50 30	26-1425
Type $A_2(SO_4)_3, xH_2O$				
Alunogène	$Al_2(SO_4)_3, 17H_2O$	T	4.49 4.39 3.97 4.33 13.5 100 80 80 75 55	26-1010
			Sulfates anhydres hydroxylés	
Type $AB_3(SO_4)_2(OH)_6$				
Jarosite	$KFe^{III}_3(SO_4)_2(OH)_6$	R	3.08 3.11 2.29 5.09 5.94 100 60 50 40 30	10-0443
			Minéraux chlorurés	
Halite	NaCl	C	2.82 1.99 1.63 1.26 1.15 100 55 15 11 7	05-0628

Sc = Système cristallin: (M) monoclinique; (C) cubique; (T) triclinique; (R) rhomboédrique
JCPDS= Joint Committee on Powder Diffraction Standards

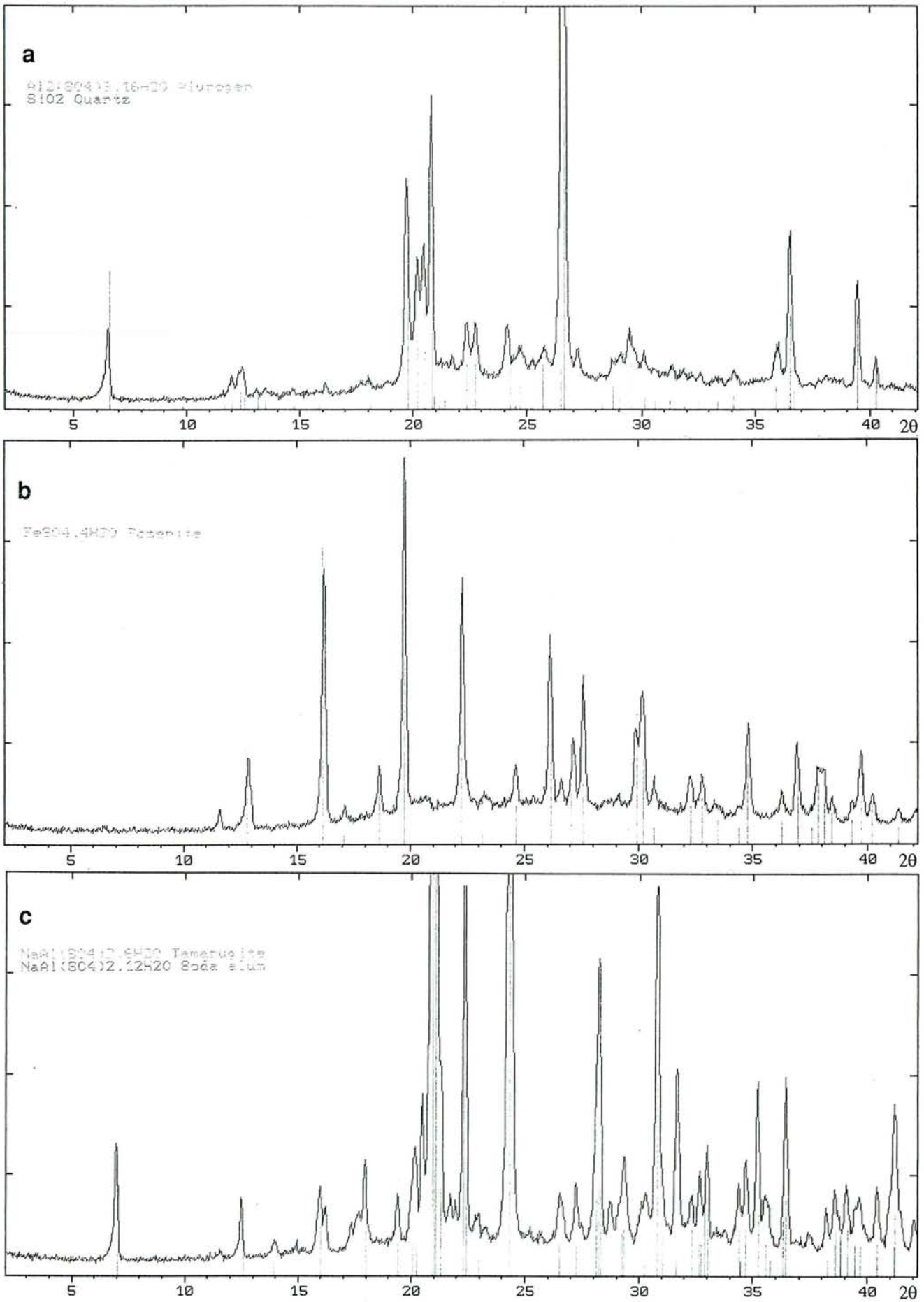


Figure VI-28

Diffractogrammes RX de l'alunogène (a), de la rozénite (b) et de la tamarugite-alun de soude (c)

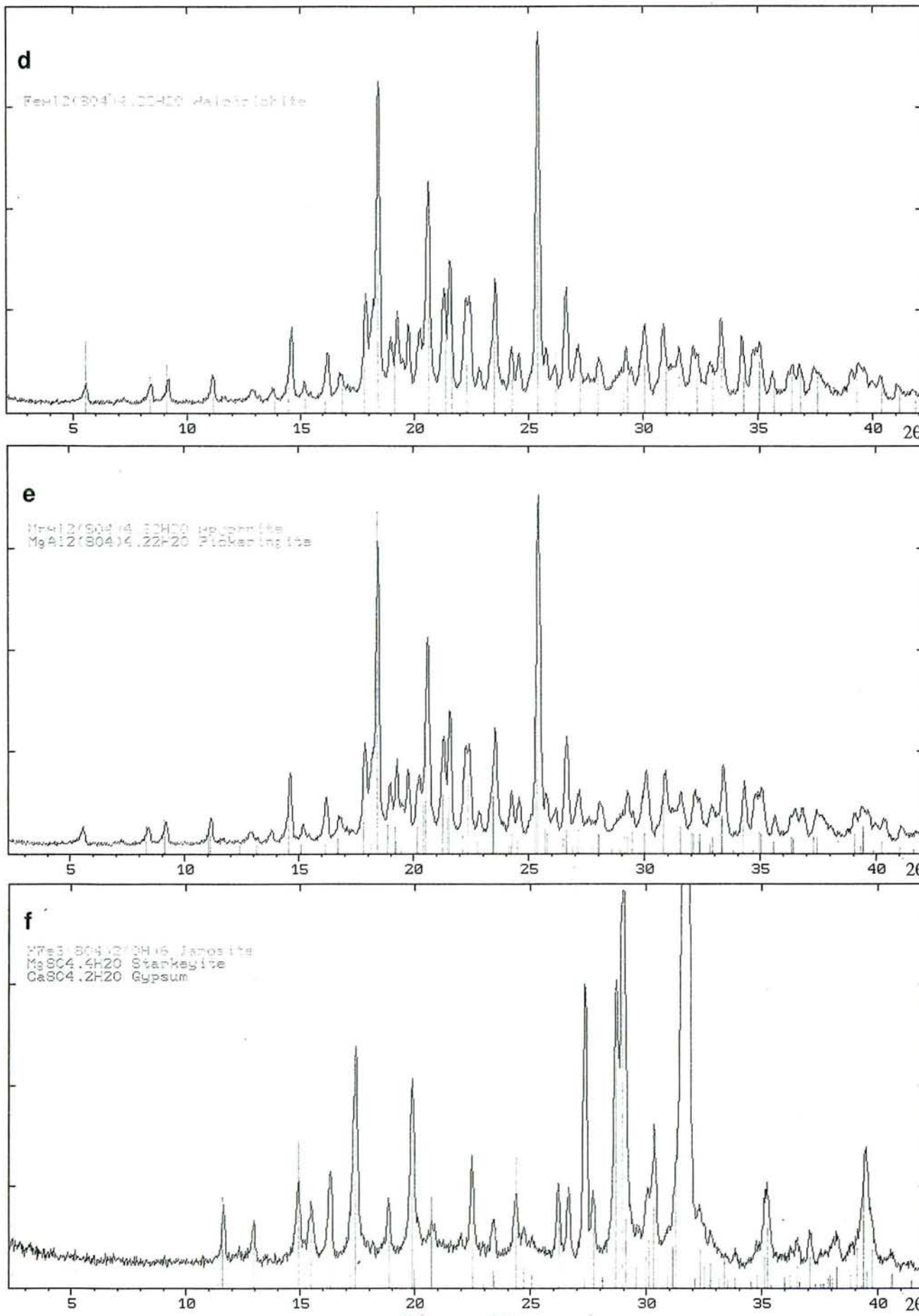


Figure VI-29

Diffractogrammes RX de l'halotrichite (d), de l'apjohnite-pickéringite (e) et de la jarosite-starkéyite-gypse (f)

On constate que les minéraux d'un même type sont parfois difficiles à déterminer car les raies de diffraction sont voisines. C'est le cas de la pickéringite, l'apjohnite et de l'halotrichite qui sont toujours associés. Leur présence est confirmée par l'analyse chimique qui met en évidence les éléments constitutifs Al, Fe, Mg et Mn.

Les sulfates magnésiens, correspondant à des états d'hydratation proches, sont difficiles à différencier. C'est également le cas des sulfates sodiques et aluminiques, tels que la tamarugite et l'alun de soude.

3.2.3. Microanalyse chimique

La figure VI-30 présente les spectres de rayons X des minéraux observés au MEB. Ces spectres ne permettent pas une détermination quantitative précise mais donnent une indication, pour chacun d'entre eux, sur l'abondance relative de tel ou tel élément présent dans le minéral ou le groupe de minéraux.

L'analyse à la microsonde met en évidence la présence de silice dans la plupart des échantillons. N'ayant pas été identifiée à la diffractométrie RX, cette silice est manifestement sous forme amorphe.

3.2.4. Observations micromorphologiques au MEB

Les minéraux observés présentent les caractéristiques morphologiques suivantes :

- l'halotrichite a un aspect en aiguilles soit isolées, soit soudées entre elles qui peuvent être enchevêtrées ou disposées selon une orientation privilégiée; ces aiguilles présentent des striations longitudinales sur leur surface et parfois des cavités arrondies; elles ont une section d'environ 1µm lorsqu'elles sont individualisées.
- la pickéringite et l'apjohnite présentent également un aspect aciculaire. Ils sont toujours associés à l'halotrichite, mais leur visualisation précise est difficile, sans doute à cause de leur rareté dans les échantillons étudiés.
- des ensembles plans plus ou moins individualisés caractérisent les cristaux de l'alunogène et de la tamarugite/alun de soude :

- les cristaux d'alunogène forment un réseau de petites plaques plus ou moins connectées, chaque élément pouvant être constitué de plusieurs feuillets plus ou moins soudés; l'épaisseur de ces plaques varie de 0.5 à 1 µm; cette disposition détermine une porosité relativement fermée, l'efflorescence saline étudiée ayant un aspect compact;
- en revanche pour la tamarugite/alun de soude, les cristaux sont plus individualisés formant un ensemble homogène d'"assiettes", parfois empilées; celles-ci sont irrégulières, leur diamètre étant compris entre 10 et 30 µm et leur épaisseur de l'ordre de 0.5 µm; à faible grossissement, les cristaux sont disposés sans orientation préférentielle et peuvent parfois être soudés; une forte porosité est ainsi créée donnant à l'efflorescence saline son aspect soufflé et pulvérulent.

- d'autres cristaux possèdent un aspect tourmenté à faible grossissement et une forme en chou à fort grossissement :

- les cristaux de rozénite s'agrègent en amas de taille variable déterminant une porosité importante; ils présentent un aspect arrondi, leur taille variant de 1 à 3 µm; à un grossissement plus faible, l'aspect globulaire reste dominant ;
- les cristaux de jarosite sont plus anguleux avec des faces assez nettes et ont une taille voisine des cristaux de rozénite ;
- les sulfates magnésiens (starkéyite, hexahydrite...) ont été difficiles à mettre en évidence, sans doute à cause de l'abondance de la tamarugite/alun de soude: ils semblent constituer des cristaux arrondis, agglomérés en amas informes. Les planches photographiques P6 et P7 présentent la morphologie de l'alunogène, de la rozénite, de la tamarugite et de l'halotrichite observée à trois grossissements (x65, x800 et x2000).

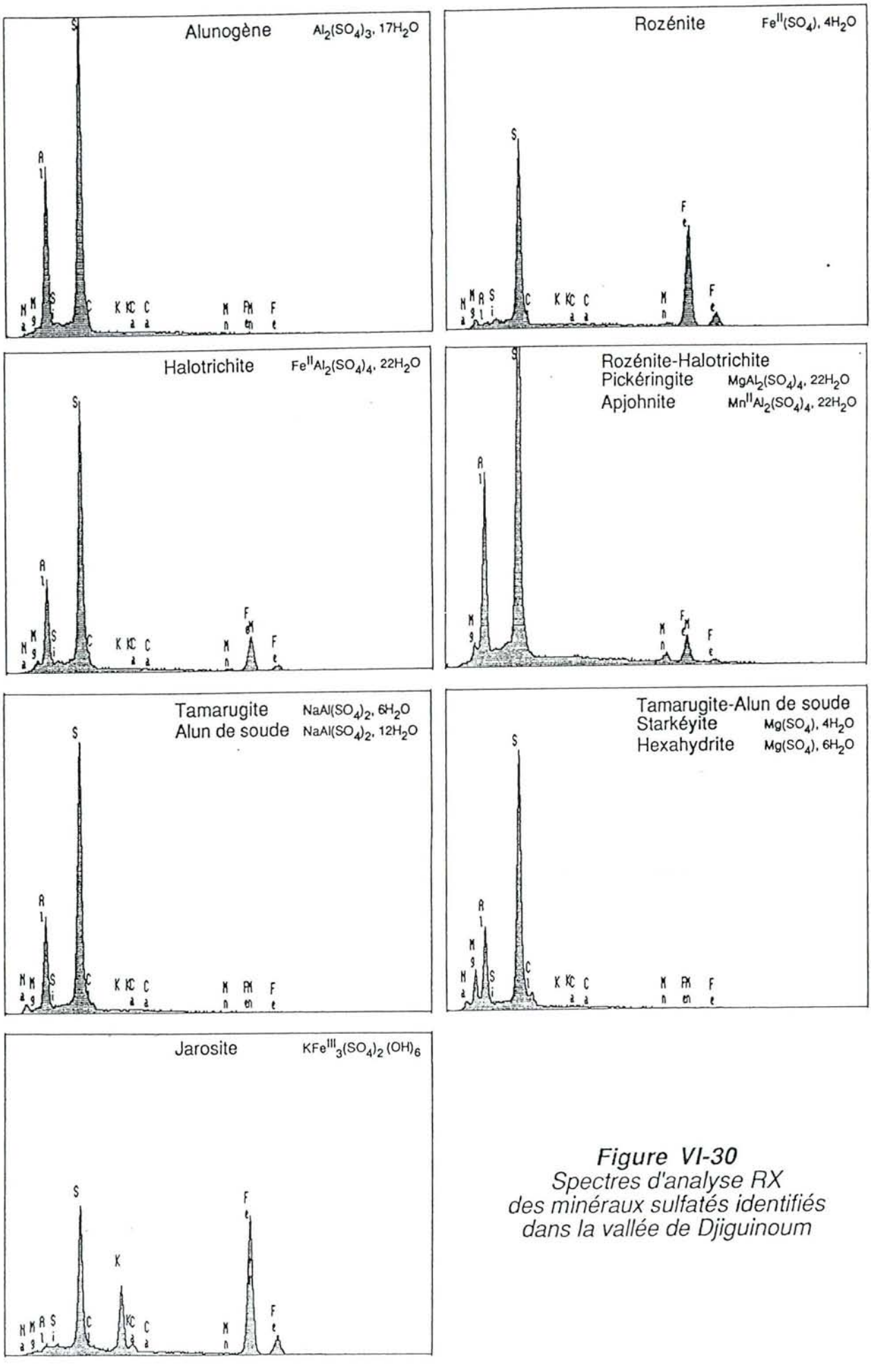
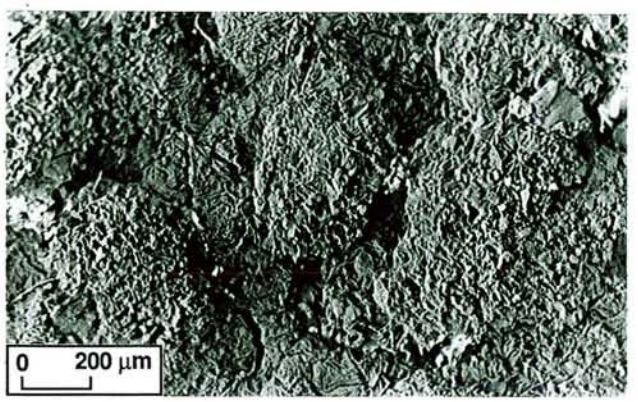
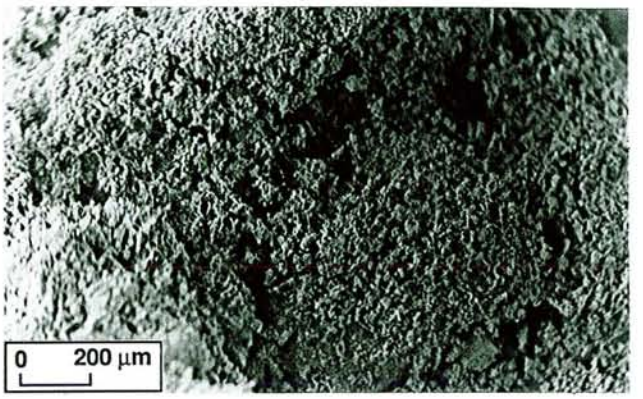


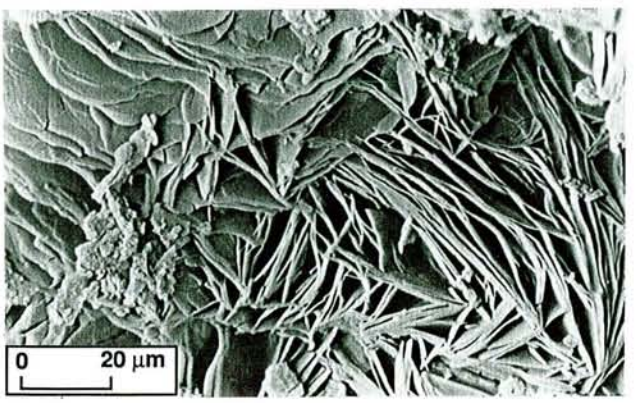
Figure VI-30
Spectres d'analyse RX des minéraux sulfatés identifiés dans la vallée de Djiguinoum

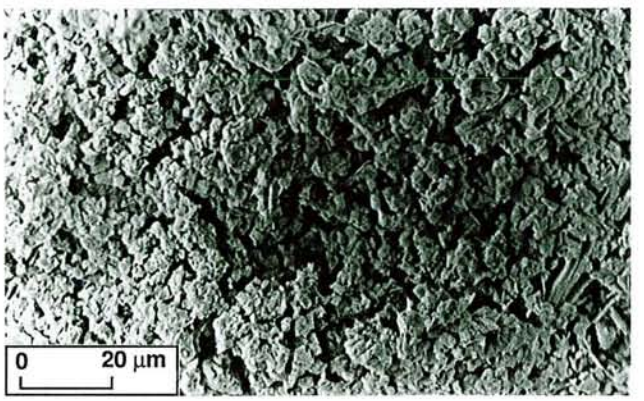
Planche photographique P6

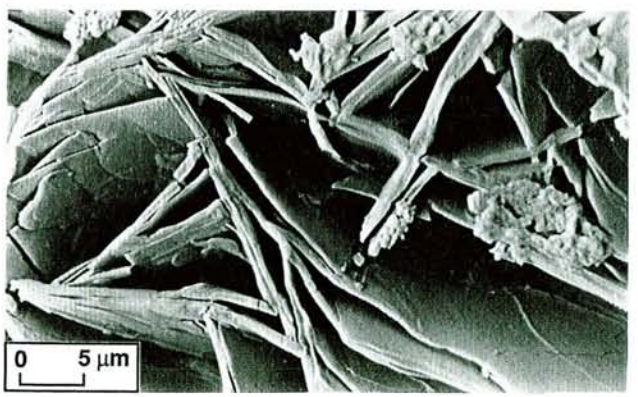
Les sulfates d'aluminium et de fer (I)

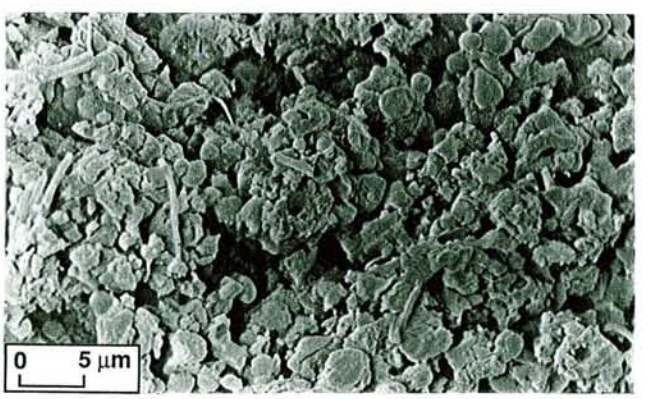










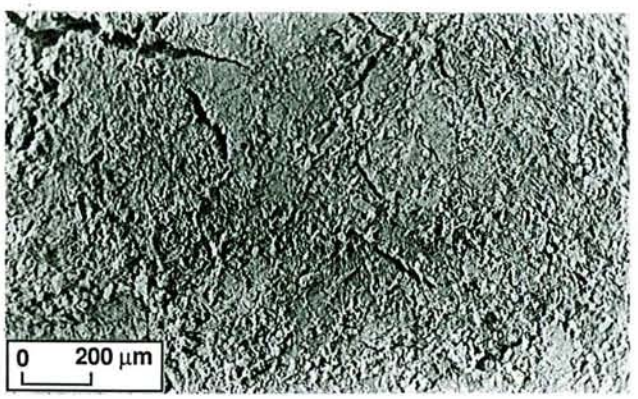


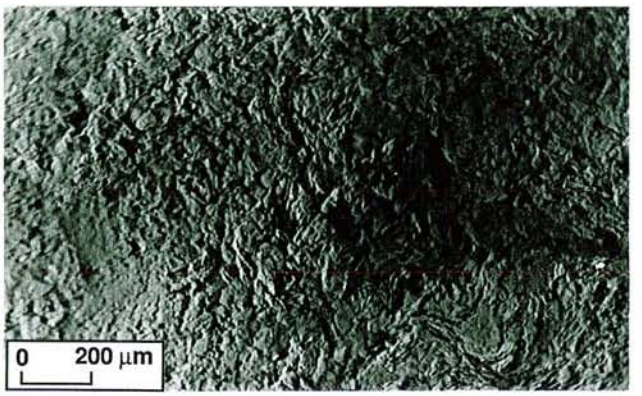
Alunogène

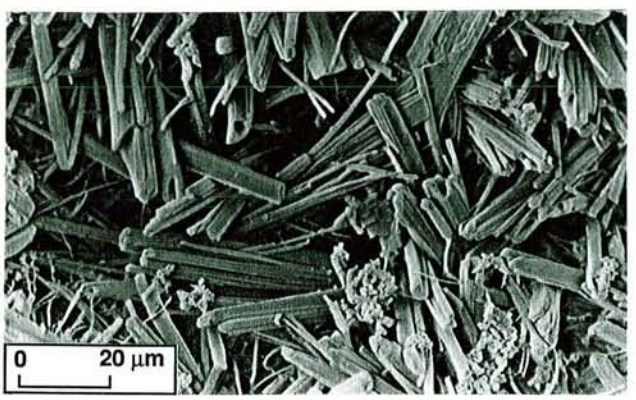
Rozénite

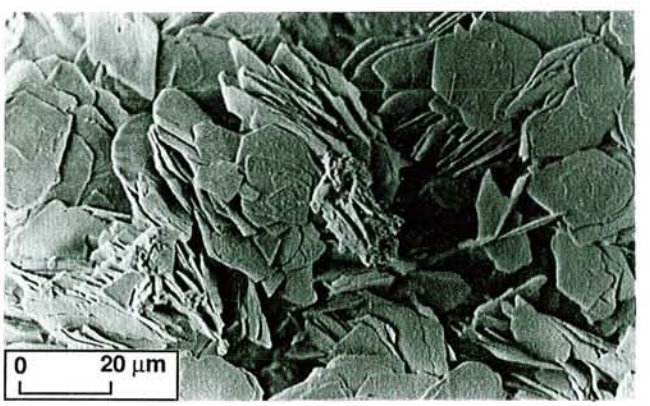
Planche photographique P7

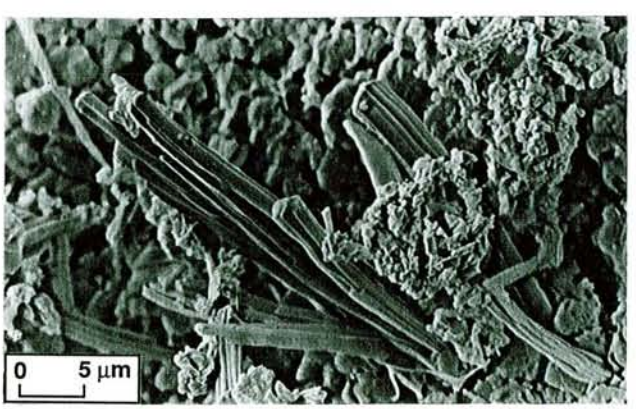
Les sulfates d'aluminium et de fer (II)

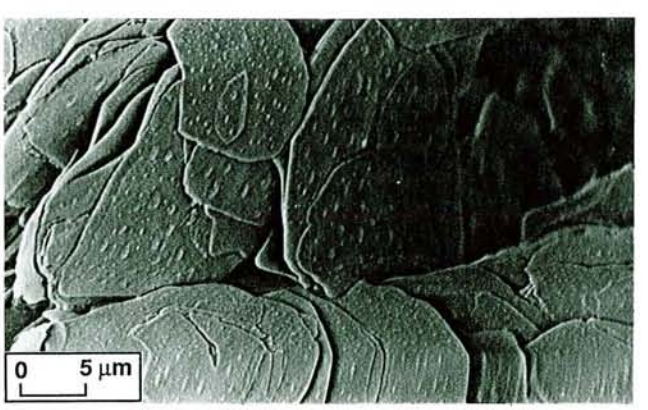












Halotrichite

Tamarugite

3.3. Distribution des sels dans la vallée

Indépendamment de la variété minéralogique observée, ce sont les paragenèses et leur distribution dans l'espace qu'il convient de remarquer car elles témoignent de l'évolution chimique des eaux au cours de leur concentration.

Les minéraux sulfatés et chlorurés se regroupent en plusieurs types d'associations salines que l'on retrouve aussi bien dans la vallée de Djiguinoum que dans d'autres vallées observées (tableau VI-10).

Tableau VI-10

Nature et localisation des associations salines de la vallée de Djiguinoum

Type de paragenèse	Minéraux	Localisation	Cation dominant
M1	Alunogène	Bordure de vallée	Al^{3+}
	+ Halotrichite		Fe^{2+}, Al^{3+}
	Pickéringite		Mg^{2+}, Al^{3+}
	Apjohnite)		Mn^{2+}, Al^{3+}
	+ Gypse (traces)		(Ca^{2+})
M2	Rozénite	Bordure de vallée	Fe^{2+}
	+ Halotrichite		Fe^{2+}, Al^{3+}
	Pickéringite		Mg^{2+}, Al^{3+}
	Apjohnite)		$Mn,^{2+}$ Al^{3+}
	+ Gypse (traces)		(Ca^{2+})
M3	Tamarugite ou Alun de soude	Vallée	Na^+, Al^{3+}
	+ Starkeyite		Mg^{2+}
	Pentahydrite		
	Hexahydrite		
	+ Gypse		Ca^{2+}
	+ Halite		Na^+
M4	Jarosite	Lit marigot	K^+, Fe^{3+}
	+ Gypse		Ca^{2+}
	+ Halite		Na^+
M5	Gypse	Lit marigot	Ca^{2+}
	+ Halite		Na^+
	+ Jarosite (traces)		(K^+, Fe^{3+})
M6	Halite	Lit marigot (aval)	Na^+

La figure VI-31 présente la distribution des efflorescences étudiées dans la vallée de Djiguinoum. Les zones dépressionnaires où viennent se concentrer les eaux de ruissellement et/ou suinter les eaux de nappe ont été mentionnées. Dans ces zones limitrophes, caractérisées par une végétation spécifique (voir au paragraphe 3.1. de ce chapitre), on observe notamment des dépôts d'oxyhydroxydes de fer qui forment un voile rouille continu en surface des sols et de la végétation lorsque les eaux s'évaporent. Une analyse diffractométrique a montré que ces dépôts sont très faiblement cristallisés ou proches de l'état amorphe.

En réalité, la faible cristallinité de ces dépôts peut correspondre à un minéral, la ferrihydrite dont la formule est Fe_5HO_8, $4H_2O$ (SCHWERTMANN et FITZPATRICK, 1992). Cet état faiblement critallin est dû à l'oxydation rapide d'une solution contenant du fer ferreux, à des constituants (silice phosphate et matière organique) empêchant la nucléation et la croissance de cristaux bien ordonnés comme la goethite et à des micro-

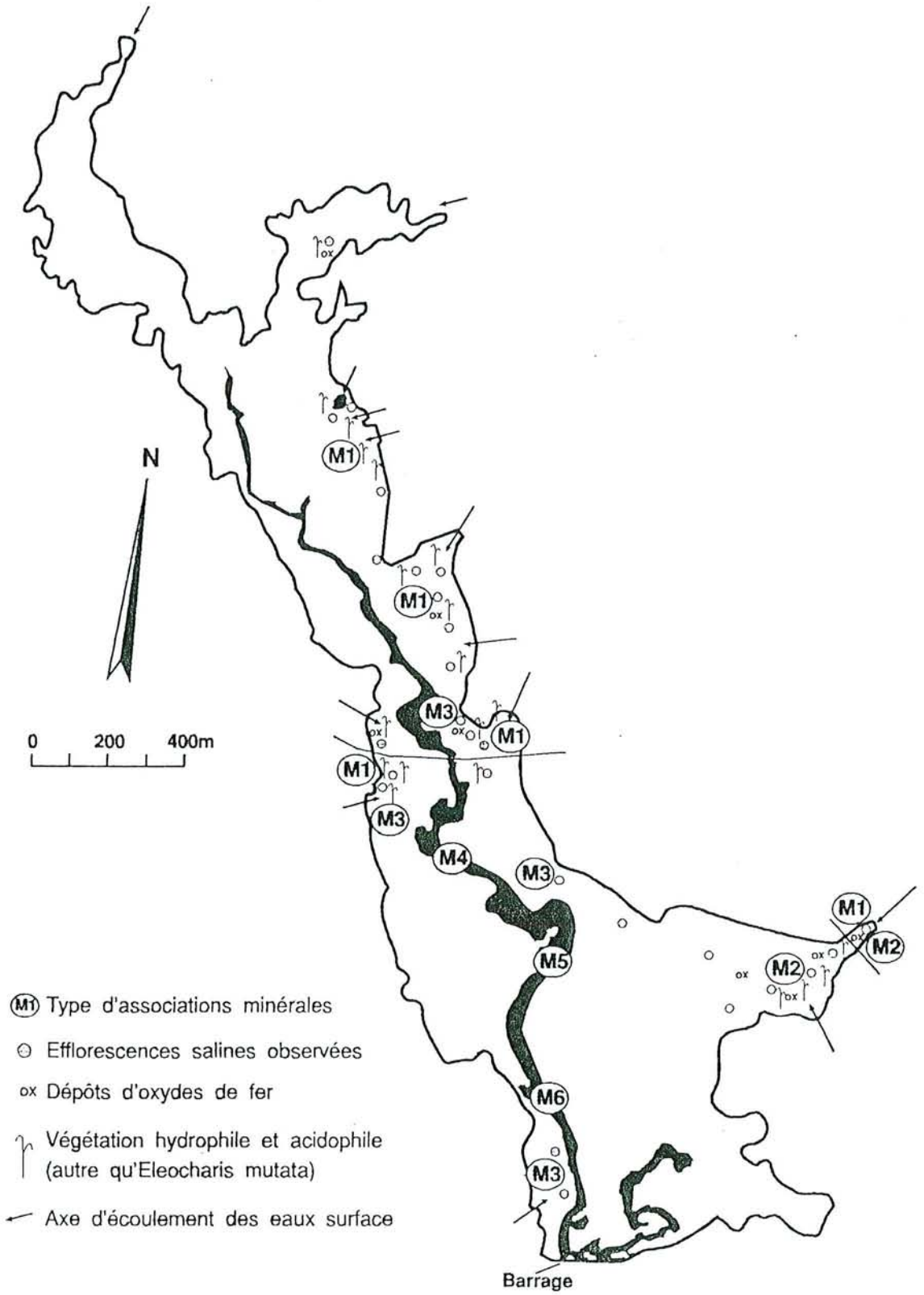


Figure VI-31
Distribution des efflorescences salines dans la vallée de Djiguinoum à la fin de la saison sèche (se reporter au tableau VI-10 pour la signification des types d'associations minérales).

organismes en milieu acide. La formation de la ferrihydrite est favorisée dans les eaux riches en silice (SCHWERTMANN, 1988). En présence de sulfates, un oxyhydroxysulfate ferrique, la schwertmannite de formule $Fe_{16}O_{16}(OH)_{10}(SO_4)_3$, présente également une faible cristallinité (BIGHAM et al., 1990 ; 1992). Une étude complémentaire devra préciser la présence ou non de ces minéraux.

Les efflorescences de type M2, contenant de la rozénite, se localisent uniquement au débouché de la petite vallée adjacente: des observations hydrologiques ont montré que les eaux de ruissellement, provenant d'un sous-bassin dont une grande partie est occupée par des sols ferrallitiques, sont riches en fer (ALBERGEL et al., 1991d). Ces apports en fer, conjugués à ceux de la nappe, semblent favoriser la formation de sulfate ferreux (rozénite) qui est parfois presque pur. Ce minéral est le plus souvent associé à l'ensemble halotrichite-pickéringite-apjohnite et à des traces de gypse.

Dans tout le reste de la bordure externe de la vallée, c'est l'aluminium qui est le cation dominant et qui permet la formation de l'alunogène, lié, comme la rozénite, au même groupe de sulfates (halotrichite-pickéringite-apjohnite). Cette association constitue le type M1. Les deux types M1 et M2 sont à mettre en relation avec le faciès F2 des eaux des nappe.

Une troisième association de minéraux (M3) occupe toute la partie centrale de la vallée. Elle comprend des sulfates magnésiens et alumino-sodiques, associés à du gypse et de la halite. Elle correspond aux eaux de nappe les plus concentrées (faciès F1).

Les familles M4, M5 et M6 ont été observées sur des aires de la partie aval du marigot. On distingue d'amont en aval la formation de la jarosite constituant une poudre jaune ocre, du gypse formant de fines aiguilles et de la halite bien cristallisée dans les cuvettes résiduelles.

La figure VI-32 schématise, sur une coupe transversale, l'organisation des sels dans le paysage.

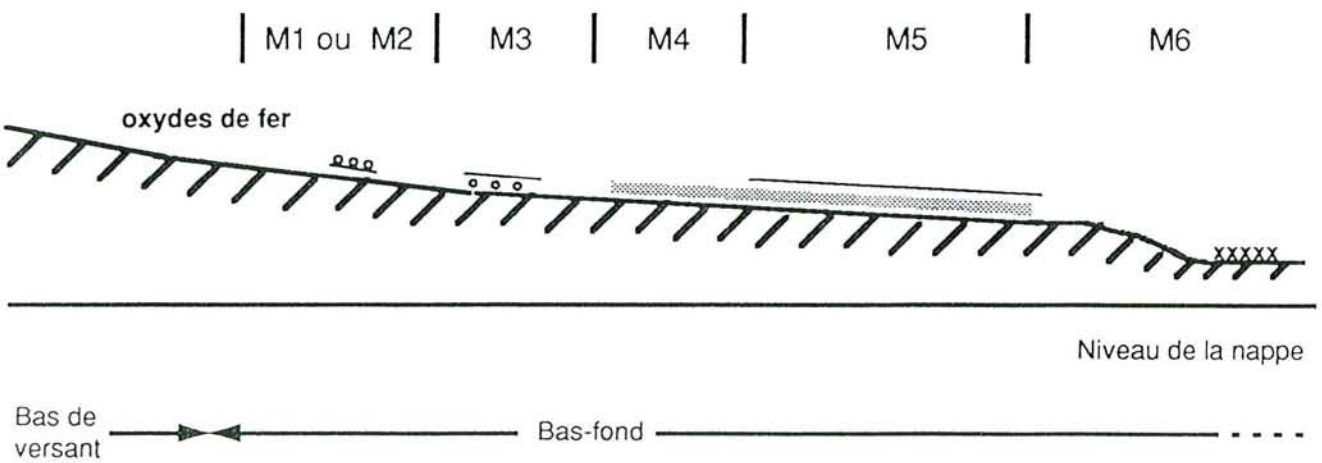


Figure VI-32

Modèle de distribution des associations salines dans la vallée de Djiguinoum

(se reporter au tableau VI-10 pour le contenu minéralogique des différentes associations salines)

3.4. Discussion sur les minéraux sulfatés

3.4.1. Diversité et origine

Les minéraux sulfatés sont très nombreux et se rencontrent dans des situations variées (DONNER et LYNN, 1989 ; ALLEN et HAJEK, 1989 ; DIXON et WEED, 1989 ; DUD'A et REJL, 1986 ; ROBERTS et al., 1990). PALACHE et al. (1951) répertorient environ 150 espèces, les espèces hydratées et hydroxylées dominant sur les espèces anhydres. BANDY (1938) a décrit 76 minéraux sulfatés dans des dépôts évaporitiques riches en pyrite (désert d'Atacama au Chili). DIXON et al. (1982) ont recensé 26 sulfates liés ou potentiellement liés à la mise en valeur des rejets de mines de lignite.

Un grand nombre est trouvé en association avec des matériaux riches en composés sulfurés (pyrite ou marcassite FeS_2). En s'oxydant, ces matériaux produisent un cortège de minéraux dont la plupart sont très solubles et sont formés en absence de drainage. Leur formation dépend des conditions oxydantes et de la présence de sources de cations. Certains minéraux relativement solubles ne persistent pas en conditions humides et se forment temporairement durant les périodes de dessiccation des matériaux pyriteux.

- Le gypse est un minéral commun des roches sédimentaires et est caractéristique des sols formés en conditions arides et semi-arides (NETTLETON et al., 1982). Il n'est pas exclusif des déserts chauds car il a été observé dans les déserts froids de l'Antarctique (DONNER et LYNN, 1989). Du gypse est associé à de la mélantérite ($FeSO_4$, $7H_2O$), de la szomolnokite ($FeSO_4$, H_2O) et de la jarosite lors de l'oxydation et de la dessiccation des rejets de mine de lignite (DIXON et al., 1982).

- La jarosite a été trouvée dans différents matériaux géologiques (BROPHY et SHERIDAN, 1965) notamment comme produit d'oxydation de dépôts pyritiques ou en association avec des dépôts d'alunite. Elle est aussi parfois associée à des sources hydrothermales (Parc national de Yellowstone aux USA). La natrojarosite ($NaFe^{III}_3(SO_4)_2,(OH)_6$) et la jarosite hydronium ($(H_3O)Fe^{III}_3(SO_4)_2,(OH)_6$) sont plus rares.

- La rozénite est communément identifiée dans les matériaux géologiques riches en sulfures (gneiss, mines de charbon et de lignite). Ce minéral, souvent associé avec la mélantérite, est très soluble et apparaît dans les matériaux récemment exposés à l'air. Le domaine de stabilité de ces deux minéraux dépend de l'humidité relative de l'air, la rozénite se formant en conditions plus sèches (EHLERS et STILES, 1965 ; BALTATZIS et al., 1986).

La rozénite peut se déshydrater en szomolnokite et son oxydation donne la copiapite ($Fe^{II}Fe^{III}_4(SO_4)_6(OH)_2$, $20H_2O$). La copiapite est un minéral de couleur jaune vif, relativement stable et relativement abondant (JOLLY et FOSTER, 1967 ; FANFANI et al., 1973 ; ZODROW, 1980 ; WAGNER et al., 1982 ; NORDSTROM, 1982b).

La mélantérite, la coquimbite ($Fe_2(SO_4)_3$, $9H_2O$) et la copiapite ont été identifiées en association avec les eaux de drainage acides provenant de l'exploitation de mines (FANG et ROBINSON, 1970 ; NORDSTROM, 1982b). La mélantérite et l'halotrichite ont été décrites comme les produits de décomposition de schistes carbonatés pyriteux (SCLAR, 1961).

- La pickéringite a été observée dans des efflorescences formées sur des matériaux acidifiés par l'oxydation de composés sulfurés d'origine volcanique. On trouve ce minéral associé à d'autres minéraux sulfatés hydratés, tels que l'halotrichite et la copiapite, dans des gisements de charbon (ZODROW, 1980). La pickéringite est également associée à l'halotrichite dans des efflorescences formées sur des dépôts de charbon (NUHFER, 1967).

- La tamarugite est un produit de déshydratation de la mendozite ($NaAl(SO_4)_2$, $11H_2O$) ou de l'alun de soude formés dans des dépôts sulfurés (ROBINSON et FANG, 1969 ; FANG et ROBINSON, 1972).

* La jurbanite a été découverte dans une mine de cuivre en association avec de l'epsomite, de l'hexahydrite, de la pickéringite et de la starkéyite (ANTHONY et McLEAN, 1976). Ce minéral a la même formule chimique que la khadémite mais une forme cristalline différente (BARIAND et al., 1973).

* L'alunogène a été identifié dans des dépôts volcaniques avec d'autres minéraux sulfatés, tels que l'halotrichite, la voltaite ($K_2Fe^{II}_5Fe^{III}_4(SO_4)_{12}$, $18H_2O$), la mélantérite et le gypse. La formation d'efflorescences est liée aux émanations de sulfure d'hydrogène (H_2S) qui altèrent les matériaux préexistants en conditions humides (STAMATAKIS et al., 1987). Une origine hydrothermale est également donnée par VELINOV et al. (1970) à partir de roches volcaniques. L'alunogène, associé à l'halotrichite et à la pickéringite, a été trouvé par DAGENHART (1980) dans une exploitation minière. De vastes accumulations d'alunogène, liées à des dépôts soufrés, sont décrites par HAYES (1906) en régions très arides.

FANG et ROBINSON (1976) notent qu'il y a un seul sulfate d'aluminium hydraté dans le système $Al_2(SO_4)_3$, nH_2O alors qu'il existe plusieurs formes hydratées dans le système analogue $Fe_2(SO_4)_3$, nH_2O (type coquimbite). Ceci tient au fait que la taille de l'atome d'aluminium est plus petite que celle de l'atome de fer entraînant des liaisons polaires avec l'eau plus fortes.

3.4.2. Les minéraux sulfatés des sols sulfatés acides

Hormis la jarosite et, dans une moindre mesure, le gypse, la formation d'autres minéraux sulfatés ne se produit dans les sols sulfatés acides qu'en de rares circonstances.

• La jarosite est le minéral caractéristique des sols sulfatés acides. Il provient de l'altération de la pyrite en conditions oxydantes (CARSON et al., 1982; DENT, 1986). Sa couleur jaune pale associée au pH acide en fait un critère suffisant (mais non nécessaire) pour diagnostiquer un sol sulfaté acide (USDA, 1975 ; Van BREEMEN, 1982 ; AFES-INRA, 1990 ; FANNING et WITTY, 1993). La jarosite est mentionnée dans de multiples travaux. La natrojarosite et la jarosite hydronium sont également citées bien que ces minéraux soient difficiles à distinguer de la jarosite par diffractométrie RX (BROPHY et SHERIDAN, 1965 ; Van BREEMEN, 1973b).

• Le gypse est présent dans les sols sulfatés acides de bordure côtière lorsque la présence de calcite dans les sédiments permet de neutraliser l'acidité (NETTLETON et al., 1982 ; CARSON et al., 1982 ; DENT, 1986 ; RITSEMA et GROENENBERG, 1993). Le gypse a été observé dans les sols formés sur des sédiments marins côtiers dans une large gamme de pH, entre 3.5 et 7 (Van BREEMEN, 1982). A cause de sa solubilité relativement élevée, on le trouve dans les sols les plus desséchés.

Au Sénégal, le gypse a été décrit dans les sédiments et les sols sulfatés acides du domaine fluvio-marin constitué par les estuaires des fleuves Casamance (MARIUS, 1985), Saloum (SADIO, 1989/1990) et Sénégal (LOYER, 1990). Le gypse est souvent associé à d'autres minéraux sulfatés d'origine marine: bloedite ($Na_2Mg(SO_4)_2$, $4H_2O$), eugstérite ($Na_4Ca(SO_4)_3$, $2H_2O$), konyaite ($Na_2Mg(SO_4)_2$, $5H_2O$) (SADIO, 1989/1990). Les conditions hypersalines des eaux du fleuve Casamance permettent la formation du gypse sur les fonds vaseux (GUILLOU et al., 1991). Cette précipitation du gypse peut être associée à celle de la pyrite (GUILLOU et al., 1990).

• Les efflorescences sulfatées très solubles sont rares dans les sols sulfatés acides, même durant les périodes sèches (Van BREEMEN, 1973b).

Cet auteur relate des observations faites sur des sols de Finlande et de Suède (AARNIO, 1922 ; WIKLANDER et al., 1950). Ces sols présentent des croûtes salines constituées de sulfates solubles d'aluminium, de fer, de calcium, de magnésium, de potassium et de sodium.

Au Viêt-Nam, de vastes surfaces de sols sulfatés acides, connues sous le vocable de "terres alunées", sont décrites comme étant caractérisées par une accumulation de sels d'aluminium et de fer (HERBILLON et al., 1966). AURIOL et Van-VANG (1934) ont réalisés l'analyse totale de ces sels sans toutefois donner de formules chimiques. Ils mentionnent la présence de sulfates, d'alumine, de soude et de fer au minimum (état ferreux). C'est la présence des éléments constitutifs de l'alun(1) dans les terres et les eaux qui les a fait désigner improprement sous le terme de "terres alunées " ou d'"eaux alunées". En l'occurrence, il s'agirait au Viêt-Nam de l'alun de soude.

En Thaïlande, la tamarugite et l'alun de soude, associés au gypse et la halite, ont été identifiés, par analyse chimique et diffractométrie RX, dans des efflorescences formées sur de jeunes sols sulfatés acides et salés. La pickéringite a été trouvée en association avec de la rozénite dans des matériaux pyritiques sous-jacents exposés à l'air (Van BREEMEN, 1973b, 1982). De l'halotrichite est mentionnée par Van BREEMEN (1976). L'origine de ces minéraux serait l'altération des minéraux argileux lors de l'oxydation rapide de la pyrite.

On doit à MARIUS (1985) les premières mentions de l'existence de sulfates d'aluminium (tamarugite et alun de soude) en Casamance au cours d'années de grande sécheresse. LE BRUSQ et al. (1987), ont identifié une série de sulfates qui, en plus des minéraux précédemment cités pour les sols sulfatés acides, comprennent la pickéringite, l'halotrichite, la rozénite, l'alunite et la coquimbite. MOUGENOT (1991) mentionne également l'alunite ($KAl_3(SO_4)_2,(OH)_6$), la natroalunite ($NaAl_3(SO_4)_2,(OH)_6$) et la copiapite. Les diffractogrammes de la copiapite, de la coquimbite, de l'alunite et de la natroalunite n'ont cependant pas été publiés par les auteurs. La présence d'alunite dans les sols sulfatés acides a longtemps été postulée mais aucune confirmation chimique et minéralogique n'existe, alors que ce minéral est insoluble dans l'eau (HERBILLON et al., 1966 ; Van BREEMEN, 1973b).

En Guinée-Bissau, FANNING (1993) indique également la présence d'efflorescences salines constituées de sulfates ferreux et d'un cortège d'autres minéraux sulfatés.

Quoiqu'il en soit, l'alunogène, identifié analytiquement dans notre étude, présente un caractère véritablement original pour les sols sulfatés acides. Il en est de même pour l'apjohnite et la starkéyite, dans une moindre mesure.

4. CONCLUSION

• La caractérisation chimique des eaux de surface montre que les eaux de surface les plus concentrés ont un faciès chloruré-sodique qui évolue vers un faciès plus sulfaté et aluminique lorsqu'elles se diluent. On observe ces eaux concentrées au début de la saison des pluies lors du lavage des sols et durant la saison sèche lors de l'évaporation des eaux.

La composition chimique de l'eau de surface est le reflet des éléments minéraux présents dans la zone d'inondation et de ceux apportés dans le bas-fond par les eaux de

(1) L'alun désigne communément le sulfate double de potassium et d'aluminium hydraté dont la formule chimique est : K_2SO_4, $Al_2(SO_4)_3$, 24 H_2O. Son nom usuel est l'alun de potasse ou alun de roche, son appellation minéralogique étant la kalinite. De nombreux composés semblables sont connus et par extension le mot alun désigne tout sulfate double dont la formule peut s'écrire :

$$Me^{I}Me^{III}(SO_4)_2, 12\ H_2O$$

où les symboles Me^{I} et Me^{III} désignent les cations, généralement métalliques, respectivement mono- et trivalents. Les métaux monovalents peuvent être Li^+, Na^+, K^+, Rb^+, Ag^+ et les métaux trivalents Al^{3+}, Ti^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}, Mn^{3+}, Fe^{3+}... Les aluns de potasse et de soude sont des produits utilisés en industrie (PERROTEY, 1990).

ruissellement. Son faciès chimique évolue dans le temps, durant les phases de dilution et de concentration.

• La caractérisation chimique des eaux de nappe met en évidence plusieurs faits :

- les eaux du bas-fond se différencient de celles du plateau par leur caractère concentré et acide.

- en bordure de vallée, les eaux ont un faciès sulfaté ferro-aluminique à sulfaté calci-magnésien et s'opposent à celles de l'axe central de la vallée qui ont un faciès chloruré sodique,

• Les eaux naturelles du bas-fond de Djiguinoum atteignent différents niveaux de concentration, dans le temps pour les eaux de surface, dans le temps et l'espace pour les eaux de nappe. Pour chaque type d'eau, nous avons simulé un processus de concentration continu en considérant des informations obtenues de façon discontinue, dans le temps ou l'espace, et en supposant qu'il s'agissait d'une même eau, en première approximation.

Pour les eaux de nappe, on constate que la concentration ionique de certaines espèces aqueuses (Al^{3+}, SO_4^{2-}, K^+, SiO_2) est contrôlée soit par la précipitation d'un minéral, soit par un piégeage chimique (adsorption sur les argiles et la matière organique).

• Un processus de concentration a été étudié en conditions contrôlées pour atteindre les stades ultimes de concentration d'une eau de surface.

L'évolution chimique au cours de l'évaporation contrôlée montre une diminution continue du pH alors que le pH acide initial se conserve dans le milieu naturel. Le rôle tampon que jouent les constituants minéraux et organiques du sol est un fait qu'il convient donc de retenir.

Au cours de la concentration, des minéraux sulfatés (d'aluminium, de fer, de calcium et de magnésium) ainsi que des minéraux chlorurés (de sodium, de magnésium et de potassium) se forment.

• En conditions naturelles, la caractérisation minéralogique des efflorescences salines et l'étude de leur distribution spatiale permet de proposer une séquence de précipitation des minéraux sulfatés et chlorurés qui peut se résumer de la manière suivante :

Rozénite
et sulfates
d'aluminium
associés
+ Gypse

Tamarugite/alun de soude et sulfates magnésiens + Gypse + Halite → (Jarosite)* + Gypse + Halite → Gypse + Halite → Halite

Alunogène
et sulfates
d'aluminium
+ Gypse

* selon les conditions redox

Ces minéraux se forment au cours de la baisse par évaporation du niveau de la retenue qui entraîne le retrait progressif du plan d'eau. Des minéraux peu communs précipitent,

notamment l'alunogène qui a toujours été considéré comme impossible à observer dans les sols sulfaté acides du fait de sa forte solubilité (LINSAY, 1979 ; SPOSITO, 1989b).

La distribution spatiale des différents cortèges salins devrait être mise en relation avec les différents faciès de la nappe. C'est ce que nous nous proposons de faire dans le chapitre suivant en prenant en compte l'hydrodynamique générale du bassin versant.

CHAPITRE VII

LA GEOCHIMIE DU BASSIN VERSANT

Après avoir caractérisé chimiquement les eaux et les sels du bas-fond, plusieurs questions se posent. Tout d'abord, il incombe d'expliquer la composition chimique des eaux c'est-à-dire savoir d'où viennent les substances dissoutes, comment les eaux sont contrôlées et quelles sont les relations chimiques existant entre les différents types d'eau. Ensuite, il est tout naturel de vouloir replacer les eaux dans l'ensemble du système que représente le bassin versant et d'expliquer leur évolution au cours d'un cycle annuel. Ce chapitre est donc consacré non seulement à l'étude géochimique des eaux et de leurs interactions avec la phase solide, mais également à la dynamique des eaux et des sels au sein du système.

La première section rappelle préalablement quelle est l'origine des éléments chimiques présents dans les eaux et les sols du bas-fond et comment se développent les conditions acides. Les mécanismes chimiques, mettant en jeu le soufre et le fer, sont décrits. La seconde section est relative à l'altération des minéraux argileux en milieu acide. La troisième section a trait à l'étude de l'état de saturation des eaux vis à vis des minéraux argileux et des minéraux mis en évidence au chapitre précédent. La section suivante fait le point sur le problème de la formation des sulfates d'aluminium. Les mécanismes possibles de cette formation sont discutés et un essai d'explication, conforme aux observations faites sur la distribution spatiale de ces sels, est proposé. La cinquième section montre, à partir d'un exemple, qu'il peut exister une filiation chimique entre les faciès chimiques de la nappe de bas-fond, cette filiation expliquant la distribution des sels dans le paysage. Enfin, la dernière section synthétise l'ensemble des informations réunies en un modèle du fonctionnement géochimique de l'ensemble du bassin versant.

1. ORIGINE DES ÉLÉMÉNTS : LE CYCLE DU FER ET DU SOUFRE

Les éléments dissous (bases, soufre, aluminium, fer et silicium) dans les eaux acides et/ou salées du bassin versant de Djiguinoum proviennent de l'évolution pédogénétique des sols de vasières occupés originellement par la végétation de mangrove. Ils sont aussi apportés par l'eau de mer, qui submerge temporairement ces sols, par les eaux de nappe et par les eaux de ruissellement en provenance des plateaux environnants. Dans une moindre mesure, les dépôts de particules fines liés aux brumes sèches constituent également une source active facilement remobilisable (voir le chapitre II).

Au chapitre III, nous avons vu que les tannes se forment par une modification des conditions de sédimentation conjuguée à une évolution climatique vers des conditions desséchantes. La fréquence des phases de submersion et d'exondation provoque la transformation des sols potentiellement sulfatés acides (domaine des vasières inondées en permanence) en sols sulfatés acides proprement dits (domaine des tannes inondés épisodiquement). Selon la durée et l'intensité de ces phases, des stades de transformation variés sont atteints donnant une grande diversité morphologique et chimique à ces sols.

La formation des sols sulfatés acides fait intervenir deux éléments fondamentaux: le soufre et le fer. Ces éléments participent à un ensemble de réactions chimiques qui sont fonction des conditions physico-chimiques du sol, notamment son pH et son potentiel d'oxydo-réduction.

1.1. Milieu réducteur

Dans les sols régulièrement inondés, les processus réducteurs dominent en particulier la réduction des hydroxydes ferriques. Le processus de ferrolyse, décrit par BRINKMAN (1970), montre la réduction des oxydes ferriques par la matière organique, représentée par CH_2O, selon la réaction suivante:

$$Fe(OH)_3 + 1/4CH_2O + 2H^+ \longrightarrow Fe^{2+} + 1/4CO_{2(g)} + 11/4H_2O$$

Dans la plupart des sols inondés, Fe^{2+} se trouve sous forme dissoute ou échangeable (PONNAMPERUMA, 1972 ; VIZIER, 1983). Le CO_2 se dissout en milieu aqueux selon le pH pour donner des ions HCO_3^- et la réaction globale s'écrit:

$$Fe(OH)_3 + 1/4CH_2O + 7/4CO_2 \longrightarrow Fe^{2+} + 2HCO_3^- + 3/4H_2O$$

Fe^{2+} et les cations remplacés par Fe^{2+} sur le complexe d'échange s'associent aux bicarbonates.

- *En milieu sulfaté peu acide (pH>5)*, le processus est similaire et prend en compte les ions sulfates présent dans la solution. La réduction des sulfates et des hydroxydes de fer se produit selon la réaction :

$$Fe(OH)_3 + SO_4^{2-} + 9/4CH_2O \longrightarrow FeS_{(s)} + 2HCO_3^- + 1/4CO_{2(g)} + 11/4H_2O$$

La sulfato-réduction est un processus biologique qui fait intervenir des micro-organismes anaérobies du genre *Desulfovibriobacilli* (JACQ, 1971, 1989 ; PRADE et al., 1989-1990). Le fer réduit se trouve en grande partie sous forme de sulfure dans les sols fortement réduits et en présence suffisante de soufre.

Le sulfure de fer est soit de la mackinawite (FeS amorphe ou cristallisé sous forme tétragonale), soit de la greigite (Fe_3S_4, forme cubique) Ces deux minéraux sont métastables et évoluent vers une forme critallisée, la pyrite FeS_2 (SWEENEY, 1972 ; RICKARD, 1973 ; GOLDHABER et KAPLAN, 1982 ; IVARSON et al., 1982 ; BERNER, 1984 ; MARNETTE et al., 1993). Ce minéral présente un habitus soit cubique, soit framboïdal (SWEENEY et KAPLAN, 1973).

La formation de la pyrite dans les sédiments est présentée par le schéma de la figure VII-1 et par la relation générale (DENT, 1986) :

$$Fe_2O_{3(s)} + 4SO_4^{2-}{}_{(aq)} + 8CH_2O + 1/2O_{2(aq)} \longrightarrow 2FeS_{2(s)} + HCO_3^-{}_{(aq)} + 4H_2O$$

où CH_2O représente la matière organique.

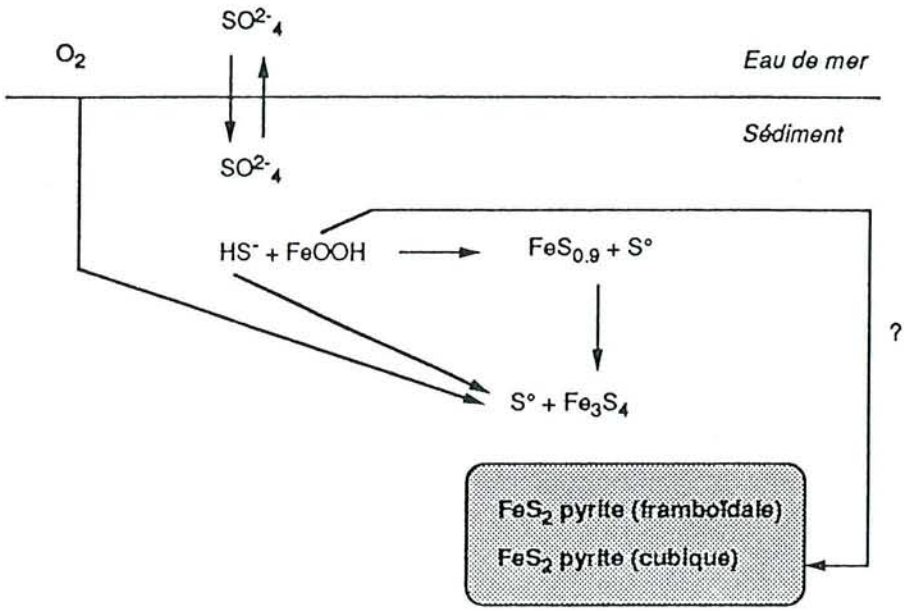


Figure VII-1

Formation de la pyrite dans les sédiments (d'après GOLDHABER et KAPLAN, 1974)

• *En milieu très acide (pH<5)*, les sulfates sont adsorbés sur les colloïdes du sol et la concentration en bicarbonates est très faible. La réduction des hydroxydes se produit sans transformation des sulfates (Van BREEMEN, 1975) :

$$Fe(OH)_3 + 1/2CH_2O \longrightarrow Fe^{2+} + 1/2CO_{2(g)} + OH^- + 3/2H_2O$$

Le gaz carbonique est libéré dans l'eau et l'atmosphère. Les sulfates s'échangent sur les sites d'échange selon la réaction :

$$\text{Colloïde-}SO_4 + 2H_2O \rightleftarrows \text{Colloïde-}(OH)_2 + 2H^+ + SO_4^{2-}$$

L'hydrolyse de sulfates d'aluminium présents dans le milieu peut également libérer des sulfates et des protons (NORDSTROM, 1982a).

Ces différents aspects seront développés dans la section 4 de ce chapitre.

1.2. Milieu oxydant

L'aération naturelle ou le drainage artificiel des sols provoquent une oxydation des composés non-organiques réduits. L'oxydation de la pyrite entraîne un afflux de protons dans le milieu et conduit à la formation lente d'hydroxyde ferrique selon un ensemble de réactions biochimiques (*Thiobacilli ferrooxidans et thiooxidans*) telles que :

$$FeS_2 + 7/2O_2 + H_2O \longrightarrow Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2H^+ \qquad (1)$$
$$Fe^{2+} + 1/4O_2 + H^+ \longrightarrow Fe^{3+} + 1/2H_2O$$

La réaction globale marquant la transformation de la pyrite en hydroxyde ferrique s'écrit (Van BREEMEN et al., 1983 ; DENT, 1986) :

$$FeS_2 + 15/4O_2 + 7/2H_2O \longrightarrow Fe(OH)_3 + 2SO_4^{2-} + 4H^+$$

Le fer ferrique peut agir sur la pyrite et catalyser la réaction (1) produisant une forte acidité (pH de1 à 2):

$$FeS_2 + 14Fe^{3+} + 8H_2O \longrightarrow 15Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 16H^+ \qquad (2)$$

D'après SCHWERTMANN (1988), l'hydroxyde ferrique ($Fe(OH)_3$) se transforme en oxyde ferrique de type goethite (FeOOH) par cristallisation à partir de la solution ou de type hématite (Fe_2O_3) par déshydratation. La précipitation de ces oxydes constituent les "iron-pipes" qui se localisent dans le sol en maturation autour des pores racinaires.

* Le fer ferreux, atteignant par diffusion l'interface eau-sol, s'oxyde en hydroxyde ferrique avec production de protons qui s'associent aux ions sulfate pour former de l'acide sulfurique:

$$Fe^{2+} + SO_4^{2-} + 1/4O_2 + 5/2H_2O \longrightarrow Fe(OH)_3 + SO_4^{2-} + 2H^+$$

L'acidification de la surface du sol à des pH beaucoup plus faibles que celui du sol sous-jacent a été observé par van BREEMEN (1975).

* Lorsque le pH atteint de faibles valeurs (<4) et que la solution est riche en cations potassique et/ou sodique, la formation de la jarosite et/ou de la natrojarosite se produit selon la réaction:

$$3Fe^{3+} + K^+ \text{ (ou } Na^+) + 2SO_4^{2-} + 6H_2O \rightleftarrows KFe_3(SO_4)_2(OH)_6 \text{ (ou } NaFe_3(SO_4)_2(OH)_6) + 6H^+$$

Ce minéral jaune pâle précipite dans les pores, les racines ou sur les faces des agrégats. Sa formation à partir de la pyrite s'écrit :

$$FeS_2 + 15/4O_2 + 5/2H_2O + 1/3K^+ \longrightarrow 1/3KFe_3(SO_4)_2(OH)_6 + 4/3SO_4^{2-} + 3H^+$$

Lorsque le pH devient élevé, la jarosite est métastable vis à vis de la goethite. Son hydrolyse la transforme en oxyde de fer :

$$KFe_3(SO4)_2(OH)_6 \longrightarrow 3FeOOH + K^+ + 2SO_4^{2-} + 3H^+$$

* Les produits des réactions (1) et (2) peuvent réagir au cours d'une évaporation intense ou prolongée formant des efflorescences salines. Celles-ci sont constituées par des minéraux plus ou moins hydratés (mélantérite, rozénite, szolmonokite) qui sont soit des sulfates ferreux, soit des sulfates mixtes ferreux-ferriques. La dissolution de ces sels dans un milieu oxydant conduit à la formation d'hydroxyde ferrique.

L'ensemble des processus de réduction et d'acidification décrits sont synthétisés sur les figures VII-2 et VII-3.

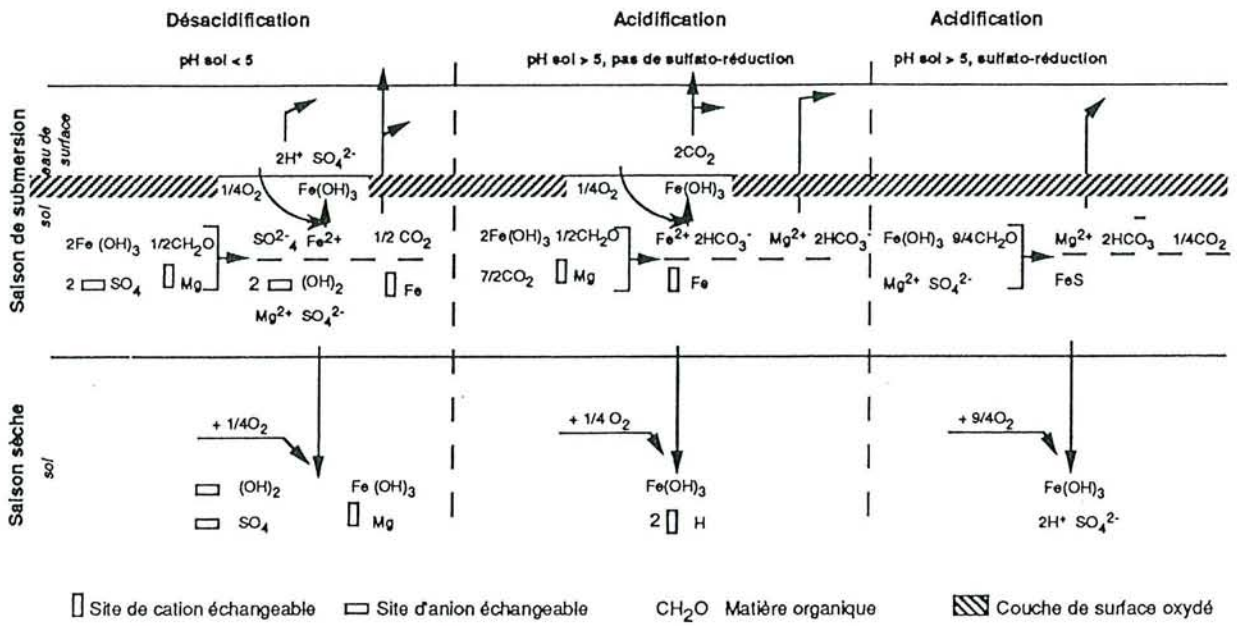


Figure VII-2

Réactions chimiques résultant de l'alternance des phases de réduction et d'oxydation dans les sols localisés en domaine fluvio-marin (d'après Van BREEMEN, 1975)

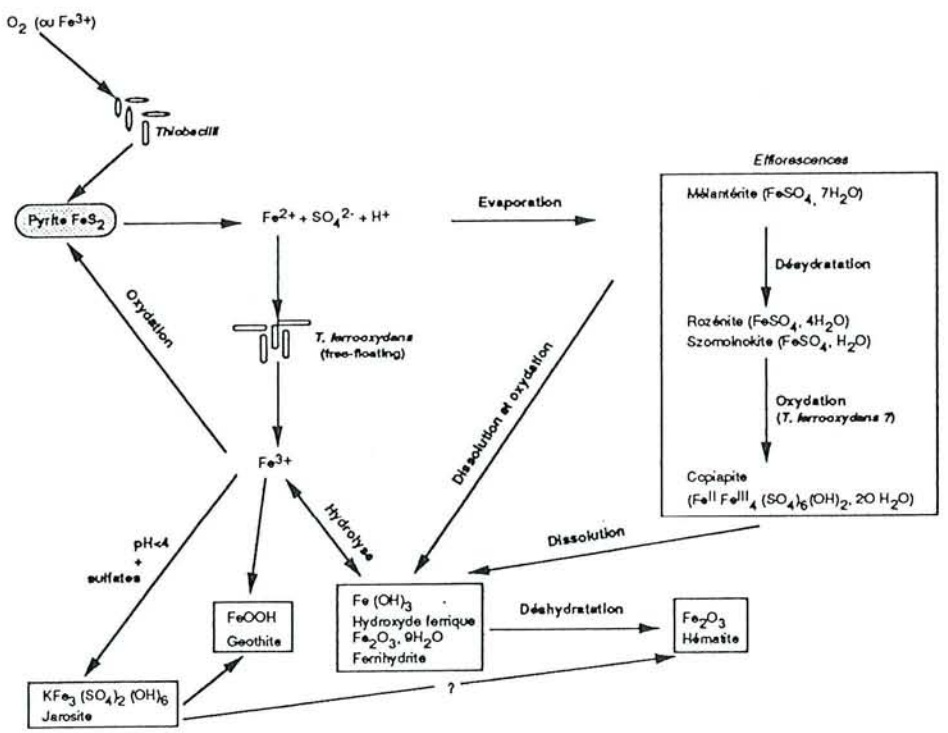


Figure VII-3

Processus chimiques conduisant à la formation de divers minéraux lors de l'oxydation de la pyrite (d'après NORDSTROM, 1982b modifié et SCHWERTMANN, 1998)

2. ALTÉRATION DE LA PHASE SOLIDE

Les protons produits au cours des réactions en milieu oxydant se fixent sur le complexe d'échange libérant les bases échangeables (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ et Na^+) dans la solution du sol selon le schéma :

$$\text{Argile-(bases)} + H^+ \rightleftarrows \text{Argile-(bases, } H^+\text{)} + \text{Bases}$$

Les argiles fortement protonées deviennent très instables (GILBERT et LAUDELOUT, 1965). La protonation des argiles favorise la transformation de leur réseau cristallin, notamment le déplacement en surface des ions aluminium (LAUDELOUT et ECKMAN, 1958) et magnésium (BARSHAD, 1960). Ces ions se trouvent en position échangeable et offrent aux anions des sites d'échange chargés positivement. Ils sont libérés dans la solution lorsque l'acidité totale n'est plus tamponnée par le sol.

Pour des valeurs de pH<5, l'ion Al^{3+} est dominant par rapport aux espèces aluminiques hydroxylées dans les solutions (MARION et al., 1976 ; LINDSAY, 1979 ; SPOSITO, 1989a, b). En conditions très acides (pH<3.5), les minéraux argileux sont considérés par de nombreux auteurs comme une source potentielle d'aluminium, de silice et de bases (Van BREEMEN, 1973b ; VIEILLEFON, 1977 ; MARIUS,1985).

CHAROENCHAMRATCHEEP et al. (1987) montre qu'à pH<4, l'acidité produite durant l'oxydation prolongée de sols riches en pyrite est liée à de fortes teneurs en silice dans la solution. Dans des sédiments marins oxygénés, POSTMA (1983) fait un constat similaire, à une forte acidité correspondent de fortes teneurs en aluminium, en silice et en bases. Hormis les alumino-silicates, les autres sources possibles de silice, dans les sédiments de Basse-Casamance, sont le quartz des sables et les nombreux frustules de diatomées (MARIUS, 1985).

L'altération chimique des minéraux argileux étant rarement montrée de façon explicite, nous avons tenté une approche minéralogique des sols de la vallée de Djiguinoum pour obtenir quelques arguments tangibles. Dans un premier temps, la nature des argiles a été déterminée et ensuite, des observations micromorphologiques sur les différents constituants de la phase solide ont été réalisées.

2.1. L'échantillonnage et les méthodes analytiques

Comme pour les efflorescences salines, les minéraux constituant les sols ont été déterminés par l'analyse diffractométrique des rayons X (RX) et par la microanalyse réalisée en microscopie électronique à balayage (MEB). La fraction argileuse (particules <2 µm) a été étudiée plus particulièrement par la diffractométrie RX après différents traitements et par la microscopie électronique à transmission (MET).

- La caractérisation minéralogique des sols de mangrove (vasières et tannes) de Basse-Casamance ont déjà donné lieu à de nombreuses *analyses diffractométriques RX* (VIEILLEFON, 1977 ; SALL, 1982 ; PIMMEL, 1984 ; MARIUS, 1985 ; AUBRUN, 1988). En outre, la fraction argileuse a été étudiée en détail que ce soit dans les sédiments profonds (KALCK, 1978) ou bien dans les sols (MARIUS, 1985). C'est pourquoi nous nous sommes contentés d'effectuer quelques analyses sans caractère systématique pour uniquement confirmer les résultats antérieurs.

Trois profils de sol ont été retenu dans la partie de la vallée comprise entre le barrage anti-sel et la piste principale. Cinq échantillons ont été prélevés dans la zone réduite entre 50 et 85 cm de profondeur. L'analyse par diffraction RX a été effectuée sur une poudre non orientée après séchage à l'air ambiant (DP).

Deux échantillons ont fait l'objet d'une préparation supplémentaire destinée à séparer la fraction argileuse par sédimentation. Une mise en suspension dans une allonge et une agitation par retournement dans de l'eau permutée précède la phase de sédimentation qui est suivie par un séchage à l'air du dépôt. Pour chaque échantillon préparé, une analyse diffractométrique RX a été réalisée à partir du dépôt orienté (DO), du dépôt orienté et glycérolé (DG) et du dépôt orienté et chauffé à 490 °C (DC).

L'interprétation des diagrammes s'appuie sur les travaux de PEDRO (1965. 1967), ROBERT (1975), de CAILLÈRE et al. (1982), DUPLAY (1989) et DIXON et WEED (1989).

❖ *Des observations micromorphologiques au MEB* ont été faites sur des surfaces de fragments et sur des lames minces avec pour objectif l'analyse qualitative des principaux constituants du sol de bas-fond, notamment des sels.

Dix échantillons de sol non perturbé ont été prélevés manuellement dans des cylindres en PVC de 5 cm de hauteur et de 7 cm de diamètre :

- en surface dans la zone correspondant à la nappe de faciès F2 (vallée Le Brusq). Les cylindres sont enfoncés verticalement directement sur les efflorescences salines.
- en profondeur (à 55 cm) dans l'aire occupée par la nappe de faciès F1. Le matériau correspond à l'horizon "purée de marron" d'un sol sulfaté acide. L'échantillon est prélevé verticalement sur une surface planée lors de l'excavation d'une fosse pédologique située dans la partie médiane de la vallée (à proximité de la parcelle SS7).
- un échantillon de référence prélevé dans un sol ferrallitique à 135 cm de profondeur a également été retenu.

Les fragments d'agrégats, déposés dans une goutte de laque d'argent sur un support métallique, offrent au bombardement d'électrons une surface de quelques mm^2 et une épaisseur aussi réduite que possible (quelques mm). Après séchage à l'air ambiant pendant quelques jours, ils sont ensuite recouverts d'une fine pellicule de carbone.

Les lames minces ont été préparées selon la méthode classique (HANRION, 1976 ; TEJEDO, 1987). Cependant, les échantillons étant très argileux, une résine polyester fluide (Stratyl-Nordosyn) a été utilisée en mélange avec de l'acétone (Styrène) pour détruire la matière organique. Ce traitement efficace a eu pour conséquence la dissolution des sels contenus dans les échantillons. L'imprégnation a duré 24 h à température ambiante. Après une longue période de polymérisation (3 semaines), les blocs sont découpés en plaque de 5 mm qui sont rectifiées et collées sur une lame de verre. Les lames minces sont obtenues en réduisant son épaisseur à 25-30 µm par polissage avec des abrasifs au grain de plus en plus fin (15 à 0.25 µm). Pour les besoins du MEB, la surface polie n'est pas recouverte. Les lames ont une dimension de 30 mm x 45 mm.

❖ *Des observations micromorphologiques au microscope électronique à transmission (MET)* ont été également réalisées pour mieux appréhender l'altération des minéraux argileux en milieu acide.

Quelques fragments de sol, provenant de 5 échantillons analysés préalablement au MEB, ont été humectés dans de l'eau distillée pendant 24 h, puis ont subi un traitement dispersif aux ultra-sons. Cette méthode est appropriée aux études sommaires et rapides et ne modifie pas la cristallinité des minéraux si les conditions opératoires sont peu

agressives (ROBERT et TESSIER, 1974). La suspension a été diluée et une goutte est déposée sur une grille-support puis séchée à l'air pendant 24 h. L'appareil utilisé est un JEOLSCAN doté d'un système de prise de vues sur plaques et d'une sonde de diffraction électronique malheureusement hors-service. Sous une tension de 80 000 V, des grossissements compris entre 50 000 et 100 000 ont été obtenus dans de bonnes conditions opératoires.

2.2. Analyse diffractométrique

Les diffractogrammes, présentés sur les figures VII-4a et VII-4b et relatifs à un échantillon situé à 50 cm de profondeur (SNV50), constituent un exemple typique de la composition minéralogique des sols de la vallée.

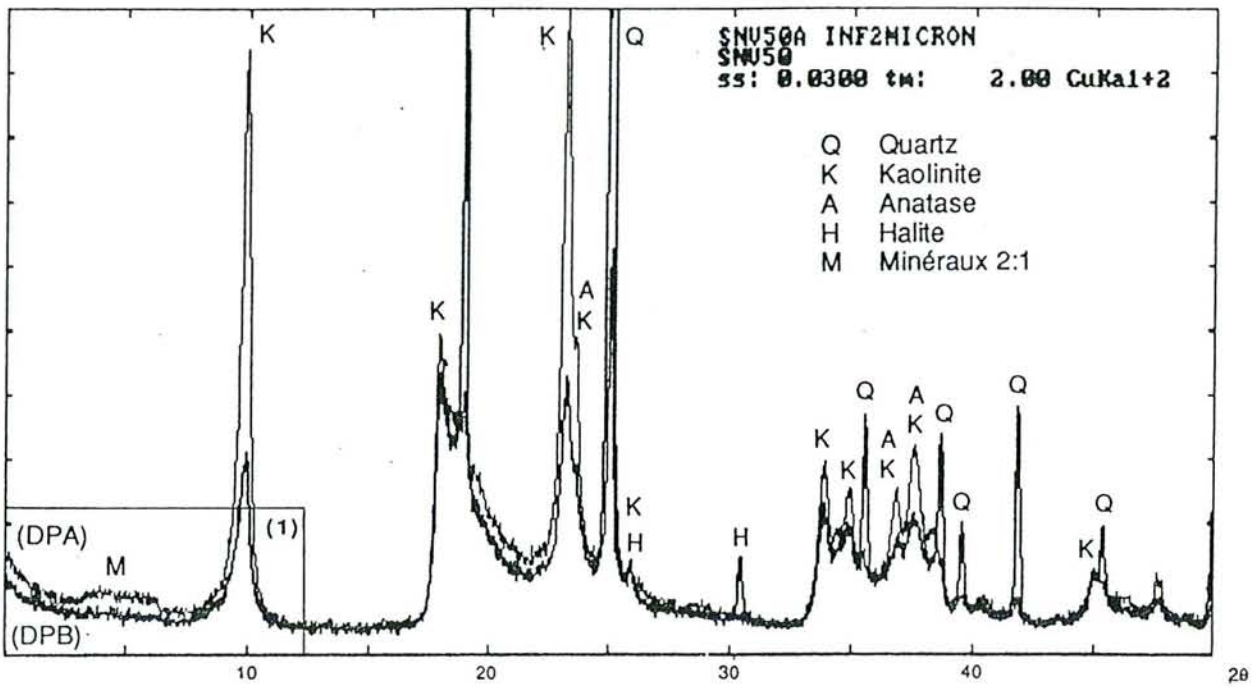
Le diffractogramme DPA, obtenu sous la forme d'une poudre non orientée de l'échantillon brut, montre distinctement les raies de la kaolinite (7.20 Å, 4.46 Å, 3.58 Å, 3.35 Å, 2.34 Å et 1.49 Å) et du quartz (4.26 Å, 3.35 Å, 2.46 Å et 1.54 Å). Des traces infimes d'anatase (oxyde de titane TiO_2) et d'halite ont également été décelées. Sur le diffractogramme DPB relatif à la fraction argileuse (inférieure à 2mu), un ensemble de raies de faible intensité, comprises entre 10.18 Å et 13-14 Å, se détache nettement et marque la présence de minéraux argileux 2:1.

L'interprétation des diffractogrammes DO, DG et DC, obtenu pour le même échantillon sous la forme d'un dépôt orientée soumis à différents traitements, permet de mieux préciser la nature de ces derniers minéraux en faisant les constatations suivantes :

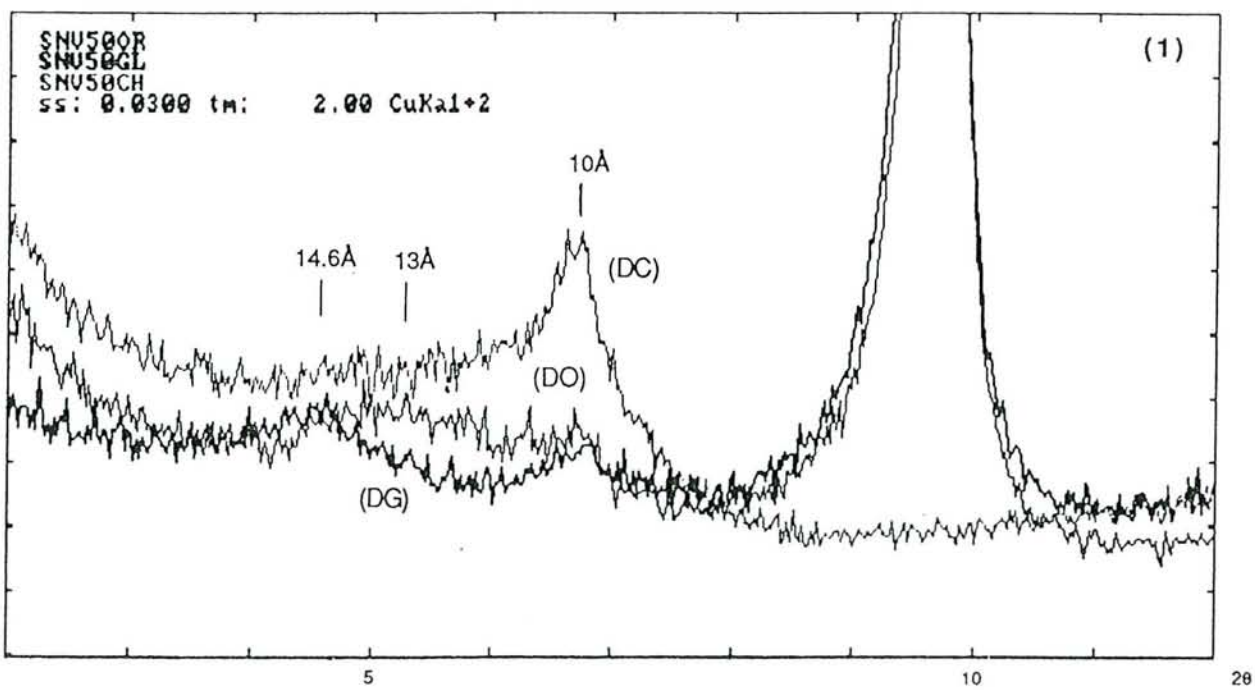
- le maintien de la raie 10 Å sur les trois diffractogrammes marque la présence d'un minéral phyllitique micacé de type illite ;
- le faible déplacement vers la raie 14.56 Å entre DO et DG montre la présence d'un minéral argileux 2:1 à espace interfoliaire gonflant de type smectite (montmorillonite ou beidellite). Il pourrait s'agir d'une smectite issue d'illite se présentant sous la forme d'un interstratifié illite-smectite. Le taux d'interstratification, déduit de la courbe de WEAVER (1956), serait d'environ 35 à 40 %.
- on peut également penser qu'il existe un minéral argileux 2:1 de type vermiculite par le fait que la raie 14 Å, faiblement marquée sur DO, se maintienne sur DG et disparaisse sur DC.

La kaolinite est également le minéral dominant dans tous les autres échantillons analysés, les minéraux argileux 2:1 apparaissant en proportion faible et variable. Sur quelques diffractogrammes, la kaolinite apparaît parfois plus désordonnée mais les conditions opératoires, en particulier le séchage, peuvent être la cause de réarrangement des cristallites (TESSIER, 1984). Des traces de jarosite, associées à des oxy-hydroxydes de fer ont été décelés sur un échantillon de surface situé au raccordement du versant et du bas-fond.

Ces résultats confirment bien les travaux antérieurs. PIMMEL (1984) a montré que les sédiments étaient surtout issus du continental terminal car ils présentent la même paragénèse de minéraux lourds. Cependant, des sédiments d'origine océanique se sont également déposés et il existe un équilibre entre les apports continentaux et océaniques dans l'estuaire (KALCK, 1978). La kaolinite et la smectite (beidellite ferrifère), représentant 90 % de la fraction argileuse, sont en pourcentage variable selon l'importance des deux types d'apport. La kaolinite domine en amont, tandis que la smectite est plus abondante dans la partie aval de l'estuaire.



a : sans traitement (DPA) : fraction < 2 mm (DPB) : échantillon brut



b : après traitement (DC) : chauffage à 490 °C (DG) : glycérol (DO) : orienté

Figure VII-4
Diffractogramme RX des minéraux argileux

2.3. Observations micromorphologiques au MET

La planche photographique P8 présente les minéraux argileux observés.

❖ Dans le sol ferrallitique, les kaolinites sont de taille et de forme variées. Elles présentent le plus souvent une forme hexagonale à bords bien francs. La taille des cristaux varie de 0.05 à 0.2 µm (photo 8.1).

Dans les échantillons sulfatés acides prélevés en surface, les cristaux de kaolinite ont dans l'ensemble des bords beaucoup plus émoussés que ceux observés dans le sol ferrallitique. Cela suggère que la kaolinite est altérée en milieu sulfaté acide (photo 8.2). En outre, la surface des cristaux semblent présenter des taches claires de forme irrégulière qui font songer à des vacuoles de dissolution.

❖ Une étude complémentaire au STEM[1] a été réalisée au laboratoire de minéralogie de l'INRA à Versailles dans le but de mieux identifer les minéraux observés au MET et de confirmer la présence de figures d'altération en surface des kaolinites.

Pour le sol sulfaté acide, les taches vacuolaires se forment progressivement au cours de l'observation par suite d'une exposition prolongée sous le faisceau d'électrons fortement énergétique (120 kV). En bordure des kaolinites, on note toutefois des signes manifestes d'altération qui ne sont pas imputables au faisceau électronique. En revanche, d'autres indices de dissolution de la kaolinite sont apportés par la présence de gels de silice et de minéraux siliceux bien cristallisés (opale?). On note également la présence d'halloysite de forme allongée plus ou moins opaque.

Pour le sol ferrallitique, le faisceau électronique altère également les kaolinites mais leur sensibilité est beaucoup moins forte. Il y a donc lieu d'être prudent dans l'interprétation visuelle des images obtenues au MET.

Pour étayer l'argumentation relative à l'altération de la kaolinite, on rappellera l'étude minéralogique, réalisée par BRINKMAN (1977) sur des sols acides de Thailande, formant de basses terrasses saisonnièrement inondées. Cette étude a mis en évidence des traits de dissolution identiques aux vacuoles mentionnées précédemment dans nos observations.

AUROUSSEAU (1990) montre que la dégradation des argiles se produit lorsqu'on a à la fois un pH bas (pH<5) et des conditions réductrices permettant la mobilité du fer et de l'aluminium.

2.4. Observations micromorphologiques au MEB

Les planches photographiques P9 et P10 présentent les constituants du sol observés, la première sur des fragments, la seconde sur des lames minces.

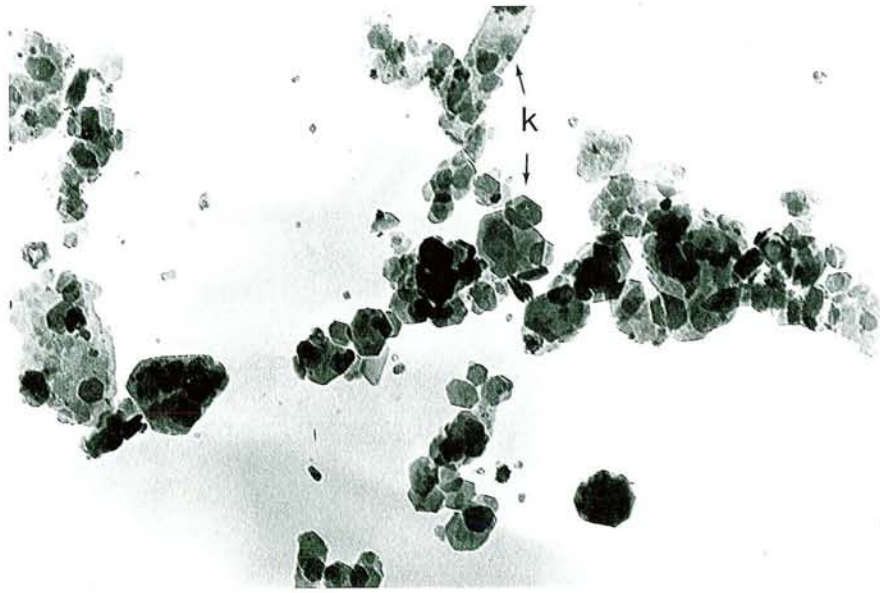
❖ L'étude des surfaces de fragments montrent que les grains de quartz des échantillons du bas-fond sont de taille très variable, fortement fissurés et ferruginisés. Ils sont luisants et le plus souvent émoussés ou subanguleux (photo P9.3).

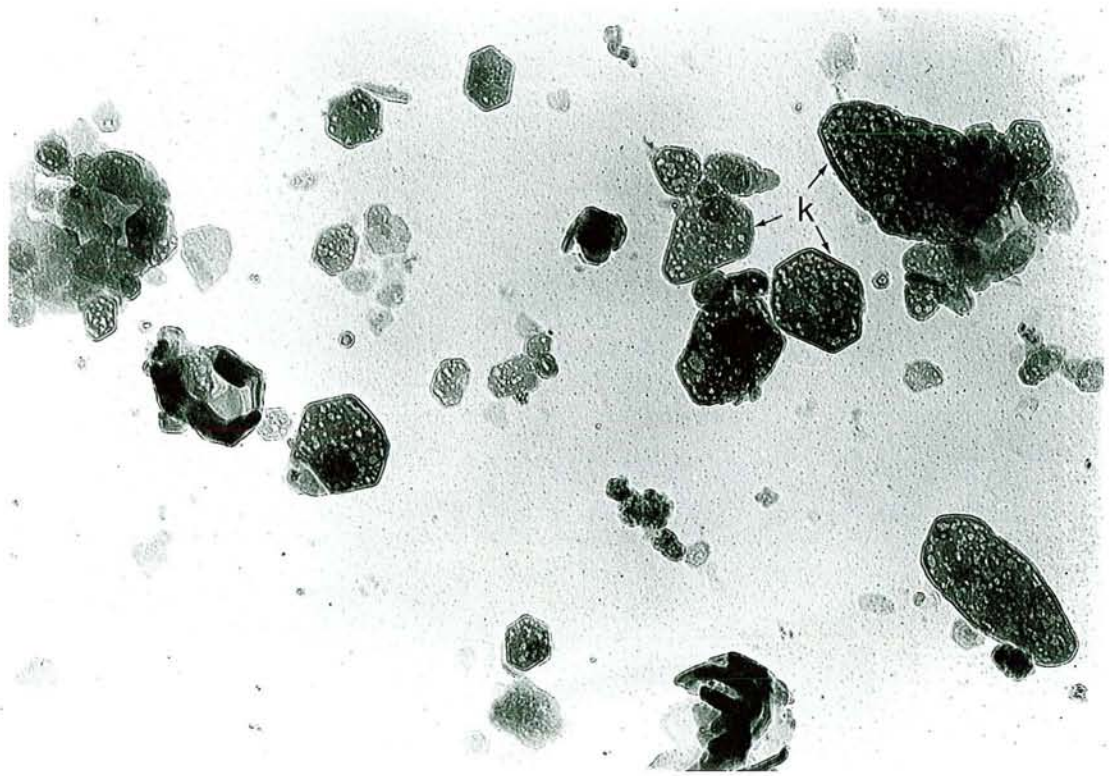
On observe à la surface des figures de chocs et de dissolutions qui sont les traces d'action mécanique et chimique (photo P9.4). Les études morphoscopique et exoscopique réalisée par PIMMEL (1984) montrent que les différents grains de quartz ont subi un

1 Scanning Transmission Electronic Microscope

Planche photographique P8

Les minéraux argileux





1

2

1 Kaolinite (k) bien cristallisée provenant d'un sol ferrallitique du bassin versant de Djiguinoum (x63 000)

2 Kaolinite (k) provenant d'un sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum (sol de tanne herbacé STH) : la forme des cristaux est émoussée (x 62 000)

façonnement éolien, pédogénétique et marin. Les phases d'éolisation et d'altération ferrallitique correspondraient au remaniement des dépôts du continental terminal lors de la période aride de l'Ogolien (20 000-11 000 BP). Ensuite, une reprise aquatique marine infratidale et intertidale achève leur façonnement actuel. La mise en place des sables est discontinue et irrégulière car elle correspond à des évènements exceptionnels.

On observe des frustules siliceux de diatomées, notamment dans les horizons profonds, attestant ainsi de l'origine marine des sédiments. Leur abondance relativement réduite laisse supposer que cette influence marine n'est pas dominante.

La présence des diatomées dans les sédiments est générale en Basse-Casamance (MARIUS, 1985). Ces micro-organismes favorisent la fixation de la vase superficielle protégeant celle-ci contre l'érosion mécanique et sont sources de silice en milieu acide.

Sur les photos P9.1 et P9.2, des frustules, en partie altérés, sont pris dans une matrice plasmique qui enrobe les grains de quartz. Cet enrobage forme de véritables gaines autour de certaines racines (photo P9.6).

De la silice peu ou mal cristallisée est parfois présente sous forme d'un réseau de filaments fins enchevêtrés dans la matrice kaolinitique (photo P9.8).

- Sur certaines lames minces, des minéraux alumino-silicatés potassiques bien cristallisés (muscovite?) ont été détectés en plusieurs sites (photo P10.5). Il s'agit sans doute de minéraux issus du domaine ferrallitique et très résistants à l'altération. Ces minéraux peuvent constituer une source de potassium pour la formation de la jarosite (De KIMPE et MILES, 1992).

Sur un échantillon fragmenté, on a observé un minéral alumino-silicaté potassique (photo P9.5) présentant un aspect phylliteux (illite?).

Un minéral contenant uniquement de l'aluminium (hydroxyde d'aluminium?) a été également analysé à la microsonde (photo P9.7), confirmant ainsi les observations de GOULEAU et al. (1982).

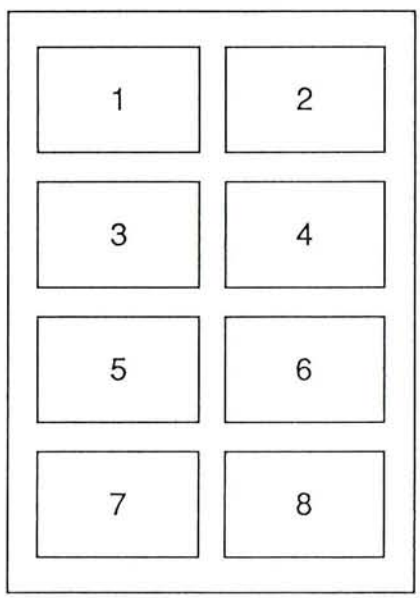
Des minéraux d'anatase et de titanomagnétite ont été également identifiés de manière éparse (photo P10.6). Il s'agit de minéraux peu altérables provenant du domaine ferrallitique (PIMMEL, 1984).

- Les photos P10.1a et P10.1b montrent, à différents grossissements, la distribution relative des constituants grossiers et des constituants fins qui est de type porphyrique (STOOPS et JONGERIUS, 1975). On remarquera l'aspect carié des grains de quartz (photo P10.1c). On note parfois des amas de kaolinite compacts et bien individualisés (photo P10.3).

En surface, la distribution relative des constituants grossiers et des constitunts fins est plutôt de type géfurique (photo P10.2a). Certains quartz très altérés peuvent être enchassés dans des nodules de jarosite (photo P10.2b et P10.2c) ou d'oxyhydroxyde ferrique (photo 10.4).

Planche photographique P9

Les constituants du sol (I)



1 Grains de quartz (q) enrobés dans une matrice alumino-silicatée (d) silice biogénique (test de diatomée)

2 Détail de la photo 1

3 Grain de quartz (q) émoussé au sein de la matrice kaolinitique (k)

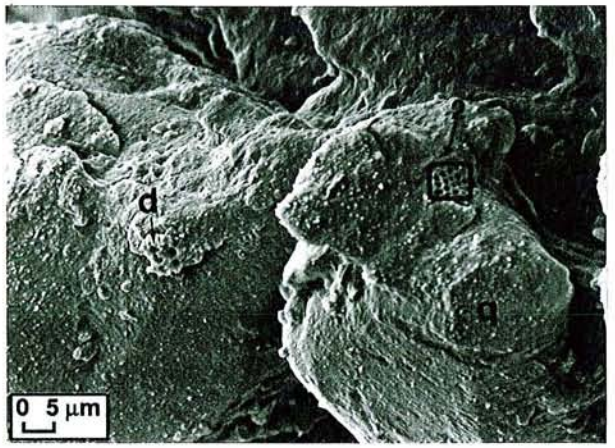
4 Détail de la photo 3 : figures de chocs ou de dissolutions à la surface du grain de quartz (q)

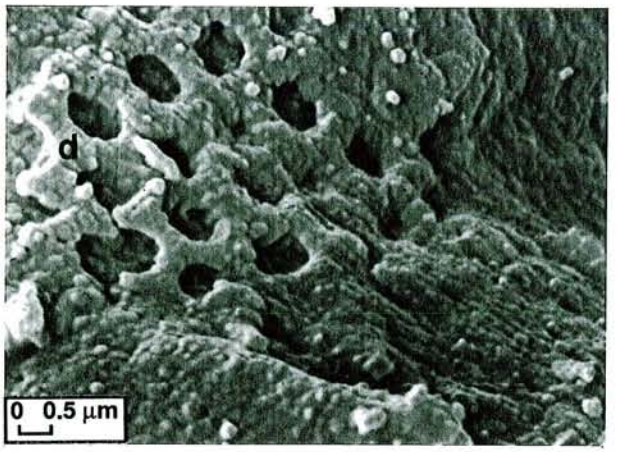
5 Minéral alumino-silicaté potassique (ap) présentant un aspect phylliteux

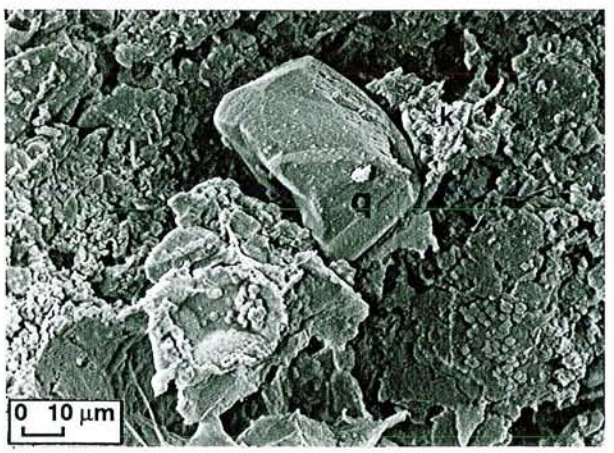
6 Racine (r) gainée par une matrice alumino-silicatée (h) cristal d'halite

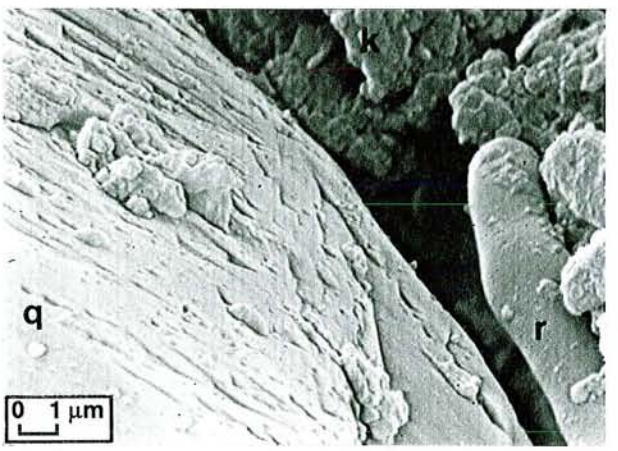
7 Minéral aluminique (ha : hydroxyde d'aluminium?)

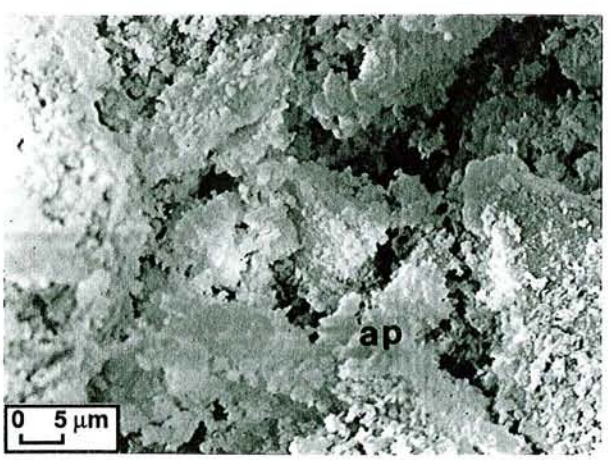
8 Silice (s) peu ou mal cristallisée formant un réseau de filaments fins enchevêtrés dans la matrice kaolinitique (k)

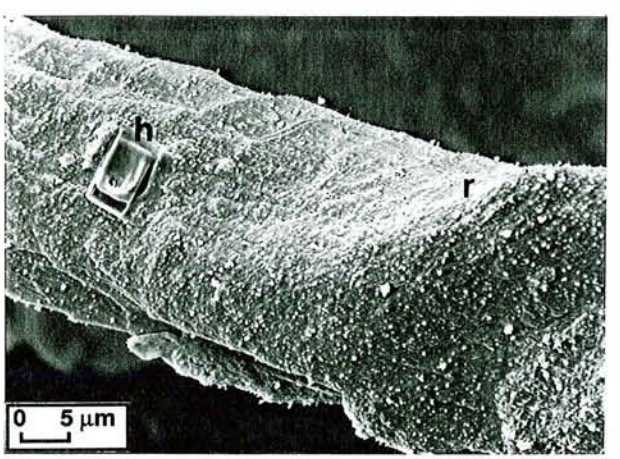

d
q
0 5 µm

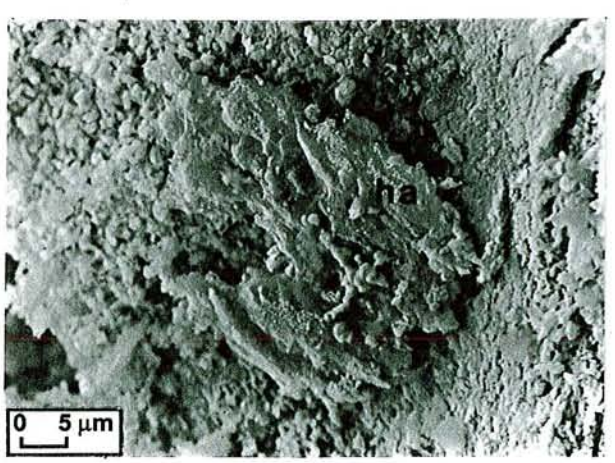

d
0 0.5 µm

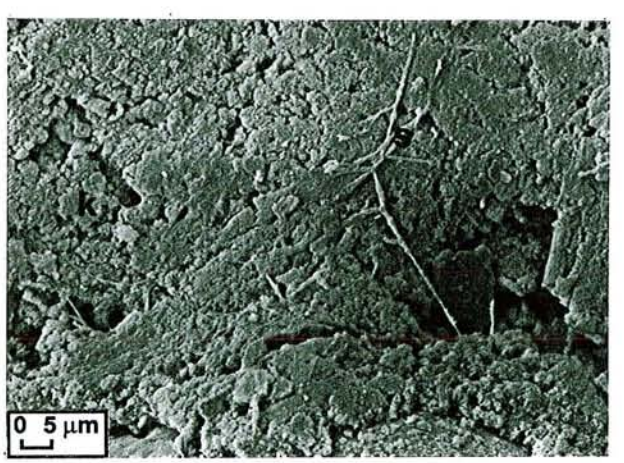

k
q
0 10 µm


k
q
r
0 1 µm


ap
0 5 µm


h
r
0 5 µm


ha
0 5 µm


k
0 5 µm

3. ETAT DE SATURATION DES EAUX

3.1. Rappel théorique

Nous avons vu précédemment, lors des calculs de distribution des espèces aqueuses, que celles-ci sont en équilibre dans une solution. Des réactions entre espèces dissoutes conduisent à de nouvelles espèces dissoutes. On parle de réactions homogènes parmi lesquelles on distinguera les réactions de formation de complexes, les réactions acide-base et les réactions d'oxydo-réduction. Les réactions entre espèces dissoutes peuvent également conduire à des espèces solides ou gazeuses. On parlera de réactions avec changement de phase ou hétérogènes qui comprennent les réactions de précipitation ou de dissolution (interactions solution-minéral) et les réactions d'échange entre l'eau et l'atmosphère (équilibres solution-gaz carbonique) (AL DROUBI, 1976 ; MICHARD, 1989).

Lorsqu'un minéral est en contact avec une solution, un équilibre s'établit et il existe une relation entre les activités des ions en solution et les éléments qui entrent dans la composition du minéral (STUMM et MORGAN, 1981 ; SIGG et al., 1992). La loi d'action de masse établit cette relation selon le principe général suivant:

Considérons la réaction d'équilibre d'un minéral A_aB_b en solution aqueuse:

$$A_aB_b \rightleftarrows aA^+ + bB^- \qquad (1)$$

A l'équilibre, les activités ioniques des différentes espèces en solution vérifient la relation :

$$K = \{A^+\}^a \{B^-\}^b / \{A_aB_b\}$$

L'activité des phases solides pures étant par définition égale à l'unité, la loi d'action de masse s'écrit alors si le minéral est pur :

$$K = \{A^+\}^a \{B^-\}^b$$

La constante d'équilibre K d'un minéral avec une solution, qui est en fait le produit de solubilité du minéral, est une constante indépendante de la composition chimique de la solution, mais qui est fonction de la température et de la pression. On l'exprime à 25°C et à 1 atmosphère. On constatera que l'équation du produit de solubilité ne correspond pas à une fonction directe de la solubilité totale du minéral car ce sont les activités des ions libres qui sont prises en compte (AL DROUBI et al., 1976).

Pour tester le degré de saturation ou l'état d'équilibre d'une solution donnée vis à vis d'un minéral, on détermine la valeur du produit d'activité ionique (Q) selon l'équation :

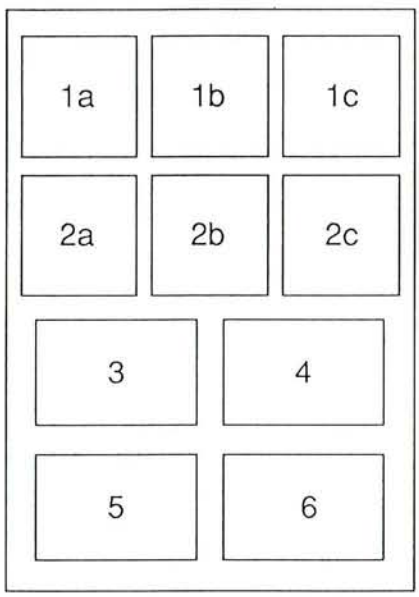
$$Q = \{A^+\}^a \{B^-\}^b$$

On compare cette valeur au produit de solubilité du minéral (K), constante généralement connue.

- si Q=K, la solution est juste à saturation ou le minéral est en équilibre avec la solution;
- si Q>K, la solution est sursaturée par rapport au minéral: celui-ci tend à précipiter de manière à revenir à l'état d'équilibre (Q=K) ; cette réaction de précipitation pouvant être très lente, la solution peut se maintenir en état de sursaturation (MICHARD, 1989).

Planche photographique P10

Les constituants du sol (II)



1 a : distribution relative des constituants grossiers et fins dans un sol sulfaté acide peu développé (v) vides ; (pl) plasma argileux ; (q) quartz
b : détail de la photo 1a
c : détail d'un quartz altéré

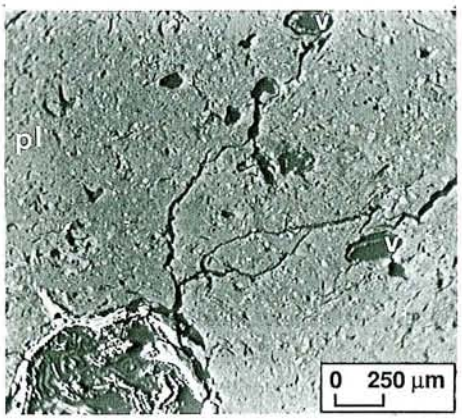
2 a : micro-organisation de surface d'un sol sulfaté acide
b : détail de la photo 2a présentant un nodule d'oxyhydroxyde de fer contenant des quartz (q) fortement altérés
c : détail de la photo 2b

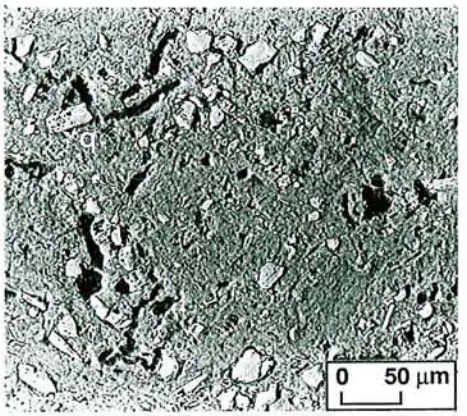
3 Amas de kaolinite (k) bien individualisé

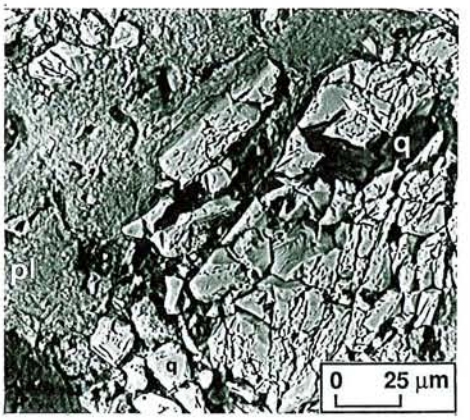
4 Nodule de jarosite contenant des grains de quartz

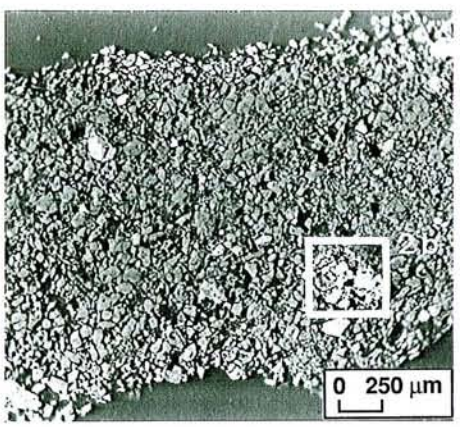
5 Minéral alumino-silicaté potassique (mp)

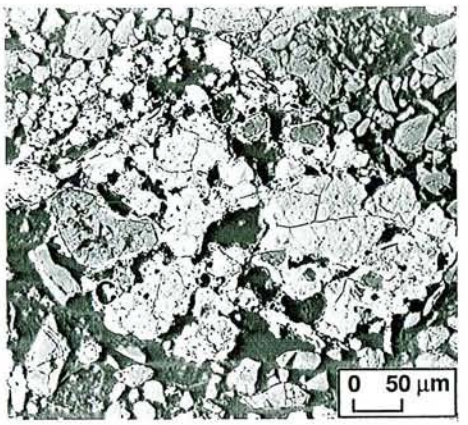
6 Cristal de titanomagnétite (tm)

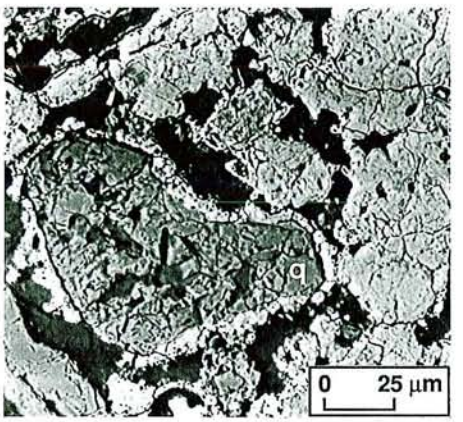

v
pl
v
0 250 µm

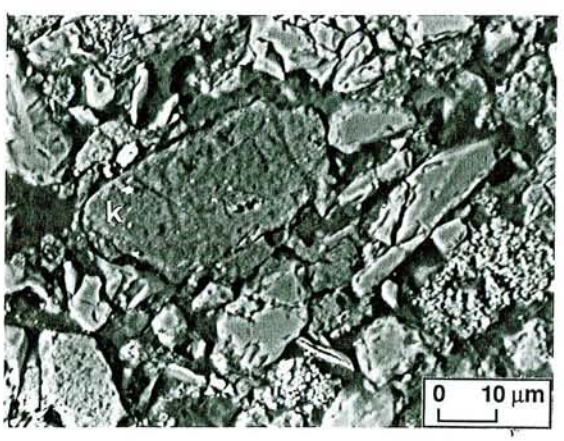

q
0 50 µm

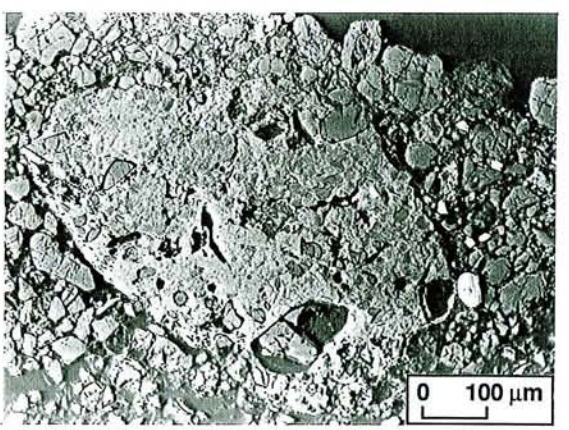

q
pl
q
0 25 µm

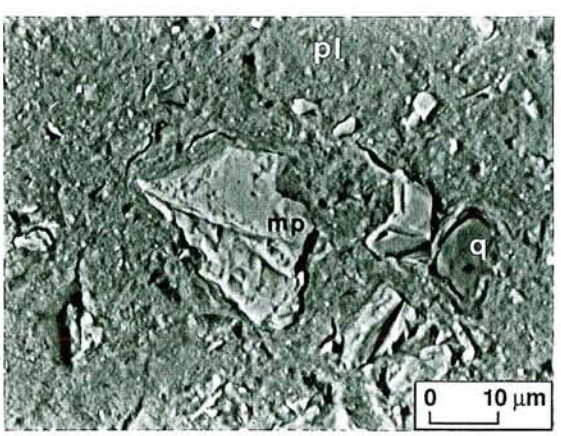

0 250 µm

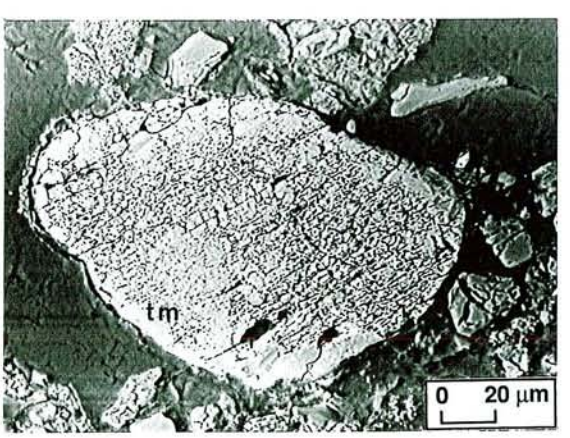

0 50 µm


q
0 25 µm


k
0 10 µm


0 100 µm


pl
mp
q
0 10 µm


tm
0 20 µm

- si Q<K, la solution est sous-saturée par rapport au minéral: celui-ci peut se dissoudre.

A l'équilibre, l'énergie libre standard de réaction est liée à la constante thermodynamique d'équilibre par la relation (SIGG et al., 1992) :

$$\Delta G°_R(T) = - RT \ln K(T)$$

où R est la constante des gaz parfaits (R=0.001987 kçal deg^{-1} mol^{-1})
T la température absolue (en degrés Kelvin).

A 25°C, cette relation s'écrit:

$$\Delta G°_R = - 1.364 \log K$$

Le sens d'évolution de la réaction (1) est donné par le signe de $\Delta G°_R$:
- si $\Delta G°_R(T) <0$, la réaction évolue vers la droite,
- si $\Delta G°_R(T) >0$, la réaction évolue vers la gauche
- si $\Delta G°_R(T) =0$, la réaction est à l'équilibre.

Nous allons appliquer cette démarche à différents équilibres minéraux-solutions en utilisant les résultats des calculs de distribution des espèces aqueuses effectués sur les eaux de nappe et les eaux de surface. L'étude du degré de saturation de ces eaux nous renseignera sur leur contrôle chimique.

Cette dernière étude a été réalisée sur les minéraux identifiés au chapitre précédent dans la mesure où des données thermodynamiques étaient disponibles dans la littérature. Un paragaraphe particulier a été consacré au degré de saturation des eaux vis à vis de la silice et des minéraux argileux. Les eaux de l'expérimentation en bac évaporatoire ne sont pas traitées ici. Leur évolution en l'absence de contact avec le sol est en effet difficilement comparable à celle des eaux naturelles.

3.2. Domaine de concentration des eaux

La concentration des eaux est exprimée par le facteur de concentration chlore défini par le rapport concentration en chlore de l'eau étudiée à la concentration en chlore de l'eau la plus diluée.

Les gammes de concentration des différents types d'eau sont présentées par la figure VII-5 qui exprime la concentration totale en chorure (en $mmol_c$ L^{-1}) des eaux en fonction de leur facteur de concentration chlorure. De cette figure, on peut faire les commentaires suivants :

- les eaux de nappe s'ordonnent du faciès F3 au faciès F1, le terme ultime étant 10 000 fois plus concentré que l'eau la plus diluée;
- l'eau de la retenue se situe dans le même domaine de concentration que les eaux de nappe de faciès F1 ($Cl^- > SO_4^{2-}$, CE>4 dS m^{-1}) et que les eaux de nappe de faciès F2 les plus concentrées;
- l'eau du bac évaporatoire est de faciès F1, son terme ultime étant 2.5 fois plus concentré que l'eau de nappe la plus concentrée.

Le tableau VII-2 donne les valeurs limites des gammes de concentration de ces eaux, ces valeurs étant exprimées par le logarithme décimal du facteur de concentration chlorure.

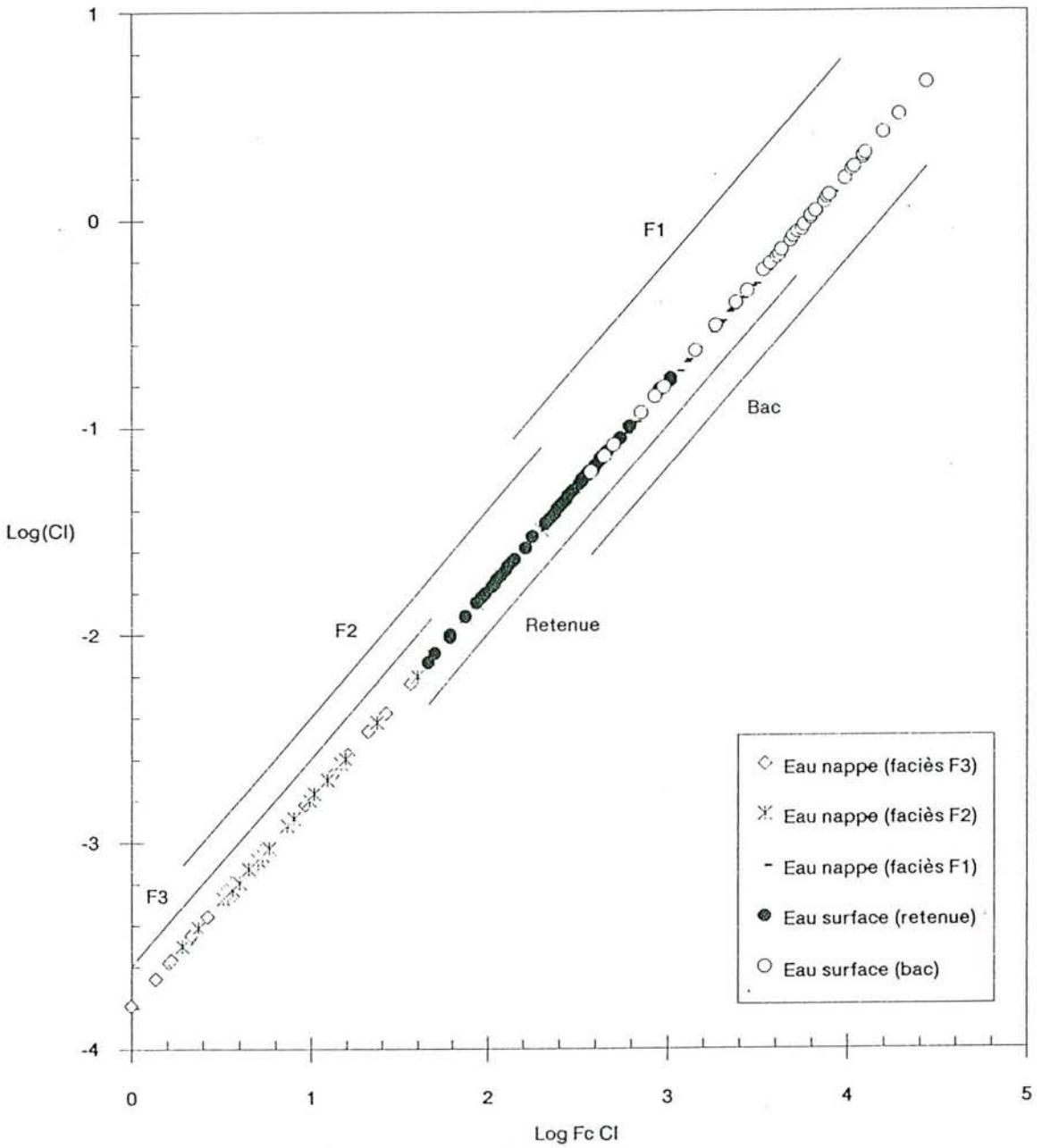


Figure VII-5

Domaine de concentration des eaux de surface et de nappe du bassin versant de Djiguinoum selon le facteur de concentration chlorure
La concentration en chlorure total est exprimée en $mmol_c\ L^{-1}$

Tableau VII-1
Domaines de concentration des eaux de nappe et de surface de la vallée et de Djiguinoum

Type d'eau		Facteur de concentration chlore (exprimé en logarithme décimal)	
		Borne inférieure	Borne supérieure
Eau de nappe	Faciès F3	0	1.7
	Faciès F2	0.3	2.3
	Faciès F1	2.1	4.0
Eau de surface	Retenue	1.7	3.7
	Bac	2.6	4.4

3.3. Degré de saturation vis à vis de la halite, du gypse, de l'hexahydrite et de la jarosite

Les figures VII-6, VII-7, VII-8 et VII-9 présentent l'état de saturation des eaux de nappe et de la retenue vis à vis de la halite, du gypse, de l'hexahydrite et de la jarosite.

Les constantes d'équilibre retenues ici ont été extraites des travaux d'AL DROUBI (1976) et de LINDSAY (1979) qui font référence à de nombreuses publications. On a $K=10^{1.58}$ pour la halite, $K= 10^{-4.85}$ ou $K= 10^{-4.6}$ (selon les auteurs) pour le gypse, $K=10^{-2.1}$ ou $K= 10^{-1.5}$ (selon les auteurs) pour l'hexahydrite et $K=10^{-12.51}$ pour la jarosite.

On constate que:

- toutes les eaux sont sous-saturées vis à vis de la halite. Elles suivent la même droite de concentration depuis les eaux de faciès F3 jusqu'aux eaux de faciès F1;
- les eaux de faciès F3 sont sous-saturées vis à vis du gypse; en revanche, une partie des eaux de faciès F2 et F1 atteignent l'équilibre; mais l'eau de surface ne l'atteint pas.
- toutes les eaux sont sous-saturées vis à vis de l'hexahydrite; la teneur en sulfates est contrôlée aux fortes concentrations (10^{-2} mol L^{-1}), ce qui laisserait supposer qu'un autre minéral sulfaté consomme l'ion sulfate en précipitant (par exemple, le gypse);
- les eaux de nappe sont sous-saturées vis à vis de la jarosite tandis que les eaux de surface apparaissent sursaturées; cette sursaturation est sans doute liée à la surestimation de l'activité de Fe^{3+} lors du calcul de spéciation (en raison du choix arbitraire d'une valeur unique du Eh trop élevée pour certaines eaux et d'une prise en compte non exhaustive des espèces minérales et aqueuses incluant l'élément Fe).

3.4. Degré de saturation vis à vis de l'alunogène, de l'halotrichite, de la pickéringite

Dans certaines efflorescences salines, nous avons mis en évidence la formation d'un véritable sulfate d'aluminium, l'alunogène dont la formule est $Al_2(SO_4)_3,17H_2O$ et la constante d'équilibre $K= 10^{-7}$ (NORDSTROM, 1982a).

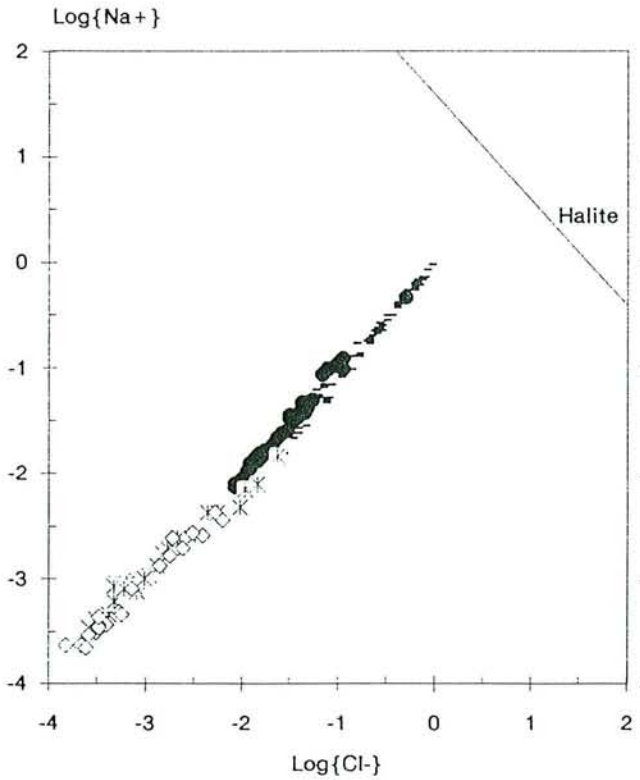


Figure VII-6
Diagramme d'équilibre de la halite

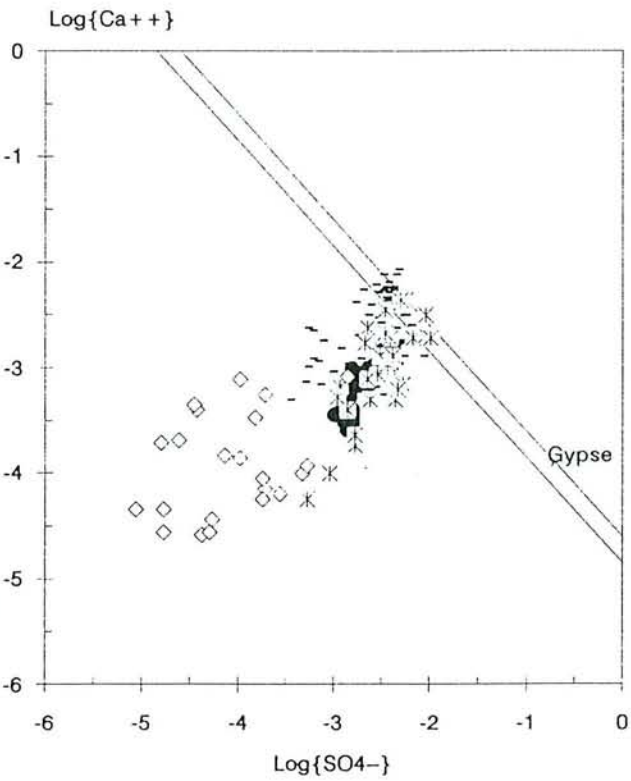


Figure VII-7
Diagramme d'équilibre du gypse

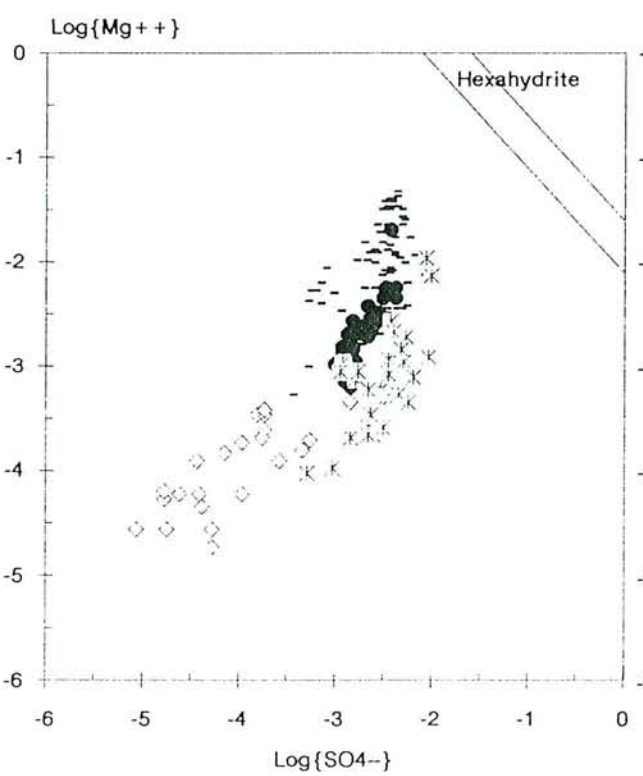


Figure VII-8
Diagramme d'équilibre de l'hexahydrite

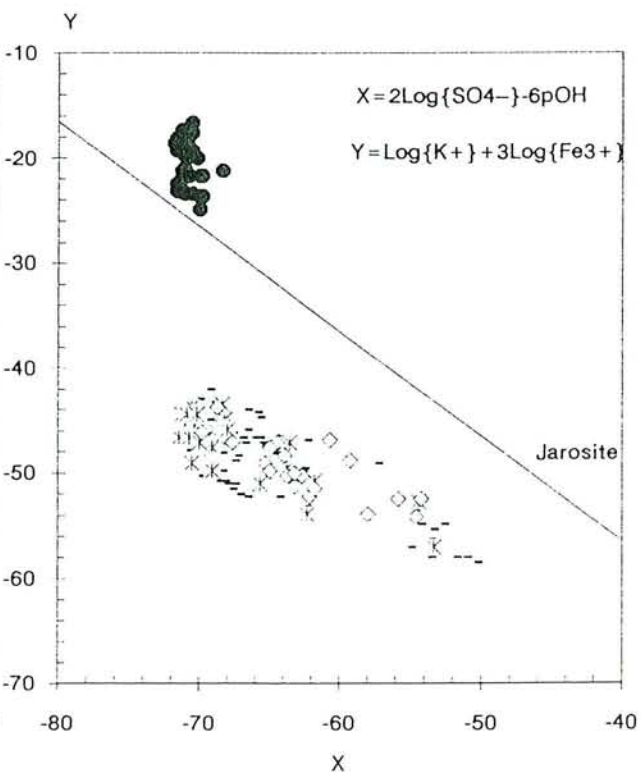


Figure VII-9
Diagramme d'équilibre de la jarosite

La figure VII-10 montre que les eaux sont nettement sous-saturées par rapport à l'alunogène. Dans les conditions du milieu, les concentrations en SO_4^{2-} ne dépassent jamais 10^{-2} mol L^{-1}. Elles sont donc contrôlées par la précipitation d'un minéral sulfaté. Mais ce minéral n'est pas forcément un sulfate d'aluminium. Si la teneur en calcium est suffisante, le gypse peut aussi bien se former, comme on le constate sur la figure VII-7.

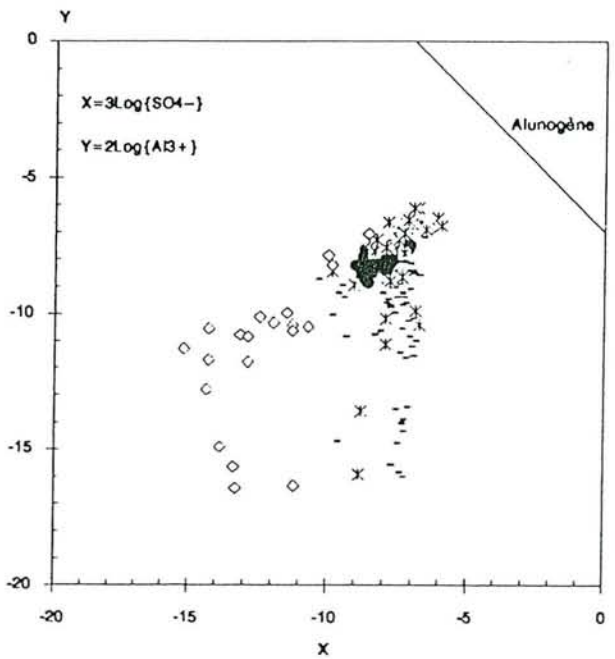


Figure VII-10
Diagramme d'équilibre de l'alunogène

La concentration en ions SO_4^{2-} étant contrôlée, il faudrait que l'ion Al^{3+} atteigne des concentrations exceptionnelles de 1 mol L^{-1} pour que l'alunogène précipite. Ce processus de concentration intense pourrait se réaliser dans des conditions locales très particulières. Cette possibilité a été évoqué par Van BREEMEN (1973a) pour expliquer la formation de sulfates d'aluminium (tamarugite et alun de soude) en surface de jeunes sols sulfatés acides de Thailande.

Dans le mode de représentation des figures VII-11 et VII-12, qui ne font pas intervenir les activités ioniques mais les molalités en sulfate d'aluminium et en sulfate de fer (figure VII-11) ou de magnésium (figure VII-12), les eaux sont également sous-saturées par rapport aux minéraux susceptibles de précipiter. Selon les concentrations relatives en ces différents sulfates, la précipitation sera orientée :

- depuis l'alunogène vers la mélantérite (voisin de la rozénite) en passant par l'halotrichite dans le système $Al_2(SO_4)_3$ - $FeSO_4$;
- depuis l'alunogène vers l'epsomite (voisin de la starkéyite) en passant par la pickéringite dans le système $Al_2(SO_4)_3$ - $MgSO_4$.

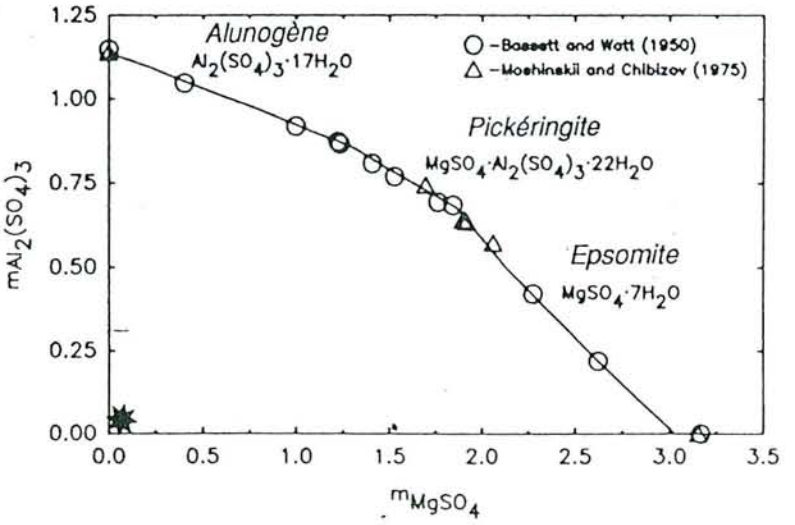


Figure VII-11
Diagramme d'équilibre dans le système $MgSO_4$-$Al_2(SO_4)_3$-H_2O à 25 °C
(d'après PABALAN et PITZER, 1991)

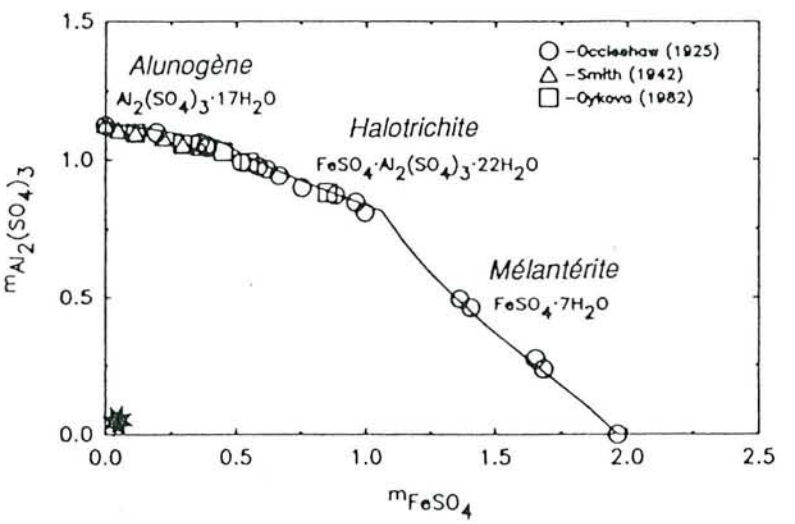


Figure VII-12
Diagramme d'équilibre dans le système $FeSO_4$-$Al_2(SO_4)_3$-H_2O à 25 °C
(d'après PABALAN et PITZER, 1991)

3.5. Degré de saturation vis à vis de la silice et des minéraux argileux

Pour toutes les eaux sauf les eaux de nappe de faciès F3, la figure VII-13 montre que la teneur de l'ion Al^{3+} est dépendante du pH, les fortes teneurs correspondant à de faibles pH. Le pH et l'aluminium atteignent un domaine limite qui atteste de leur contrôle (figures VII-13 et VII-14), la concentration en sulfates étant par ailleurs elle-même stabilisée à 10^{-2} mol L^{-1} (figures VII-8 et VII-10).

Les figures VII-14, VII-15 et VII-16 permettent de visualiser les domaines de stabilité de la gibbsite et des alumino-silicates tels que la kaolinite et la beidellite dans les systèmes Al_2O_3-SiO_2-MgO et Al_2O_3-SiO_2-K_2O à 25 °C et à 1 bar. Les constantes d'équilibre de la kaolinite et de la gibbsite sont données par les équations de dissociation suivantes :

- $Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 6H^+ \rightleftarrows 2Al^{3+} + 2H_4SiO_4^\circ + H_2O$ $K=10^{7.41}$ (HELGESON et al., 1969 ; AL DROUBI, 1976)
  (dissolution congruente)

- $Al(OH)_3 + 3H^+ \rightleftarrows Al^{3+} + 3H_2O$. gibbsite cristallisée : $K=10^{8.04}$ (LINDSAY, 1979)
  . gibbsite amorphe : $K=10^{9.66}$ (LINDSAY, 1979)

  ou

  $Al(OH)_3 \rightleftarrows Al^{3+} + OH^-$ $K=10^{-33.77}$ (AL DROUBI, 1976)

Les différents diagrammes d'équilibres, relatifs aux alumino-silicates, sont construits selon le principe défini par HELGESON et al., (1969) et repris successivement par Van BREEMEN (1973b), VIEILLEFON (1977) et MARIUS (1985).

Les eaux de faciès F3 et quelques eaux des faciès F1 et F2 sont sursaturées par rapport à la gibbsite. Un minéral, contenant exclusivement de l'aluminium, a été détecté et observé au MEB (voir la section 2 de ce chapitre). D'autres observations ont aussi été faites par GOULEAU et al. (1982) dans des sols sulfatés acides de Basse-Casamance.

Les fortes teneurs en silice des eaux étudiées, comprises entre 10^{-5} et 10^{-3} mol L^{-1} (soit environ 1 à 100 ppm) ne permettent pas la formation de la gibbsite à partir de la kaolinite (dissolution incongruente) selon la réaction suivante (AL DROUBI, 1976) :

$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 5H_2O \rightleftarrows 2Al(OH)_3 + 2H_4SiO_4^\circ \quad \log K=-8.67 \text{ (gibbsite cristallisée)}$$

Cette formation nécessite des teneurs en silice faibles et par conséquent une exportation de la silice (MILLOT et FAUCK, 1970). De telles conditions ne sont possibles qu'en milieu ouvert, ce qui n'est pas le cas de la vallée de Djiguinoum qui s'apparente plutôt à un milieu fermé (ou confiné).

On constate sur la figure VII-14 que les eaux de nappe sont contrôlées par la silice amorphe ($K=10^{-2.74}$, LINDSAY, 1979)) ou la silice du sol ($K=10^{-3.1}$, LINDSAY, 1979). En revanche, les eaux de surface sont sous-saturées. Le quartz ($K=10^{-4}$, LINDSAY, 1979) pourrait éventuellement contrôler les eaux de type F3.

La plupart des eaux de faciès F1 et F2 sont sous-saturées vis à vis de la kaolinite, leur pH étant inférieur à 3.5. Les conditions sont requises pour que la dissolution congruente de la kaolinite se produise. En effet, ce processus de dissolution est régulée par le pH : à pH<3.7, la kaolinite se dissout alors qu'au dessus de ce seuil c'est le quartz qui constitue la source de silice. La vitesse de dissolution de la kaolinite est plus élevée dans les solutions les plus acides et les moins concentrées (VIEILLEFON, 1977).

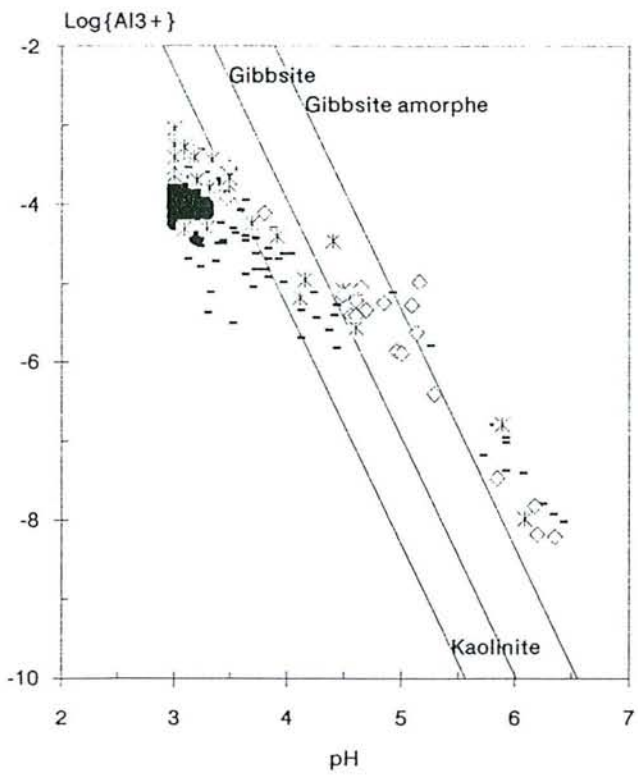


Figure VII-13
Diagramme de stabilité de la kaolinite et de la gibbsite

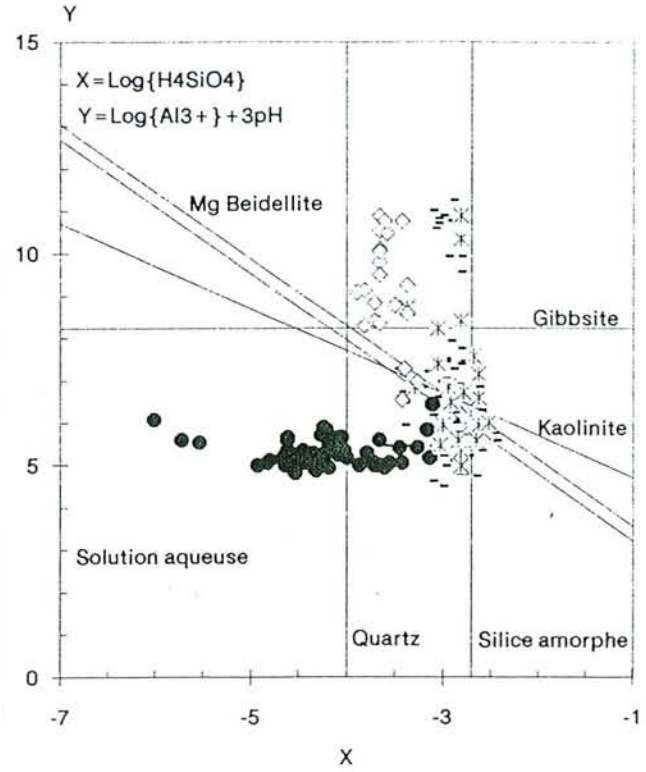


Figure VII-14
Diagramme de stabilité des minéraux silicatés dans le système Al_2O_3-SiO_2-MgO-H_2O

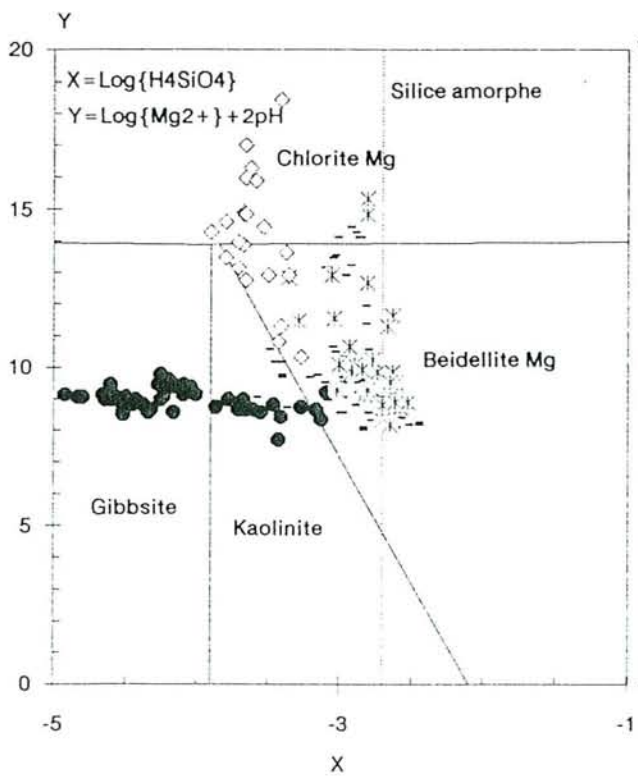


Figure VII-15
Diagramme de stabilité des minéraux silicatés dans le système Al_2O_3-SiO_2-MgO-H_2O

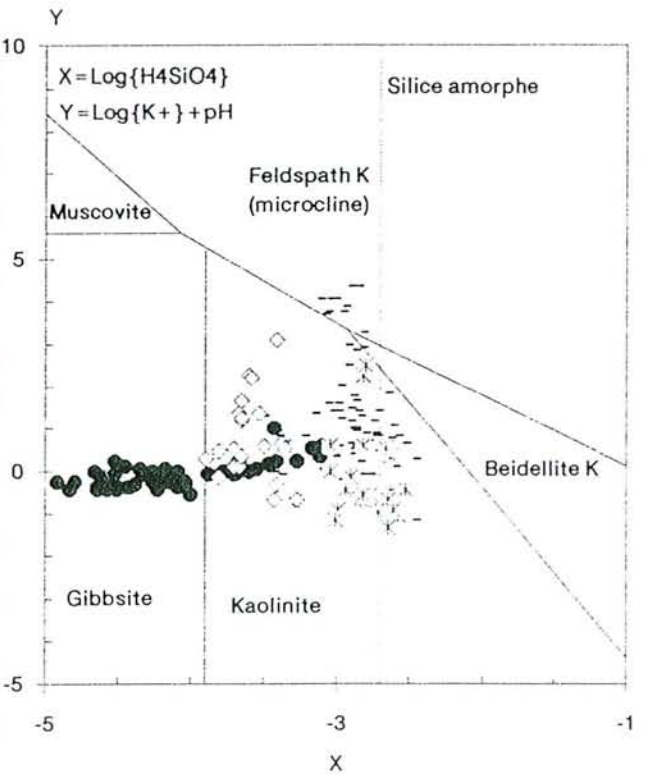


Figure VII-16
Diagramme de stabilité des minéraux silicatés dans le système Al_2O_3-SiO_2-K_2O-H_2O

Il est à noter la constance du terme $\log Al^{3+} + 3pH$, compris entre 5 et 6, pour les eaux de surface ainsi que pour les eaux de nappe les plus concentrées en aluminium et les plus acides.

4. DISCUSSION SUR LA FORMATION DES SULFATES D'ALUMINIUM ET DE FER

L'aluminium est un des éléments les plus abondants dans les sols, constituant environ 7.1% de la matière solide (HEM, 1970 ; SALOMON et FÖRSTER, 1984 ; SPOSITO, 1989b). L'altération des minéraux constitutifs des roches mobilise cet élément qui précipite sous forme de minéraux secondaires (aluminosilicates, oxydes, hydroxydes). L'hydrolyse de l'ion aluminium induit une acidité modérée dans certains sols et environnements aquatiques (FRINK, 1973). La concentration en aluminium dissous est comprise entre 10^{-5} et 10^{-8} mol L^{-1} pour la plupart des eaux naturelles (NORSTROM, 1982a). Dans les sols sulfatés acides, l'acidité additionnelle, provoquée par l'oxydation des sulfures, réagit avec les minéraux alumineux présents dans ces sols. De fortes teneurs en aluminium dissous sont alors observées, impliquant des effets néfastes sur l'environnement.

Dans les milieux acides, la concentration en aluminium dissous est souvent considérée comme étant contrôlée par des minéraux stables tels que la gibbsite et la kaolinite (NORTON, 1977 ; LINDSAY et WALTHALL, 1989). En présence de sulfate, la géochimie de l'aluminium est modifiée de façon significative, la gibbsite et de la kaolinite n'étant plus les seuls minéraux stables (RHODES et LINDSAY, 1978 ; NORDSTROM, 1982a).

Dans un premier temps, nous allons montrer comment s'opère le contrôle chimique des eaux étudiées, puis, dans un second temps, expliciter le mode de formation des minéraux observés.

4.1. Le contrôle de l'aluminium dans les eaux sulfatées acides

Dans les sols sulfatés acides de Thaïlande, Van BREEMEN (1973a) a montré que la régulation de l'aluminium est réalisée par la formation d'un sulfate basique d'aluminium de formule $AlOHSO_4$, dont la réaction d'équilibre s'écrit:

$$AlOHSO_4 \rightleftarrows Al^{3+} + OH^- + SO_4^{2-} \qquad (3)$$

et pour lequel il propose la constante d'équilibre $K = 10^{-17.23}$.

Ce minéral hypothétique présente une composition et une solubilité très proche d'un sulfate d'aluminium, la jurbanite, de formule $AlOHSO_4$, $5H_2O$ et de produit de solubilité $K=10^{-17.8}$ (NORSTROM, 1982a).

La figure VII-17 montre l'état de saturation des eaux étudiées vis à vis de ce minéral. On observe qu'hormis les eaux de nappe de faciès F3, qui sont sous-saturées, toutes les eaux sont proches de l'équilibre.

La probalité de l'existence de ce sulfate d'aluminium a déjà été signalée par VIEILLEFON (1977) pour des solutions de sols sulfatés acides situés dans une autre

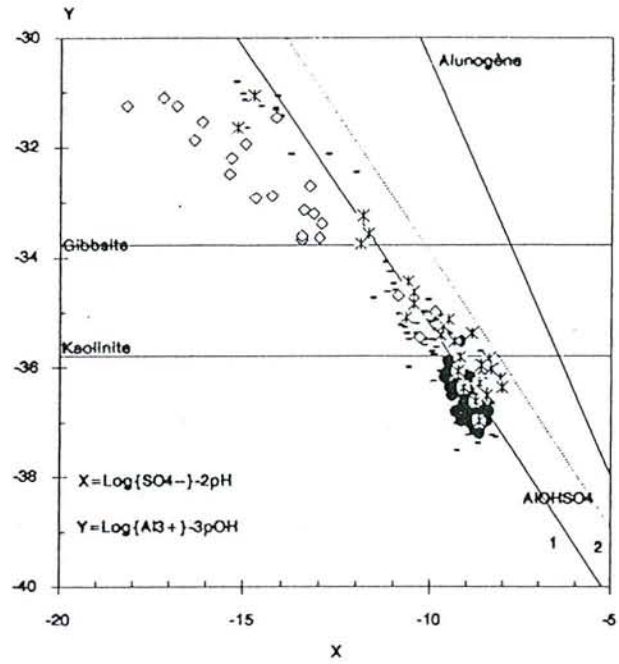


Figure VII-17
Diagramme d'équilibre de AlOHSO4
(se reporter à la figure VII-5 pour la signification des symboles)

vallée de Basse-Casamance. La constante d'équilibre K est égale à $10^{-15.94}$. Mais comme cet auteur le souligne, "aucun minéral cristallisé correspondant à cette formule n'a été observé ni en Thaïlande ni au Sénégal".

Le contrôle de l'aluminium soluble dans les sols sulfatés acides, attribué par Van BREEMEN (1973a, 1976) à un mystérieux minéral sulfaté (hydroxysulfate) que NORDSTROM (1982) considère comme étant la jurbanite, a été également observé dans d'autres études. Aucun de ces travaux ne met en évidence la jurbanite ni un minéral de stoechiométrie équivalente (VIELLEFON, 1977; NORDSTROM et BALL, 1986 ; GROENENBERG, 1990 ; MOORE et PATRICK, 1991).

L'équilibre des solutions avec la jurbanite a également été mentionné dans des études qui ne sont pas spécifiques aux matériaux pyritiques. Par exemple, il a été établi pour les eaux de nappe acides en Suède (LANG et al., 1986) et en Allemagne (KHANNA et al., 1987; HERRMANN et al., 1992) ; pour la solution de sols podzoliques amendés en Allemagne (PRIETZEL et FEGER, 1992) ; pour les eaux de percolation de sols forestiers au Danemark (GUNDERSEN et BEIER, 1988).

D'une manière plus générale, le contrôle de l'aluminium par un hydroxysulfate autre que la jurbanite a été montré pour des types de sol variés soit en condition naturelle, soit après fertilisation. C'est le cas pour la basaluminite ($Al_4(OH)_{10}SO_4$) (GEBHART et COLEMAN, 1974; HUE et al., 1985; WOLT et ADAMS, 1979), l'alunite ($KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$) (MARCANO-MARTINEZ et McBRIDE, 1989; WOLT, 1981) ou bien pour les deux minéraux ensemble (SHAMSHUDDIN et AUXTERO, 1991 ; WOLT et al., 1992).

Toutes ces études fondent leur argumentation sur des diagrammes d'équilibre solution-phase solide. Cependant, aucune d'entre elles ne met en évidence, par des observations minéralogiques, les minéraux invoqués dans le contrôle de la solubilité de l'aluminium.

Il convient d'adopter une grande prudence dans l'interprétation de tels diagrammes pour les raisons suivantes (TIPPING et al., 1988) :

* Le mode de prélèvement des solutions n'est pas sans incidence sur l'interprétation des résultats après des calculs de spéciation (MENZIES et al., 1991). Cependant, le protocole couramment pratiqué (DRISCOLL, 1984 ; ABIVEN, 1986) est celui que nous avons suivi (filtration à 0.45 µm et acidification après la mesure du pH). Pour éviter une surestimation de l'aluminium dissous dans les solutions riches en suspensions fines, une filtration à 0.025 µm est préconisée (BOURRIE, 1982).

* On doit aussi s'interroger sur la précision des calculs de distribution des espèces aqueuses. Le type de modèle numérique utilisé est une source potentielle d'erreur. Dès lors que la force ionique des solutions atteint des valeurs élevées, les conditions, requises pour un emploi optimal des modèles numériques, ne sont pas remplies. Le modèle PC-WATEQ est fondé sur le principe de l'association ionique et le calcul des coefficients d'activités ioniques se réalise selon l'équation de DEBYE-Hückel étendue ou équation de DAVIES. Celle-ci est valable pour une force ionique inférieure à 2 mol L^{-1}, ce qui équivaut à une conductivité électrique d'environ 150 dS m^{-1} (SPOSITO et TRAINA, 1987). Cette gamme de salinité correspond aux eaux étudiées dans ce mémoire. Les modèles, qui font intervenir le principe de l'interaction ionique (PITZER, 1991), donnent de meilleurs résultats pour les solutions très concentrées. Bien que les calculs soient plus précis avec ces derniers modèles, les interprétations géochimiques n'en sont pas notoirement différentes (PERRET, 1982 ; GUEDDARI et al., 1983).

* Une autre source d'incertitude, non négligeable et commune à tous les modèles, provient de la non exhaustivité de la liste des minéraux pris en compte pour tester le degré de saturation des solutions. Le modèle utilisé dans notre étude (PC-WATEQ), par exemple, ne teste pas l'équilibre avec l'alunogène.

D'un point de vue thermodynamique, NORDSTROM (1982a) a précisé les domaines de stabilité des hydroxysulfates : la jurbanite est stable pour un pH<3.3 lorsque la concentration en sulfate est de 10^{-4} mol L^{-1} ou pour un pH <4 lorsque la concentration en sulfate est de 10^{-2} mol L^{-1} ; l'alunite est stable pour un pH compris entre 3.3 et 5.7 lorsque la concentration en sulfate est de 10^{-4} mol L^{-1} ; la gibbsite est la minéral le plus stable à un pH>5.7 ; la basaluminite montre un comportement équivalent à l'alunite et à la gibbsite mais est métastable sur tout la gamme de pH.

Seules des expérimentations au laboratoire ont montré la formation de ces minéraux lorsqu'un effet catalyseur adapté (chaleur ou surface des argiles) est présent ou lorsque des métaux alcalins sont disponibles dans la solution (SINGH and BRYDON, 1967 ; ADAMS et RAWAJFIH, 1977 ; ADAMS et HAJEK, 1978).

Le fait de n'avoir jamais observé d'hydroxysulfates cristallisés est pour le moins troublant. En revanche, notre étude, qui met également en évidence une relation similaire à celle de Van BREEMEN (1973a) pour les eaux de surface et de nappe, nous a permis d'identifier un sulfate d'aluminium, l'alunogène, dont la stoechiométrie diffère de la jurbanite par l'absence de l'anion OH^-. D'autres sulfates d'aluminium mixtes, associés ou non à l'alunogène, sont également déterminés. Il est à noter également que la précipitation de ces minéraux ne se fait pas d'une manière uniforme mais est liée à la disponibilité en éléments dans le milieu considéré. Localement, les efflorescences salines sont souvent

réparties en placages discontinus correspondant à des sites où la redistribution des particules en surface (argile, sable, matière organique) est active au cours des premières pluies. Aussi, allons-nous essayer d'expliquer cette formation singulière.

4.2 La précipitation des minéraux sulfatés

Les diagrammes de solubilité de l'alunogène et des autres sulfates d'aluminium mixtes (halotrichite et pickéringite) montrent que les eaux étudiées sont sous-saturées et que certaines sont soit sous-saturées, soit en équilibre avec les minéraux argileux. La question qui se pose alors est : *comment s'effectue la précipitation des minéraux sulfatés au moment du retrait des eaux de la retenue?* En d'autres termes, s'agit-il d'une concentration chimique ou d'une transformation minéralogique?

• Nous avons déjà évoqué au paragraphe 3.3 la possibilité de formation de l'alunogène par concentration chimique, la teneur en sulfate étant contrôlée. Des conditions locales favorables à un processus de concentration intense sont tout à fait probables, mais il reste à faire la démonstration que cette voie existe réellement.

• Par analogie aux effets des pluies acides sur les sols, l'interprétation donnée par NORDSTROM (1982a) montre que, lorsqu'il y a afflux d'acide sulfurique sur des hydroxydes d'aluminium et/ou des aluminosilicates, il existe une tendance pour la rétention du sulfate et de l'aluminium sous la forme d'un sulfate basique d'aluminium amorphe. Il suggère que la transformation du minéral de l'état amorphe à l'état cristallisé se fait sur une longue période de temps.

La dissolution de ce minéral constitue une source de sulfate et d'aluminium qui, dans des conditions de pH favorables, peuvent participer à la formation des minéraux originels. Un cycle de rétention et de libération de sulfate et d'aluminium peut donc se produire dans les sols affectés par des sources d'acidité temporaires. Dans le cas de l'altération chimique des mines par des eaux très acides, la tendance vers la formation de la jurbanite prédomine. L'alunogène ne se formera que dans des conditions d'acidité extrême.

• Dans un second temps, nous avons essayé de trouver une voie de formation de l'alunogène par transformation minéralogique, en considérant les réactions d'équilibre des solutions avec la jurbanite et la kaolinite :

En présence de sulfates, la dissolution congruente de la kaolinite peut constituer une voie permettant la formation de l'alunogène. La relation peut s'écrire:

$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 6H^+ + 3SO_4^{2-} + 16H_2O \rightleftarrows Al_2(SO_4)_3,17H_2O + 2H_4SiO_4^\circ \qquad (4)$$
$$\log K = 14.41$$

Les conditions de pH très acides (pH<3.5) sont requises pour les eaux de surface et la plupart des eaux de nappe de faciès F1 et F2 (figure VII-13). Les activités de $H_4SiO_4^\circ$ et de SO_4^{2-} étant liées au pH (figure VII-18 et VIEILLEFON, 1977), la relation (4) présente une certaine validité. L'énergie libre standard de la réaction (4) étant négative, celle-ci évolue vers la droite c'est-à-dire vers la formation du minéral le plus stable, à savoir l'alunogène.

Cette formation selon cette voie serait possible dans des conditions locales particulières nécessitant une concentration en sulfate suffisante. Dans la réalité lorsqu'on a l'inondation de la vallée, la forte solubilité de l'alunogène donne les produits suivants :

$$Al_2(SO_4)_3,17H_2O \longrightarrow 2(Al^{3+} + OH^- + SO_4^{2-}) + 15H_2O + 2H^+ + SO_4^{2-} \qquad (5)$$

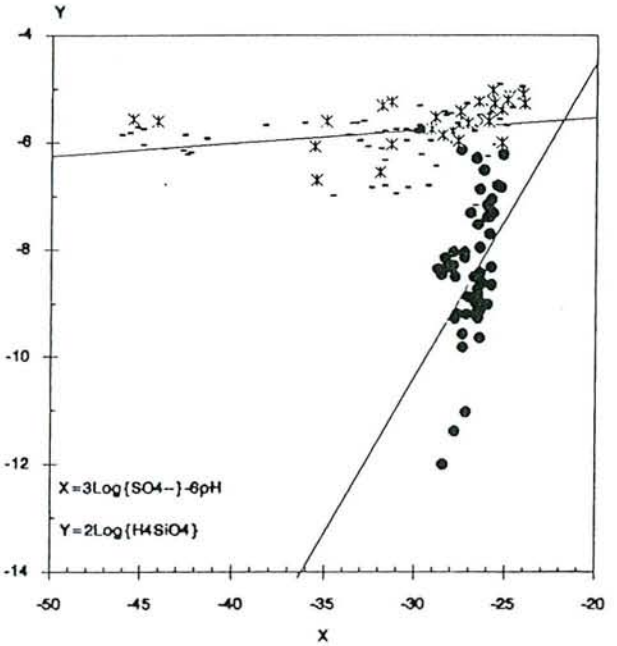


Figure VII-18
Dépendance de l'ion sulfate et du pH avec la silice
(se reporter à la figure VII-5 pour la signification des symboles)

La réaction globale issue des réactions (4) et (5) s'écrit :

$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4H^+ + 2SO_4^{2-} + H_2O \longrightarrow (Al^{3+} + OH^- + SO_4^{2-}) + 2H_4SiO_4^\circ$$

Avec la jurbanite, on peut écrire des réactions similaires entre l'alunogène et la jurbanite d'une part, entre la kaolinite et la jurbanite (réactions (4) et (6)) d'autre part :

$$Al_2(SO_4)_3,17H_2O \longrightarrow 2(AlOHSO_4.\,5H_2O) + 2H^+ + SO_4^{2-} + 5H_2O \qquad (6)$$
$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4H^+ + 2SO_4^{2-} + 11H_2O \longrightarrow 2(AlOHSO_4.\,5H_2O) + 2H_4SiO_4^\circ$$

La dissolution congruente de la kaolinite donne à la solution les éléments nécessaires à l'équilibre avec la jurbanite ou à un hydroxysulfate d'aluminium de stoechiométrie équivalente.
L'énergie libre standard de la réaction théorique jurbanite-alunogène (5) étant positive, la réaction tend bien vers la formation de la jurbanite. La jurbanite étant thermodynamiquement plus stable que l'alunogène, elle devrait donc précipiter en premier lorsqu'intervient une phase de concentration des eaux. Or, ce n'est pas le cas. Une cinétique de réaction plus lente pourrait être invoquée (NORDSTROM et BALL, 1986) pour expliquer que l'alunogène ainsi que d'autres sulfates d'aluminium mixtes puissent se former avant, mais cela n'est guère convaincant et reste hypothétique.

• En outre, des travaux récents remettent en cause la méthode de représentation de Van BREEMEN (1973a) sur laquelle celui-ci a développé son argumentation. En effet, la relation $pAl-3pH=f(pSO_4-2pH)$ ne fait pas intervenir de variables indépendantes. NEAL et al. (1987) montre qu'en tirant au hasard des valeurs de Al^{3+}, de SO_4^{2-} et de pH dans des gammes compatibles avec les observations faites sur les écosystémes, on obtient une relation similaire à celle de Van BREEMEN. Ce mode de représentation revient en fait à une relation pH=f(pH) légèrement biaisée par les valeurs des activités ioniques de Al^{3+} et SO_4^{2-} paramètres qui se conservent relativement dans les milieux naturels.

Dans notre étude, on remarquera notamment que la teneur en sulfate étant contrôlée pour l'ensemble des eaux du bas-fond, seules les variations du pH et de la teneur en aluminium permettent l'étalement du nuage de points sur la droite $pAl-3pH=f(pSO_4-2pH)$ (figure VII-17).

Le contrôle de l'aluminium par des processus de précipitation-dissolution concernant des minéraux hydroxysulfatés est une voie possible pour expliquer la rétention du soufre et de l'aluminium dans les sols (ADAMS et RAWAJFIH, 1977; NORDSTROM, 1982a), mais les chemins qui y conduisent semblent actuellement remis en cause (NEAL et al. 1987 ; NEAL, 1988 ; NEAL et WILLIAMS, 1988). Pour lever en partie cette contradiction, nous devons également prendre en compte l'influence de la phase solide, qui par ses propriétés d'échange ionique, joue un rôle non négligeable dans le contrôle chimique des eaux.

4.3. Influence du complexe d'échange

Certains auteurs, comme DE HEK et al. (1978), considèrent que les processus de précipitation-dissolution n'ont pas lieu et qu'il est préférable de prendre en compte les propriétés d'adsorption des sulfates sur les particules argileuses et les hydroxydes. Ce point de vue pose le problème qui est évoqué par NORDSTROM (1982a) et qui est de savoir comment faire la distinction entre adsorption et précipitation ou entre désorption et dissolution. Cet auteur propose que les deux descriptions peuvent être considérées comme correctes ou que les processus ne peuvent pas être discernables dans certaines conditions. Il existe un continuum entre l'adsorption pure et la précipitation pure. L'adsorption d'ions aboutit à un équilibre dynamique (ROCHON, 1978).

Le contrôle des ions sulfate et aluminium et celui du pH, qui ont été mis en évidence dans les paragraphes précédents, nous amènent naturellement à considérer les propriétés particulières du complexe d'échange (NEAL et al., 1990).

Les minéraux argileux présentent des charges permanentes (en général négatives), par substitution isomorphique à l'intérieur du réseau cristallin (FILEP et REDLY, 1989). L'adsorption d'ions déterminant le potentiel de la solution du sol (H^+ et OH^-) créent des charges variables (positives ou négatives) à la surface des colloides du sol, par ionisation des atomes d'hydrogène des groupements carboxyls, phénols ou énols (COLEMAN et THOMAS, 1967 ; FALLAVIER, 1985). Des charges variables peuvent également apparaître lors de la croissance ou de la dissolution non congruente d'un cristal (HERBILLON, 1974).

Les smectites ont exclusivement des charges permanentes tandis que les illites et surtout les kaolinites comportent de nombreuses charges variables. Les colloides organiques et les oxyhydroxydes de fer et d'aluminium ont uniquement des charges variables (FILEP et REDLY, 1989).

Les surfaces colloidales ainsi chargées déterminent des lieux d'adsorption et d'échange ioniques. Les deux types de charges fixent électrostatiquement les cations métalliques sous forme échangeable, tandis que la fixation des protons se fait sous deux formes : une liaison covalente sur les charges variables (adsorption spécifique sous forme H^+) ; une liaison électrostatique plus faible sur les charges permanentes (exclusivement sous forme H_3O^+). Le nombre de charges variables dépend de l'affinité protonique des groupes fonctionnels, du pH et de la concentration électrolytique : il augmente lorsque le pH et la concentration s'élèvent et vice-versa (FILEP et REDLY, 1989).

L'adsorption cationique, notamment caractérisée par le pouvoir tampon, et l'adsorption anionique sont des mécanismes susceptibles de contrôler les éléments chimiques en milieu acide.

4.3.1. L'adsorption cationique

Le complexe d'échange cationique (CEC) constitue une importante caractéristique du sol, régissant en particulier les processus naturels d'acidification.

Dans les sols neutres ou alcalins, les cations basiques (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ et Na^+) dominent tandis que les cations aluminiques (Al^{3+}, $Al(OH)^{2+}$ et $Al(OH)_2^+$), provenant de la dissolution des minéraux du sol, sont plus habituels dans les sols minéraux acides. L'ion Al^{3+} est dominant à pH<4.5 et il est fortement adsorbé grâce à ses caractéristiques électrostatiques. Dans les sols organiques acides, l'ion H^+ domine (MARION et al., 1976; REUSS et JOHNSON, 1986 ; ULRICH et SUMNER, 1991).

La constance du terme $\log\{Al^{3+}\}+3pH$ (voir figure VI-12) est un indice montrant le contrôle de l'aluminium des solutions. Ce contrôle s'établit par adsorption de l'aluminium sur le complexe d'échange (LINDSAY,1979; REUSS et JOHNSON, 1986). La teneur en aluminium échangeable varie dans le même sens que celle des ions H^+ échangeable (FALLAVIER et al., 1985).

Comme l'adsorption de l'aluminium est favorisée par la présence de sulfate (CRONAN et SCHOFIELD, 1979 ; EVANS et ZELAZNY, 1987 ; GIBSON et al., 1992), nous allons nous intéresser plus précisement à cette interaction.

4.3.2. L'adsorption aluminium - sulfate

Dans le système aluminium-sulfate, l'adsorption des sulfates par les ions aluminium hydratés est très forte et spécifique. Ce phénomène d'adsorption des sulfates sur le complexe d'échange est interprétable comme une réaction de précipitation qui est cinétiquement contrôlée dans ses premières phases par des réactions catalytiques de surface (NORDSTROM, 1982a).

La capacité des sols à adsorber l'ion sulfate est variable mais elle devient forte lorsqu'il existe une quantité substantielle d'oxydes de fer et d'aluminium (CHAO et al., 1964). Ainsi, elle est forte pour les andosols à allophanes (HASAN et al., 1970) et les sols à charges variables ce qui affecte la nutrition des plantes. La capacité d'échange anionique (CEA) doit être prise en compte même à un pH relativement élevé (pH=6, MARSH et al., 1987).

Le processus d'adsorption de l'ion sulfate est fortement dépendant du pH et de sa concentration : la capacité d'adsorption augmente lorsque le pH décroît (NODVIN et al., 1986) et lorsque la concentration en ion SO_4^{2-} augmente (CHAO et al., 1962). La rétention de l'ion sulfate s'accompagne d'une libération de OH^- dans la solution du sol entraînant l'élévation du pH (GUADALIX et PARDO, 1991). A de faibles pH, il n'y a pas de

variation de pH observée, probablement à cause du remplacement des seuls groupements $-OH_2^+$ (RAJAN, 1979). A pH 3, la capacité d'adsorption variable des sols correspond à une composition variable de la solution du sol, liée à la libération de cations lors de l'adsorption (PATIL et al., 1989). L'ion sulfate adsorbé est en équilibre cinétique avec l'ion sulfate en solution (BARROW, 1967).

L'adsorption dépend du nombre de sites disponibles sur les surfaces réactives, notamment AlOH et FeOH, et est réduite en présence d'autres anions, notamment l'ion phosphate (PARFITT et SMART, 1978). La quantité d'ion sulfate adsorbé est déterminée par la quantité de charges positives disponibles. Le processus inverse de désorption est lent (HODGES et JOHNSON, 1987).

L'adsorption sur les surfaces réactives est d'autant moins forte que le milieu est sodique (MARSH et al., 1987), est peu concentré en sulfates et a une faible force ionique (GEBHARDT et COLEMAN, 1974; RAJAN, 1979).

La présence de matière organique favorise la mobilisation de l'aluminium augmentant son temps de résidence dans la solution du sol. Avec une teneur élevée en sulfate, cette disponibilité de l'ion aluminium permet la formation de complexes ioniques tels que $AlSO_4^+$ et $Al(SO_4)_2^-$. Ayant une faible réactivité avec les molécules organiques, ces complexes sont adsorbés par les surfaces réactives des argiles et des oxydes. Il s'ensuit une augmentation de la teneur en aluminium échangeable (EVANS et ZELAZNY, 1987).

Ces quelques considérations sur l'adsorption conjuguée de l'aluminium et du sulfate nous permettent de penser que la zone située en périphérie de la vallée de Djiguinoum offre les conditions requises (milieu sulfaté, faiblement concentré, du faciès F2 de la nappe) au développement de ce processus. Par contre, celui-ci tend à devenir secondaire lorque le milieu devient de plus en plus concentré en sels chlorurés.

Comme le pH des solutions au contact avec la phase solide se stabilise au voisinage de 3, la régulation de l'aluminium et du sulfate est concomitante de celle de l'ion hydrogène. Le pouvoir tampon du sol joue donc un rôle important dans le contrôle chimique des eaux.

4.3.3. Le pouvoir tampon

L'acidité d'un sol est déterminée par la relation entre la quantité de cations basiques et d'espèces aluminiques acides présentes sur le complexe d'échange.

Les processus qui tendent à acidifier un sol incluent ceux qui accroissent le nombre de charges négatives (accumulation de matière organique, formation de minéraux argileux) et ceux qui enlèvent les cations basiques (lessivage de bases associées avec un anion acide). Les processus qui tendent à rendre un sol plus basique seront ceux qui apportent des cations basiques (par des sources extérieures ou par altération des minéraux du sol) et ceux qui réduisent les charges négatives (destruction de la matière organique par le feu).

D'après FILEP et REDLY (1989) et UGOLINI et SLETTEN (1991), les facteurs qui caractérisent le pouvoir tampon d'un sol sont :

- la fixation et la libération de protons par les colloides du sol (minéraux argileux, colloides organiques, hydroxydes métalliques, oxydes métalliques hydratés et gel d'acide silicique) ;
- la formation et la solubilisation de minéraux facilement altérables ;
- la transformation des hydroxydes d'aluminium polymérisés ou complexés ;
- la formation et la décomposition de complexes organo-métalliques ;
- le système $CaCO_3$-$Ca(HCO_3)_2$-CO_2.

4.4. Modèle proposé de formation des sulfates d'aluminium et de fer

En considérant les propriétés du complexe d'échange évoquées précédemment, nous pouvons proposer un modèle de formation des sulfates d'aluminium qui tiennent compte du régime hydrologique de la vallée de Djiguinoum. Ce modèle s'inspire du processus de désacidification présenté par Van BREEMEN (1975) lors de la submersion périodique des sols sulfatés acides de Thailande.

4.4.1. Echange cationique

On distingue deux étapes:

- *En période de submersion des sols*, il existe un équilibre entre les ions fixés sur le complexe et les ions de la solution du sol que l'on représente de la manière suivante:

$$\text{Complexe-(bases+ } Al^{3+} + Fe^{2+} + SO_4^{2-} + H^+) \rightleftarrows \text{Bases+ } Al^{3+} + Fe^{2+} + H^+ + SO_4^{2-}$$

Les ions de la solution du sol proviennent pour partie de la dissolution des sulfates d'aluminium formés l'année précédente et des réactions acidifiantes favorisées lors de l'oxydation de la pyrite. Les eaux de surface sont diluées et la faible teneur en aluminium favorise la désorption de cet élément du complexe (GIBSON et al., 1992).

- *Au moment de l'oxygénation du sol*, l'oxydation du fer ferreux en hydroxyde ferrique produit de l'acidité selon la réaction:

$$Fe^{2+} + SO_4^{2-} + 1/4\ O_2 + 5/2H_2O \rightleftarrows Fe(OH)_3 + 2H^+ + SO_4^{2-} \quad (7)$$

Le pH ne diminuant pas, les protons formés se fixent sur le complexe en libérant des cations dans la solution du sol, notamment l'aluminium. L'échange se réalise par substitution stoechiométrique (ROCHON, 1978). L'activité des ions ainsi libérés augmente et en présence de sulfate, on peut atteindre le seuil de précipitation de minéraux sulfatés dont la composition dépend de la disponibilité en cations. Cette précipitation ne se fait que localement, à la faveur d'une réorganisation de la surface du sol (effet de mêche).

Par exemple, la formation de l'alunogène et de la rozénite se produirait selon les réactions:

$$\text{Complexe-(2Al)} + 6H^+ + 3SO_4^{2-} + 17H_2O \rightleftarrows \text{Complexe-(6H)} + 2Al^{3+} + 3SO_4^{2-} + 17H_2O$$
$$\rightleftarrows \text{Complexe-(6H)} + Al_2(SO_4)_3,\ 17\ H_2O$$

$$\text{Complexe-(Fe)} + 2H^+ + SO_4^{2-} + 4H_2O \rightleftarrows \text{Complexe-(2H)} + Fe^{2+} + SO_4^{2-} + 4\ H_2O$$
$$\rightleftarrows \text{Complexe-(2H)} + FeSO_4,\ 4\ H_2O$$

Selon le degré d'oxydation du fer, qui est fonction des conditions redox du milieu, divers minéraux, tels que la copiapite et la coquimbite, peuvent se former. Selon le degré d'hydratation du sulfate ferreux, des minéraux autres que la rozénite peuvent se former (figure VII-3 d'après NORDSTROM, 1982b).

4.4.2. Echange anionique

Cependant, ce modèle est trop simpliste pour rendre vraiment compte de la réalité. En effet, la formation de complexes chargés ou neutres et les formes hydrolysées de certains éléments, tels que l'aluminium et le fer, doivent être prises en compte lorsque le pH de la solution varie au cours des cycles de submersion et d'exondation des sols.

Les réactions d'équilibre s'écrivent (LINDSAY et WALTHALL, 1989; NORDSTROM et MAY, 1989) :

$Al^{3+} + SO_4^{2-} \rightleftarrows Al(SO_4)^+$	Log K=3.20	(8)
$Al^{3+} + 2SO_4^{2-} \rightleftarrows Al(SO_4)_2^-$	Log K=1.90	(9)
$2Al^{3+} + 3SO_4^{2-} \rightleftarrows Al_2(SO_4)_3^o$	Log K=-1.88	
$Al^{3+} + H_2O \rightleftarrows Al(OH)^{2+} + H^+$	Log K=-4.99	
$Al^{3+} + 2H_2O \rightleftarrows Al(OH)_2^+ + 2H^+$	Log K=-10.13	(10)
$Al^{3+} + 3H_2O \rightleftarrows Al(OH)_3^o + 3H^+$	Log K=-16.80	

VIEILLEFON (1977) mentionne que l'ion Al^{3+} représente, dans les sols sulfatés acides, plus de 80 % des formes libres, en particulier en saison sèche. Par contre, en hivernage, la forme $Al(OH)^{2+}$ occupe 30 à 85 % des formes libres dont le total est plus faible qu'en saison sèche.

Selon le pH de la solution, les espèces anioniques peuvent être adsorbées sur les charges variables du complexe d'échange. Le cation $Al(SO_4)^+$ peut se fixer sur le complexe indépendamment du pH.

La combinaison des réactions (9) et (10) donne :

$$2Al^{3+} + 2SO_4^{2-} + 2H_2O \rightleftarrows Al(OH)_2^+ + Al(SO_4)_2^- + 2H^+ \qquad \text{Log K=-8.23} \qquad (11)$$

Lorsqu'il y a acidification de la solution par une réaction du type (7), l'équilibre (11) se déplace vers la dissociation des formes ioniques complexés. Les formes ioniques simples sont libérées dans la solution et s'ajoutent aux espèces issues du complexe d'échange. Elles peuvent être adsorbées sur les charges permanentes et variables du complexe d'échange ou bien se complexer.

A l'inverse, les formes complexées dominent lorsque le pH augmente. Celles-ci peuvent se fixer sur les colloides mais, les charges variables positives diminuant, l'ion $Al(SO_4)_2^-$ reste libre dans la solution tandis que l'ion $Al(OH)_2^+$ est adsorbé.

Les combinaisons des réactions (8) et (9) ou (9) et (10) donne les différents espèces complexées :

$2Al^{3+} + 3SO_4^{2-} \rightleftarrows Al(SO_4)^+ + Al(SO_4)_2^-$	Log K=5.1
$2Al^{3+} + 2SO_4^{2-} + 2OH^- \rightleftarrows Al(OH)_2^+ + Al(SO_4)_2^-$	Log K=20.6

On peut schématiser le phénomène d'échange d'anions par la réaction :

$$\text{Complexe-OH} + Al(SO_4)^+ + Al(SO_4)_2^- \rightleftarrows \text{Complexe-}(Al(SO_4)_2) + Al(SO_4)^+ + OH^-$$

Cette réaction est équivalente d'un point de vue stoechiométrique à la réaction :

$$\text{Complexe-OH} + Al_2(SO_4)_3 \rightleftarrows \text{Complexe-}(Al(SO_4)_2) + AlOHSO_4$$

La composition chimique du complexe étant le reflet de la composition chimique de la solution du sol, elle présente une variabilité spatiale similaire. Le modèle, proposé à partir des échanges ioniques sur le complexe, permet ainsi de retrouver la différenciation latérale des sels précipités.

Cependant, on a vu précédemment, lors de l'étude de l'équilibre eaux-alunogène, que la concentration de la solution, dans des conditions locales particulières, peut suffire à expliquer la précipitation de ce minéral. En alimentant la solution en cations complémentaires, les échanges protons-cations sur le complexe ou la dissolution des formes complexées vont favoriser la concentration de la solution et par conséquent la précipitation des minéraux.

Ce modèle, qui s'adapte bien au contexte hydrologique de la vallée de Djiguinoum, peut également fonctionner dans le cas de vallées ouvertes sans barrage anti-sel. En effet, la longue période sèche crée des conditions favorables très localisées permettant la formation des minéraux sulfatés acides.

Pour conclure cette section, nous retiendrons que :

- les diagrammes d'équilibre ne permettent pas d'expliquer la précipitation des sulfates d'aluminium et de fer, sans doute à cause de l'absence des stades ultimes de concentration.
- l'aluminium, le sulfate et le pH sont contrôlés, selon le schéma de Van BREEMEN, par un sulfate basique d'aluminium qui pourrait être la jurbanite. Ce mode de représentation des données géochimiques ne fait pas l'unanimité et aucun argument minéralogique ne permet de confirmer l'hypothèse de ce contrôle. Le problème de l'existence d'un tel minéral reste donc entier et doit être reconsidérer sous un autre angle. L'étude de phase peu ou mal cristallisée pourrait être une voie possible.
- nous avons cherché à montrer comment les minéraux identifiés dans notre étude, notamment l'alunogène et la rozénite, peuvent se former. Une voie faisant appel aux interactions entre les eaux acides et la phase solide est explorée. Des réactions chimiques ont été envisagées, notamment un échange entre les cations et les protons au cours d'une phase acidifiante (oxydation du fer ferreux). Cette hypothèse reste à être vérifiée expérimentalement.

5. FILIATION CHIMIQUE DES EAUX DE NAPPE

La caractérisation chimique des eaux de nappe a montré que l'on peut distinguer trois faciès selon le degré de concentration des eaux et leurs concentrations relatives en ions sulfate et chlorure, le faciès F2 se singularisant par un raport $Cl^-/SO_4^{2-}<1$. Nous avons vu également que l'aire occupée par les eaux de faciès F2 recoupe celle des minéralisations sulfatées aluminique et/ou ferreuse.

La précipitation de ces minéraux conduit-elle à une modification du faciès chimique des eaux de faciès F2 au cours d'un processus de concentration? Autrement dit, ce

changement de faciès se fait-il vers les eaux de faciès F1 ($Cl^-/SO_4^{2-}>1$) qui sont plus concentrées?

En s'appuyant sur le fait que les eaux de nappe de faciès F1 et F2 sont en équilibre avec un sulfate basique d'aluminium (supposé être la jurbanite), nous allons tenter de montrer qu'un lien chimique existe entre ces deux types d'eau.

5.1. Principe de la démarche

On simule la concentration d'une eau de faciès F2, initialement en équilibre avec un sulfate basique d'aluminium (on le nommera SBA dans ce qui suit), mais sous-saturée vis à vis des autres minéraux sulfatés, notamment du gypse.

Pendant la concentration, le SBA précipite et les activités des ions formant ce minéral évoluent selon la loi du "T" (TARDY et GAC, 1979). Le processus est arrêté avant que le seuil de précipitation d'autres minéraux que la jurbanite soit atteint.

En faisant l'hypothèse qu'il n'y a pas d'autres possibilités de piégeage de l'ion sulfate (saturation de la solution vis à vis d'autres minéraux sulfatés, adsorption sur les minéraux argileux ou la matière organique), la quantité de sulfates consommés par la précipitation du SBA est déduite de la teneur en sulfates de la solution et un calcul de spéciation permet la détermination du faciès chimique de la solution finale.

5.2. Exemple de calcul

Nous considérons l'eau de nappe de faciès F2 prélevée au piézomètre n°8 à la fin de la saison sèche. Le calcul de spéciation permet la détermination des produits d'activités ioniques suivants (Tableau VII-12) :

$$\{Ca^{2+}\}\{SO_4^{2-}\}=10^{-5.42} \qquad \{Al^{3+}\}\{SO_4^{2-}\}\{OH^-\}=10^{-16.33}$$

Les produits de solubilité considérés étant $K=10^{-4.85}$ (AL DROUBI, 1976) ou $10^{-4.6}$ (LINDSAY, 1979) pour le gypse et $K=10^{-17.23}$ (Van BREEMEN, 1976) pour le SBA, l'eau choisie est bien sous-saturée vis à vis du gypse et saturée par rapport au SBA.

Après avoir concentré la solution trois fois, les produits des activités ioniques indiquent que l'eau reste sous-saturée vis à vis du gypse et devient sur-saturée vis à vis du SBA (Tableau VI-12):

$$\{Ca^{2+}\}\{SO_4^{2-}\}=10^{-4.72} \qquad \{Al^{3+}\}\{SO_4^{2-}\}\{OH^-\}=10^{-15.92}$$

Le retour à l'équilibre de la solution concentrée se fera de la manière à ce que:

$$\{Al^{3+}\}\{SO_4^{2-}\}\{OH^-\}\ 10^{-1.43}=10^{-15.92}\ 10^{-1.43}=10^{-17.23}$$

En supposant que OH ne varie pratiquement pas et que Al^{3+} et SO_4^{2-} évoluent de façon stoechiométrique, les activités ioniques de la solution à l'équilibre (f) sont obtenues à partir des activités ioniques de la solution sur-saturée (i) moyennant un facteur multiplicatif:

$$\{Al^{3+}\}_f = \{Al^{3+}\}_i \times 10^{(-1.43/2)} = \{Al^{3+}\}_i \times 10^{(-0.715)} = 10^{-2.82} \times 10^{-0.715} = 10^{-3.535}$$
$$\{SO_4^{2-}\}_f = \{SO_4^{2-}\}_i \times 10^{(-1.43/2)} = \{SO_4^{2-}\}_i \times 10^{-0.715} = 10^{-1.98} \times 10^{-0.715} = 10^{-2.695}$$

En considérant les coefficients d'activité de la solution concentrée, on exprime les résultats en molalité:

$\{Al^{3+}\}_f = 10^{-3.535} \times 5.969\ 10^{-2} = 4.84\ 10^{-3}$ mol L^{-1}
$\{SO_4^{2-}\}_f = 10^{-2.695} \times 2.393\ 10^{-1} = 8.37\ 10^{-3}$ mol L^{-1}

Tableau VII-2
Caractéristiques chimiques de l'eau de nappe avant et après concentration

	Activité ionique					Molalité ($mol_c\ L^{-1}$)	
	Ca^{2+}	Al^{3+}	OH^-	SO_4^{2-}	Cl^-	SO_4^{2-}	Cl^-
Solution initiale à l'équilibre	$10^{-3.16}$	$10^{-3.09}$	$10^{-10.99}$	$10^{-2.26}$	$10^{-1.97}$	$3.944\ 10^{-2}$	$1.404\ 10^{-2}$
Solution sursaturée avant précipitation (i)	$10^{-2.74}$	$10^{-2.82}$	$10^{-10.99}$	$10^{-1.98}$	$10^{-1.42}$	$8.698\ 10^{-2}$	$5.690\ 10^{-2}$
Solution concentrée à l'équilibre (f)	-	-	-	-	-	$1.674\ 10^{-2}$	$5.690\ 10^{-2}$

La précipitation de la jurbanite a consommé des ions Al^{3+} et de SO_4^{2-}, ce qui donne une nouvelle composition chimique de la solution. La solution concentrée à l'équilibre présente un faciès chloruré-sodique de type F1 (Tableau VI-12). *L'eau de nappe a changé de faciès chimique en se concentrant.*

Ce calcul sommaire met en évidence le fait que les eaux de faciès F1 et F2 n'ont pas forcément une origine différente. Il suffit que les eaux de faciès F2 se concentrent en formant du sulfate d'aluminium pour qu'elles acquièrent le faciès F1.

Si ce processus se produit au cours d'un lent déplacement des eaux de nappe, on peut alors observer une juxtaposition dans l'espace de faciès intermédiaires entre F1 et F2.

Il y a bien une filiation chimique possible, liée à un gradient de concentration, entre les eaux de faciès F2 et F1.

6. FONCTIONNEMENT GÉOCHIMIQUE DE LA VALLÉE

Les observations minéralogiques et les conclusions de l'étude géochimique nous permettent de proposer un modèle de fonctionnement géochimique de la vallée de Djiguinoum au cours d'un cycle annuel. Pour décrire ce fonctionnement, on se réfèrera à 4 situations bien caractéristiques de l'évolution annuelle:

6.1. Etat au cours de la saison sèche

Le processus évaporatoire est intense. Les eaux de la retenue disparaissent de la surface et le niveau de la nappe s'abaisse régulièrement. jusqu'à son point d'étiage. L'écoulement depuis le plateau devient très faible. Les sels précipitent en surface et sur les parois des fissures du sol à partir des remontées capillaires provenant de la nappe et

s'organisent dans la vallée selon le niveau de concentration atteint par les solutions et le faciès chimique de la nappe sous-jacente.

On retrouve ici la distribution dans l'espace des associations salines (M1 à M6) décrites dans le chapitre VI (voir la figure VI-32). Cette distribution traduit approximativement la distribution des faciès de la nappe dans le sous-sol, ainsi que sa concentration croissante en direction de l'axe de drainage (figure VII-19a).

6.2. Etat au début de la saison des pluies

Les premières pluies dissolvent par ruissellement superficiel et entraînent les sels vers les parties basses de la vallée. Une partie de cette eau s'infiltre dans le réseau de fissures qui n'est pas encore refermé. Elle entraîne vers la nappe les sels précipités sur les parois. L'alternance de phases d'humectation et de dessication favorise la fermeture des fissures et la formation de croûtes salines continues qui freinent l'infiltration et accentuent le ruissellement de surface.

La retenue commence à se remplir et les eaux acquièrent un faciès chimique qui est un mélange des faciès F2 et F1, c'est à dire un faciès chloruré-sodique avec des teneurs significatives en ions aluminium et sulfate.

On observe une remontée générale et rapide du niveau de la nappe qui se recharge selon trois modalités:

- d'une part, des eaux peu concentrées qui s'infiltrent au voisinage de la rupture de pente entre le versant et le bas-fond;
- d'autre part, les eaux de la retenue s'infiltrent sous charge et rejoignent la nappe au voisinage de l'axe de drainage;
- enfin, entre la retenue et la rupture de pente, des infiltrations moins importantes et localisées alimentent directement la nappe. Ces eaux ont dissous les sels précipités en surface.

Dans l'ensemble du système, on assiste donc, dans un premier temps, à une infiltration verticale généralisée avec reprise des sels en solution.

En remontant, la nappe ennoie progressivement le sol et redissout les sels qu'il contenait. Dans ces conditions, la distribution dans l'espace des faciès de la nappe et des niveaux de concentration se conserve globalement (figure VII-19b).

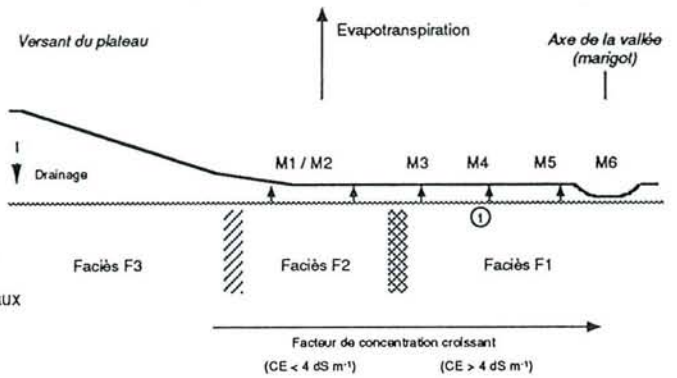
6.3. Etat au cours de la saison des pluies

Les pluies devenant plus fréquentes, le système évolue de la manière suivante:

- l'infiltration et le drainage des eaux dans les sols du versant et du plateau se généralisent. Les eaux se chargent en éléments dissous (fer, silice, aluminium amorphes) résultant de processus pédogénétiques tels que la déferrification et l'appauvrissement (FAUCK, 1972). La nappe s'écoule latéralement et alimente le bas-fond. Des sources apparaissent à la rupture de pente. Une partie des eaux pluviales ruissellent en surface entraînant vers le bas-fond des éléments solides et dissous (argile, sable, fer amorphe).
- les sols du bas-fond continuent à être ennoyés par la remontée de la nappe alimentée par les infiltrations dans le sol et l'écoulement souterrain provenant du plateau. Ils sont également progressivement inondés par l'extension latérale des eaux de la retenue.

La surface inondée, fonction de la hauteur de la retenue, se stabilise par les évacuations d'eau au barrage. L'eau de la retenue, très concentrée au début de la saison des pluies, se dilue sous l'influence conjuguée des apports pluviaux et des écoulements latéraux. Sa

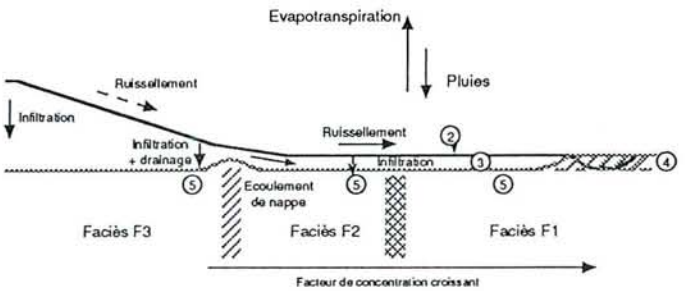
a : Au cours de la saison sèche



① Baisse du niveau de la nappe et précipitation des sels par remontée capillaire

M1, M2, M3, M4, M5 et M6 = association de minéraux (voir paragraphe tableau VI)

b : Au début de la saison des pluies



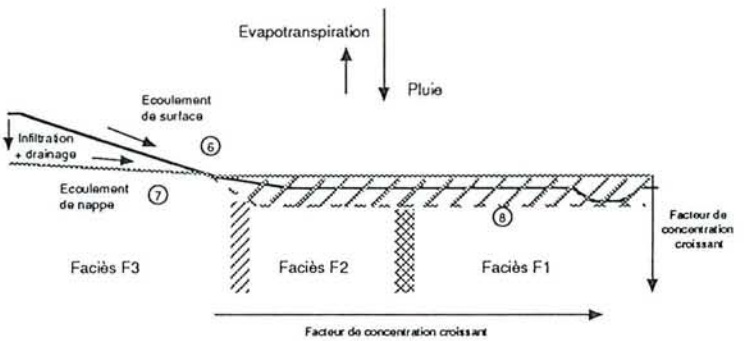
② Dissolution et transport des sels solubles

③ Lixiviation des sels précipités sur la parois des fissures

④ Acquisition par l'eau de surface d'un faciès chimique intermédiaire entre les faciès F1 et F2

⑤ Recharge de la nappe du plateau et remontée de la nappe du bas-fond par équilibrage hydrostatique

c : Au cours de la saison des pluies



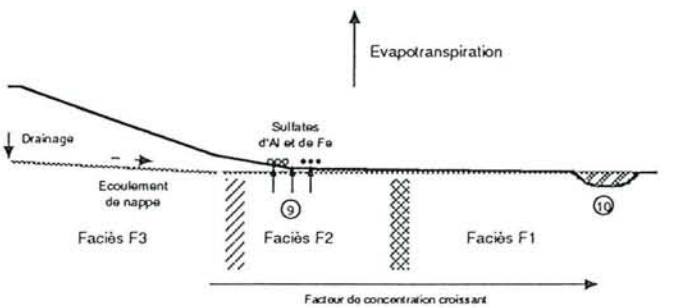
⑥ Apports d'éléments solides et dissous (argile, sable, fer amorphe)

⑦ Apports d'éléments dissous (fer, silice, aluminium amorphes)

⑧ Dilution de l'eau de nappe

Eaux pluviales

d : Au début de la saison sèche



⑨ Concentration et remontée capillaire par évaporation : précipitation des premiers sels sulfatés acides

⑩ Homogénéisation des eaux de surface et de nappe par diffusion chimique

Figure VII-19
Fonctionnement géochimique du bassin versant de Djiguinoum au cours d'un cycle annuel

concentration atteint une valeur minimale qui se maintient durant toute le reste de la saison des pluies. Dans le sol sous l'eau de la retenue, se forme une strate d'eau peu concentrée superposée à l'eau d'origine souterraine qui est plus salée (figure VII-19c).

6.4. Etat au début de la saison sèche

L'arrêt des pluies permet le développement du processus évaporatoire. Le drainage des sols du plateau continue à alimenter la nappe du bas-fond pendant un certain temps. Ces flux latéraux se tarissent progressivement et on assiste à un abaissement général du niveau de la nappe. Parallèllement le niveau des eaux de la retenue s'abaisse, leur extension se réduit et leur concentration augmente.

Dans la périphérie de la retenue, les surfaces exondées se déssèchent. Un régime de remontée capillaire s'installe à partir de la nappe dont le lent mouvement latéral depuis les bordures vers l'axe de drainage accompagne l'abaissement du niveau des eaux.

Dans la zone exondée, la nappe est soumise en permanence à un processus de concentration en raison des remontées capillaires et de l'évaporation en surface. La précipitation des sels modifie le faciès chimique des solutions: comme on l'a vu précédemment dans ce chapitre, une eau de faciès F2 peut ainsi acquérir un faciès F1 en précipitant des minéraux sulfatés tels que la rozénite, l'alunogène, le gypse etc.

Tout ceci se produisant alors que la nappe se déplace latéralement vers les zones les plus basses, la différenciation du faciès des eaux et de leur concentration saline s'inscrit spatialement dans le paysage. Ainsi, malgré une certaine homogénéisation de la composition chimique des eaux de surface réalisée par l'inondation, on retrouve, lorsque celle-ci disparaît, la différenciation observée au début du cycle annuel, aussi bien pour les eaux de nappe que pour les dépôts salins en surface (figure VII-20d).

Apparemment, le système sol nappe du bas-fond est stable se reproduisant à l'identique d'une année sur l'autre. Tout se passe comme si les éléménts solubles étaient mobilisés de façon locale sans déplacement latéral marqué. Il s'agit plutôt de transferts *per ascensum* (par remontée capillaire ou par remontée de la nappe) ou *per descensum* (par infiltration des eaux pluviales ou des eaux de la retenue). La différenciation latérale se conserve et est permanente.

En réalité, le mécanisme semble plus complexe. Il y a transport des sels par ruissellement et homogénéisation en surface puis redifférenciation latérale pendant la saison sèche. Il existe donc des flux latéraux internes au système.

Enfin, il y a des apports nets de matière à la périphérie (ruissellement de surface, nappe du plateau) et vraisemblablement au centre (nappe influencée par la mer). Ces flux externes devrait faire évoluer le système vers une salinisation croissante. Mais l'existence de flux latéraux de redistribution interne lors de la formation de la retenue ouvrent la possibilité de contrôler la salinité.

7. CONCLUSION

Depuis la construction du barrage anti-sel, les sols du bas-fond de Djiguinoum sont soumis à une alternance de périodes d'inondation et d'exondation. Des processus de réduction et d'oxydation libèrent des éléments solubles donnant notamment un caractère acide généralisé aux eaux.

L'état de saturation des eaux de nappe et de la retenue a été étudié vis à vis des minéraux identifiés au chapitre précédent. Cette étude montre les faits suivants :

- les eaux sont sous-saturées vis à vis de la halite, de l'hexahydrite et de la jarosite. Ce dernier minéral semble être en équilibre avec les eaux de surface ;
- le gypse est en équilibre avec les eaux de la nappe les plus concentrées, les eaux de surface étant sous-saturées ;
- les eaux sont nettement sous-saturées vis à vis de l'alunogène et des autres sulfates d'aluminium, de magnésium et de fer. La précipitation de ces minéraux par un processus de concentration peut se réaliser dans des conditions locales très particulières ;
- les eaux de surface sont sous-saturées vis à vis de la silice tandis que les eaux de nappe sont contrôlées par la silice amorphe ou la silice du sol ;
- les eaux, dont le pH est inférieur à 3.5, sont sous-saturées vis à vis de la kaolinite.

Une étude minéralogique des minéraux argileux et des autres constituants du sol montrent que la kaolinite présente des traits d'altération. La silice est observée sous différentes formes : quartz , silice biogénique (diatomées), silice peu ou mal cristallisée. Les grains de quartz sont très altérés, leur façonnement ayant une origine éolienne, pédogénétique et marine.

La formation des sulfates d'aluminium et de fer purs ou mixtes est discutée. Un modèle est proposé à partir des propriétés d'adsorption du complexe d'échange sans pour autant être validé expérimentalement. Il peut se résumer par les étapes suivantes se produisant lors du retrait et de la concentration des eaux de la retenue : une phase d'acidification superficielle du sol par précipitation d'oxydes ferriques ; une libération de cations du complexe par échange avec les protons de la solution du sol ; une concentration de la solution ainsi enrichie ; une précipitation des sels.

On a mis en évidence une filiation chimique possible entre une eau sulfatée ferro-aluminique et une eau chlorurée sodique. Le passage du premier au second faciès se fait par la précipitation de sulfates d'aluminium. Il s'agit en fait de la même nappe qui présente une composition chimique dépendante des conditions évaporatoires locales.

Enfin, un modèle de fonctionnement géochimique de la vallée de Djiguinoum est proposé. Il considère quatre états relatifs à quatre périodes de l'année. L'eau de la retenue acquière son faciès chimique par dissolution des sels en surface, notamment des sulfates d'aluminium et de fer. Le faciès est chloruré-sodique avec des teneurs significatives en ions aluminium et sulfate et il évolue au cours des phases de dilution (vers le faciès alumino-sulfaté) et de concentration (vers le faciès chloruré-sodique) des eaux. L'évaporation progressive des eaux de la retenue est relayée par celle des eaux de nappe. Des sels précipitent à la surface des sols et s'organisent dans la vallée, selon le niveau de concentration atteint par les solutions et le faciès chimique de la nappe sous-jacente.

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE

Cette deuxième partie nous a permis de comprendre la dynamique de l'eau et des sels dans le bassin versant de Djiguinoum.

Le fonctionnement hydrique des sols du plateau est variable : les sols ferrallitiques forment un milieu bien drainant, tandis que les sols ferrugineux présentent des phases d'engorgement temporaire au cours des très fortes pluies. La recharge de la nappe par les eaux de drainage est faible voire déficitaire certaines années. La nappe alimente le bas-fond essentiellement dans le bas des versants.

L'ensemble du bassin versant présente un coefficient d'écoulement d'environ 4 %. Ce coefficient est très inférieur aux coefficients de ruissellement mesurés avec les différentes parcelles. La faiblesse des écoulements de surface et des transports solides est due à l'importance de la couverture végétale, les 2/3 de la superficie du bassin étant occupés par la forêt et les jachères. Les eaux de ruissellement entraînent des matières solides vers le bas-fond.

Dans le bas-fond, les eaux de surface les plus concentrées ont un faciès chloruré-sodique qui évolue vers un faciès plus sulfaté et aluminique lorsqu'elles se diluent. On observe ces eaux concentrées au début de la saison des pluies lors du lavage des sols et durant la saison sèche lors de l'évaporation des eaux. Son faciès chimique évolue donc dans le temps, durant les phases de dilution et de concentration.

Les eaux du bas-fond se différencient de celles du plateau par leur caractère concentré et acide. En bordure de vallée, elles ont un faciès sulfaté ferro-aluminique à sulfaté calci-magnésien et s'opposent à celles de l'axe central de la vallée qui ont un faciès chloruré sodique,

L'évolution chimique d'une eau de surface au cours d'une évaporation contrôlée montre une diminution continue du pH alors que le pH acide initial se conserve dans le milieu naturel. Les constituants minéraux et organiques du sol jouent un rôle tampon important.

Des paragenèses minérales ont été observées dans les efflorescences salines formées durant la saison sèche. Celles-ci s'ordonnent dans le bas-fond selon la séquence de précipitation suivante allant:

Depuis la construction du barrage anti-sel, les sols du bas-fond de Djiguinoum sont soumis annuellement à une période d'inondation suivie d'une longue période d'exondation. Des processus de réduction et d'oxydation libèrent des éléments solubles donnant notamment un caractère acide généralisé aux eaux.

L'étude géochimique des eaux de nappe permet d'établir une filiation possible entre les eaux sulfatée ferro-aluminique et les eaux chlorurée sodique. Il s'établit entre ces deux domaines une dynamique latérale de la matière. La concentration croissante de la nappe est à l'origine de cette dynamique qui s'exprime en surface par des précipitations de sulfates d'aluminium et de fer. Cette dynamique s'apparenterait à celle d'un système biogéodynamique (CHEVERRY, 1974).

Le fonctionnement géochimique de la vallée de Djiguinoum est décrit à quatre époques de l'année. Le faciès chimique de l'eau de la retenue est acquis par la dissolution des sels en surface, notamment des sulfates d'aluminium et de fer. Le faciès chloruré-sodique évolue au cours des phases de dilution vers le faciès alumino-sulfaté et des phases de concentration vers le faciès chloruré-sodique des eaux. L'évaporation des eaux de la retenue est relayée par celle des eaux de nappe. Des sels précipitent à la surface des sols et s'organisent dans la vallée, selon le niveau de concentration atteint par les solutions et le faciès chimique de la nappe sous-jacente.

La connaissance de ce fonctionnement géochimique va nous permettre de montrer dans la troisième partie comment les sels peuvent être mobilisés pour réhabiliter les sols sulfatés acides salés du bas-fond de Djiguinoum.

Troisième partie

LA REHABILITATION DES SOLS SULFATES ACIDES

INTRODUCTION DE LA TROISIEME PARTIE

De 1989 à 1991, les sols salés et acides du bas-fond de Djiguinoum ont été remis en culture. Deux périmètres rizicoles ont été aménagés sur ces terres stérilisées pour montrer que la gestion hydraulique du barrage anti-sel a un impact direct sur leur productivité. Pour ce faire, les eaux de la retenue ont été évacuées selon un protocole strict de manière à ce que leur qualité chimique soit compatible avec une bonne croissance du riz.

Les résultats agronomiques, obtenus en termes de rendement, ont été probants plusieurs années durant (ALBERGEL et al., 1991, 1992 ; MONTOROI et al., 1993a, 1993b ; DOBOS et al., 1994 ; BRUNET, 1994). Cependant, ils soulèvent quelques questions quant à leur durabilité.

- La mobilisation des sels au niveau d'un profil de sol peut se faire suivant plusieurs modes : dissolution et entraînement par les eaux de ruissellement et/ou par les eaux de drainage... Peut-on identifier de tels processus et en estimer leur importance?
- La gestion hydraulique permet d'exporter des sels du système bas-fond : ces exportations influencent-elles le stock salin du bas-fond? Autrement dit, y a t-il une réelle diminution de ce stock d'année en année?
- Si l'action anthropique au niveau du barrage montre une réelle efficacité sur le dessalement général de la vallée, des techniques culturales appropriées permettent-elles de renforcer cet impact?

Les réponses aux deux premières questions sont données dans le chapitre VIII. Pour les formuler, nous avons mené plusieurs expérimentations sur deux types de sol sulfaté acide, en conditions naturelles et contrôlées, et sur l'ensemble du bas-fond. Les informations collectées permettent de calculer un bilan salin à différentes échelles de temps, à savoir l'événement pluvieux, la saison et l'année. Ces bilans servent à diagnostiquer l'importance des processus mis en jeu et à quantifier l'impact du barrage anti-sel à court terme.

Le chapitre IX présente les possibilités d'intervention de l'homme pour améliorer la fertilité des sols sulfatés acides placés dans le contexte climatique actuel. La mise en valeur de ces sols doit tenir compte d'un ensemble de contraintes qui sont l'expression de facteurs externes (climat, hydrologie du bassin versant) et internes (héritage historique, sédimentologique et pédologique). Des solutions techniques existent pour lever ces contraintes, tout au moins partiellement ou temporairement, mais elles sont souvent appliquées localement. Des considérations économiques en limitent leur diffusion régionale auprès des paysans ainsi que leur pérennité.

CHAPITRE VIII

LES CONDITIONS ET LES PROCESSUS DE DESSALEMENT DES SOLS SULFATES ACIDES

Le dessalement des sols du bas-fond de Djiguinoum été étudié à deux échelles d'observation, le profil de sol et le bas-fond. La première échelle permet d'identifier finement les facteurs qui influencent la mobilisation des sels dans le sol. La seconde est plus adaptée à la spatialisation de l'information et à l'établissement d'un diagnostic fiable sur l'évolution actuelle de la vallée.

Il s'ensuit que les volumes de sol exploré seront différents et que les méthodes de mesure de la salinité devront être adaptées en conséquence. L'objet de la première section de ce chapitre est de présenter ces différentes méthodes. Ensuite, les processus de dessalement des sols, à chacune des échelles d'observation, est étudié dans les deux sections suivantes en cherchant à les évaluer par des bilans salins.

1. MÉTHODE D'ÉTUDE

1.1. La mesure de la salinité dans un profil de sol

Deux sites expérimentaux ont été choisis dans le bas-fond. L'un a été étudié en conditions naturelles et l'autre en conditions contrôlées. Leur localisation est donnée sur la figure VIII-1.

Parmi les nombreuses méthodes de mesure de la salinité (RIEU et CHEVERRY, 1976; RHOADES, 1984), deux méthodes ont été plus particulièrement utilisées. Il s'agit :

* des capteurs de la solution du sol en céramique poreuse,
* des extraits aqueux de sol.

La première méthode est bien adaptée aux milieux salés et saturés en eau (CHEVERRY, 1983). Elle permet des mesures stationnelles par prélèvements directs et réguliers de la solution du sol. Le sol n'est pas perturbé au cours de l'expérimentation. Cependant, l'emploi de cette méthode ne peut pas se faire lorsque le sol atteint un état de dessiccation avancé. Par exemple, il sera difficile de connaître l'évolution de la salinité d'un sol au cours d'un cycle annuel complet.

Pour pallier cet inconvénient, on a alors recours à des prélèvements d'échantillons de sol sur lesquels on effectue des extraits aqueux de la solution du sol. Ces extraits sont obtenus en laboratoire selon un mode opératoire précis. Pour des raisons pratiques, on préfère réaliser des extraits dilués plutôt que des extraits sur pâte saturée (voir annexe A9).

Lorsque l'on utilise l'une et l'autre de ces méthodes sur un même site, il devient impossible de comparer les informations obtenues. La solution du sol ne correspondant pas au même état hydrique du sol, on ne peut traiter l'information qu'en valeur relative. Des relations de passage doivent être établies pour convertir l'information acquise avec chaque méthode dans un système de référence choisi.

L'annexe A9 présente de telles relations en prenant la solution du sol prélevée "in situ" comme référence.

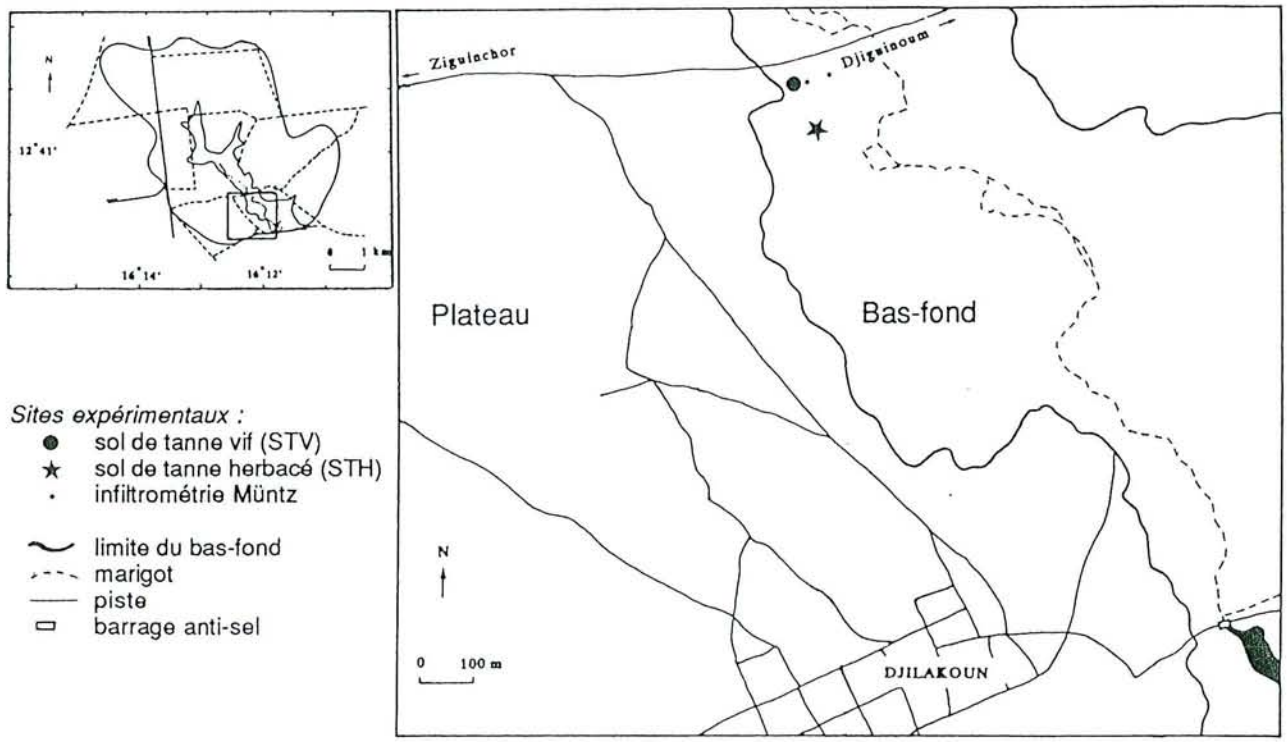


Figure VIII-1

Localisation des expérimentations dans le bas-fond de Djiguinoum

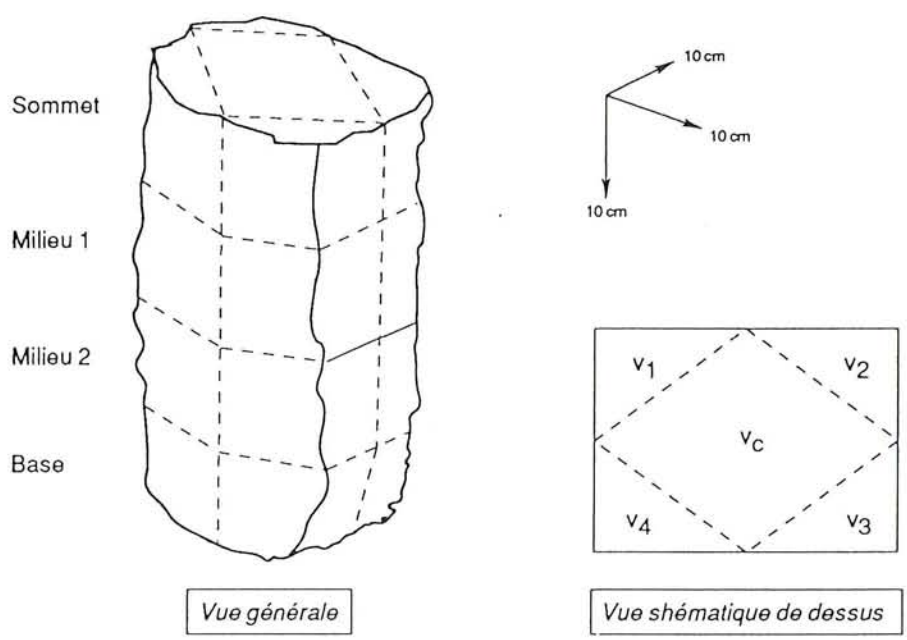


Figure VIII-2

Plan d'échantillonnage des prélèvements de sol réalisés dans un élément structural d'un sol sulfaté acide (tanne hebacé STH)

1.1.1. Expérimentation en conditions naturelles

Une station de 6 cannes de prélèvement de la solution du sol "in situ" a été installée en juillet 1990 sur un sol de tanne herbacé (STH). Les cannes, portant à leur extrémité la céramique poreuse, sont disposées concentriquement à 15, 25, 35, 45, 55 et 65 cm. Les prélèvements de la solution du sol sont hebdomadaires et ont pour but le suivi de l'évolution physico-chimique d'un sol de bas-fond non cultivé sous pluie naturelle.

Des mesures de densité par gamma-densimétrie, tous les 10 cm à partir de la cote 5 cm de profondeur, ont été effectués.

Une fosse a été ouverte à proximité de la station pour la description pédologique et la collecte d'échantillons de sol. Les caractéristiques morphologiques et physico-chimiques de ce sol sont données dans les annexes A8I1 et A8I2.

Les mesures ainsi réalisées nous permettront d'établir un bilan salin à l'échelle de temps saisonnière.

Un prisme de grande dimension (40 cm de hauteur pour une section carrée de 20 cm de côté) a été prélevé dans la partie supérieure du profil. Il a été découpé afin de déterminer la distribution spatiale de la salinité dans un élément structural. Le schéma de la figure VIII-2 donne le plan de l'échantillonnage. Pour chaque échantillon, les mesures de pH et de CE ont été effectuées sur extrait 1/5.

1.1.2. Expérimentations en conditions contrôlées

Les diverses mesures réalisées dans ces conditions vont permettre d'établir un bilan salin à l'échelle de l'événement pluvieux.

1.1.2.1. Sur parcelle standard

La méthode de la simulation de pluies a été utilisée pour évaluer l'aptitude au dessalement d'un sol de tanne vif (STV). Il s'agit d'un sol sulfaté acide sans jarosite (voir la figure III-5). Les caractéristiques morphologiques et physico-chimiques de ce sol sont données dans les annexes A8II1 et A8II2.

Deux parcelles d'un m^2 ont été sélectionnées en 1991 : l'une sur un sol nu de tanne vif (parcelle SS8) et l'autre sur le même sol labouré à plat (parcelle SS7 située dans un ancien casier rizicole).

Le protocole expérimental consiste en une série de 3 pluies de 60 mm, simulées chacune pendant 1 heure. Entre chaque épisode pluvieux, le sol a été laissé en ressuyage pendant une période de 24 h.

Au cours de l'expérimentation, des mesures et des prélèvements ont été effectués afin d'établir les bilans salins de la parcelle et du sol :

- des mesures du ruissellement par limnigraphie dans une cuve de réception carrée dont la section est de 0.1 m^2 ;
- des mesures de la salinité des eaux ruisselées à l'aide d'un conductivimètre portatif (type HANNA) ;
- des mesures de densité par gamma-densimétrie tous les 10 cm à partir de la cote 5 cm de profondeur (uniquement sur la parcelle SS8).
- des prélèvements d'échantillons de sol à la tarière sur une verticale (0 à 150 cm), située dans la zone humidifiée par le simulateur mais à l'extérieur de la parcelle. Les sondages sont faits avant et après la série des 3 pluies. Ces échantillons sont destinés au laboratoire pour la détermination du pH et de la conductivité électrique sur extrait aqueux (rapport 1/5). Leur teneur en eau est mesurée par pesée avant et après passage à l'étuve à 105 °C.

Parallèlement à cette expérimentation, des mesures de perméabilité sous charge d'eau constante ont été faites pour tester la capacité d'infiltration du sol. Le dispositif expérimental utilisé est le même que celui décrit dans la 1ère section du chapitre V. Deux essais ont été réalisés à proximité de la parcelle SS8 et à 50 m de celle-ci en direction du marigot. La lame d'eau infiltrée a été d'environ 130 mm pour une charge en surface de 3 cm et les essais ont duré environ 4 heures.

1.1.2.2. Sur parcelle aménagée

Une simulation de pluies originale particulière a été réalisée sur le même sol de rizière mais labouré en billons (parcelle SS9). L'objectif est de montrer l'influence de cette pratique culturale sur le dessalement.

La présence de billons est incompatible avec l'utilisation d'une parcelle standard. Aussi, une parcelle artificielle a été aménagée en cloisonnant les interbillons par un muret d'argile, sur deux axes parallèles séparés d'environ 2 m. La surface humectée (environ 6 m²) comprend 3 billons et 2 interbillons. Chaque billon a une hauteur de 25 à 30 cm, une largeur au sommet de 50 cm et une largeur à la base de 70 cm.

Le protocole des averses, décrit précédemment, a été légèrement modifié, la troisième pluie horaire étant de 120 mm au lieu de 60 mm.

Un échantillonnage systématique, suivant un maillage régulier (10 cm x 10 cm), a été entrepris sur deux coupes transversales, l'une dans un billon humecté, l'autre dans un billon sec.

La coupe interbillon-billon-interbillon fait 1.10 m de longueur et l'échantillonnage vertical concerne les 50 premiers centimètres à partir du sommet du billon. Au total, pour chaque coupe, 47 échantillons ont été recueillis sur 11 verticales et 5 horizontales (figure VIII-3).

Des mesures de pH et de conductivité électrique sur extrait 1/5 ont été réalisées. Dans la partie médiane du billon, des échantillons de sol ont été prélevés tous les 10 cm pour les déterminations d'humidité pondérale.

Le bilan salin, calculé pour cette expérimentation, sera présenté dans le chapitre IX consacré à la mise en valeur agricole des sols sulfatés acides.

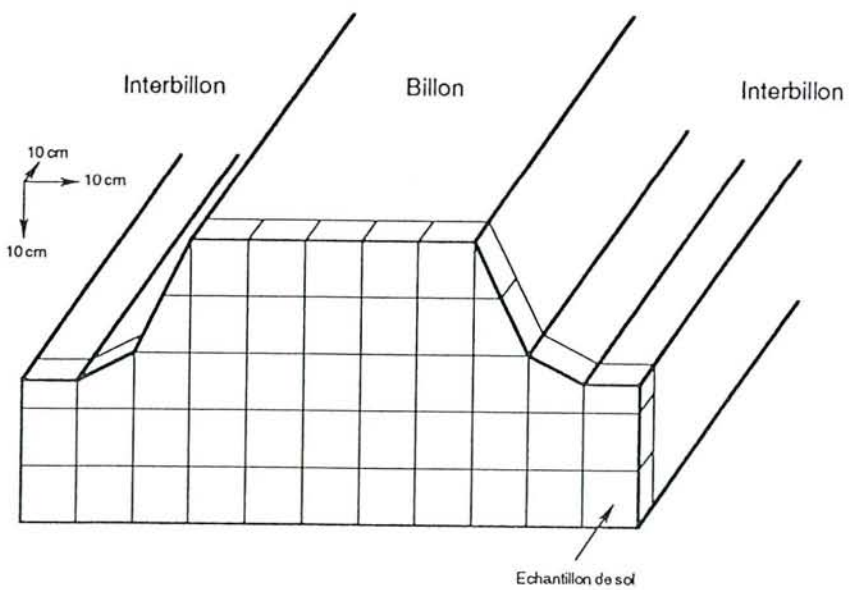


Figure VIII-3

Plan d'échantillonnage des prélèvements de sol réalisés sur une coupe transversale d'un billon de parcelle rizicole

1.2. La mesure de la salinité dans un bas-fond

La détermination de la salinité d'un sol à l'aide d'un conductivimètre électromagnétique (CEM) est maintenant largement répandue, notamment pour l'étude des sols irrigués (CAMERON et al., 1981 ; JOB et al., 1987 ; BOIVIN et al., 1988 ; JOB, 1992 ; DIAZ et HERRERO, 1992 ; HENDRICKX et al., 1992 ; LESCH et al., 1992).

Cette méthode permet d'obtenir rapidement de nombreuses données qui sont traitées numériquement par interpolation géostatistique. La distribution spatiale de la salinité d'un périmètre donné peut être ainsi cartographié à des intervalles de temps régulier.

Une telle démarche a été mise en oeuvre dans le bas-fond de Djiguinoum plusieurs années durant.

* L'appareil utilisé est un conductivimètre électromagnétique (CEM, type GEONICS EM38). Les mesures sont effectuées en mars-avril, époque à laquelle les conditions d'humidité du sol peuvent être considérées comme voisines d'une année sur l'autre.

* L'ensemble de la vallée a été levée de 1987 à 1991 (BOIVIN et BRUNET, 1990), la zone cartographiée étant d'environ 132 hectares. Les mesures de CEM ont été faites, en mode vertical, aux noeuds d'un réseau de maille carrée de 100 m de côté, soit environ 100 mesures à chaque levée.

* Les données de CE sont traitées numériquement par la méthode du krigeage grâce à un logiciel de géostatistique (BOIVIN, 1990). Des classes de salinité ont été définies et les superficies correspondantes estimées.

Ces mesures, couplées à des mesures de la solution du sol "in situ", vont nous permettre d'établir le bilan salin du bas-fond au pas de temps annuel.

Quelques unes des méthodes de mesure utilisées sont présentées sur la planche photographique P11.

2. LE DESSALEMENT DES SOLS DE BAS-FOND

Le dessalement des sols du bas-fond de Djiguinoum est étudié sous pluies naturelles et sous pluies simulées. Dans chaque cas, l'importance de ce dessalement est apprécié par le calcul d'un bilan salin sur l'intervalle considéré, soit la saison des pluies en conditions naturelles et la journée en conditions contrôlées.

Avant de présenter le comportement salin de ces sols, nous rappelons brièvement quelques propriétés physiques qui peuvent avoir une incidence sur l'efficacité de leur dessalement.

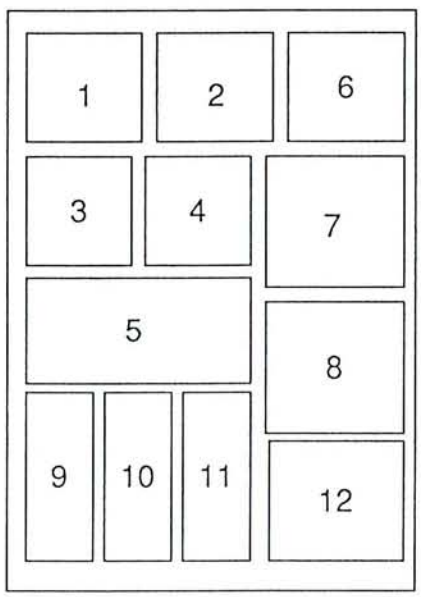
2.1. Caractéristiques physiques des sols

2.1.1. La maturation physique

Les sols sulfatés acides du bas-fond ont été formé par l'exondation artificielle (barrage anti-sel) des anciennes vasières à mangrove. Les sédiments constitutifs de celles-ci présentent une faible consistance physique. Ils en acquièrent une progressivement au fur et à mesure de leur évolution pédogénétique. Ce processus irréversible est appelé la maturation physique et se caractérise par un tassement et une déshydratation du matériau (DENT, 1986). Cette consistance acquise s'évalue par un indice n qui est liée à la texture, à la teneur en eau et à la matière organique selon la formule (PONS et ZONNEVELD, 1965) :

Planche photographique P11

La salinité des sols



1 La surface d'un sol sulfaté salé acide (tanne vif STV) avant les premières pluies : on notera le réseau fissural sous la couche poudreuse salée ("moquette")

2 Ruissellement de surface sur les sols sulfatés acides du bas-fond de Djiguinoum

3 Efflorescences salines formées après une pluie : on notera la distribution des sels en relation avec le microrelief

4 Détail de la photo 3 montrant la fine pellicule de sel précipité

5 La surface d'un sol sulfaté acide salé (tanne vif) après une pluie : le système fissural est apparent car le recouvrement de la moquette salée avant la pluie était discontinu

6 Parcelle de ruissellement SS8 avant la simulation de pluies sur un sol sulfaté acide salé (tanne vif STV) : la couche poudreuse salée est continue sur toute la surface de la parcelle

7 La parcelle SS8 au cours d'une pluie simulée

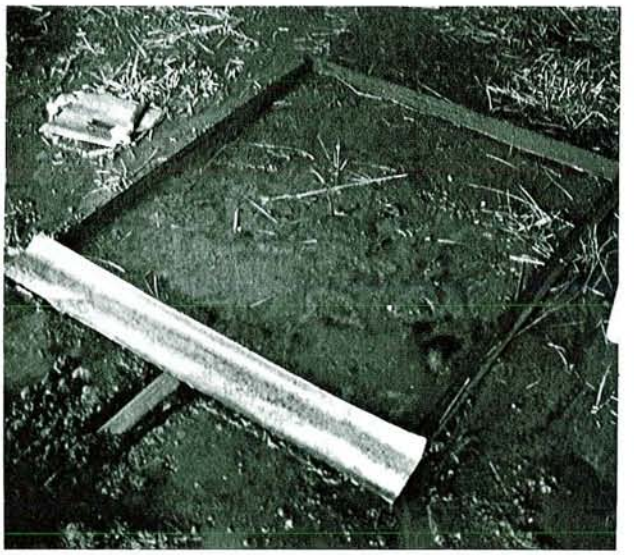
8 La parcelle SS8 après l'expérience de simulation de pluies : la surface du sol est lissée et un croûte saline continue s'est formée

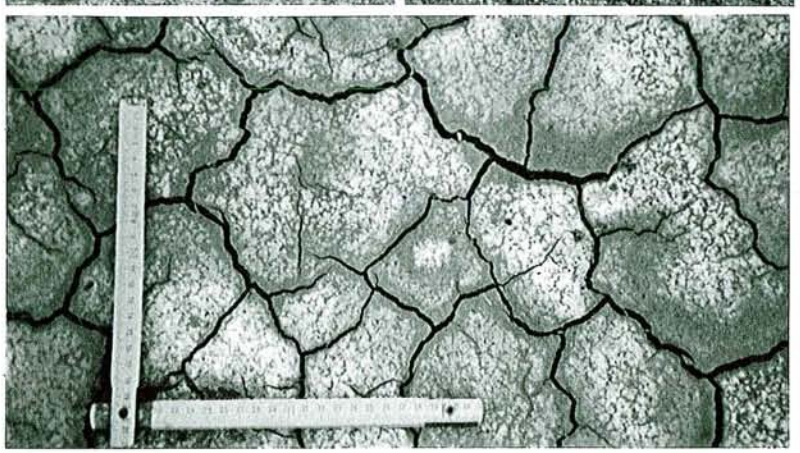
9 La station de capteurs en céramique poreuse disposés concentriquement sur un sol sulfaté acide salé (tanne herbacé STH)

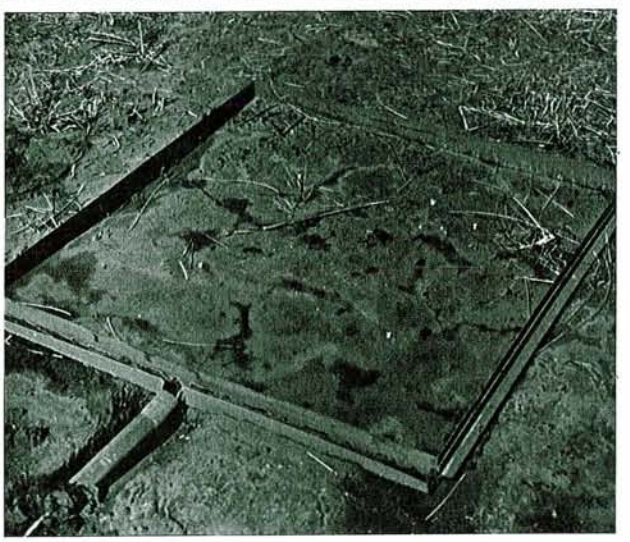
10 Vue des capteurs de la solution du sol en place lorsque le sol n'est plus inondé

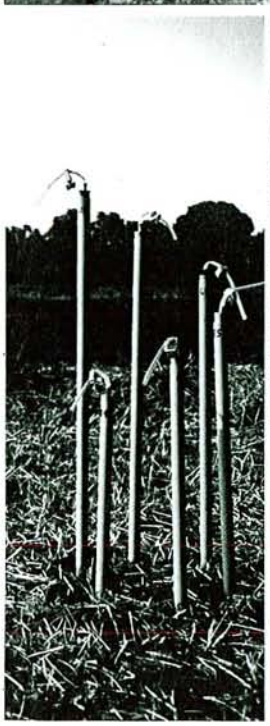
11 Détail de la photo 10 montrant la précipitation d'oxyhydroxydes de fer à la surface de la céramique : l'exondation du sol au cours de la baisse du niveau de la nappe crée des conditions oxydantes favorables à cette précipitation

12 Conductivimètre électromagnétique disposé en mode vertical à la surface d'un sol sulfaté acide salé (tanne vif)









$$n = \frac{A - 0.2Z}{L + 3H}$$

dans laquelle A représente la teneur en eau du sol séché à l'air
L la teneur en argile
H la teneur en matière organique totale
Z la fraction minérale non colloïdale : Z = 100 - L - H

Plus n est élevé, moins le sol est développé. Un indice n supérieur à 2 correspond à un matériau de consistance molle, non préhensile. Un sol est bien développé physiquement lorsque l'indice n est inférieur à 0.7 : il est très consistant et résiste à la pression manuelle. Trois classes intermédiaires de consistance et de développement physique ont été définies.

La figure VIII-4 présente l'indice de maturation physique et la densité apparente sèche du sol de tanne herbacé (STH) à différentes profondeurs. Le sol présente un bon développement physique (n<0.7) sur les 50 premiers centimètres. Ensuite, l'indice n augmente régulièrement avec la profondeur pour atteindre des valeurs comprises entre 1.5 et 2 à partir d'1 m. Celles-ci correspondent à un matériau peu développé, sans consistance et très plastique.

2.1.2. La densité apparente sèche

L'indice de maturation physique et la densité évoluent inversement : un matériau peu développé a une densité très faible et vice-versa. En profondeur, un indice n supérieur à 1.5 correspond à une densité inférieure à 0.5. En revanche, la densité des horizons superficiels est voisine de 1 (figure VIII-4).

D'autre part, la densité apparente sèche (D_s) est reliée statistiquement à la teneur en eau pondérale (H_p) par la relation suivante (figure VIII-5) :

$$D_s = 20.86\ H_p^{-0.795}$$

avec $r^2 = 0.962$ pour 25 couples (D_s, H_p)

Cette relation a été établie à partir de mesures de densité "in situ", effectuées par la méthode gamma-densimétrique, et de mesures d'humidité pondérale, réalisées à partir de prélèvements d'échantillons de sol séchés en étuve à 105 °C. Seuls les échantillons argileux des sols de tanne vif (STV) et herbacé (STH) ont été pris en compte (voir les annexes A4 et A8).

La diminution de l'espace poral est donc fonction du dessèchement du matériau argileux d'origine sédimentaire. Par des observations morphologiques faites dans un polder maritime, AZIB (1991) a établi une relation identique .

2.1.3. La perméabilité sous charge constante

Les deux essais réalisés donnent des résultats similaires, soit une vitesse d'infiltration de 30 mm h^{-1} (figure VIII-6). Cette vitesse, relativement élevée, s'explique en partie par l'existence d'un réseau de fentes de retrait situé sous la couche superficielle salée ("moquette").

En réalité, dès le début d'une pluie, la couche poudreuse s'imbibe, les sels sont dissous et une pâte argileuse forme une pellicule continue. Celle-ci constitue un écran

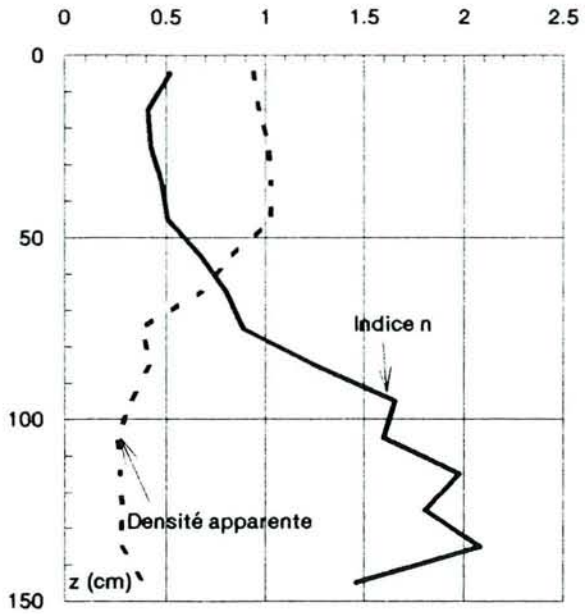


Figure VIII-4
Répartition de l'indice de maturation n et de la densité apparente sèche dans un sol sulfaté acide (tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum

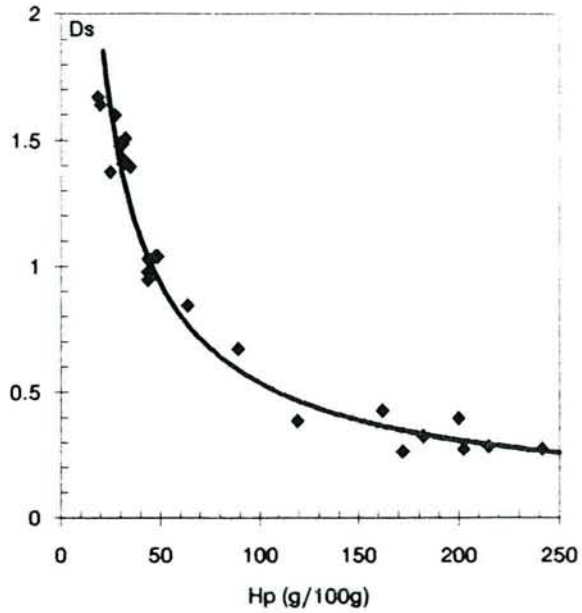


Figure VIII-5
Relation densité apparente sèche (Ds) - humidité pondérale (Hp) de deux sols sulfatés acides (tanne vif STV et tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum

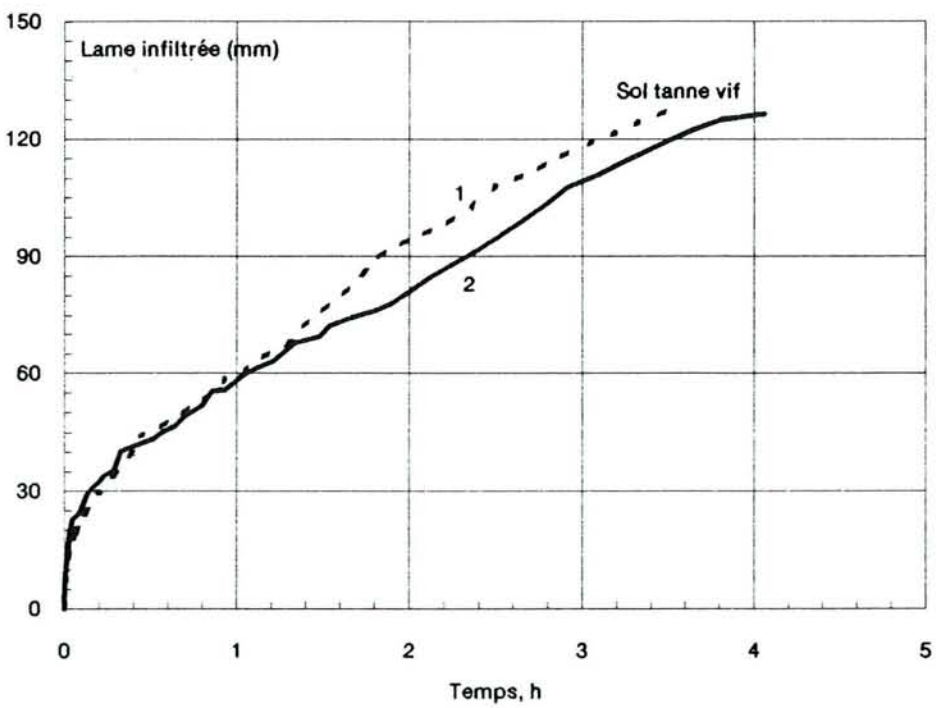


Figure VIII-6
Evolution temporelle de la lame infiltrée sous charge constante dans un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum

quasi imperméable au dessus du réseau de fentes de retrait et le matériau sous-jacent reste sec.

Ces observations semblent à priori en contradiction avec les résultats des essais d'infiltration. Cependant, comme l'apport d'eau en surface disperse les particules argileuses de la couche poudreuse salée, celles-ci restent en suspension dans la lame d'eau au cours de l'infiltration. L'eau peut donc s'infiltrer, ce qui n'est pas le cas pour une pluie car la lame d'eau n'est jamais épaisse. Lorsque l'alimentation en eau de l'essai est arrêtée, les particules se déposent et forment alors une pellicule imperméable.

2.2. La mobilisation des sels sous pluies naturelles

L'expérimentation suivante a été réalisée sur le sol de tanne herbacé (STH, voir la figure VIII-1).

2.2.1. Evolution saisonnière de la salinité

La figure VIII-7 donne l'évolution de la conductivité électrique (CE) de la solution du sol, à 15 cm, 45 cm et 55 cm, au cours de la saison des pluies 1990.

N'ayant pu prélevé la solution du sol avant les pluies, le sol étant trop sec, nous avons calculé sa CE à partir des mesures de CE sur extrait 1/5 ($CE_{e1/5}$) et des mesures d'humidité pondérale (H_p) selon la relation donnée dans l'annexe A9 :

$$\text{Log}CE_{ss} = 0.793\ \text{Log}CE_{e1/5} - 1.046\ \text{Log}H_p + 2.862 \qquad (1)$$

où CE_{ss} et $CE_{e1/5}$ sont exprimés en dS m^{-1}

Le profil salin initial est quasi uniforme à partir de 15 cm de profondeur (CE_{ss} comprise entre 45 et 50 dS m^{-1}), la salinité étant plus élevée en surface (66 dS m^{-1}).

L'évolution de la CE à différentes profondeurs montrent que, d'une façon générale, la salinité diminue sensiblement dans tout le profil de sol. Cependant, on observe que cette diminution s'opère différemment dans les parties supérieure et inférieure.

* *en surface*, la diminution de la salinité est lente et souvent irrégulière. Elle semble se prolonger après l'arrêt des pluies.

* *en profondeur*, à partir de 40 cm, on remarque que la diminution de la salinité est plus importante qu'en surface. A priori, cela semble paradoxal sachant que la nappe salée (50 dS m^{-1}) est remontée de 1.05 m à 0.20 m au moment de la première grosse pluie (110 mm, le 30 juin).

Durant toute saison des pluies, le pH du sol varie peu et se maintient autour de la valeur 3.5 avec des fluctuations entre les valeurs 3 et 4. Le faciès chimique de la solution du sol, qui est chlorurée-sodique, ne change pas.

On peut avancer des arguments physiques suivants pour expliquer ce comportement singulier.

- Comme nous l'avons vu précédemment, le sol présente, à partir de 40-50 cm de profondeur, une différenciation physique très importante liée à sa maturation récente. La structure de la partie supérieure du profil est développée. Durant une grande partie de la saison sèche, un réseau dense de fentes de retrait, dont la taille est variable (du mm à quelques cm), est visible en surface.

- A l'inverse, le matériau sous-jacent n'a pas subi cette maturation physique : il reste peu consistant et saturé d'eau. Il présente une très forte porosité sub-horizontale d'origine biologique (anciens chenaux racinaires) et/ou sédimentaire (litage sableux). Bien que non

mesurée, la conductivité hydraulique horizontale de ce type de matériau est probablement importante.

On peut donc raisonnablement penser qu'au cours de la saison des pluies, il y ait, dans ce matériau saturé et poreux, des mouvements d'eau plus rapides qu'en surface. Ces circulations d'eau libre dans un système poral continu peuvent être provoquées par la nappe du plateau qui alimente le bas-fond en eau douce, et/ou par les évacuations fréquentes des eaux de la retenue en aval. Cela a pour conséquence la dilution de la frange supérieure de la nappe et le drainage des solutions vers l'aval.

En revanche, la mobilité des solutions en surface est dépendante des discontinuités structurales verticales (fissures).

2.2.2. Répartition des sels dans un volume structural de sol sec

Le tableau VIII-1 présente la distribution spatiale de la salinité au sein d'un prisme structural, prélevé à l'état sec dans la couche superficielle du sol de tanne herbacé (STH). Les mesures de salinité sont données en termes de CE de l'extrait 1/5 d'une part, de la solution du sol d'autre part. La CE de la solution du sol est calculée avec la relation (1) où l'on considère l'humidité pondérale moyenne du prisme (H_p) égale à 0.45 g $(100g)^{-1}$.

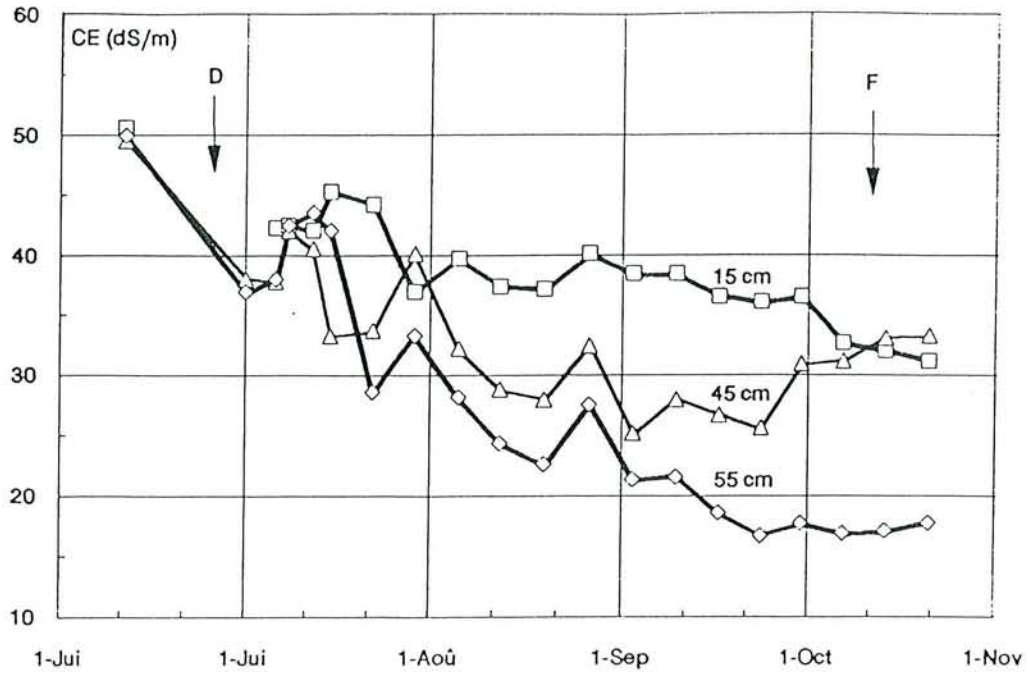
On constate que la distribution des sels dans le prisme n'est pas uniforme. La salinité varie globalement de 4 à 24 dS m^{-1}. Elle est toujours plus élevée au pourtour du prisme qu'en son coeur. Le facteur de variation est de deux verticalement et de trois horizontalement.

Le réseau fissural de surface crée des circulations préférentielles qui participent aux transferts hydriques. On verra plus loin que ceux-ci ont une importance limitée et dépendent de l'état structural de la surface du sol.

AZIB (1991) montre que, pour un matériau argileux, salé et sodique d'un polder maritime, les variations saisonnières du régime hydrique et de l'ambiance physico-chimique sont à l'origine de transformations morphologiques importantes. De nombreux mécanismes physiques (fracturation, éclatement, entraînement, effondrement, dispersion...) réorganisent l'assemblage, la distribution et l'orientation des constituants conduisant au remaniement de l'organisation sédimentaire et à l'apparition d'un réseau fissural. Le développement de ce réseau dépend de l'histoire hydrique du matériau, notamment des contraintes maximales qu'il subit (TESSIER, 1984).

La distribution spatiale des sels dans les éléments structuraux n'est donc pas due uniquement aux transferts verticaux des solutions au sein des prismes (percolation, remontée capillaire). En effet, par l'importante surface d'échange qu'il offre, le réseau fissural participe activement aux circulations transversales des solutions (AZIB, 1991), à leur concentration ou à leur dilution.

Des expérimentations de laboratoire montrent que les transferts de solution peuvent être très lents du fait de la réorganisation des particules argileuses au cours de la dessiccation (TESSIER, 1984). TESSIER et al. (1992) montrent que l'édifice cristallin de l'illite se désagrège sous l'effet de la pression de l'air contenu dans sa porosité, notamment si la vitesse d'humectation est élevée. Lors de sa dessiccation, le matériau illitique tend vers la compaction. En revanche, la montmorillonite conserve sa cohésion car sa faible conductivité hydraulique évite la surpression de l'air. Une pression de gonflement se développe lentement et un système fissural apparaît au cours de la dessiccation. HALITIM et al. (1984) montrent qu'une solution saline concentrée augmente la conductivité hydraulique d'une montmorillonite tandis que son gonflement diminue.



(D) Début des pluies (F) Fin des pluies

Figure VIII-7

Evolution temporelle de la salinité d'un sol sulfaté acide (tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum au cours de la saison des pluies 1990

Tableau VIII-1

Distribution de la salinité dans un élément structural sec d'un sol de tanne herbacé (STH)

Plan	CEv_1	CEv_2	CEv_3	CEv_4	$CEmv_n$	CEv_c	CEm_h
				(dS m^{-1})			
o ***Conductivité électrique sur extrait 1/5***							
Sommet	6.5	16.3	6.2	6.7	8.9	9.9	9.1
Milieu 1	4.5	19.6	23.0	7.2	13.6	4.2	11.7
Milieu 2	5.0	18.6	13.8	4.2	12.9	4.1	11.1
Base	8.2	5.5	11.4	24.2	12.3	6.9	11.2
CEm_v	6.1	15.0	16.1	10.6	-	6.3	-
o ***Conductivité électrique de la solution du sol (Hp = 45 g $(100g)^{-1}$)***							
Sommet	60.1	124.3	57.7	61.6	75.9	83.4	77.4
Milieu 1	44.8	143.9	163.3	64.9	104.2	42.1	91.8
Milieu 2	48.5	137.8	167.6	42.6	99.1	41.5	87.6
Base	72.1	52.3	93.6	170.1	97.0	62.4	90.1
CEm_v	56.4	114.6	121.0	84.8	-	57.4	-

v_1, v_2, v_3, v_4 et v_c représentent les volumes échantillonnés selon le schéma de la figure VIII-2

CEm_h est la CE moyenne par plan : $CEm_h = (\sum_{i=1}^{4} CEvi + CEv_c) / 5$ et $CEmv_n = 1/4 \sum_{i=1}^{4} CEvi$

CEm_v est la CE moyenne sur une direction verticale

Les processus de fissuration et de compaction dépendent essentiellement des caractéristiques minéralogiques des particules argileuses, tandis que le mécanisme de gonflement des argiles peut être favorisé par leur environnement géochimique : on obtient ainsi un gonflement significatif avec une argile saturée en sodium (TESSIER et al., 1992).

Comme le prisme structural est salé, on pourrait penser que sa porosité fine s'effondre et que les particules argileuses se dispersent au cours de l'humectation. Or, il n'y a pas de désagrégation car les solutions sont salées. Celles-ci diffusent au sein du prisme très lentement, car des observations de terrain montrent que, même submergé, un bloc de sol peut rester sec en son centre pendant une longue période.

2.2.3. Bilan salin saisonnier

2.2.3.1. Principe du calcul du stock salin

La masse (M_s) de sel contenu dans la solution du sol est égale, par définition, au produit de la concentration de cette solution (CD_{ss}) par son volume (V_{ss}) :

$$M_s = CD_{ss}\ V_{ss} \qquad (2)$$

où M_s est exprimé en g, CD_{ss} en g L^{-1} et V_{ss} en L.

Soit un volume de sol V, dont la teneur en eau volumique H_v est connue, le volume d'eau V_e contenu dans ce volume de sol est donné par la relation :

$$V_e = V\ H_v \qquad (3)$$

où V_e et V sont exprimés en dm^3 et H_v en $dm^3\ dm^{-3}$.

A un instant t donné, les relations (2) et (3) permettent de calculer la masse de sel ($M_{s(t)}$) contenue dans un volume de sol (V), caractérisé par une humidité volumique ($H_{v(t)}$) et une solution du sol de concentration ($CD_{ss(t)}$). On obtient la relation suivante :

$$M_{s(t)} = CD_{ss(t)}\ H_{v(t)}\ V \qquad (4)$$

où $M_{s(t)}$ est exprimé en g, $CD_{ss(t)}$ en g L^{-1}, $H_{v(t)}$ en $dm^3\ dm^{-3}$ et V en dm^3.

Nous allons appliquer cette équation au sol de tanne herbacé (STH) en déterminant chacun des paramètres soit par des mesures directes, soit par des relations statistiques préalablement établies sur le bas-fond de Djiguinoum.

* Le volume de sol (V), pris comme référence pour le calcul de la masse de sel (M_s), correspond à une couche de sol de 10 cm rapportée à une section de 1 dm^2, soit un volume d'1 dm^3.

Les cotes de mesure, choisies tous les 10 cm à partir de la cote 5 cm, permettent le calcul de M_s pour toutes les couches de sol comprises entre la surface et la cote 70 cm.

* Les valeurs de teneur en eau volumique (H_v) sont calculées à partir des mesures de teneur en eau pondérale (H_p) et de densité apparente sèche (D_s), selon la relation :

$$H_v = H_p\ D_s$$

où H_v est exprimée en $dm^3\ dm^{-3}$, H_p en g g^{-1}.

Lorsque la nappe est remontée et que les sols du bas-fond sont inondés, il n'est plus possible techniquement de déterminer l'humidité pondérale du sol et par voie de conséquence son stock salin. Pour estimer celui-ci durant la saison des pluies, nous avons

supposé que l'humidité volumique n'avait pas varié depuis le 1er juillet date à laquelle l'engorgement des sols a débuté.

* Les concentrations CD_{ss} sont obtenues après une conversion des mesures de conductivité électrique soit à partir d'extraits 1/5 ($CE_{1/5}$), soit à partir de la solution du sol (CE_{ss}) directement prélevée par les capteurs en céramique poreuse.

Les relations statistiques utilisées pour la conversion des données de CE (voir en annexe A9) sont :

$$\text{Log}CE_{ss} = 0.793\ \text{Log}CE_{e1/5} - 1.046\ \text{Log}H_p + 2.862$$

$$CD_{ss} = 0.478\ CE_{ss}^{1.104}$$

où CE_{ss} et $CE_{e1/5}$ sont exprimés en dS m^{-1} et CD_{ss} en g L^{-1}
et H_p représente l'humidité pondérale du sol exprimée en g (100 g)$^{-1}$.

Entre deux instants donnés, on établira le bilan salin à chaque profondeur en calculant la variation de la masse de sel ($\Delta M_{s(t)}$) contenu dans la couche de sol correspondante. Le bilan salin global est obtenu en cumulant toutes ces variations depuis la surface jusqu'à la base du profil.

2.2.3.2. Résultats

Le tableau VIII-2 présente les résultats obtenus sur le site expérimental à quatre périodes de la saison des pluies. Les figures VIII-8 et VIII-9 montrent les variations du stock hydrique et du stock salin au début de la saison et le tableau VIII-3 donne le bilan salin au cours de la saison des pluies

On constate que le stock salin a beaucoup diminué entre le 4 juin et le 7 juillet. C'est essentiellement la pluie du 30 juin qui a contribué à ce dessalement, notamment en surface. Ensuite, la diminution est moins forte.

Entre le 24 septembre et le 22 octobre, les horizons inférieurs montrent un bilan positif: il y a augmentation de la salinité en profondeur. Cette augmentation est très perceptible à 35 cm et 45 cm, cotes qui correspondent au changement de maturation physique du sol.

Cette remontée de la salinité à un niveau intermédiaire est difficile à expliquer. On peut invoquer le ralentissement des transferts hydriques dans le matériau peu développé alors que la saison des pluies s'achève et qu'il n'y a plus d'ouvertures au barrage.

En revanche, elle continue à diminuer en surface mais très faiblement, le bilan global étant positif.

2.3. Le dessalement sous pluies contrôlées

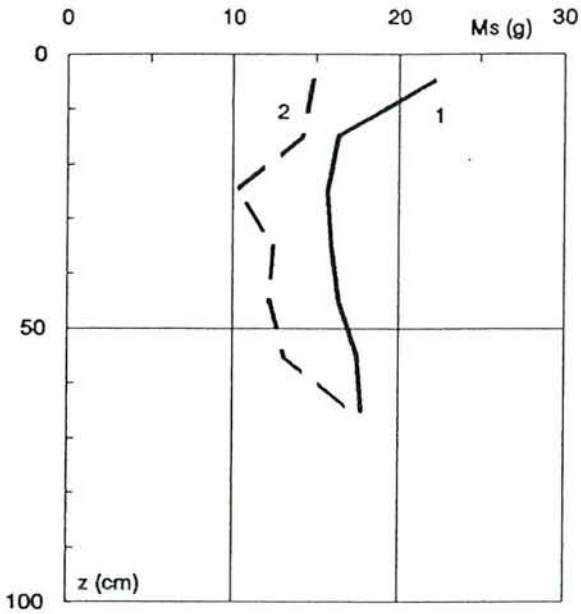
L'expérimentation de pluies simulées a été réalisée sur le sol de tanne vif (STV, voir la figure VIII-1).

2.3.1. Bilan des sels mobilisés en surface

2.3.1.1. Principe du calcul

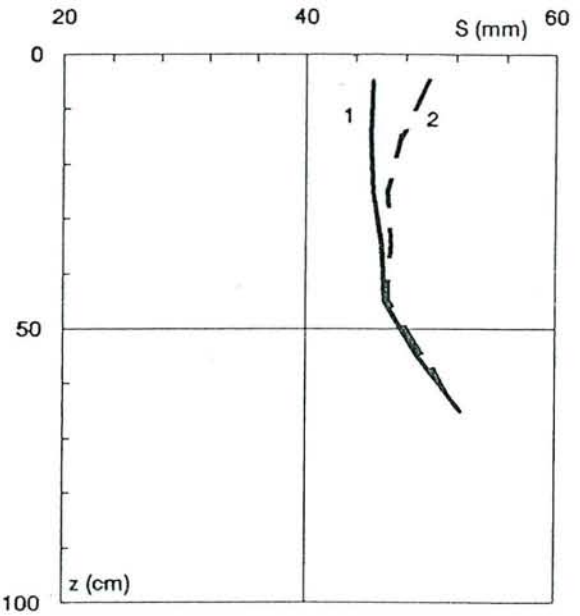
Au cours de la simulation de pluies, le suivi de la salinité des eaux de ruissellement permet d'établir un bilan des sels exportés de la parcelle expérimentale.

A un instant t donné, la masse de sel exporté ($M_{E(t)}$) est égale à la masse de sel présent dans la cuve de réception des eaux de ruissellement ($M_{c(t)}$) moins la masse de sel présent dans la cuve à l'instant t=0 ($M_{c(0)}$) et la masse de sel apportée par l'eau de pluie ($M_{p(t)}$).



(1) 12 juin 1990

Figure VIII-8
Variation du stock salin d'un sol sulfaté acide (tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum en début de saison des pluies



(2) 7 juillet 1990

Figure VIII-9
Variation du stock hydrique d'un sol sulfaté acide (tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum en début de saison des pluies

La relation s'écrit :

$$M_{E(t)} = M_{c(t)} - (M_{c(0)} + M_{p(t)})$$

* La masse de sel présent dans la cuve ($M_{c(t)}$) est égale, à un instant t, au produit de la concentration saline ($CD_{c(t)}$) de l'eau de la cuve par le volume d'eau ($V_{c(t)}$), soit la relation:

$$M_{c(t)} = CD_{c(t)}\ V_{c(t)} \qquad (5)$$

où $M_{c(t)}$ est exprimée en g, $CD_{c(t)}$ en g L^{-1} et $V_{c(t)}$ en L.

A un instant t, le volume d'eau dans la cuve ($V_{c(t)}$) est égal à la somme du volume d'eau ruisselée ($V_{r(t)}$) et du volume d'eau présent à l'instant t=0 ($V_{c(0)}$). Le volume d'eau ruisselée ($V_{r(t)}$) est égal au produit de la lame ruisselée ($L_{r(t)}$) par la surface de la parcelle de ruissellement (s = 1 m^2). Les relations s'écrivent :

$$V_{c(t)} = V_{r(t)} + V_{c(0)}$$

et

$$V_{r(t)} = L_{r(t)}\ s \qquad (6)$$

Tableau VIII-2

Stock hydrique et salin d'un sol sulfaté acide (sol de tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum au cours de la saison des pluies

Temps	z	D_S	H_p	H_v	S	S_c	$CE_{1/5}$	CE_{ss}	CD_{ss}	M_s	M_{sc}
	(cm)		(g/100g)	(dm^3dm^{-3})	(mm)		(dS m^{-1})		(g L^{-1})	(g)	
Avant	5	0.94	44.2	0.454	45.4	45.4	7.2	66.2	48.9	22.2	22.2
la saison	15	0.97	43.5	0.452	45.2	90.6	5.0	50.4	36.2	16.4	38.6
des pluies	25	1.02	44.6	0.454	45.4	136.0	4.9	48.3	34.6	15.7	54.3
(14/6/1990)	35	1.03	48.0	0.461	46.1	182.1	5.4	48.3	34.6	16.0	70.2
	45	1.03	49.0	0.463	46.3	228.4	5.7	49.4	35.4	16.4	86.6
	55	0.84	64.0	0.489	48.9	277.3	8.2	49.8	35.8	17.5	104.1
	65	0.67	89.4	0.524	52.4	329.7	12.0	47.5	33.9	17.8	**121.9**
Début de	5	0.71	70.1	0.499	49.9	49.9		42.2	29.8	14.8	14.8
la saison	15	0.85	56.2	0.476	47.6	97.5		42.2	29.8	14.2	29.0
des pluies	25	0.93	50.1	0.465	46.5	144.0		32.1	22.0	10.2	39.3
(7/7/1990)	35	0.91	51.6	0.468	46.8	190.8		38.2	26.7	12.5	51.8
	45	0.93	50.1	0.465	46.5	237.3		37.7	26.3	12.2	64.0
	55	0.73	68.3	0.496	49.6	286.9		38.0	26.5	13.2	77.1
	65	0.60	87.1	0.521	52.1	339.0		45.9	32.7	17.0	**94.2**
Fin de	5	-	-	0.499	49.9	49.9		36.0	25.0	12.5	12.5
la saison	15	-	-	0.476	47.6	97.5		36.0	25.0	11.9	24.4
des pluies	25	-	-	0.465	46.5	144.0		36.2	25.1	11.7	36.1
(24/9/1990)	35	-	-	0.468	46.8	190.8		25.0	16.7	7.8	43.9
	45	-	-	0.465	46.5	237.3		25.5	17.1	7.9	51.8
	55	-	-	0.496	49.6	286.9		16.7	10.7	5.3	57.1
	65	-	-	0.521	52.1	339.0		49.2	35.3	18.4	**75.5**
Après	5	-	-	0.499	49.9	49.9		31.2	21.3	10.6	10.6
la saison	15	-	-	0.476	47.6	97.5		31.2	21.3	10.2	20.8
des pluies	25	-	-	0.465	46.5	144.0		36.8	25.6	11.9	32.7
(22/10/1990)	35	-	-	0.468	46.8	190.8		35.5	24.6	11.5	44.2
	45	-	-	0.465	46.5	237.3		33.2	22.8	10.6	54.9
	55	-	-	0.496	49.6	286.9		17.8	11.5	5.7	60.6
	65	-	-	0.521	52.1	339.0		53.1	38.4	20.0	**80.6**

$M_{s(k)}$ masse de sel cumulée correspondant à un volume de sol de 1 dm^3

$M_{sc(k)}$ masse de sel cumulée correspondant à un volume de sol de k dm^3

(k compris entre 1 et 15) : $M_{sc(k)} = M_{s(k-1)} + M_{s(k)}$

Tableau VIII-3

Bilan salin du sol de tanne herbacé (STH) au cours de la saison des pluies 1990

z (cm)	ΔM_S (g)			ΔM_{SC} (g)		
	14/6-7/7	7/7-24/9	24/9-22/10	14/6-7/7	7/7-24/9	24/9-22/10
5	-7.4	-2.3	-1.8	-7.4	-2.3	-1.8
15	-2.2	-2.3	-1.7	-9.6	-4.6	-3.5
25	-5.5	+1.5	+0.2	-15.1	-3.1	-3.3
35	-3.5	-4.7	+3.7	-18.6	-7.8	+0.4
45	-4.2	-4.3	+2.7	-22.8	-12.1	+3.1
55	-4.3	-7.9	+0.4	-27.1	-20.0	+3.5
65	-0.8	+1.4	+1.6	**-27.9**	**-18.6**	**+5.1**

soit : $$V_{c(t)} = L_{r(t)}\ s + V_{c(0)}$$

où $V_{c(t)}$ est exprimée en L, $L_{r(t)}$ en mm et s en m^2.

A un instant t, la concentration saline ($CD_{c(t)}$) de l'eau dans la cuve est calculée à partir de la mesure de conductivité électrique ($CE_{c(t)}$) en utilisant la relation établie précédemment, à savoir :

$$CD_{c(t)} = 0.478\ CE_{c(t)}^{1.104}$$

où $CD_{c(t)}$ est exprimée en g L^{-1} et CE en dS m^{-1}.

* A l'instant initial (t=0), la masse de sel dans la cuve est donnée par la relation (5) :

$$M_{c(0)} = CD_{c(0)}\ V_{c(0)}$$

* La masse de sel apportée par l'eau de pluie ($M_{p(t)}$) est égale, à un instant t, au produit de la concentration saline (CD_p) de l'eau de pluie par le volume d'eau ruisselée ($V_{r(t)}$), soit la relation :

$$M_{p(t)} = CD_p\ V_{r(t)}$$

ou encore avec la relation (6) :

$$M_{p(t)} = CD_p\ L_{r(t)}\ s$$

La concentration saline de l'eau de pluie CD_p est considérée comme constante au cours de l'expérimentation (CE_p = 0.8 dS m^{-1} et CD_p = 0.37 g L^{-1}).

On établit le bilan salin, pour chaque pluie et à un instant donné, en calculant la variation de la masse de sel entre deux pluies consécutives.

Le bilan salin global est obtenu en cumulant les variations sur l'ensemble des pluies de l'expérimentation.

2.3.1.2. Résultats

Les données, obtenues pour chaque pluie simulée, sont présentés dans le tableau VIII-4 en prenant un pas de temps de 10 mn.

La figure VIII-10 présente la variation de la concentration des eaux de ruissellement au cours de l'événement pluvieux. Pour chaque pluie, la concentration des eaux augmente très rapidement, atteint un palier, puis décroît régulièrement

On constate que, pour la première pluie, les eaux sont plus chargées en éléments dissous, la concentration maximale étant de 9.3 g L^{-1}.

En revanche, pour les deux pluies suivantes, les eaux atteignent la même concentration maximale (4.2 - 4.3 g L^{-1}), cette valeur étant pratiquement deux fois moins élevée que pour la première pluie. Après avoir atteint sa valeur maximale, la concentration des eaux de la 2ème pluie suit un palier légèrement descendant, tandis que, pour la 3ème pluie, la concentration diminue plus franchement.

La figure VIII-11 montre l'évolution dans le temps de la lame ruisselée. Les deux dernières pluies ont un coefficient de ruissellement proche de 100 % (98 % et 97 %) et on constate que le régime permanent (100 % de ruissellement) est atteint au bout de 10 mn. La première pluie ruisselle moins, avec cependant un coefficient élevé (74 %). Le régime permanent n'est jamais atteint.

Tableau VIII-4

Bilan salin de la parcelle de ruissellement SS8 (tanne vif STV) sous pluies simulées

Episode	t	CE_c	CD_c	L_p	L_r	K_r	V_c	M_c	M_p	M_E
	(mn)	(dS m^{-1})	(g L^{-1})	(mm)		(%)	(l)	(g)		
1ère pluie	0	0.80	0.37	0	0	0	15.5	5.8	0	0
	10	10.90	6.68	10	2	20.0	17.5	116.9	0.7	110.4
	20	14.77	9.34	20	10.7	53.5	26.2	244.8	4.0	235.0
	30	14.18	8.93	30	18.5	61.7	34.0	303.6	6.9	290.9
	40	13.16	8.22	40	26.4	66.0	41.9	344.6	9.9	328.9
	50	12.50	7.77	50	34.2	68.4	49.7	386.2	12.8	367.6
	60	11.02	6.76	60	44.2	73.7	59.7	403.6	16.5	**381.3**
2ème pluie	0	0.98	0.47	0	0	0	16.0	7.5	0	0
	10	7.09	4.15	10	7.2	72.0	23.2	96.4	2.7	86.2
	20	7.04	4.12	20	17.2	86.0	33.2	136.9	6.4	123.0
	30	6.76	3.94	30	27.2	91.0	43.2	170.3	10.2	152.6
	40	6.54	3.80	40	37.2	93.0	53.2	202.2	13.9	180.8
	50	6.45	3.74	50	47.2	94.4	63.2	236.5	17.6	211.4
	60	6.36	3.69	60	59.0	98.0	75.0	276.4	22.0	**246.9**
3ème pluie	0	0.95	0.45	0	0	0	22.0	9.9	0	0
	10	7.41	4.36	10	7.4	74.0	29.4	128.2	2.8	115.5
	20	6.95	4.06	20	17.4	87.0	39.4	160.1	6.5	143.7
	30	6.32	3.66	30	27.4	91.3	49.4	180.8	10.2	160.7
	40	5.69	3.26	40	37.4	93.5	59.4	193.6	14.0	169.7
	50	5.22	2.96	50	47.4	94.8	69.4	205.6	17.7	178.0
	60	4.98	2.81	60	58.2	97.0	80.2	225.6	21.7	**194.0**

$K_{r(t)}$ coefficient de ruissellement à l'instant t : $K_{r(t)} = 100\ (L_{r(t)} / L_{p(t)})$

Des observations précédentes, on peut faire les remarques suivantes :

o *La partie croissante de la courbe concentration-temps correspond à la phase de lessivage des eaux de ruissellement.* : la pluie dissout les sels précipités à la surface du sol et les entraîne vers l'exutoire de la parcelle. Cette capacité de dissolution augmente pour atteindre un maximum qui dépend du stock salin initial et du volume d'eau ruisselé.

o *La partie décroissante correspond à la phase stationnaire du lessivage.* : la capacité de dissolution étant atteinte, si le volume d'eau ruisselé est constant, la décroissance de la courbe s'explique par un épuisement du stock de sels présents à la surface du sol. Cet épuisement peut être plus ou moins rapide (pluies 2 et 3). C'est également le cas lorsque le ruissellement continue d'augmenter (pluie 1).

o Avant la première pluie, la surface du sol présente une structure poudreuse constituée de particules fines et de cristaux de sels. Au cours de l'averse, les particules (minérales et organiques) se redistribuent en surface sous l'effet énergétique des gouttes de pluie. Les particules argileuses se dispersent formant, en surface, une pellicule boueuse qui colmate progressivement la porosité et empêche les eaux de s'infiltrer. Le ruissellement s'amorce et prend de l'ampleur.

Durant la période de ressuyage, la surface du sol se dessèche et les sels cristallisent en un film blanchâtre, notamment dans les chenaux d'écoulement, donnant à la surface un aspect hétérogène. Une croûte salée indurée se forme : le ruissellement est alors maximum.

La figure VIII-12 montre la variation dans le temps de la masse de sel exporté de la parcelle de ruissellement. Pour la pluie 1, la pente de la courbe, qui exprime la masse de

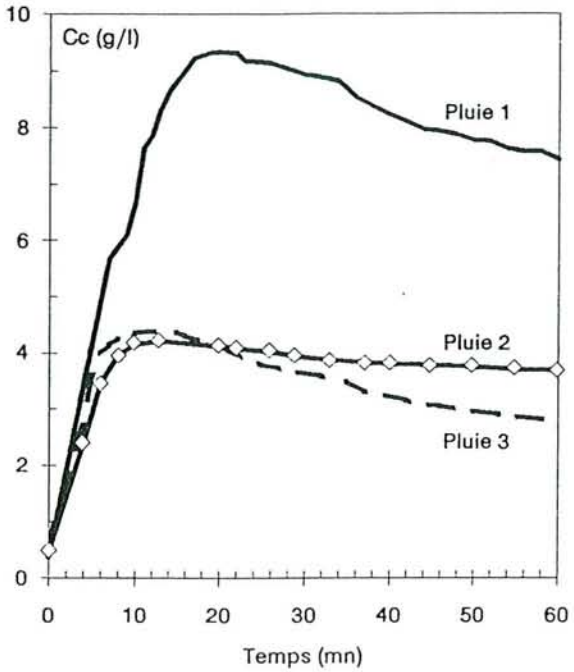


Figure VIII-10
Concentration des eaux de ruissellement au cours de la simulation de pluies sur un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum

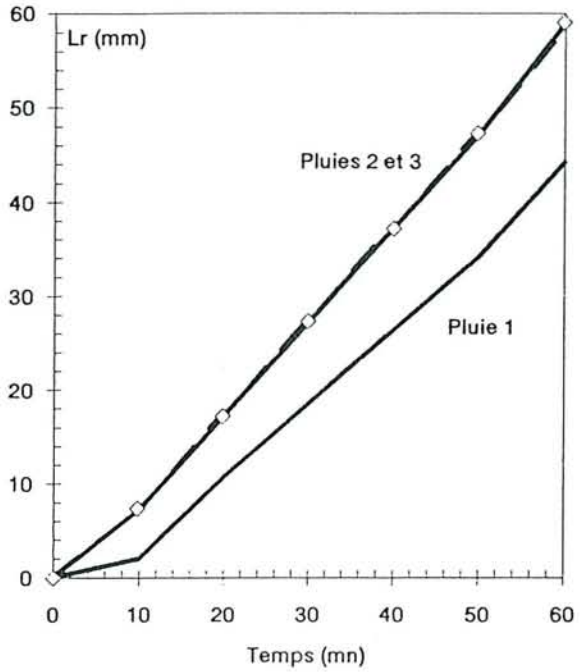


Figure VIII-11
Lame d'eau ruisselée au cours de la simulation de pluies sur un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum

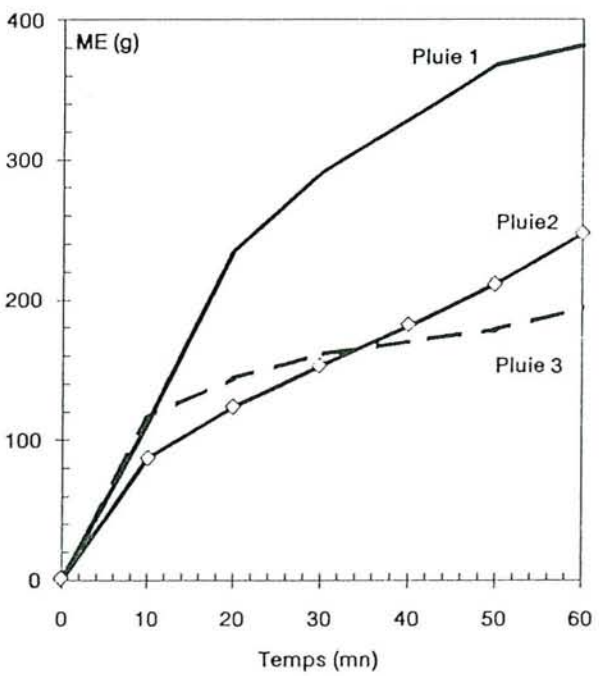


Figure VIII-12
Quantité de sel exporté de la parcelle de ruissellement au cours de la simulation de pluies sur un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum

sel exporté par unité de temps, évolue au cours de la pluie : elle a tendance à diminuer régulièrement. En revanche, elle reste quasiment constante pour les pluies 2 et 3, la pente de cette dernière étant plus faible.

La masse de sel totale exportée par le ruissellement décroît avec les pluies successives. Elle est deux fois moins importante entre la 1ère (environ 380 g) et la 3ème pluie (environ 190 g). A l'issue de l'expérimentation, la masse totale de sel exporté de la parcelle s'élève à 822.2 g .

2.3.2. Bilan des sels mobilisés dans le sol

Pour établir un tel bilan, nous utilisons la même démarche qu'au paragraphe 2.2.3. Le volume de sol considéré pour le calcul de la masse de sel (M_s) est identique, à savoir 1 dm^3. Les calculs ont été effectués sur 10 cotes de mesure, prenant en compte l'ensemble du profil de sol situé au dessus de la nappe.

Le tableau VIII-5 présente les résultats obtenus avant et après l'expérimentation de pluies simulées.

Tableau VIII-5
Stock hydrique et salin avant et après la simulation de pluies
d'un sol sulfaté acide (sol de tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum

Temps	z	D_S	H_p	H_v	S	S_c	$CE_{1/5}$	CE_{ss}	CD_{ss}	M_s	M_{sc}
	(cm)		(g/100g)	(dm^3dm^{-3})	(mm)		(dS m^{-1})		(g L^{-1})	(g)	
Avant	5	1.63	15.5	0.253	25.3	25.3	4.0	124.3	98.1	24.8	24.8
la 1ère pluie	15	1.58	17.0	0.269	26.9	52.1	1.9	62.5	45.9	12.3	37.1
	25	1.48	25.7	0.380	38.0	90.2	2.4	48.8	35.0	13.3	50.4
	35	1.43	30.1	0.430	43.0	133.2	1.8	32.9	22.7	9.8	60.2
	45	1.40	36.3	0.508	50.8	184.0	1.5	23.4	15.6	7.9	68.1
	55	1.51	38.5	0.581	58.1	242.2	1.7	24.3	16.2	9.4	77.5
	65	1.55	30.0	0.465	46.5	288.7	0.9	19.1	12.4	5.8	83.3
	75	1.56	24.0	0.374	37.4	326.1	1.2	30.3	20.6	7.7	91.0
	85	1.53	33.1	0.506	50.6	376.7	1,5	25.8	17.3	8.8	99.8
	95	1.61	32.3	0.520	52.0	**428.7**	1.4	25.1	16.8	8.7	**108.5**
Après	5	1.48	23.1	0.342	34.2	34.2	2.6	58.2	42.4	14.5	14.5
la 3ème pluie	15	1.36	26.4	0.359	35.9	70.1	3.3	61.1	44.8	16.1	30.6
	25	1.30	31.0	0.403	40.3	110.4	4.0	60.2	44.1	17.8	48.3
	35	1.26	34.3	0.431	43.1	153.5	2.1	32.5	22.3	9.6	58.0
	45	1.20	42.7	0.512	51.2	204.7	1.9	23.9	15.9	8.1	66.1
	55	1.51	39.5	0.596	59.6	264.3	1.6	22.6	14.9	8.9	75.0
	65	1.55	30.8	0.477	47.7	312.1	0.9	18.6	12.0	5.7	80.7
	75	1.56	27.4	0.427	42.7	354.8	1.2	26.4	17.7	7.6	88.3
	85	1.53	30.7	0.470	47.0	401.8	1.4	26.4	17.8	8.3	96.6
	95	1.61	30.4	0.489	48.9	**450.7**	1.6	29.7	20.2	9.9	**106.5**

D_S : Densité apparente sèche H_p : Humidité pondérale H_v : Humidité volumique

$CE_{1/5}$: CE de l'extrait 1/5 CE_{ss} : CE de la solution du sol CD_{ss} : Charge minérale dissoute

. Pour une couche de sol k (soit un volume de 1 dm^3) :

$M_{s(k)}$: Masse de sel $S_{(k)}$: Stock hydrique

. Pour k couches de sol (soit un volume de k dm^3) :

$M_{sc(k)}$: Masse de sel cumulée $S_{c(k)}$: Stock hydrique cumulé

$M_{sc(k)} = M_{s(k-1)} + M_{s(k)}$ $S_{c(k)} = S_{(k-1)} + S_{(k)}$ (k compris entre 1 et 10)

Les figures VIII-13 et VIII-14 montrent la variation des stock salin et hydrique en fonction de la profondeur au cours de l'expérimentation.

On note une diminution de la quantité de sel en surface (10.3 g), tandis qu'elle augmente dans les couches sous-jacentes (8.1 g). Il y a donc eu entraînement de matière en profondeur. Sur les 35 premiers centimètres, le bilan salin cumulé montre une perte de 2.2 g de sel (tableau VIII-6). Ce bilan négatif ne varie pratiquement pas en profondeur.

Dans le même temps, le stock en eau s'est élevé d'environ 20 mm. Cette valeur est en accord avec la lame infiltrée totale (18.6 mm) qui est calculée à partir de la lame ruisselée totale (161.4 mm) et de la pluie totale apportée (180 mm). Durant les deux périodes de ressuyage, on considère qu'il n'y a pas eu de perte d'eau par évaporation à cause de la formation d'une croûte salée continue et imperméable en surface.

Le bilan présenté dans le tableau VIII-6 n'est pas tout à fait exact dans la mesure où on n'a pas tenu compte, pour la couche superficielle, de la masse de sel exporté par le ruissellement de surface. Sur la parcelle d'1 m^2, cette quantité s'élève à 822.2 g. Pour une surface d'1 dm^2, nous devons donc considérer une perte supplémentaire de 8.2 g pour la couche de sol 0-10 cm, soit une perte totale de 18.5 g.

Compte tenu des caractéristiques physiques du sol (hétérogénéité de la porosité, forte compacité...), il est probable que, lors de l'infiltration, les solutions n'empruntent pas des voies de circulation uniquement verticales. Le système fissural et le pourtour des volumes structuraux participent au drainage des solutions, ce qui pourrait expliquer la perte de matière enregistrée globalement.

La variabilité importante, qui existe dans la distribution spatiale des sels au sein des éléments structuraux, pourrait également être un facteur explicatif dans la mesure où les mesures avant et après les pluies ne se font pas sur les mêmes échantillons (prélèvements à la tarière sur des emplacements voisins, supposés être "identiques").

Les observations sur la dynamique interne des sels confirment celles qui ont été faites précédemment sur la dynamique de surface, à savoir une prédominance des flux horizontaux de surface par rapport aux flux internes, verticaux et latéraux. Il s'ensuit un transfert de matière exclusivement par voie de surface dépendant de l'état de celle-ci au moment de la pluie et de sa dynamique entre les épisodes pluvieux.

Tableau VIII-6

Bilan hydrique et salin du sol de tanne herbacé (STH) au cours de la saison des pluies 1990

z (cm)	ΔS	ΔS_c	ΔM_s	ΔM_{sc}
	(mm)		(g)	
5	+8.9	+8.9	-10.3	-10.3
15	+9.0	+17.9	+3.7	-6.6
25	+2.3	+20.2	+4.4	-2.2
35	+0.0	+20.2	-0.1	-2.3
45	+0.4	+20.6	+0.2	-2.1
55	+1.5	+22.1	-0.5	-2.6
65	+1.2	+23.3	0.0	-2.6
75	+5.3	+28.6	-0.2	-2.8
85	-3.7	+24.9	-0.4	-3.2
95	-3.1	+21.8	+1.2	-2.0

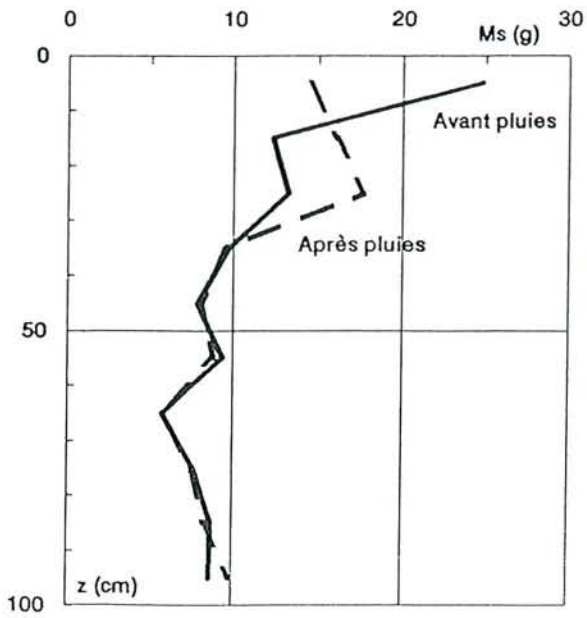


Figure VIII-13
Variation du stock salin d'un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum au cours de la simulation de pluies

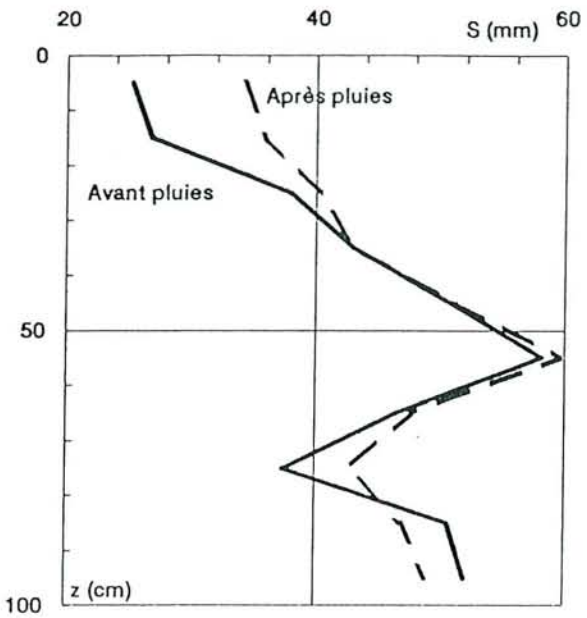


Figure VIII-14
Variation du stock hydrique d'un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum au cours de la simulation de pluies

Pour conclure, nous retiendrons, que l'alternance de périodes d'humectation et de dessiccation d'un sol sulfaté acide et salé, sans couverture végétale, est un facteur favorisant le ruissellement des eaux de pluie et la mobilisation des sels en surface. Ces eaux vont cheminer vers le lit du marigot et contribuer au remplissage de la retenue.

Cependant, nous devons tempérer ce propos, si on considère l'ensemble du bas-fond. En effet, tous les sols ne sont pas nus et l'influence du couvert végétal est à prendre en compte. La végétation augmente les possibilités d'infiltration des sols car la couche poudreuse salée ("moquette") est moins généralisée et laisse apparaître le réseau de fentes de retrait sous-jacent.

La situation, que nous avons présentée, constitue sans doute un cas extrême, où le ruissellement est particulièrement favorisé. Mais, des pluies naturelles présentant de fortes intensités en début de saison des pluies ont le même effet. Le ruissellement est général et intense et le remplissage partiel de la retenue est soudain, une seule pluie suffisant parfois. Une autre conséquence est la remontée importante et immédiate de la nappe (plus d'un mètre en quelques heures) ce qui limitent les possibilités de drainage et de mobilisation des sels dans le sol.

Aussi, pour estimer l'importance des transferts de matière dans le bas-fond, nous nous proposons de calculer son bilan salin annuel.

3. LE DESSALEMENT DU BAS-FOND

3.1. Principe du calcul du bilan salin

Le principe général est celui exposé au paragraphe 2.2.3. Selon la relation (4), il s'agit de calculer, à un instant t donné, la masse de sel ($M_{s(t)}$) contenu dans la solution d'un volume de sol ($V_{(t)}$). La relation s'écrit :

$$M_{s(t)} = CD_{ss(t)}\ H_{v(t)}\ V_{(t)} \qquad (4)$$

où $M_{s(t)}$ est exprimé en g et V en dm^3
$CD_{ss(t)}$ représente la concentration de la solution du sol (en g L^{-1}) et $H_{v(t)}$ l'humidité volumique (en $dm^3\ dm^{-3}$).

• Nous allons définir le volume de sol ($V_{(t)}$) en se référant aux cartes de salinité réalisées à partir des mesures au conductivimètre électromagnétique (CEM). Plusieurs classes de salinité, définies par BOIVIN et BRUNET (1990), représentent la distribution spatiale de la salinité dans le bas-fond. La salinité est exprimée en termes de conductivité électrique apparente (CE_a). Les aires occupées par chaque classe ont été calculées annuellement de 1987 à 1989 et en 1990. Elles sont présentées dans le tableau VIII-7.

Tableau VIII-7
Distribution spatiale annuelle des classes de salinité définies à partir des mesures de CEM dans le bas-fond de Djiguinoum

Classe de salinité ($mS\ m^{-1}$)	Surface 1987* (ha)	1988* (ha)	1989* (ha)	1991** (ha)
0-300	46.4	43.9	59.0	50.6
300-500	25.8	28.5	25.8	34.7
500-700	23.1	29.1	23.8	27.8
700-900	22.5	17.7	16.6	16.9
900-1000	14.0	12.6	6.8	1.7
Surface totale (ha)	132.0	132.0	132.0	132.0

* d'après BOIVIN et BRUNET, 1990
** d'après BOIVIN et BRUNET (données non publiées)

Système d'ouverture au barrage :
1987 : à batardeaux
1988 : 1 porte à crémaillère
1989 à 1991 : 3 portes à crémaillère

En considérant une couche de sol d'épaisseur h (en dm) et la surface s (en dm^2) relative à une classe de salinité, on définit, à un instant t donné, un volume de sol $V_{(t)}$ (en dm^3) dont l'expression s'écrit :

$$V_{(t)} = h\ s_{(t)}$$

La relation (4) devient alors : $M_{s(t)} = CD_{ss(t)}\ H_{v(t)}\ h\ s_{(t)}$

• Les mesures de CEM sont réalisées, chaque année, en fin saison sèche lorsque l'on se trouve dans les mêmes conditions d'humidité, la nappe étant située à plus d'un mètre de profondeur.

En se référant au profil de sol décrit dans l'annexe A8.I, l'humidité volumique moyenne est de 0.55 $dm^3\ dm^{-3}$.

* La concentration de la solution du sol (CD_{ss}) est calculée d'après la relation statistique établie lors de l'étalonnage du CEM (annexe A10.III) :

$$CD_{ss} = 1.10\ 10^{-3}\ CE_a^{1.562}$$

On établit le stock salin annuel (Ms_T) du bas-fond en sommant les masses de sel (M_s) calculées pour chaque classe de salinité.

Le bilan salin a été calculé pour deux années consécutives (ΔMs_T) et par rapport à l'année 1987 (ΔMs_{1987}).

3.2. Résultats

Le tableau VIII-8 présente le stock salin annuel du bas-fond de Djiguinoum et ses variations annuelles. Les résultats sont donnés pour les profondeurs 1.20 m, soit un stock hydrique de 660 mm, et 1.80 m, soit un stock hydrique de 990 mm.

On constate que le stock salin (Ms_T) diminue d'année en année. Depuis 1987, le bas-fond a perdu environ 3 800 T pour une épaisseur de sol d'1.20 m ou bien 5 700 T pour une épaisseur de sol d'1.80 m. La diminution relative est de l'ordre de 3.1 % entre 1987 et 1988 et de 18.3 % entre 1988 et 1989. Elle est moins importante sur la période 1989-1991, environ 1.1 % par an.

La forte diminution enregistrée entre 1988 et 1989 peut s'expliquer par la pluviométrie de 1988 qui est proche de la pluviosité moyenne avant la sécheresse (1410 mm, voir le chapitre II), tandis que les deux années suivantes sont très déficitaires (1147 mm et 1008 mm).

Etant donné les approximations faites dans les calculs, notamment en prenant des valeurs moyennes de la teneur en eau et de la salinité à l'intérieur des volumes de sol, les bilans de masse n'ont qu'une valeur indicatrice. Ils montrent que le dessalement du bas-fond est effectif mais qu'il est très dépendant des apports météoriques.

D'importantes quantités de sel ont été exportées par le barrage en 1989 et 1990 (tableau VIII-9). Pour la période 1989-1991, le total s'élève à 3 643 T. Or, cette valeur ne se retrouve pas dans notre estimation du dessalement du bas-fond, à savoir environ 300 T sur une épaisseur de sol d'1.20 m ou bien 450 T sur une épaisseur de sol d'1.80 m. Cette différence ne peut s'expliquer que par des apports de matières dans le bas-fond au cours de l'année.

3.3. Les apports de matières dans le bas-fond

Les différentes sources de matières qui alimentent le bas-fond, sont les pluies, les brumes sèches, les eaux de ruissellement et de nappe du plateau. Les quantités de matières dissoutes et solides ont été estimées approximativement dans le tableau VIII-10.

On constate qu'en 1990, les apports de matières solides sont trois fois plus importants que les apports de matières dissoutes. Ceux-ci représentent environ 120 T. Comme les années 1989 et 1990 ont une pluviométrie voisine, on considérera que, sur la période 1989-1990, ils s'élèvent à environ 240 T.

Cette quantité de sel apportée dans le bas-fond ne suffit pas pour compenser le sel exporté au barrage. Il existe donc une autre source qui permet de compléter le bilan. La nappe salée circulant sous la digue anti-sel est probablement ce vecteur de matière. L'hypothèse faite dans la section 5 du chapitre V n'est donc pas vérifiée.

Tableau VIII-8
Bilan salin annuel du bas-fond de Djiguinoum sur la période 1987-1991

Volume de sol j	CEa ($dS\ m^{-1}$)	CD_{ss} ($g\ L^{-1}$)	Année i 1987	1988	1989	1991
					(T)	
Stock salin sur 1.20 m						*(stock hydrique = 660 mm)*
1	150	2.8	844.3	799.8	1 073.4	922.3
2	400	12.8	2 176.4	2 403.4	2 175.8	2 928.0
3	600	24.0	3 671.0	4 617.4	3 769.8	4 412.1
4	800	37.6	5 596.2	4 408.8	4 127.5	4 198.0
5	950	49.2	4 566.9	4 097.6	2 195.0	581.3
		Ms_T	16 854.8	16 327.0	13 341.5	13 041.7
		ΔMs_T		-527.8	-2 985.5	-299.8
		ΔMs_{1987}	0.0	-527.8	-3 513.3	**-3 813.1**
Stock salin sur 1.80 m						*(stock hydrique = 990 mm)*
1	150	2.8	1 266.4	1 199.7	1 610.2	1 383.5
2	400	12.8	3 264.6	3 605.1	3 263.7	4 392.0
3	600	24.0	5 506.4	6 926.1	5 654.7	6 618.1
4	800	37.6	8 394.3	6 613.2	6 191.2	6 297.0
5	950	49.2	6 850.4	6 146.4	3 292.5	872.0
		Ms_T	25 282.1	24 490.5	20 012.3	19 562.6
		ΔMs_T		-791.6	-4 478.2	-449.7
		ΔMs_{1987}	0.0	-791.6	-5 269.8	**-5 719.5**

$$Ms_T = \sum_{j=1}^{5} Ms_{(i,j)}$$

$$\Delta Ms_T = \sum_{j=1}^{5} Ms_{(i+1,j)} - \sum_{j=1}^{5} Ms_{(i,j)} \qquad \Delta Ms_{1987} = \sum_{j=1}^{5} Ms_{(i,j)} - \sum_{j=1}^{5} Ms_{(1987,j)}$$

$Ms_{(i,j)}$ masse de sel pour une année i et un volume de sol j donnés

Tableau VIII-9
Quantités de sels exportées annuellement au barrage de Djilakoun
(d'après ALBERGEL, 1990 ; ALBERGEL et al., 1991d ; MONTOROI, 1991)

Année	V (m3)	M_b (T)
1988	215 000	315
1989	1 026 062	2234
1990	741 900	1409

V : volume d'eau évacué au barrage
M_b : masse de sel exportée

Tableau VIII-10
Quantités de matières apportées annuellement dans le bas-fond de Djiguinoum

	Ts ($kg\ m^{-2}$)	CD ($kg\ m^{-3}$)	V (m^3)	M (T)
Matières dissoutes				
Pluie (1)	-	0.05	1 333 200	66.7
Nappe du plateau (2)	-	0.10	500 000	50
Ruissellement (3)	-	0.01	260 000	2.6
Total matières dissoutes	-	-	-	119
Matières solides				
Brumes sèches (4)	0.04	-	-	211
Ruissellement (5)	0.02	-	-	129
Total matières solides	-	-	-	340

CD : charge dissoute V : volume d'eau apportée dans le bas-fond
Ts : transport solide M : masse de matière

(1) pluie de 1008 mm, corrigée au sol à 1010 mm, pour une surface de bas-fond de 132 ha

(2) voir la section 5 du chapitre V pour l'estimation du volume

(3) coefficient de ruissellement de 4 %, soit une lame ruisselée Lr=40.4 mm ; la surface contributive au ruissellement est estimée à 25 % de la surface du bassin versant (25.74 km^2), soit 6.44 km^2 (ALBERGEL et al., 1993)

(4) l'apport de matières, qui est de 0.04 $kg\ m^{-2}$ pour une lame d'eau de 1380 mm, soit 25 % de l'apport annuel (voir la section 2 du chapitre II), est calculé pour une surface de bas-fond de 132 ha

(5) le transport solide est obtenu en faisant le produit de la lame ruisselée (40.4 mm) et de la charge solide moyenne (0.5 $g\ L^{-1}$), soit environ 0.02 $kg\ m^{-2}$; la quantité de matières solides est obtenue en considérant la surface contributive au ruissellement calculée en (3)

Le bilan salin, établi sur une épaisseur de sol d'1.80 m, montre donc que l'apport de sel par la nappe est d'environ 2953 T. Si on considère que le volume d'eau entrant dans le bas-fond sous le barrage est égal au volume estimé pour la nappe de plateau, soit 500 000 m^3, la charge dissoute sera alors de 5.9 $g\ L^{-1}$. Comme on observe bien un écoulement de la nappe de plateau, cette valeur est donc sous-estimée et est compatible avec une eau d'origine marine.

4. CONCLUSION

Les calculs de bilan salin à différentes échelles de temps et d'espace nous renseignent sur les processus qui conduisent à mobiliser les sels dans le bas-fond de Djiguinoum. Cependant, les teneurs pondérales en sel restent indicatrices car les calculs ne prennent pas en compte la variabilité de la salinité et de l'humidité à l'intérieur des volumes de sol considérés.

Pour les sols sulfatés acides nus (tanne vif), la mobilisation des sels se fait principalement par le ruissellement. Pour une pluie totale de 180 mm apportée sur une parcelle d'1 m², 822 g de sel sont transportés par l'écoulement de surface tandis que 220 g sont entraînés dans le sol. La prédominance des exportations de surface est favorisée par l'alternance des périodes d'humectation et de dessiccation du sol : une croûte saline imperméable se forme entre les pluies. La dynamique hydrique et saline est commandée par l'état de la surface du sol avant chaque pluie.

Le développement physique du sol joue un rôle important sur les mouvements salins internes. Les transferts verticaux sont favorisés par le système fissural. La distribution spatiale des sels dans les éléments structuraux montrent que le réseau fissural participe activement aux circulations transversales des solutions, à leur concentration et à leur dilution.

Globalement, le bas-fond se dessale d'année en année, mais ce dessalement est très dépendant des apports météoriques. Les exportations de sel au barrage sont en partie compensées par des apports de matière provenant principalement de la nappe qui circule sous le barrage. Ces intrusions d'eau salée montrent que le bas-fond de Djiguinoum n'est pas complètement indépendant du réseau hydrographique. Cette constatation nous amène à une certaine prudence dans les possibilités de réhabilitation des sols salés en condition de sécheresse.

CHAPITRE IX

LES POTENTIALITES AGRICOLES

Les calculs de bilan salin à l'échelle du bas-fond ont montré que les exportations de matière dissoute par le barrage représentent une faible partie du stock salin des sols situés en amont. D'année en année, ce stock semble diminuer. Le dessalement total des sols ne peut être envisagé sérieusement qu'à très long terme : encore faut-il que les exportations soient maintenues sinon accrues et que les précipitations soient plus abondantes.

A court terme, c'est à dire à l'échelle d'un cycle cultural, on adoptera et on adaptera diverses techniques pour améliorer la mobilisation des sels dans le sol et diminuer son acidité. L'objectf sera d'obtenir un dessalement localisé du sol, notamment dans sa couche superficielle, afin de réduire les effets nocifs de la salinité (pression osmotique élevée) et de l'acidité (toxicité métallique). Le dessalement devra être durable pour que le riz accomplisse son cycle végétatif sans subir de stress.

Ce chapitre a donc pour but de montrer comment des sols dégradés par les processus de salinisation et d'acidification peuvent être réhabilités d'un point de vue agricole. Dans la première section, nous rappélerons succintement l'ensemble des processus chimiques et physiques qu'il convient de connaître pour mieux agir sur eux. La seconde section est consacrée aux techniques utilisables et utilisées à Djiguinoum. La dernière section présente les perspectives à l'échelle régionale en prenant en compte le contexte économique et social actuel de la filière riz au Sénégal.

1. LA FERTILITÉ CHIMIQUE DES SOLS SULFATÉS ACIDES

L'évolution des sols sulfatés acides d'origine naturelle ou anthropique est régie par des processus chimiques et physiques. La compréhension de ces processus est une condition préalable à une bonne utilisation de ces sols (VAN BREEMEN, 1993).

Les sols, régulièrement inondés par des eaux douce et/ou saumâtre, nécessitent un contrôle de la lame de submersion qui est réalisé par un aménagement de l'espace. La gestion agricole de ces sols demande un contrôle permanent de la qualité chimique de l'eau durant la période d'inondation. La principale spéculation dans ce type de milieu est le riz inondé.

Les mesures de réhabilitation et les stratégies d'aménagement des sols sulfatés acides peuvent être adaptées aux situations locales car les processus régissant la concentration et l'émission de substances nocives sont maintenant bien connus (BEYE, 1973a ; BLOOMFIELD et COULTER, 1973 ; VAN BREEMEN et PONS, 1978 ; DENT, 1986 ; TUONG, 1993). On rappellera brièvement ces processus en distinguant trois types.

1.1. Les processus d'oxydation

Les processus chimiques liés à l'oxydation des sédiments pyriteux ont été décrits en détail dans la première section du chapitre VII. Ils conduisent à la libération dans la

solution du sol de substances souvent nocives pour les végétaux cultivés (RORISON, 1973 ; VAN BREEMEN, 1993).

- L'oxydation de la pyrite produit des sulfates et des protons (acide sulfurique) qui acidifient le sol et les eaux. Des teneurs élevées en Fe^{2+} sont libérées dans la solution du sol. A faible pH (<4), le processus est limité par le taux d'O_2 disponible. L'importance de la baisse du pH est fonction de la quantité de pyrite présente dans le sol, de son taux d'oxydation, du taux d'élimination des produits d'oxydation solubles et de la capacité de neutralisation du sol. Le pH descend rarement en dessous de 3 dans les sols sulfatés acides arrivés à maturité. Il peut atteindre des valeurs de 2 voire de 1 lorsque l'oxydation est brutale (ouverture d'un fossé, par exemple).

Les teneurs excessives en Fe^{2+} augmentent les risques de toxicité pour le riz. La toxicité ferreuse est non seulement liée à la concentration en Fe^{2+} mais également le résultat d'un désordre physiologique lié à de multiples stress nutritionnels (BENCKISER et al., 1984). Par exemple, l'effet toxique du fer ferreux apparaît dans les plantes déficientes en calcium: en effet, une activité élevée de l'ion Fe^{2+} correspond à une faible activité Ca^{2+}, l'absorption du fer par la plante étant favorisée au dépens du calcium (MOORE et PATRICK, 1989, 1993). C'est également le cas pour le phosphore, le potassium et le magnésium (OTTOW et al., 1983).

- L'oxydation de la pyrite libère également des quantités significatives de métaux traces solubles (Cu, Zn, Cd, Pb, As, Ni, Co...) qui sont potentiellement toxiques pour les plantes. Ces métaux sont présent sous forme de sulfures associés avec la pyrite (VAN BREEMEN, 1993). Une acidification extrême du milieu peut également altérer d'autres minéraux contenant des éléments traces. L'oydation des sulfures peut également donner du SO_2 (gaz qui se caractérise par son odeur soufrée).

- L'oydation du fer ferreux produit des hydroxydes de fer en libérant des protons. Ce processus peut être limité à cause d'une aération insuffisante du sol ou d'une protection des ions Fe^{2+} par des substances organiques dissoutes.

Les sols sulfatés acides pauvres en jarosite et en oxydes de fer se forment lorsque la plupart des ions ferreux ont été éliminés par lixiviation.

- Des teneurs élevées en aluminium dissous sont libérées dans les sols sulfatés acides. Les concentrations peuvent être toxiques pour les plantes et pour les organismes vivants (THAWORNWONG et VAN DIEST, 1974 ; GALLE, 1986 ; SIMPSON et PEDINI, 1987 ; SINGH et al., 1988 ; CALLINAN et al., 1993 ; GALLE et MONTOROI, 1993). En milieu très acide, le rendement des cultures est dépendant des concentrations en aluminium dans la solution du sol (PIERI, 1976).

THAWORNWONG et VAN DIEST (1974) montrent que l'acidité aluminique n'influence pas notablement la croissance du riz lorsque le pH de la solution du sol est inférieur à 3.5. L'augmentation de la concentration en protons semble inhiber l'absorption des cations métalliques. La capacité d'absorption de l'Al par la plante augmente lorsque l'activité de l'ion H^+ diminue dans la solution nutritionnelle.

Le riz est très sensible à l'aluminium au moment du semis. Une concentration d'Al inorganique de 0.05 à 0.2 ppm dans la solution du sol inhibe la croissance et des doses dix fois plus fortes sont létales. Physiologiquement, la toxicité de l'aluminium se manifeste par un système racinaire de forme coralloïde présentant un brunissement dans les milieux très acides. Elle dépend de facteurs biologiques et chimiques.

On a l'habitude de considérer que seule la forme trivalente de l'aluminium a un effet toxique. C'est le cas lorsqu'elle est dominante pour des pH très acides (<4). Cependant,

de nombreux auteurs ont montré que d'autres formes de l'aluminium présentent une certaine toxicité (BOUDOT et al., 1994). La forme $Al(OH)^{2+}$, qui domine à pH 5, et l'espèce sulfatée aluminique $AlSO_4^+$ sont considérés comme toxiques pour le riz (TANAKA et al., 1987 ; TANG et al., 1989).

La toxicité aluminique peut être diagnostiquée par des indices physiologiques (longueur des racines) et des indices chimiques (teneur en Al dissous ou échangeable). Divers indices de toxicité ont été proposés (BOYER, 1976 ; BOUDOT et al., 1994). CATE et SUKHAI (1964) considèrent qu'une concentration supérieure à 0.04 mmol L^{-1} est toxique pour les semences de riz.

1.2. Les processus de réduction

Les réactions chimiques relatives aux processus de réduction ont été présentées dans la première section du chapitre VII. Elle se produisent au cours d'une submersion prolongée des sols sulfatés acides.

On observe en général une augmentation significative du pH du sol (3.5 à 5.5), liée à la consommation de protons au cours de la réduction du fer ferrique et des sulfates (figure IX-1).

o La réduction du fer ferrique est le principal processus qui explique l'augmentation du pH dans les sols submergés (PONNAMPERUMA, 1972).

o La réduction des sulfates en sulfures a lieu dans les sols sulfatés acides lorsque le pH est supérieur à 5. Cette réaction est liée à la décomposition de la matière organique fraîche, concentrée localement, et produit de l'H_2S qui est très toxique pour le riz.

Dans les sols très riches en matière organique, des acides organiques, également toxiques pour le riz, se forment et limitent l'augmentation du pH durant l'inondation.

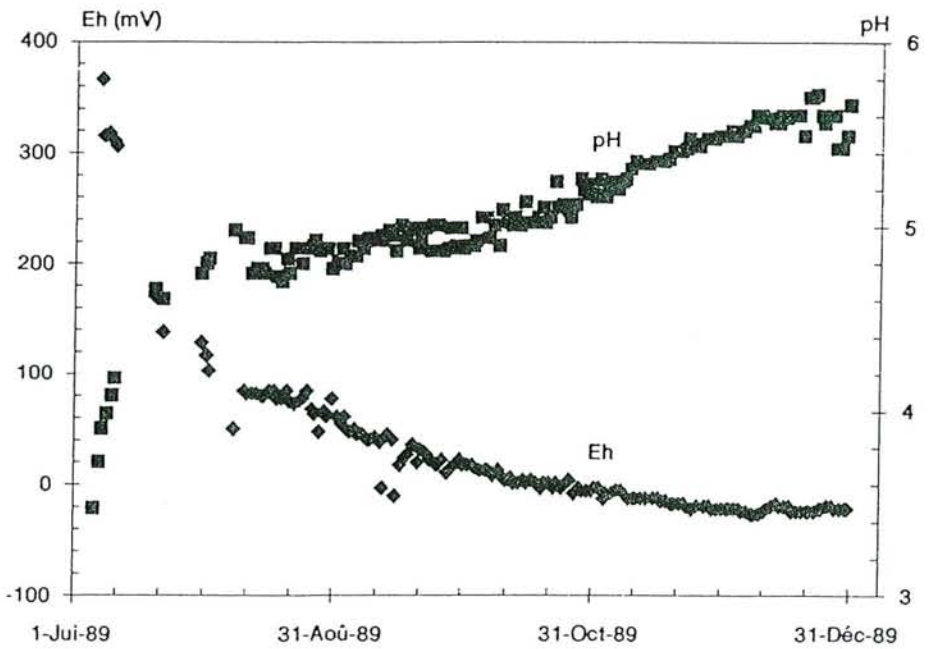


Figure IX-1

Evolution temporelle du pH et du Eh d'un sol sulfaté acide cultivé au cours de la saison des pluies 1990 (d'après BRUNET et al., 1991a modifié)

L'augmentation du pH au cours de la réduction a des effets positifs et négatifs pour la fertilité des sols, le pH optimum étant d'environ 6.6 pour le riz (PONNAMPERUMA, 1977).

Elle favorise l'absorption des nutriments par les racines et la décomposition de la matière organique par les bactéries anaérobies libérant l'azote et le phosphore dans le sol. Elle diminue la concentration des éléments toxiques qui interfèrent dans la nutrition racinaire (Al, Mn, Fe et acides organiques). Cependant, la réduction des sulfates et les pertes d'azote par dénitrification sont favorisées (PONNAMPERUMA, 1977).

1.3. Processus de maturation physique

Outre les réactions chimiques liées à l'oxydation de la pyrite, la formation des sols sulfatés acides s'accompagne d'une maturation physique des sédiments. Celle-ci se manifeste par une compaction et une structuration.

A l'origine, les sédiments argileux de mangrove sont très perméables (10^0 à 10^3 m j^{-1}) car ils contiennent de nombreux pores biologiques (crabes, racines de palétuviers et matière organique décomposée).

La maturation physique entraîne la formation de fentes de retrait qui favorisent l'écoulement rapide de l'eau dans le sol. Les sols sulfatés acides anciens, utilisés pour la riziculture, présentent des perméabilités plus faibles généralement dues à un tassement superficiel du sol (Van BREEMEN, 1993).

Nous avons vu au chapitre VIII que la perméabilité à saturation des sols sulfatés acides de Djiguinoum est faible, de l'ordre de 30 mm h^{-1}, soit 0.72 m j^{-1}. Cette perméabilité de surface est très dépendante de l'état de la surface du sol (couche poudreuse salée, réseau de fissures apparentes). La présence de sels favorise une dynamique particulière où l'alternance de phases de dessiccation et d'humectation ralentit fortement l'infiltration des eaux de pluies, parfois jusqu'à un blocage complet.

La perméabilité du matériau constitue un facteur important qui conditionne son degré d'oxydation et la mobilité des produits issus de cette oxydation (Van BREEMEN, 1993).

2. L'AMÉLIORATION DE LA PRODUCTIVITÉ DES RIZIÈRES

De nombreux moyens d'action existent pour donner aux sols sulfatés acides, même fortement dégradés chimiquement, une réelle productivité (COULTER, 1973). Certains sont propres à la mise en culture des rizières, d'autres sont externes. Tous ces moyens techniques ont leurs limites dans le temps et l'espace.

2.1. Amélioration de la qualité chimique des eaux

Van MENSVOORT et al. (1991) montrent l'importance d'une bonne qualité chimique de l'eau de submersion. La mise en circulation de cette eau pour mobiliser les sels dans le sol et en surface est une condition préalable pour obtenir une bonne productivité des rizières (GUILLOBEZ, 1989).

2.1.1. Effet de la gestion hydraulique du barrage anti-sel

L'ensemble de l'aménagement hydraulique de Djilakoun a deux fonctions principales:

- une fonction anti-sel qui permet de protéger 150 ha des intrusions marines et de récupérer 90 ha de sols dégradés et devenus improductifs,
- une fonction de régulation du niveau d'eau dans les rizières, qui favorise les travaux en fonction du calendrier cultural

La gestion hydraulique du barrage anti-sel est destinée à mettre en circulation les eaux de la retenue pour les oxygéner, à évacuer les éléments dissous et à maintenir un niveau constant compatible avec la riziculture. La qualité de l'eau de submersion doit être suffisamment bonne pour empêcher les effets de la pression osmotique et les toxicités métalliques, notamment celles des espèces aluminiques et ferreuse.

Pour atteindre ces objectifs, il est nécessaire de procéder à une gestion minutieuse des lâchers d'eau. Avant la modification de l'ouvrage avec des portes levantes (de 1984 à 1988), les exportations de sel au niveau du barrage étaient limitées (voir tableau VIII-9 au chapitre VIII), malgré des hivernages relativement favorables. De plus, les niveaux d'eau dans la vallée ne pouvait pas être contrôlés aisément, le système à batardeaux étant difficilement maniables entre deux marées.

A partir de la modification du système de vannes et en appliquant des règles strictes d'ouverture et de fermeture du barrage, il a été possible d'exporter suffisamment de sels pour obtenir de bons rendements dans les essais rizicoles et de gérer la hauteur de l'eau dans la vallée.

Le fonctionnement du barrage est simple. Il protège de l'intrusion marine le bas-fond et permet des lâchers d'eau lorsque le niveau de la marée à l'aval de la digue est plus bas que le niveau des eaux d'origine pluviale à l'amont. La gestion des lâchers a été établie à partir des observations faites en 1988 et appliquée de 1989 à 1991 pour les besoins du projet pilote de Djiguinoum. Quatre règles pour l'ouverture des vannes ont été adoptées (ALBERGEL et al., 1991c, 1992) :

- La première règle répond à une préoccupation des villageois de Djiguinoum : éviter l'inondation de la piste qui relie ce village à la route de Ziguinchor. Il a donc été décidé de réaliser des lâchers d'eau, à marée basse.
- La seconde règle a été appliquée pour des raisons de commodité des mesures hydrologiques. Les lâchers débutent à marée descendante dès que le niveau marin est 3 cm au dessous de celui du plan d'eau amont et se terminent au plus tard pendant la marée remontante avant que cette condition ne soit plus remplie.
- La troisième règle est de conserver une quantité d'eau suffisante pour la culture du riz inondé. La fréquence des vidanges est ralentie lorsque la cote maximale au barrage est atteinte et que le repiquage du riz est effectué.
- La quatrième règle est d'évacuer le maximum de sel en faisant le maximum de lâchers.

Cette gestion peut être contraignante, mais elle ne nécessite pas de compétences techniques poussées. Elle est basée sur des lectures d'échelle et sur la connaissance des marées. La présence d'un responsable de l'ouvrage est nécessaire pendant tout le temps du lâcher.

Le mode de gestion, établi pour répondre aux besoins du projet pilote de Djiguinoum, a montré son efficacité pour des essais rizicoles localisés sur moins d'1 ha (BRUNET et

ZANTE, 1990 ; BRUNET et al., 1991a et b). Il est clair qu'il devra être adapté si l'ensemble du bas-fond est réhabilité.

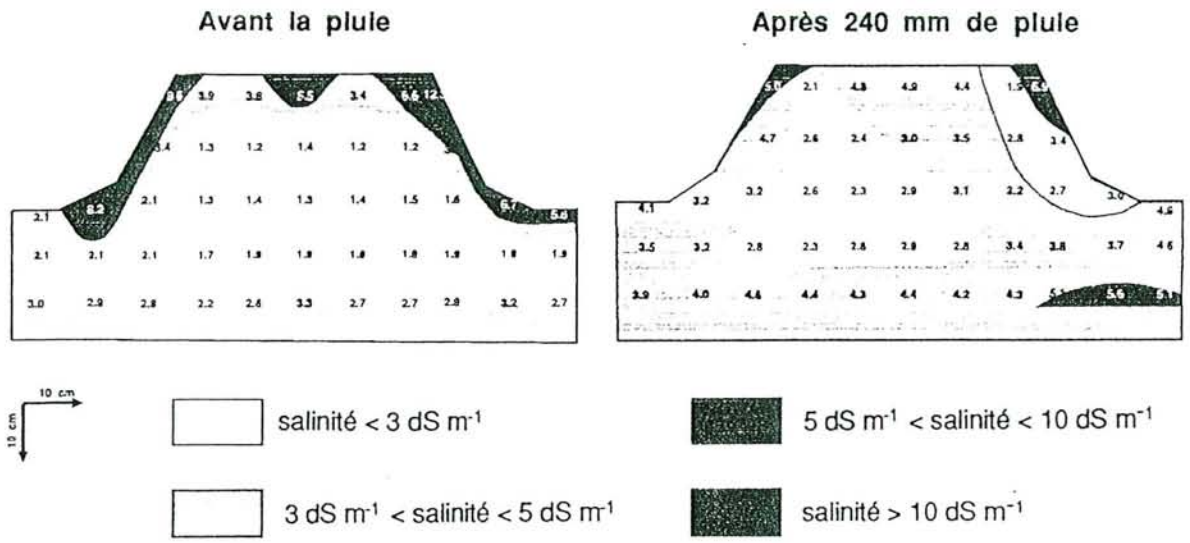
En effet, le barrage peut être source de conflit entre les cultivateurs des zones basses salées qui ont besoin de multiplier les lâchers et ceux des rizières d'eau douce de l'amont qui peuvent avoir intérêt à retenir l'eau en prévision des périodes de sécheresse. Dans un plan d'aménagement de la vallée, les zones les plus hautes doivent être protégées par une digue qui est actuellement partiellement construite par les paysans en tête de la vallée. Des ouvrages intermédiaires de retenue d'eau, fonctionnant en cascade depuis l'amont vers l'aval, sont également nécessaires pour pallier les dissensions.

2.1.2. Effet du travail du sol sur le dessalement

Au moment du remplissage de la retenue, il est important de dessaler la couche superficielle des sols. Le billonnage du sol, qui consiste à surélever la surface du sol selon des bandes parallèles, permet de mobiliser les sels efficacement (BARRY et POSNER, 1985b).

Nous avons essayé d'évaluer l'efficacité de cette pratique culturale traditionnelle en réalisant une expérimentation sous pluies simulées (voir le chapitre VIII pour la description du protocole en parcelle aménagée).

La figure IX-2 compare la distribution spatiale de la salinité répartie selon 4 classes, avant et après les 3 pluies simulées qui totalisent 240 mm.



2.8 : mesure de salinité (CE sur extrait 1/5)

Figure IX-2

Redistribution de la salinité sous pluies simulées dans un billon de sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum

❖ Avant les pluies, on constate que les sels se concentrent sur toute la surface du billon et de l'interbillon, ce qui est confirmé par les dépôts poudreux observés autour des mottes. La salinité passe de 1-2 dS m^{-1}, au coeur du billon, à plus de 10 dS m^{-1} en surface.

❖ Après les pluies simulées, la salinité diminue notablement en surface et les sels se répartissent dans l'ensemble du billon et de l'interbillon. Deux zones restent moins salées et les classes de forte salinité ont pratiquement disparu. Le sommet et les flancs du billon suffisamment dessalés seront des sites privilégiés pour la reprise du riz après le repiquage. Des apports en eau supplémentaires continueront le processus de lixiviation, permettant de réduire la salinité à l'intérieur du billon. Il importe donc de favoriser l'entraînement des sels hors du système-sol cultivé : des canaux de drainage peuvent y contribuer.

Nous avons essayé de quantifier les mouvements sel dans le billon.

2.1.2.1. Principe du calcul

Le principe général est celui exposé au paragraphe 2.2.3. du chapitre VIII.

Selon la relation (4), il s'agit de calculer, à un instant t donné, la masse de sel ($M_{s(t)}$) contenu dans la solution d'un volume de sol ($V_{(t)}$). La relation s'écrit :

$$M_{s(t)} = CD_{ss(t)}\ H_{v(t)}\ V_{(t)} \qquad (4)$$

où $M_{s(t)}$ est exprimé en g et V en dm^3

$CD_{ss(t)}$ représente la concentration de la solution du sol (en g L^{-1}) et $H_{v(t)}$ l'humidité volumique (en $dm^3\ dm^{-3}$).

◦ Nous définissons le volume de sol ($V_{(t)}$) par référence aux coupes transversales faites dans le billon. Sur ces sections, les aires occupées par chaque classe de salinité ont été déterminées par planimétrie. Elles sont présentées dans le tableau IX-1.

En considérant une longueur de billon h (en dm) et la surface s (en dm^2) relative à une classe de salinité, on définit, à un instant t donné, un volume de sol $V_{(t)}$ (en dm^3) dont l'expression s'écrit :

$$V_{(t)} = h\ s_{(t)}$$

La relation (4) devient alors : $$M_{s(t)} = CD_{ss(t)}\ H_{v(t)}\ h\ s_{(t)}$$

◦ Les concentrations CD_{ss} sont obtenues après une conversion des mesures de conductivité électrique à partir d'extraits 1/5 ($CE_{1/5}$).

Les relations statistiques utilisées pour la conversion des données de CE (voir en annexe A9) sont :

$$\mathrm{Log}CE_{ss} = 0.793\ \mathrm{Log}CE_{e1/5} - 1.046\ \mathrm{Log}H_p + 2.862$$

$$CD_{ss} = 0.478\ CE_{ss}^{1.104}$$

où CE_{ss} et $CE_{e1/5}$ sont exprimés en dS m^{-1} et CD_{ss} en g L^{-1}

et H_p représente l'humidité pondérale du sol exprimée en g $(100g)^{-1}$.

◦ Les valeurs d'humidité volumique ont été calculées à partir des mesures d'humidité pondérale et de densité apparente.

Le bilan salin du billon est calculé par couche de sol de 10 cm et pour une longueur de billon h égale à 10 cm. A chaque profondeur et pour chaque classe de salinité, on calcule la variation de la masse de sel ($\Delta M_{s(t)}$) contenu dans le volume de sol correspondant,

avant et après les 3 pluies simulées. Le bilan salin global est obtenu en cumulant toutes ces variations depuis la surface jusqu'à la base du billon.

Tableau IX-1
Distribution spatiale de la salinité sous pluies simulées dans un billon de sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum

	Couche de sol (cm)	Surface par classe de salinité C1	C2	C3	C4	Surface totale par couche (dm^2)
				(dm^2)		
Avant la 1ère pluie						
	0-10	1.4	2.2	1.6	0.5	5.7
	10-20	5.3	0.4	0.6	0.1	6.4
	20-30	6.7	0.8	1.6	0.0	9.1
	30-40	10.4	0.4	0.2	0.0	11.0
	40-50	8.7	2.3	0.0	0.0	11.0
	Surface totale par classe (dm^2)	32.5	6.1	4.0	0.6	43.2
Après la 3ème pluie						
	0-10	1.4	3.5	0.8	0.0	5.7
	10-20	3.1	3.2	0.1	0.0	6.4
	20-30	3.4	5.7	0.0	0.0	9.1
	30-40	4.6	6.4	0.0	0.0	11.0
	40-50	0.2	9.0	1.8	0.0	11.0
	Surface totale par classe (dm^2)	12.7	27.8	2.7	0.0	43.2

Classes de salinité :
C1 : 0 < CE < 3 dS m^{-1} C2 : 3 < CE < 5 dS m^{-1} C3 : 5 < CE < 10 dS m^{-1} C4 : CE > 10 dS m^{-1}

2.1.2.2. Résultats

Le tableau IX-2 présente le stock salin d'un billon pour chaque profondeur et pour chaque classe de salinité, avant et après les 3 pluies simulées. Le bilan salin au cours de la simulation de pluies est donné dans le tableau IX-3.

Pour le volume de sol considéré, on observe une redistribution des sels à l'intérieur du billon avec une diminution du stock salin de 56.8 g. Les couches supérieures du billon se dessalent tandis que la salinité augmente en profondeur.

Le volume étudié présente une surface au sol de 0.11 m^2. Rapporté à une aire d'1 m^2, le dessalement du billon correspond à une perte de 517.3 g de sel. Cette valeur est deux fois et demie supérieure à celle mesurée pour un sol nu non cultivé (sol de tanne vif, STV, voir la section 2 du chapitre VIII).

A l'inverse de ce que l'on a montré pour ce dernier, où le ruissellement prédomine, la mobilisation des sels pour un sol billonné se fait selon un cheminement essentiellement vertical ou subvertical. L'aménagement du casier rizicole à l'aide de diguettes entourant chaque parcelle et d'une digue de ceinture favorise ce processus de lixiviation. L'association de fossés drainants et d'un exutoire vers le lit du marigot concourt à la mobilisation interne des sels dans le sol.

Tableau IX-2
Stock salin sous pluies simulées
d'un billon de sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum

Couche de sol (cm)	Hp (g/100g)	Hv ($cm^3\ cm^{-3}$)		C1	C2	C3	C4	Masse totale (g)	
Avant la 1ère pluie			$CE_{1/5}$ moy	1.9	3.4	7.0	12.3		
0-10	22.6	0.395	CE_{ss}	46.4	73.6	130.5	204.1		
			CD_{ss}	33.1	55.0	103.6	169.7		
			M_s	18.3	47.9	65.5	33.5	165.2	
10-20	22.5	0.395	CE_{ss}	46.6	74.0	131.2	205.1		
			CD_{ss}	33.2	55.3	104.1	170.5		
			M_s	69.6	8.7	24.7	6.7	109.7	
20-30	29.7	0.418	CE_{ss}	34.9	55.3	98.1	153.4		
			CD_{ss}	24.1	40.1	75.5	123.7		
			M_s	67.6	13.4	50.5	0.0	131.5	
30-40	29.0	0.416	CE_{ss}	35.8	56.7	100.6	157.3		
			CD_{ss}	24.8	41.3	77.7	127.2		
			M_s	107.3	6.9	6.5	0.0	120.7	
40-50	37.7	0.439	CE_{ss}	27.2	43.1	76.4	119.5		*Total*
			CD_{ss}	18.3	30.5	57.4	94.0		*général*
			M_s	70.0	30.8	0.0	0.0	100.8	**627.9**
Après la 3ème pluie			$CE_{1/5}$ moy	2.6	3.9	5.5	12.0		
0-10	39.2	0.443	CE_{ss}	33.5	46.1	60.6	12.0		
			CD_{ss}	23.0	32.9	44.4	7.4		
			M_s	14.3	50.9	15.7	0.0	80.9	
10-20	41.1	0.447	CE_{ss}	31.8	43.9	57.7	107.1		
			CD_{ss}	21.8	31.1	42.0	83.2		
			M_s	30.2	44.5	1.9	0.0	76.6	
20-30	42.4	0.450	CE_{ss}	30.8	42.5	55.8	103.6		
			CD_{ss}	21.0	30.0	40.5	80.3		
			M_s	32.2	76.9	0.0	0.0	109.1	
30-40	38.4	0.441	CE_{ss}	34.2	47.2	61.9	115.0		
			CD_{ss}	23.6	33.6	45.5	90.0		
			M_s	47.8	94.9	0.0	0.0	142.7	
40-50	40.9	0.446	CE_{ss}	32.0	44.1	58.0	107.6		*Total*
			CD_{ss}	21.9	31.3	42.3	83.7		*général*
			M_s	2.0	125.7	34.0	0.0	161.7	**571.0**

$CE_{1/5}$ et CE_{ss} sont exprimées en dS m^{-1}, CD_{ss} en g L^{-1} et M_s en g
Classes de salinité :
C1 : 0 < CE < 3 dS m^{-1} C2 : 3 < CE < 5 dS m^{-1} C3 : 5 < CE < 10 dS m^{-1} C4 : CE > 10 dS m^{-1}

Tableau IX-3
Bilan salin sous pluies simulées
d'un billon de sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum

z (cm)	ΔM_s (g)					ΔM_{sc} (g)				
	C1	C2	C3	C4	Total	C1	C2	C3	C4	Total
10	-4.0	+3.0	-49.8	-33.5	-84.3	-4.0	+3.0	-49.8	-33.5	-84.3
20	-39.4	+35.8	-22.8	-6.7	-33.1	-43.4	+38.8	-72.6	-40.2	-117.4
30	-35.4	+63.5	-50.5	0.0	-22.4	-78.8	+102.3	-123.1	-40.2	-139.8
40	-59.5	+88.0	-6.5	0.0	+22.0	-138.3	+190.3	-129.6	-40.2	-117.8
50	-68.0	+94.9	+34.0	0.0	+60.9	-206.3	+285.2	-95.6	-40.2	**-56.9**

Classes de salinité :
C1 : 0 < CE < 3 dS m^{-1} C2 : 3 < CE < 5 dS m^{-1} C3 : 5 < CE < 10 dS m^{-1} C4 : CE > 10 dS m^{-1}

2.2. Amélioration de la nutrition du riz

Indépendamment des investissements monétaires que cela suppose, la neutralisation de l'acidité des sols par des apports en bases, telles que le calcaire ou la chaux, est une solution très efficace pour maintenir un bon potentiel de fertilité des rizières sulfatées acides (KHAN et al., 1994). En effet, comme nous l'avons vu précédemment, la toxicité ferreuse se manifeste dans la plante par une déficience en calcium. L'augmentation du pH est bénéfique pour la plante par une augmentation de l'activité de Ca^{2+} et par une diminution de l'activité de Fe^{2+} (MOORE et PATRICK, 1993).

En pratique, l'efficacité de l'amendement est réellement atteinte lorsque ces apports sont réalisés après une diminution préalable de l'acidité de la solution du sol (évacuation des eaux de drainage, dilution).

Des doses de 2 à 10 T ha^{-1} de $CaCO_3$ ont un effet bénéfique sur des sols sulfatés acides bien drainés tandis que des doses supérieures sont rarement économiques (Van BREEMEN, 1993). Cette capacité de neutralisation des apports est fonction du taux d'argile et de sa nature minéralogique (DENT, 1986).

La présence de cations dans la solution du sol diminue l'effet toxique des différentes formes de l'aluminium (TANAKA et al., 1987). La complexation de l'aluminium par des ions sulfates (formation des paires d'ions $AlSO_4^+$ ou précipitation de minéraux) diminue l'effet toxique de la forme monomère Al^{3+} (ALVA et SUMNER, 1989 ; ALVA et al., 1991).

En Basse-Casamance, il existe assez peu de travaux sur la fertilisation des sols sulfatés acides. BEYE (1973c et d) a observé une amélioration très sensible des rendements, lorsque des engrais phosphatés sont apportés. Les formes solubles sembleraient plus efficaces que les formes naturelles et insolubles. Le phosphate tricalcique de Taïba, phosphate naturel du Sénégal, présente néanmoins des effets positifs. Les coquilles d'huîtres de palétuviers broyées ont été également utilisées pour leur richesse en calcaire permettant la neutralisation de l'acidité du sol (BOIVIN et ZANTE, 1987).

L'effet bénéfique de la matière organique a également été démontré (BEYE, 1974 ; 1977 ; BEYE et al., 1978). L'enfouissement d'engrais vert (*Sesbania rostrata*) riche en azote constitue une pratique culturale prometteuse pour améliorer la nutrition du riz (MOUDIONGUI, 1987).

La technique du paillage, qui consiste à recouvrir la surface du sol avec les résidus de récolte pour limiter les remontées salines pendant la saison sèche, est peu employée. Pourtant, elle serait bien adaptée au contexte climatique actuel (BEYE, 1973b).

Les essais rizicoles, menés à Djiguinoum en 1990 et 1991, ont testé des alternatives techniques pour une intensification de la production rizicole tout en respectant les contraintes du système de production. Ils ont montré l'efficacité des apports en matière organique et des apports en chaux (DOBOS, 1991 ; BRUNET et al., 1991b ; DOBOS et al., 1994).

La figure IX-3 présente le protocole expérimental effectué en 1990 et le tableau IX-4, les résultats obtenus dans deux casiers hexagonaux (appelés "microcuvettes").

2.3. Amélioration génétique du riz

Le riz est une plante naturellement tolérante à des pH faiblement acides et à des salinités relativement élevées

De nombreuses études physiologiques ont été entreprises, notamment à l'IRRI, pour sélectionner des variétés de riz capables d'être cultivées dans les bas-fonds inondables.

L'importance du transport de l'oxygène depuis les parties aériennes vers la rhizosphère a été mis en évidence, l'intensité de ce mécanisme d'adaptation étant fonction de l'origine génétique (PUARD et al., 1986).

La résistance de la plante à l'inondation est rendue possible par une adaptation aux contraintes du milieu : des agressions cumulées telles que l'acidité et l'asphyxie racinaire amènent la plante à modifier sa structure racinaire. Cependant, cette adaptation de survie se fait au détriment des performances physiologiques (PUARD et al., 1989).

La sélection d'espèces et de variétés de riz résistantes à la toxicité aluminique est actuellement développée en recherchant des critères permettant de juger précocement de l'effet de l'aluminium sur le rendement. La capacité de tallage constitue un critère qui permet de distinguer les variétés tolérantes à l'aluminium (TANG et al., 1993).

Des variétés, présentant un cycle court (90 à 120 jours), ont été sélectionnées en Basse-Casamance par l'ISRA et ont donné de bons résultats. Le problème de leur diffusion et de leur commercialisation auprès des populations locales se pose.

3. UN CONTEXTE SOCIO-ÉCONOMIQUE EN ÉVOLUTION

3.1. Le riz en Basse-Casamance

La consommation annuelle de riz, stabilisée autour de 250 000 T jusqu'en 1975, augmente ensuite régulièrement pour atteindre 430 000 T en 1985. Mise à part la Casamance, le riz n'est pas, au Sénégal, un aliment de base traditionnel. Le développement du mode de vie urbain a généré de nouvelles habitudes alimentaires, qui s'étendent progressivement au reste du pays.

En Casamance, le rendement moyen en riz paddy est d'1.09 ± 0.25 T ha^{-1} sur la période 1970-1985, alors que la moyenne nationale est de 1.34 ± 0.35 T ha^{-1}, ce dernier chiffre intègrant la très nette amélioration de la productivité observée sur le fleuve Sénégal: entre 1980 et 1985, les rendements sont ainsi passés d'environ 3 T ha^{-1} à 4.7 T ha^{-1}.

Une production qui stagne et une demande qui croît obligent à des importations sans cesse plus importantes et plus lourdes pour la balance commerciale (aide alimentaire et

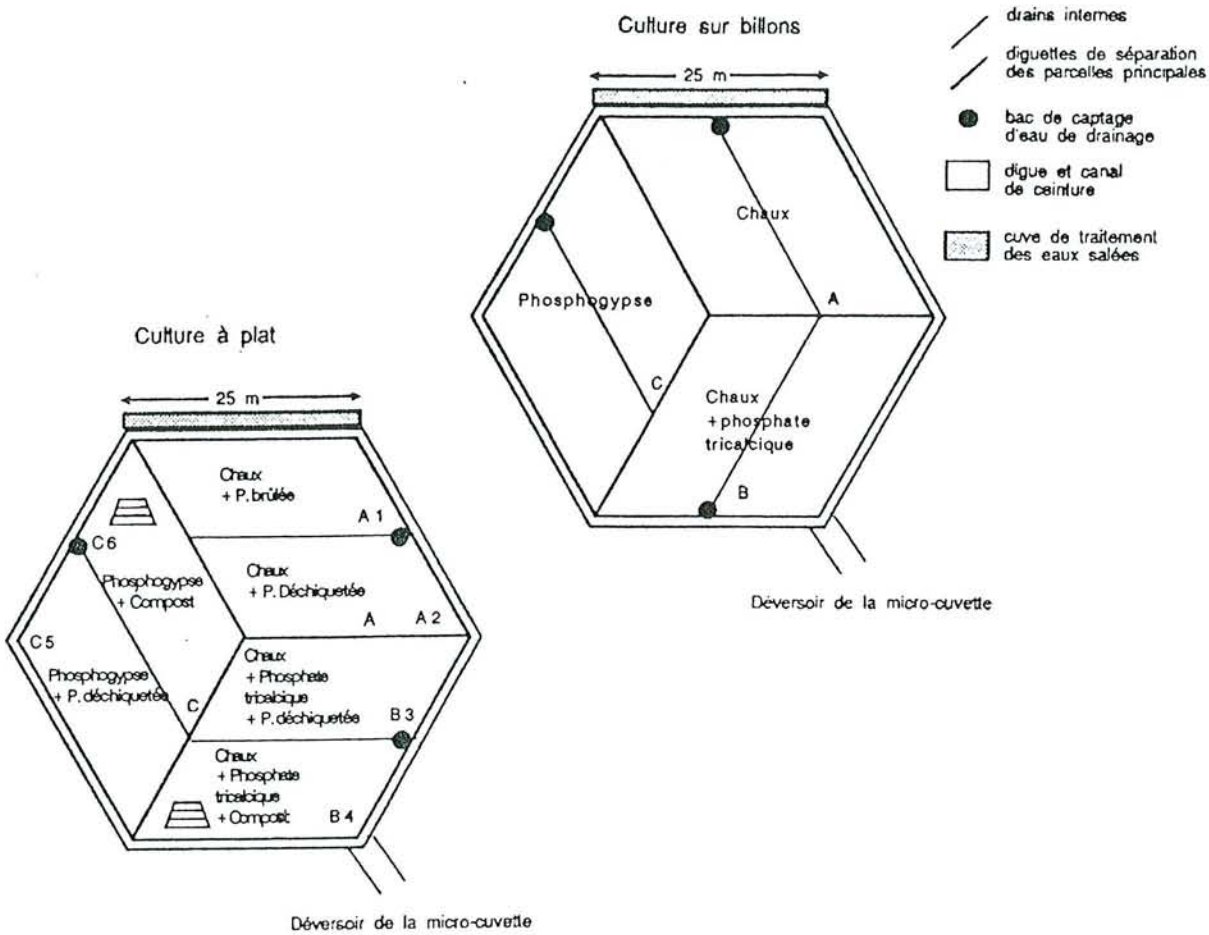


Figure IX-3

Essai agronomique sur un sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum (d'après DOBOS et al.,1994)

Tableau IX-4

Rendements en riz paddy d'une microcuvette billonnée du bas-fond de Djiguinoum (d'après DOBOS et al., 1994)

Traitement parcelle	Poids de grains (en kg)		Total parcelle (en kg)	Rendement (en T ha^{-1})
	sur 250 poquets	en vrac sur parcelle		
A chaux seule	12.0	50.0	62.0	1.0
B chaux+phosphate tricalcique	14.5	60.0	74.5	1.2
C phosphogypse	15.0	29.0	44.0	0.7
Total	41.5	139.0	180.5	1.0
Témoin	4.3	25.0	29.3	0.5

achats en provenance des Etats-Unis et des pays asiatiques, notamment de Thaïlande). Le taux d'autosuffisance en riz a chuté de moitié à partir des années 70 pour se situer en 1984 à environ 20 % (PHILENAS, 1986 ; MONTOROI, 1992).

A l'échelle des villages casamançais, la production de riz est auto-consommée. Le manque de main d'oeuvre favorise le développement des cultures vivrières telles que l'arachide. L'achat de riz importé permet ainsi de tenir jusqu'à la prochaine campagne agricole. La place du riz dans le calendrier cultural n'est plus aussi prépondérante qu'autrefois.

3.2. Valorisation régionale d'un savoir-faire

Le réseau hydrographique de la Casamance comporte de multiples vallées qui peuvent s'apparenter à celle de Djiguinoum. En réalité, chaque vallée a sa spécificité qui dépend à la fois de caractères physiques (morphologie, sol, modelé...) et de caractères sociaux (ethnie dominante, pratiques culturales...).

Sur le plan physique, le particularisme de Djiguinoum se manifeste par des sols très argileux, une dégradation chimique forte et un aménagement anti-sel opérationnel. Le schéma de gestion de l'eau au niveau du barrage est relativement simple car la vallée est directement en contact avec les eaux marines. Il sera difficilement transférable pour les vallées secondaires ou tertiaires des grands affluents de la Casamance. Néanmoins, le principe général, qui consiste à faire circuler l'eau et les éléments dissous, demeure valable mais nécessitera une bonne coordination entre les différents acteurs.

Sur le plan social, la structure mixte de la population du bassin versant de Djiguinoum (présence de diolas et de mandingues sur les terroirs) constitue une situation intermédiaire en Basse-Casamance. Il est clair que la mise en valeur des sols du bas-fond dépendra de la capacité et de la volonté des populations à s'entendre pour gérer convenablement le barrage et les aménagements annexes.

4. CONCLUSION

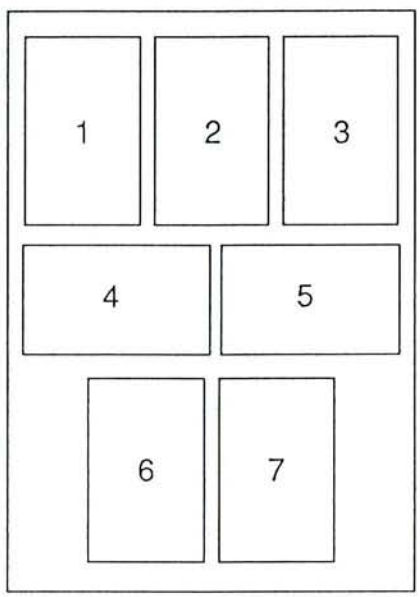
Les possibilités techniques sont multiples pour améliorer la nutrition du riz et réhabiliter les sols sulfatés acides. Cependant, la réhabilitation de ces sols nécessite une bonne connaisance des processus chimiques et physiques qui se produisent au cours des phases d'inondation et d'exondation.

Nous avons montré que le labour en billons favorise la mobilisation des sels et leur redistribution au sein du billon. Le stock salin diminue d'environ 520 g pour une surface au sol d'1 m^2, une profondeur de 0.5 m au niveau du billon et une pluviométrie de 240 mm. Cette pratique traditionnelle des paysans *joola* doit être encouragée, mais elle se heurte à l'évolution actuelle du système de production qui se caractérise notamment par une pénurie de main d'oeuvre (CHENEAU-LOQUAY, 1988).

Même si, dans les vallées aménagées, les solutions techniques permettent de dessaler suffisamment les sols pour la riziculture, il est important de prendre en compte la réalité socio-économique qui ne correspond plus à celle qui prévalait au moment de l'aménagement des vallées. L'attrait des spéculations de plateau, qui ont l'avantage de procurer du numéraire, est à présent très fort et le manque de main d'oeuvre disponible renforce cette tendance (AVENIER-SHARMAN, 1988).

Planche photographique P12

Les potentialités agricoles des sols sulfatés acides



1 Lâcher d'eau au barrage de Djilakoun : le système de porte levante permet l'évacuation des eaux très salées au début de la saison des pluies

2 Enfouissement des pailles de riz par un labour au *kajendu* effectué après la récolte du riz (projet de réhabilitation des sols sulfatés acides de Djiguinoum)

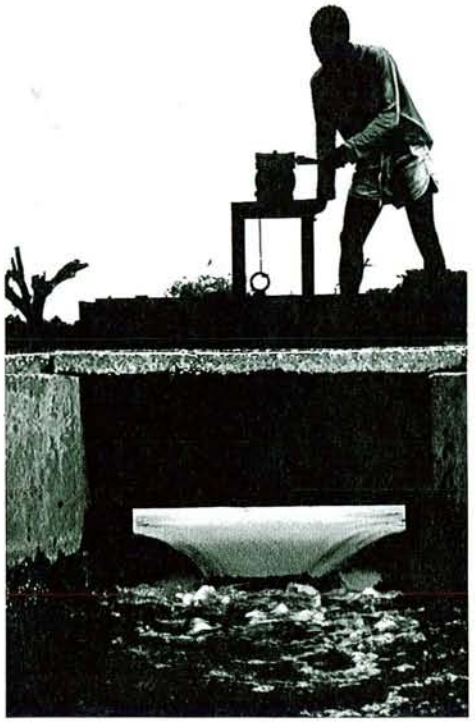
3 Casier rizicole de type hexagonal labouré en billons avant l'inondation de la vallée (projet de réhabilitation des sols sulfatés acides de Djiguinoum)

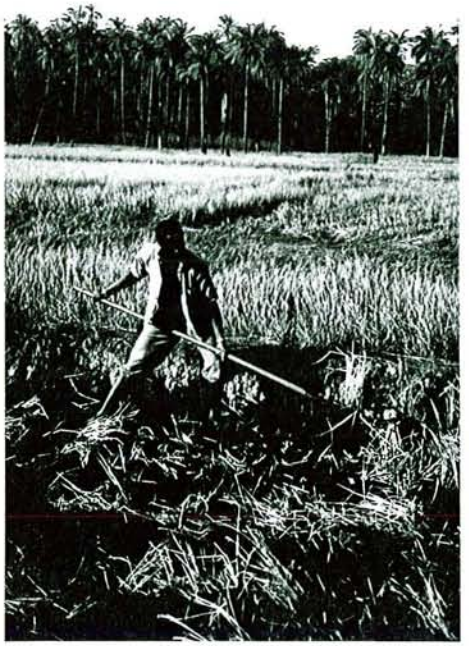
4 Rizières d'eau douce situées en tête de la vallée de Djiguinoum

5 Casier rizicole de type traditionnel au cours de la maturation de plusieurs variétés de riz : on notera le fossé qui sert à évacuer les eaux drainant le sol au début de la saison des pluies (projet de réhabilitation des sols sulfatés acides de Djiguinoum)

6 Précipitation d'oxyhydroxydes de fer à l'interface sol-eau dans une parcelle rizicultivée

7 Riz récolté durant le projet de réhabilitation des sols sulfatés acides de Djiguinoum





CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE

Cette troisième et dernière partie a abordé la question de la réhabilitation des sols sulfatés acides salés du bas-fond de Djiguinoum. La remise en valeur de ces sols dégradés nécessite une intervention humaine qui s'exprime par la construction et la gestion d'aménagements. La diminution de la salinité des sols et l'amélioration de leur fertilité sont les deux objectifs à atteindre pour une réhabilitation réussie.

Le dessalement des sols se fait selon plusieurs mécanismes :

- Au début de la saison des pluies, les sels solubles sont essentiellement transportés par les eaux de ruissellement et se retrouvent dans les eaux de la retenue. Cependant, lorsqu'il existe un réseau fissural en surface, l'eau s'infiltre, dissout les sels précipités dans la porosité et les entraîne en profondeur.

- Au fur et à mesure que la retenue se remplit, la gestion hydraulique du barrage anti-sel consiste en l'évacuation fréquente des eaux salées du bas-fond. Une fois les sols saturés et la retenue remplie, les lâchers d'eau mettent en circulation la masse d'eau retenue et mobilise les sels dans les sols par un effet de chasse.

Les exportations de sel au barrage font diminuer, d'année en année, le stock salin des sols situés à l'amont. Cependant, la diminution de ce stock reste toujours inférieure à la quantité de sel exportée au barrage à cause d'apports de matière dissoute dans le bas-fond au cours de l'année. Ces apports proviennent non seulement de l'atmosphère, du ruissellement de surface et de la nappe d'interfluve mais également de la nappe d'eau salée circulant sous le barrage. *Le bassin versant ne constitue donc pas avec le barrage anti-sel un milieu totalement fermé.*

On parlera plutôt de mileu semi-fermé. Durant les années très sèches, les entrées de matière dissoute par la nappe salée sont favorisées : le dessalement du bas-fond sera alors plus difficile à réaliser. En revanche, avec des années à forte pluviométrie, les sols se dessalent.

La mise en valeur des sols sulfatés acides demande une bonne connaissance des processus physiques et chimiques qui régissent leur évolution. Des éléments solubles, libérés dans la solution du sol, peuvent être nocifs pour le riz. L'eau de submersion doit avoir une bonne qualité chimique compatible avec la culture du riz.

En Casamance, les surfaces rizicoles à réhabiliter sont importantes. La difficulté de mettre en valeur les terres amont est réelle, étant donné la nature et la complexité des facteurs mis en jeu.

Cependant, la réhabilitation systématique des zones dégradées est-elle actuellement une priorité dans la mesure où elle exige des efforts humains et matériels considérables? Dans le contexte climatique actuel, l'accent doit être porté sur la préservation des rizières douces situées au pied des plateaux et dans les têtes de vallées.

En se plaçant à l'échelle du pays, les faibles potentialités rizicoles actuelles de la Basse-Casamance peuvent être compensées par une productivité accrue des autres régions, en particulier celle du fleuve Sénégal. La Casamance, tout en conservant un approvisionnement en riz suffisant, soit local, soit importé, peut envisager de devenir plus productive dans d'autres domaines (plantations fruitières, maraîchages, par exemple).

CONCLUSION GENERALE

Que le sol dont dépend toute agriculture et toute vie humaine vienne à être ravagé par l'érosion, et la bataille qui se livre pour mettre l'humanité à l'abri du besoin sera perdue à coup sûr.

Lord J. BOYD ORR,
Premier Directeur Général de la FAO, 1948.

Cette étude détaillée d'un bassin versant aménagé par un barrage anti-sel, avait pour objectif de préciser les mécanismes de la dégradation chimique, d'établir un diagnostic sur l'évolution future des sols sulfatés acides et de déterminer les facteurs contribuant à l'amélioration de leur fertilité. Plusieurs enseignements sur l'évolution des sols sulfatés acides en condition de sécheresse peuvent être tirés.

LA TRANSFORMATION ACTUELLE DU MILIEU

Un climat de sécheresse

Bien que les pluviométries des dernières années soient relativement abondantes, le climat accuse globalement un déficit pluviométrique depuis plus de vingt ans. Les écoulements en eau douce sont annuellement insuffisants pour équilibrer les mouvements quotidiens des eaux marines dans le réseau hydrographique du fleuve Casamance. L'hypersalinité des eaux de surface en saison sèche est un fait caractérisant la plupart des rivières côtières d'Afrique occidentale.

La réponse de l'homme

Face à cette situation, l'homme a répondu par deux attitudes.

D'une part, il a la volonté de lutter contre les aléas climatiques de manière à conserver un potentiel de production satisfaisant ses besoins alimentaires : la construction des petits barrages anti-sel est un exemple concret.

D'autre part, l'homme cherche à exploiter différemment le milieu dans lequel il vit quitte à modifier profondément ses traditions culturelles. L'augmentation de l'exode rural et l'exploitation agricole intensive des plateaux marquent ce changement qui, à l'origine, n'est pas entièrement dû à une cause climatique.

Un environnement acide et salé

Un barrage anti-sel modifie le fonctionnement hydrologique des cours d'eau. Les sols de l'amont subissent des périodes d'exondation prolongées qui favorisent les processus d'acidification liés à l'oxydation des sédiments pyriteux.

L'acidité des sols de bas-fond, liée à des transformations géochimiques, contraste avec celle des sols de plateau d'origine continentale (altération ferrallitique). L'ensemble des sols du bassin versant sont donc acides dans une gamme comprise entre 3 et 6.

Les sols du bas-fond sont affectés par la salinité, à des degrés divers, selon leur position par rapport à l'ancien lit du marigot.

UN BASSIN VERSANT AMÉNAGÉ EN ÉVOLUTION

De faibles écoulements

Le bassin versant ruisselle peu, de l'ordre de 4 %, cette valeur étant liée au mode d'occupation des sols. Un couvert forestier hétérogène et discontinu couvre les deux tiers de la superficie du bassin. La dynamique de la nappe superficielle est rapide en saison des pluies, sa recharge annuelle étant très variable. Les sols cultivés montrent une

sensibilité à l'érosion hydrique. Les écoulement de surface et souterrain alimentent le bas-fond en éléments solides et dissous, d'une manière discontinue.

Un fonctionnement géochimique complexe

La nappe présente trois faciès chimiques qui sont, de la bordure vers le centre de la vallée, bicarbonaté sodique, sulfaté ferro-aluminique et chloruré sodique. Les deux dernières présentent une filiation chimique possible : au cours de la concentration de la nappe sulfatée, des minéraux sulfatés précipitent et son faciès chimique devient chloruré.

L'étude géochimique des eaux a mis en évidence leur degré de saturation vis à vis de ces minéraux. Le mode de formation des sulfates d'aluminium est discuté en considérant, en milieu acide, les mécanismes d'adsorption des ions aluminium et sulfate sur les minéraux argileux.

Un modèle de fonctionnement géochimique du bassin versant est proposé. Quatre étapes principales le décrivent au cours d'un cycle annuel : le faciès chimique de l'eau de la retenue est acquis par la dissolution des sels en surface, notamment des sulfates d'aluminium et de fer. Le faciès chloruré-sodique évolue au cours des phases de dilution vers le faciès alumino-sulfaté et des phases de concentration vers le faciès chloruré-sodique des eaux. L'évaporation des eaux de la retenue est relayée par celle des eaux de nappe. Des sels précipitent à la surface des sols et s'organisent dans la vallée, selon le niveau de concentration atteint par les solutions et le faciès chimique de la nappe sous-jacente

Des néoformations minérales ordonnées dans le paysage

Les minéraux, composant les efflorescences salines précipitées pendant la saison sèche, ont été identifiés par diverses méthodes minéralogiques. Des sulfates d'aluminium (alunogène, halotrichite, apjohnite, tamarugite), de fer (rozénite, jarosite), de calcium (gypse) et de magnésium (starkéyite, hexahydrite) ont été observés. Les minéraux sulfatés sont variés dans leur composition minéralogique et dans leur morphologie cristalline.

La distribution spatiale des paragénèses minérales est mise en relation avec le degré de concentration des eaux de nappe. Une séquence de précipitation a été décrite :

Sulfate d'Al ou de Fe → Sulfate d'Al et de Na → Sulfate de Ca → Chlorure de Na
(Alunogène ou rozénite) (Tamarugite) (Gypse) (Halite)

UN DESSALEMENT DES SOLS QUANTIFIABLE

Des "outils" statistiques adaptés

De relations statistiques ont été développées au cours de cette étude pour quantifier l'information obtenue en matière de salinité des sols.

La mesure directe de la salinité, en termes de conductivité électrique, ne suffit pas pour analyser les processus mis en jeu au cours d'une dynamique évolutive.

Quelque soit la technique d'extraction de la solution du sol (extrait dilué ou saturé, prélèvement "in situ"), la teneur en eau pondérale de l'échantillon de sol et la densité apparente sèche doivent être connues. Le volume d'eau contenu dans un volume de sol et

sa charge dissoute permettent alors d'exprimer la salinité de ce volume de sol en termes de masse.

Pour des échelles spatiale et temporelle données, les bilans de matière renseignent sur la nature des processus mobilisant les éléments en solution.

Une dynamique active

Plusieurs expérimentations ont permis d'analyser la dynamique des sels dans les sols du bas-fond de Djiguinoum. Elles montrent que, dans tous les cas, les sels peuvent se redistribuer, les processus mis en jeu étant fonction de l'échelle d'observation retenue.

A l'échelle saisonnière, on observe une diminution de la salinité dans les sols, plus ou moins importante selon la profondeur. Cette évolution dépend du développement physique des anciens sols de mangrove. L'horizon supérieur présente une forte maturation physique qui s'exprime par une structuration nette et une forte compacité. Les solutions circulent selon deux modalités : dans les fissures, les transferts sont verticaux et rapides tandis qu'ils sont latéraux et lents dans les éléments structuraux de grande taille. En profondeur, le matériau peu consistant présente une forte capacité à faire circuler les solutions, notamment selon une composante latérale.

A l'échelle du bas-fond, le calcul d'un bilan salin montre, avec toutes les réserves d'usage inhérente à la démarche adoptée, que le dessalement est effectif chaque année. Ce dessalement annuel ne se cumule pas car des apports en éléments dissous sont possibles durant l'année. Ces apports sont divers : pluies, brumes sèches, nappe du plateau, eaux de ruissellement. La quantification des transferts de matières dissoutes montre que la masse totale apportées annuellement, ne compense pas la quantité de sel exporté au barrage.

DES PERSPECTIVES

Sur le plan scientifique

A l'issue de ce travail, plusieurs voies de recherche doivent être explorées pour compléter notre connaissance actuelle du milieu.

Des études approfondies sont à développer pour mieux connaître les processus de formation des minéraux sulfatés, notamment la détermination de leurs caractéristiques thermodynamiques dans des solutions polyphasées. Les relations entre la phase liquide et la phase solide sont à explorer, notamment l'étude des gels peu ou mal cristallisés.

La maturation physique des sédiments argileux dans les couches superficielles limite et oriente la circulation des eaux. Le matériau sous-jacent très poreux semble jouer un rôle important dans cette circulation.

La variabilité spatiale de l'information aux différentes échelles d'observation (volume structural, profil de sol, bas-fond) est à considérer pour améliorer la précision des bilans.

Sur le plan agronomique

Les possibilités de mise en valeur des sols salés et acides de la vallée de Djiguinoum sont faibles voire nulles, si elles ne s'accompagnent pas de techniques culturales améliorantes. A l'échelle régionale, cette observation est également valable mais les techniques à mettre en oeuvre doivent tenir compte du contexte environnemental de chaque vallée. Par exemple, les terres sableuses des vallées aménagées, situées dans la

partie méridionale de la Basse-Casamance, favorisent plus la mobilisation des sels mais retiennent peu l'eau et les éléments nutritifs nécessaires au développement de la plante.

Le contrôle et la gestion de la ressource "eau" au niveau de la retenue anti-sel, sont les garants d'une bonne production des rizières. Cependant, elles ne suffisent pas à pérenniser cette production car les sols sont naturellement pauvres en éléments fertilisants tels que l'azote et le phosphore.

Sur le plan régional

Le risque climatique qui tend à devenir une norme incite à modifier et à adapter les modèles de gestion des sols de bas-fond aménagé.

Si ce risque persiste et augmente, une politique de conservation des sols non salés serait préférable à une politique de réhabilitation des sols déjà très salés. En effet, la réhabilitation rizicole d'un bas-fond suppose, de la part des populations, une organisation collective plus importante et une capacité d'adopter de nouveaux itinéraires techniques pour favoriser le dessalement des sols. Elle sera longue à mettre en place et difficilement compatible avec les ressources humaines et matérielles qui sont actuellement déjà minces. En revanche, la préservation des terres non contaminées par le sel devra être l'objectif prioritaire pour lequel le barrage anti-sel constitue un instrument efficace.

Avec la perspective d'une pluviométrie abondante, les aménagements existants seront encore opérationnels dans la mesure où ils ne seront pas hydrologiquement sous-dimensionnés. La gestion rationnelle d'une eau de bonne qualité offrira alors des possibilités d'intensifier et de diversifier la production agricole (double récolte, culture de contre-saison).

Bibliographie

AARNIO (B.), 1922. Über Salzböden (Alaunböden) des humiden Klimas in Finnland. *Int. Mitt. Bodenk.*, XII : 180-185.

ABIVEN (R.), 1986. Etude hydrochimique du fer et du manganèse dans l'aquifère alluvial d'Avignon (Vaucluse). Problèmes analytiques et facteurs de mobilisation. Thèse de Doctorat, Univ. Avignon, multigr., 133 p. + annexes.

ADAMS (F.), 1971. Ionic concentrations and activities in soil solutions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35 : 420-426.

ADAMS (F.), HAJEK (B.F.), 1978. Effects of solution sulfate, hydroxide and potassium concentrations on the crystalization of alunite, basaluminite and gibbsite from dilute aluminum solutions. *Soil Sci.nce*, 126 : 169-173.

ADAMS (F.), RAWAJFIH (Z.), 1977. Basaluminite and alunite: a possible cause of sulfate retention by acid soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41 : 686-692.

AFES-INRA, 1990. Référentiel Pédologique Français, 3ème proposition. Multigr., 279 p.

ALBARET (J.J.), 1987. Les peuplements de poissons de la Casamance en période de sécheresse. *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 20, 3-4 : 291-310.

ALBERGEL (J.), 1988. Genèse et prédétermination des crues au Burkina-Faso. Etude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 342 p.

ALBERGEL (J.), 1992. Une méthode "expert" pour la conception des barrages "anti-sel" dans les bas-fonds de basse et Moyenne-Casamance. In G. GREPIN, C. POMERLEAU et J.Y. PIROT (Eds) : "Conservation et utilisation durable des ressources naturelles du bassin hydrographique de la Casamance", AJAC-ZG/ISRA/ORSTOM/UICN, Ziguinchor-Dakar : 75-82.

ALBERGEL (J.), BERNARD (A.), BRUNET (D.), MONTOROI (J.P.), 1991a. Projet pilote "Casamance". Bas-fond de Djiguinoum. Rapport de synthèse: morpho-pédologie. Multigr., ORSTOM/ISRA/R3S/IRAT, Dakar, 27 p.

ALBERGEL (J.), BRUNET (D.), DUBEE (G.), MONTOROI (J.P.), ZANTE (P.), 1991b. Gestion d'un barrage anti-sel en Basse-Casamance (Sénégal). In A. KERGREIS et J. CLAUDE (réd.) : "*Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride*", Ed. AUPELF-UREF, John Libbey Eurotext, Paris : 275-285.

ALBERGEL (J.), BRUNET (D.), DUBEE (G.), MONTOROI (J.P.), ZANTE (P.), 1992. Gestion d'un barrage anti-sel en Basse-Casamance (Sénégal). In G. GREPIN, C. POMERLEAU et J.Y. PIROT (Eds) : "*Conservation et utilisation durable des ressources naturelles du bassin hydrographique de la Casamance*", AJAC-ZG/ISRA/ORSTOM/UICN, Ziguinchor-Dakar : 67-74.

ALBERGEL (J.), LAMACHERE (J.M.), LIDON (B.), MOKADEM (A.I.), van DRIEL (W.), 1993. Mise en valeur agricole des bas-fonds au Sahel. Typologie, fonctionnement hydrologique, potentialités agricoles. Rapport final du projet CORAF-R3S. CIEH, Ouaguadougou, 335 p.

ALBERGEL (J.), BRUNET (D.), DOBOS (A.), FALL (M.), MONTOROI (J.P.), ZANTE (P.), 1991c. Projet pilote "Casamance". Bas-fond de Djiguinoum. Rapport de synthèse: aménagement-génie rural. Multigr., ORSTOM/ISRA/R3S/IRAT, Dakar, 13 p.

ALBERGEL (J.), BRUNET (D.), DUBEE (G.), DUPREY (J.L.), MARIEU (B.), MONTOROI (J.P.), ZANTE (P.), 1990. Rapport hydrologique 1989. Vallée de Djiguinoum (Casamance). Multigr., ORSTOM, Dakar, 73p.

ALBERGEL (J.), BRUNET (D.), DUBEE (G.), MARIEU (B.), MONTOROI (J.P.), PEPIN (Y.), ZANTE (P.), 1991d. Projet pilote "Casamance". Bas-fond de Djiguinoum. Rapport de synthèse: hydrologie-hydrogéologie. Multigr., ORSTOM/ ISRA/R3S/IRAT, Dakar, 42 p.

AL DROUBI (A.), 1976. Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad. *Sci. Géol. Bull.*, 46, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 177 p.

AL DROUBI (A.), FRITZ (B.), TARDY (Y.), 1976. Equilibres entre minéraux et solutions. Programmes de calcul appliqués à la prédiction de la salure des sols et des doses optimales d'irrigation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XIV(1) : 13-38.

ALLEN (B.L.), HAJEK (B.F.), 1989. Mineral occurence in soil environments. In J.B. DIXON et S.B. WEED (Eds): "*Minerals in soil environments*", SSSA Book Series, 1, 2nd Edition, Madison, USA : 199-278.

ALVA (A.K.), SUMNER (M.E.), 1989. Alleviation of aluminium toxicity to soybeans by phosphogypsum or calcium sulfate in dilute nutrient solutions. *Soil Sci.*, 147, 4 : 278-285.

ALVA (A.K.), KERVEN (G.L.), EDWARDS (D.G.), ASHER (C.J.), 1991. Reduction in toxic aluminum to plants by sulfate complexation. *Soil Sci.*, 152, 5 : 351-359.

ANTHONY (J.W.), McLEAN (W.J.), 1976. Jurbanite, a new post-mine aluminium sulfate mineral from San Manuel, Arizona. *Am. Mineral.*, 61 : 1-4.

AUBREVILLE (A.), 1948. La Casamance. *Agron. Trop.*, 3, 1-2 : 25-52.

AUBRUN (A.), 1988. Mangrove ancienne de Basse-Casamance (Sénégal). Caractérisation - Pédologie - Sédimentologie. Thèse Doct., Univ. Strasbourg, multigr., 165 p.

AUBRUN (A.), MARIUS (C.), 1980. Programme de développement de la vallée de Baïla en Casamance. Etude pédologique au 1/20.000. Rapport final. Ministère Hydraulique/L. Berger International.

AUBRUN (A.), MARIUS (C.), 1986. Etude pédologique sur la vallée de Bignona en Casamance. Rapport définitif. Ministère Hydraulique/Organisation et Environnement.

AURIOL (R.F.), Van-VANG (L.), 1934. Etudes sur les terres et les eaux alunées. Bull. Econ. de l'Indochine, Hanoi, 37 : 221-266.

AUROUSSEAU (P.), 1990. A microscopic and mineralogical study of clay degradation in acid and reducing conditions. In L.A. DOUGLAS : *Soil micromorphology : a basic and applied science*", Developments in soil science, 19, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 245-255.

AVENARD (J.M.), 1990. La savane, conditions et mécanismes de la dégradation des paysages. In J.F. RICHARD (Ed) : "*La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest*", AUPELF/Coop. Franç./UICN/ORSTOM/ENDA, Dakar : 55-76.

AVENIER-SHARMAN (D.), 1988. Dynamique de dégradation de l'espace rural sénégalais. La cas de la vallée de Bignona en Basse-Casamance. Thèse Doct. Univ., Aix, multigr., 159 p.

AZIB (M.), 1991. Etude de l'évolution de la genèse et du comportement de sols argileux salés, d'origine sédimentaire (Marais de l'Ouest). Aspect morphologique, géochimique et hydrique. Thèse de Doctorat, Univ. de Rennes, multigr., 141 p.

BADIANE (S.), 1986. La mangrove de Casamance. In L. LE RESTE, A. FONTANA, A. SAMBA (Eds) : "L'estuaire de la Casamance: environnement, pêche, socio-économie", ISRA/CRODT, Dakar : 207-217.

BADIANE NIANE (A.), 1984. Etudes cartographique et pédologique des sols de plateau de Basse-Casamance. Multigr.,ISRA, Dakar, 44 p.

BAHRI (A.), 1982. Utilisation des eaux et des sols salés dans la plaine de Kairouan (Tunisie). Thèse Doct. Ing., Univ. Toulouse, multigr., 156 p.

BALDENSPERGER (J.), STAIMESSE (J.P.), TOBIAS (C.), 1968. Carte pédologique de la Moyenne-Casamance au 1/200.000. Notice explicative. Multigr., ORSTOM, Dakar, 134 p.

BALTATZIS (E.G.), STAMATAKIS (M.G.), KYRIAKOPOULOS (K.G.), 1986. Rozenite and melanterite in lignitic layers from the Voras mountain, western Macedonia, Greece. Mineral. Mag., 50 : 737-738.

BALTZER (F.), LAFOND (L.R.), 1971. Marais maritimes tropicaux. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 13, 2 : 173-196.

BANDY (M.C.), 1938. Mineralogy of three sulfate deposits in northern Chile. *Am. Mineral.*, 23 : 669-760

BARIAND (P.), BERTHELON (J.P.), CESBRON (F.), SADRZADEH (M.), 1973. Un nouveau sulfate hydraté d'aluminium : la khadémite de Saghand (Iran). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 277D, 16 : 1585-1588.

BARROW (N.J.), 1967. Studies on the adsorption of sulfate by soils. *Soil Sci.*, 104 : 342-349.

BARRY (B.), 1986. Situations des aménagements hydro-agricoles des sols salées de Basse-Casamance. In "*Aménagements hydro-agricoles et systèmes de production, actes du IIIème séminaire, 16-19 décembre 1986*", tome I, col. Doc. Syst. Araires, CIRAD, Montpellier, 6, 241-252.

BARRY (B.), 1989. Barrage-écluse de Guidel. Historique et problématique de gestion. In C.B. GAYE : "*Deuxièmes journées de l'eau au Sénégal, recueil des communications*", Univ. Cheikh Anta Diop/DEH, Dakar, 183-194.

BARRY (B.), POSNER (J.L.), 1985a. Suivis des zones salées en Basse-Casamance. IIème Table Ronde sur les barrages anti-sel en Basse-Casamance, 12-15 juin 1985, ISRA-USAID, Ziguinchor.

BARRY (B.), POSNER (J.L.), 1985b. Effet de la technique de préparation mécanique du sol et des systèmes d'aménagement sur le dessalement d'un sol de tanne. Multigr., ISRA-CRA Djibelor, 30 p.

BARRY (B.), POSNER (J.L.), 1986. Suivi hydro-agricole du barrage anti-sel de Guidel. In L. LE RESTE, A. FONTANA, A. SAMBA (Eds) : "L'estuaire de la Casamance: environnement, pêche, socio-économie", ISRA/CRODT, Dakar, 291-305.

BARRY (B.), POSNER (J.L.), LE RESTE (L.), BADIANE (S.), 1986. Synthèse des résultats de 3 années de suivi du barrage-écluse de Guidel (Basse-Casamance). Multigr., ISRA, Djibelor, 51 p.

BARRY (B.), BOIVIN (P.), BRUNET (D.), MONTOROI (J.P.), MOUGENOT (B.), TOUMA (J.), ZANTE (P.,) 1989a. Evolution des stratégies d'aménagement hydro-agricoles des sols salés en Basse-Casamance. In C.B. GAYE : "*Deuxièmes journées de l'eau au Sénégal, recueil des communications*", Univ. Cheikh Anta Diop/DEH, Dakar : 104-117.

BARRY (B.), BOIVIN (P.), BRUNET (D.), MONTOROI (J.P.), MOUGENOT (B.), SAOS (J.L.), TOUMA (J.), ZANTE (P.), 1989b. Sécheresse et modification des ressources hydriques en Basse-Casamance. Conséquences pour le milieu naturel et son aménagement. In C.B. GAYE : "*Deuxièmes journées de l'eau au Sénégal, recueil des communications*", Univ. Cheikh Anta Diop/DEH, Dakar : 80-98.

BARSHAD (I.), 1960. Significance of the presence of exchangeable magnesium ions in acidified clays. *Science*, 131 : 988-990.

BELTRANDO (G.), CHARNE (J.), DOUGUEDROIT (A.), 1986. Régionalisation des variations temporelles récentes des précipitations de la zone soudano-sahélienne. In : "*Changements globaux en Afrique durant la Quaternaire. Passé-présent-futur*", Trav. et Doc. ORSTOM, Paris, 197 : 25-28.

BENCKISER (G.), SANTIAGO (S.), NEUE (H.U.), WATANABE (I.), OTTOW (J.C.G.), 1984. Effect of fertilization on exudation, dehydrogenase activity, iron-reducing populations and Fe^{2+} formation in the rhizosphere of rice (*Orysa sativa L.*) in relation to iron toxicity. *Plant and Soil*, 79 : 305-316.

BERNER (R.A.), 1984. Sedimentary pyrite formation : an update. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 48 : 605-615.

BERTRAND (R.), 1973. Contribution à l'étude hydrologique, pédologique et agronomique des sols gris sableux hydromorphes de Casamance (Sénégal). *Agron.Trop.*, 28, 12 : 1145-1192.

BERTRAND (F.), 1993. Contribution à l'étude de l'environnement et de la dynamique des mangroves de Guinée. Données de terrain et apport de la télédétection. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 201 p.

BEYE (G.), 1973a. Acidification of mangrove soils after empoldering in lower Casamance. Effects of the type of reclamation system used. In H. DOST (Ed.) : "*Acid sulphate soils. Proceedings of the international symposium on acid sulphate soils, 13-20 August 1972, Wageningen, The Netherlands*", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 18, vol. II : 359-372

BEYE (G.), 1973b. Une méthode simple de dessalement des sols de tanne de Casamance : le paillage. *Agro. Trop.*, 28, 5 : 537-549.

BEYE (G.), 1973c. Etude comparative de différents engrais phosphatés pour la fumure phosphatée du riz en sols de rizière très acides de Basse-Casamance. *Agro. Trop.*, 28, 10 : 937-945.

BEYE G.), 1973d. La fertilisation phosphatée et azotée du riz sur sols sulfatés acides du polder de Médina (Basse-Casamance). *Agro. Trop.*, 28, 8 : 767-775.

BEYE (G.), 1974. Etude comparative de l'action de la potasse et de la paille enfouie sur le développement et le rendement du riz sur sol argileux de Basse-Casamance. *Agro. Trop.*, 29, 8 : 803-811.

BEYE (G.), 1975. Bilan de cinq années d'études du dessalement des sols du polder de Medina. *Agro. Trop.*,30, 3 : 251-263.

BEYE (G.), 1977. Influence de la longueur de la submersion avant repiquage et de l'enfouissement de paille sur les propriétés physico-chimiques de deux sols de rizière et sur le développement et les rendements du riz. *Agro. Trop.*, 32, 1 : 31-40.

BEYE (G.), TOURE (M.), ARIAL (G.), 1978. Action de la paille enfouie sur les caractéristiques physico-chimiques des sols submergés de rizières de Basse-Casamance et sur le développement du riz. *Agro. Trop.*, 33, 4 : 381-389.

BIGHAM (J.M.), SCHWERTMANN (U.), CARLSON (L.), MURAD (E.), 1990. A poorly crystallized oxyhydroxysulfate of iron formed by bacterial oxidation of Fe(II) in acid mine waters. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 54, 2743-2758.

BIGHAM (J.M.), SCHWERTMANN (U.), CARLSON (L.), 1992. Mineralogy of precipitates formed by the biogeochemical oxidation of Fe(II) in mine drainage. In H.C.W. SKINNER, R.W. FITZPATRICK (Eds) : "*Biomineralization. Processes of iron and manganese. Modern and ancient environments*", Catena Verlag, Cremlingen, Catena suppl., 21, 219-232.

BLOOMFIELD (C.), COULTER (J.K.), 1973. Genesis and management of acid sulfate soils. *Adv. Agron.*, 25 : 265-326.

BOIVIN (P.), 1990. Caractérisation physique des sols sulfatés acides de la vallée de Katouré (Basse-Casamance, Sénégal). Etude de la variabilité spatiale et relations avec les caractéristiques pédologiques. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 231 p.

BOIVIN (P.), 1990. Geostat-PC. Logiciel interactif pour calcul géostatistique. Coll. Logorstom, ORSTOM, Paris, 60 p.

BOIVIN (P.), BRUNET (D.), 1990. Bilan de quatre années de suivi de la salure d'une vallée aménagée anti-sel par conductivimétrie électromagnétique et krigeage. Multigr., ORSTOM, Bondy, 12 p.

BOIVIN (P.), LE BRUSQ (J.Y.), 1984. Etude pédologique des Kalounayes (vallées de Koubalan et de Tapilane). Multigr., ORSTOM, Dakar, 72 p. + 4 cartes.

BOIVIN (P.), ZANTE (P.), 1986. Essai de récupération d'un sol sulfaté acide en cases lysimétriques. Rapport de campagne. Multigr., ORSTOM, Dakar, 9 p. et annexes.

BOIVIN (P.), BRUNET (D.), JOB (J.O.), 1988. Conductivimétrie électromagnétique et cartographie automatique des sols salés : une méthode rapide et fiable. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol XXIV, 1 : 39-48.

BOIVIN (P.), LOYER (J.Y.), MOUGENOT (B.), ZANTE (P.), 1986. Sécheresse et évolution des sédiments fluvio-marins au Sénégal ; cas de la Basse-Casamance. In: "*Symp. Int. INQUA-ASEQUA Changements globaux en Afrique durant la Quaternaire*", Trav. et Doc. ORSTOM, Paris, 197 : 43-48.

BONNEFOND (P.), LOQUAY (A.), 1985. Aspects socio-économiques de la riziculture en Basse et Moyenne-Casamance. Mission d'évaluation. Multigr., Min. Rel. Ext., Coop. et Dév., 264 p. + annexes.

BOUDOT (J.P.), BECQUER (T.), MERLET (D.), ROUILLER (J.), 1994. Aluminium toxicity in declining forests : a general overview with a seasonal assessment in a silver fir forest in the Vosges mountains (France). *Ann. Sci. For.*, 51 : 27-51.

BOURRIE (G.), 1976. Relations entre le pH, l'alcalinité, le pouvoir tampon et les équilibres de CO2 dans les eaux naturelles. *Science du Sol*, 3 : 141-159.

BOURRIE (G.), 1982. Rôle des composés amorphes dans le contrôle de la composition chimique des solutions du sol. *Science du Sol*, 3 : 195-204.

BOYER (J.), 1976. L'aluminium échangeable : incidences agronomiques, évaluation et correction de sa toxicité dans les sols tropicaux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XIV, 4 : 259-269.

BRABANT (P.), 1991. Le sol des forêts claires du Cameroun. Exemple d'étude d'un site représentatif en vue de la cartographie des sols et de l'évaluation des terres. ORSTOM- MESIRES, Paris, Tome I, 530 p. et Tome II, 278 p.

BRIGAUD (F.), 1965. Le climat du Sénégal. *Et. Sénégalaises*, 9, fasc. 3 : 8-106.

BRINKMAN (R.), 1970. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3 : 199-206.

BRINKMAN (R.), 1977. Problem hydromorphic soils in north-east Thailand. 2. Physical and chemical aspects, mineralogy and genesis. *Neth. J. Agric. Sci.*, 25 : 170-181.

BROPHY (G.P.), SHERIDAN (M.F.), 1965. Sulfate studies IV : the jarosite-natrojarosite-hydronium jarosite solid solution series. *Am. Mineral.*, 50 : 1595-1607.

BRUNET (D.), 1987. Carte des sols de la vallée de Badoli (Moyenne--Casamance), Multigr., ORSTOM, Dakar, 19 p.

BRUNET (D.), 1988. Etude pédologique de la vallée de Djiguinoum (Basse-Casamance). Multigr., ORSTOM, Dakar, 28 p. + annexes.

BRUNET (D.), 1989. Evaluation des surfaces dégradées de la vallée de Djiguinoum (Basse-Casamance) en mars 1988 à l'aide de cartes monoparamétriques. Multigr., ORSTOM, Dakar, 6 p. + cartes.

BRUNET (D.), 1990. Principales caractéristiques des eaux de nappe de la vallée de Djiguinoum (Basse-Casamance). Bilan d'une année de suivi d'un réseau piézométrique (juin 1988 à juin 1989). Multigr., ORSTOM/Dakar, 40 p.

BRUNET (D.), 1994. Un aménagement hydraulique simple pour la réhabilitation des sols salés : la riziculture en Basse-Casamance. *Sécheresse*, 5 : 37-44.

BRUNET (D.), ZANTE (P.), 1990. Essai rizicole de la vallée de Djiguinoum, Basse-Casamance. Rapport agro-pédologique. Multigr., ORSTOM, Dakar, 69 p.

BRUNET (D.), ZANTE (P.), DUPREY (J.L.), 1991a. Essai rizicole en culture traditionnelle. Vallée de Djiguinoum (Basse-Casamance). Rapport agro-pédologique 1990. Multigr., ORSTOM, Dakar, 106 p.

BRUNET (D.), DOBOS (A.), FALL (M.), MONTOROI (J.P.), ZANTE (P.), 1991b. Projet pilote "Casamance". Bas-fond de Djiguinoum. Rapport de synthèse: agronomie. Multigr., ORSTOM/ISRA/-R3S/IRAT, Dakar, 20 p.

BRUNET-MORET (Y.), 1969. Etude de quelques lois statistiques utilisées en "hydrologie". *Cah. ORSTOM sér. hydrol.*, vol VI (4).

BRUNET-MORET (Y.), 1970. Etude hydrologique en Casamance, rapport définitf. Multigr., ORSTOM, Dakar, 52 p.

BRUNET-MORET (Y.), 1974. Distribution exponentielle généralisée. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XI, 4 : 245-336.

BRUNET-MORET (Y.), 1977. Test d'homogénéité. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XIV, 2 : 119-129.

BRUNET-MORET (Y.), 1979. Homogénéisation des précipitations. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XVI (3-4) : 147-170.

BRUNET-MORET (Y.), 1980. Retour sur l'homogénéisation des pluies annuelles par vecteur régional. *Météorol.*, série 6, 20-21 : 61-65.

CADILLAC (H.), 1965. Etude agropédologique de quelques dépressions rizicultivables de la région de Bignona. Rapport général. Multigr., ORSTOM, Dakar, 54 p. + annexes.

CAILLÈRE (S.), HÉNIN (S.), RAUTUREAU (M.), 1982. Minéralogie des argiles. 1. structure et propriétés physico-chimiques. Masson-INRA, 8, Paris, 184 p.

CALLINAN (R.B.), FRASER (G.C.), MELVILLE (M.D.), 1993. Seasonally recurrent fish mortalities and ulcerative disease outbreaks associated with acid sulphate soils in Australian estuaries. In D. DENT and M.E.F. van MENSVOORT (Eds) : "*Selected papers of the Ho Chi Minh Ville symposium on acid sulphate soils, Viêt-Nam, march 1992*", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 53 : 403-410.

CAMARA (O.), 1992. Projet de développement rural de la Basse-Casamance. Stratégie d'intervention du programme d'aménagement hydro-agricole. In G. GREPIN, C. POMERLEAU et J.Y. PIROT (Eds) : "*Conservation et utilisation durable des ressources naturelles du bassin hydrographique de la Casamance*", AJAC-ZG/ISRA/ORSTOM/UICN, Ziguinchor-Dakar : 60-66.

CAMERON (D.R.), DeJONG (E.), READ (D.W.L.), OOSTERVELD (M.), 1981. Mapping salinity using resistivity and electromagnetic inductive techniques. *Can. J. Soil Sci.*, 61 : 67-78.

CAMPBELL (R.B.), BOWER (C.A.), RICHARDS (L.A.), 1948. Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 13 : 66-69.

CARN (M.), 1985. Etude expérimentale de l'évolution chimique des eaux du lac de Guiers (Sénégal) concentrées par évaporation. DEA de Géologie. Appliquée, Univ. Cheikh Anta Diop, multigr., Dakar, 87 p.

CARSON (C.D.), FANNING (D.S.), DIXON (J.B.), 1982. Alfisols and ultisols with acid sulfate weathering features in Texas. In J.A KITTRICK, D.S. FANNING et L.R. HOSSNER (Eds) : "*Acid sulfate weathering*", SSSA Spec. Pub., 10, Madison, USA : 127-146.

CASENAVE (A.), VALENTIN (C.), 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Didactiques, ORSTOM, Paris, 230 p.

CATE (R.B.), SUKHAI (A.P.), 1964. A study of aluminum in rice soils. Soil Sci., 98 : 85-93.

CHAO (T.T.), HARWARD (M.E.), FANG (S.C.), 1962. Adsorption and desorption phenomena of sulfate ions in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 26 : 234-237.

CHAO (T.T.), HARWARD (M.E.), FANG (S.C.), 1964. Iron and aluminum coatings in relation to sulfate adsorption characteristics of soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 28 : 632-635.

CHAROENCHAMRATCHEEP (C.), SMITH (C.J.), SATAWATHANANONT (S.), PATRICK Jr (W.H.), 1987. Reduction and oxidation of acid sulfate soils of Thailand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 630-634.

CHAUVEL (A.), 1977. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Trav. et Doc., ORSTOM, Paris, 62, 532 p.

CHÉNEAU-LOQUAY (A.), 1988. Les relations entre l'espace et l'énergie en Casamance. In : "Énergie et espace au Sénégal, tome 2", Trav. Doc. Géog. Trop., CEGET-CNRS, Bordeaux, 62 : 109-243.

CHEVALLIER (P.), 1990. Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 346 p.

CHEVALLIER (P.), LAPETITE (J.M.), 1987. Notes sur les écarts de mesure observés entre les pluviomètres standards et les pluviomètres au sol en Afrique de l'ouest. In : "*Deuxièmes journées hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 16-17 septembre 1986*". Coll. Colloques et Séminaires, ORSTOM, Paris, 53-64.

CHEVERRY (C.), 1974. Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sels en milieu continental subaride dans des sédiments argileux et organiques. Thèse Doct. ès Sci. Nat., Univ. L. Pasteur, Strasbourg, multigr., 275 p.

CHEVERRY (C.), 1983. L'extraction de la 'soluition du sol' par le biais de bougies poreuses: une synthèse bibliographique des problèmes méthodologiques posés par ces dispositifs. *Bull. GFHN*, 14 : 47-71.

COCHONNEAU (G.), 1989. HYDROM, logiciel de banques de données hydrométriques. Manuel de l'utilisateur. Multigr., ORSTOM, Montpellier.

COLEMAN (N.T.), THOMAS (G.W.), 1967. The basic chemistry of soil acidity. In R.W. PEARSON and F. ADAMS (Eds): "Soil acidity and liming", Am. Soc. Agron., Madison, Wisconsin.

CORMIER-SALEM (M.C.), 1992. Contribution à l'étude géographique des espaces aquatiques: la Casamance. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 583 p.

COULTER (J.K.), 1973. The management of acid sulphate and pseudo-acid sulphate soils for agriculture and other uses. In H. DOST (Ed.) : "Acid sulphate soils. Proceedings of the international symposium on acid sulphate soils, 13-20 August 1972, Wageningen, The Netherlands", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 18, vol. I : 255-273.

CRONAN (C.S.), SCHOFIELD (C.L.), 1979. Aluminum leaching response to acid precipitation : effects on high-elevation watershed in the Northeast. *Science*, 204 : 304-306.

CRUESI, 1970. Recherche et formation en matière d'irrigation avec des eaux salées, 1962-1969. Rapport technique. Multigr., UNESCO/UNDP, TUN 5, Tunis, 243 p. et annexes.

DACOSTA (H.), 1989. Précipitations et écoulements sur le bassin de la Casamance. Thèse 3ème cycle, multigr., Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, 273 p.

DACOSTA (H.), 1992. Pluviométrie et écoulement de surface sur le bassin versant de la Casamance. In G. GREPIN, C. POMERLEAU et J.Y. PIROT (Eds) : "*Conservation et utilisation durable des ressources naturelles du bassin hydrographique de la Casamance*", AJAC-ZG/ISRA/ORSTOM/UICN, Ziguinchor-Dakar: 107-124.

DAGENHART (T.V.Jr.), 1980. The acid mine drainage of Contrary Creek, Louisa County, Virginia : factors causing variations in stream water chemistry. M.S. Thesis, Univ. Virginia, 215 p.

DANCETTE (C.), 1976. Mesure d'évapotranpiration potentielle et d'évaporation d'une nappe d'eau libre au Sénégal. Orientation de travaux portant sur les besoins en eau de cultures. *Agron. Trop.*, 31, 4 : 321-338.

DANCETTE (C.), 1983. Evaluation des besoins en eau des principales cultures pluviales en zone soudano-sahélienne. *Agron. Trop.*, 38, 4 : 281-294.

DE HEK (H.), STOL (R.J.), DE BRUYN (P.L.), 1978. Hydrolysis-precipitation studies of aluminium (III) solutions. 3. The role of the sulfate ion. *J. Colloid Interface Sci.*, 64 : 72-89.

DE KIMPE (C.), MILES (N.), 1992. Formation of swelling clay minerals by sulfide oxidation in some metamorphic rocks and related soils of Ontario, Canada. *Can. J. Soil Sci.*, 72 : 263-270.

DENT (D.), 1986. Acid sulphate soils : a baseline for research and development. ILRI, Wageningen, The Netherlands, 39, 200 p.

DHONNEUR (G.), 1985. Traité de météorologie tropicale. Application au cas particulier de l'Afrique occidentale et centrale. Direction de la Météorologie Nationale, Paris, 151 p.

DIATTA (S.), 1972. Etude des sols du bassin versant nord de la Casamance - suivant l'axe Sédhiou- Marsassoum (Moyenne-Casamance). Esquisse pédologique au 1/50.000. Rapport de stage. Multigr., ORSTOM, Dakar, 105 p. + annexes.

DIAZ (L.), HERRERO (J.), 1992. Salinity estimates in irrigated soils using electromagnetic induction. *Soil Sci.*, 154, 2 : 151-157.

DIOP (N.), 1992. Bassin versant de Djiguinoum : hydrologie et aménagement. Mémoire de maîtrise, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, multigr., 59 p. + annexes.

DIOP (S.), 1990. La côte ouest-africaine. Du Saloum (Sénégal) à la Mellacorée (Rép. de Guinée). Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 379 p. + cartes.

DIOP (E.S.), SALL (M.), 1986. Estuaires et mangroves en Afrique de l'Ouest : évolution et changements du Quaternaire à l'Actuel. In : "*Symp. Int. INQUA-ASEQUA Changements globaux en Afrique durant la Quaternaire*", Trav. et Doc. ORSTOM, Paris, 197 : 109-114.

DIOUF (P.S.), PAGES (J.), SAOS (J.L.), 1986. Géographie de l'estuaire de la Casamance. In L. LE RESTE, A. FONTANA, A. SAMBA (Eds): "L'estuaire de la Casamance: environnement, pêche, socio-économie", ISRA/CRODT, Dakar : 13-22.

DIXON (J.B.), HOSSNER (L.R.), SENKAYI (A.L.), EGASHIRA (K.), 1982. Mineralogical properties of lignite overburden as they relate to mine spoil reclamation. In J.A KITTRICK, D.S. FANNING et L.R. HOSSNER (Eds) : "*Acid sulfate weathering*", SSSA Spec. Pub., 10, Madison, USA : 169-191.

DIXON (J.B.), WEED (S.B.), 1989. Minerals in soil environments. Second edition. SSSA Book Series, 1, Madison , Wisconsin, 1207 p.

DOBOS (A.), 1991. Essais de mise en valeur rizicole des sols salés et sulfatés acides. Multigr., Doc. n° 26, ISRA, Djibelor, 30 p.

DOBOS A., FALL M., MONTOROI J.P., 1994. Amélioration de la fertilité des rizières de Basse-Casamance (Sénégal) en relation avec la gestion des eaux de ruissellement d'un bassin versant: premiers résultats et perspectives. In F.N. REYNIERS et L. NETOYO : "*Bilan hydrique agricole et sécheresse. Vers une gestion des flux hydriques par le système de culture*". Coll. et Congrès, Ed. AUPELF-UREF, John Libbey Eurotext, Paris, 289-301.

DONER (H.E.), LYNN (W.C.), 1989. Carbonate, halide, sulfate and sulfide minerals. In J.B. DIXON et S.B. WEED (Eds) : "*Minerals in soil environments*", SSSA Book Series, 1, 2nd Edition, Madison, USA : 279-330.

DRISCOLL (C.T.), 1984. A procedure for the fractionation of aqueous aluminum in dilute acidic waters. Intren. *J. Environ. Anal. Chem.*, 16 : 267-283.

DUBREUIL (P.), 1972. Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux. Années 1951-1969. ORSTOM, Paris, 916 p.

DUBREUIL (P.), 1974. Initiation à l'analyse hydrologique (dix exercices suivis des corrigés). Masson et Cie-Orstom, Paris, 216 p.

DUBREUIL (P.), CHAPERON (P.), GUISCAFRE (J.), HERBAUD (J.), 1972. Recueil des données de base des bassins versants représentatifs et expérimentaux de l'ORSTOM. Années 1951-1969. Multigr., ORSTOM, Paris, 916 p.

DUD'A (R.), REJL (L.), 1986. La grande encyclopédie des minéraux, Gründ, Paris, 520 p.

DUFEY (J.E.), PETIT (C.M.), GOBLET (Y.), LAUDELOUT (H.), 1979. Modélisation des équilibres physico-chimiques d'échange et de précipitation dans les systèmes sol-eau-électrolyte. *Ann. Agro.*, 30: 53-62.

DUPLAY (J.), 1989. Géochimie des argiles et géothermométrie des populations monominérales de particules. Mém. Sci. Géol., Strasbourg, 82, 190 p.

DURAND (J.H.), 1983. Les sols irrigables. Etude pédologique. ACCT-PUF, Paris, 339 p.

EHLERS (E.G.), STILES (D.V.), 1965. Melanterite-rozenite equilibrium. *Am. Mineral.*, 50 : 1457-1461.

ELOUARD (P.), FAURE (H.), 1967. Schéma des variations du niveau de l'océan atantique sur la c^ote ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265, sér. D : 784-787.

EVANS (A.), ZELAZNY (L.W.), 1987. Effects of sulfate additions on the status of exchangeable aluminum in a Cecil soil. *Soil Sci.*, 143, 6 : 410-417.

FALL (R.D.), 1982. Acidité et acidification des sols du Sénégal. Multigr., ISRA, Dakar, 21 p.

FALLAVIER (P.), 1985. Densité de charge variable et point de charge nulle dans les sols tropicaux. Définition, mesure et utilisation. *Agron. Trop.*, 40, 3 : 239-245.

FALLAVIER (P.), BABRE (D.), BREYSSE (M.), 1985. Détermination de la capacité d'échange cationique des sols tropicaux acides. *Agron. Trop.*, 40, 4 : 298-308.

FANFANI (L.), NUNZI (A.), ZANAZZI (P.F.), ZANZARI (A.R.), 1973. The copiapite problem : the crystal structure of a ferrian copiapite. *Am. Mineral.*, 58 : 314-322.

FANG (J. H.), ROBINSON (P.D.), 1970. Crystal Structures and mineral chemistry of hydrated ferric sulfates. I. The crystal structure of coquimbite. *Am. Mineral.*, 55 : 1534-1540.

FANG (J. H.), ROBINSON (P.D.), 1976. Alunogen, $Al_2(H_2O)_{12}(SO_4)_3$, $5H_2O$: its atomic arrangement and water content. *Am. Mineral.*, 61 : 311-317.

FANG (J.H.), ROBINSON (P.D.), 1972. Crystal structures and mineral chemistry of double-salt hydrates: I. The crystal structure of mendozite, $NaAl(SO_4)_2$, $11H_2O$. *Am. Mineral.*, 37 : 1081-1088.

FANNING (D.S.), 1993. Salinity problems in acid sulfate coastal soils. In H. LIETH and A.A. Al MASOOM (Eds) : "Towards the rational use of high salinity tolerant plants. Vol. 1. Deliberations about high salinity tolerant plants and ecosystems. Proceedings of the first ASWAS conference, December 8-15 1990, Al Ain, United Arab Emirates", Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 491-500.

FANNING (D.S.), WITTY (J.), 1993. Revisions of soil taxonomy for acid sulphate soils. In D. DENT and M.E.F. van MENSVOORT (Eds) : "Selected papers of the Ho Chi Minh Ville symposium on acid sulphate soils, Viêt-Nam, march 1992", ILRI Wageningen, The Netherlands, 53 : 61-69.

FAUCK (R.), 1972. Contribution à l'étude des sols des régions tropicales. Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique occidentale. Mémoires ORSTOM, Paris, 61, 257 p.

FAURE (H.), VIEILLEFON (J.), DIOP (C.A.), 1974. Evolution de la ligne de rivage holocène en Casamance (Sud du Sénégal). *Bull. ASEQUA* , 42-43 : 91-99.

FILEP (D.), RIDLEY (M.), 1989. Forms of acidity and acid-base buffer capacity of soil. *Pochvovedeniye*, 12 : 48-59.

FRINK (C.R.), 1973. Aluminium Chemistry in acid sulfate soils. In H. DOST (Ed.) : "*Acid sulphate soils. Proceedings of the international symposium on acid sulphate soils, 13-20 August 1972, Wageningen, The Netherlands*", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 18, vol. I : 131-167.

FRITSCH (E.), VALENTIN (C.), MOREL (B.), LEBLOND (P.), 1990. La couverture pédologique: interactions avec les roches et les formes de dégradation superficielles. In: "*Equipe HYPERBAV: Structure et fonctionnement hydropédologique d'un petit bassin versant de savane humide*", Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris : 31-57.

FRITZ (B.), 1975. Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Sci. Géol. Bull.*, 41, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 153 p.

GAC (J.Y.), 1980. Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Trav. et Doc. ORSTOM, Paris, 123, 251 p.

GAC (J.Y.), CARN (M.), COGELS (F.X.), 1992. Atmospheric dusts : major climatic events over the Sahel ; focus on the daily observations in Senegal from 1984 to 1991. *La Veille Clim. Satellitaire*, 41 : 48-59.

GALLAIRE (R.), 1980. Etude hydrologique du marigot de Baila. Multigr., ORSTOM, Dakar.

GALLE (P.), 1986. La toxicité de l'aluminium. *La recherche*, 178, 17 : 766-775.

GALLE (C.), MONTOROI (J.P.), 1993. Ecological consequence of high aluminium content in acidified estuarian waters : the case of tilapia fishes in lower Casamance (Senegal). *Acta Oecologica*, 14, 1 : 87-100.

GARRELS (R.M.), CHRIST (C.L.), 1965. Solutions, minerals and equilibria. Harper and Row Ed., New-York, 450 p.

GAVAUD (M.), 1990. Nature et localisation de la dégradation des sols au Sénégal. In J.F. RICHARD (Ed) : "*La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest*", AUPELF/Coop. Franç./UICN/ORSTOM/ENDA, Dakar : 95-110.

GEBHART (H.), COLEMAN (N.T.), 1974. Anion adsorption by allophanic tropical soils: II. Sulfate adsorption. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38 : 259-262.

GIBSON (J.A.E.), WILLET (I.R.), BOND (W.J.), 1992. The effects of sulphate and fluoride on the sorption of aluminium by an oxisol. *J. Soil Sci.*, 43 : 429-439.

GILBERT (M.), LAUDELOUT (H.), 1965. Exchange properties of hydrogen ion in clays. *Soil Sci.*, 100 : 157-162.

GOLDHABER (M.B.), KAPLAN (I.R.), 1974. The sulfur cycle. In E.D. GOLDBERG (Ed.) : "*The sea*", vol. 5, Marine chemistry, John Wiley and Sons.

GOLDHABER (M.B.), KAPLAN (I.R.), 1982. Controls and consequences of sulfate reduction rates in recent marine sediments. In J.A KITTRICK, D.S. FANNING et L.R. HOSSNER (Eds) : "*Acid sulfate weathering*", SSSA Spec. Pub., 10, Madison, USA : 19-36.

GOMMES (R.A.), 1983. Pocket computers in agrometeoroly. FAO plant production and protection paper 45.

GONZALES-BARRIOS (J.L.), 1992. Eaux d'irrigation et salinité des sols en zone aride mexicaine: exemple dans la "Comarca Lagunera". Thèse de Doctorat, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, multigr., 316 p.

GOULEAU (D.), KALCK (Y.), MARIUS (C.), LUCAS (J.), 1982. Cristaux d'hydroxyde d'aluminium néoformés dans les sédiments actuels des mangroves du Sénégal (Sine-Saloum et Casamance). *Mém. Soc. Géol. France*, 144 : 147-154.

GOUZES (R.), 1961. Etude hydrogéologique de la Casamance. Multigr., BRGM, Dakar, 46 p.

GRIFFIN (R.A.), JURINAK (J.J.), 1973. Estimation of activity coefficients from the electrical conductivity of natural aquatic systems and soil extracts. *Soil Sci.*, 116(1) : 26-30.

GROENENBERG (J.E.), 1990. Modeling of solute transport and chemical processes in acid sulphate soils. In AARD & LAWOO : "*Papers workshop on acid sulphate soils in the humid tropics*", Bogor, 182-194.

GRONDIN (J.L.), 1982. Paramètres physico-chimoques des eaux. Mesures in situ. Note technique n° 4. Multigr, ORSTOM, Dakar, 50 p.

GROSSMANN (J.), UDLUFT (P.), 1991. The extraction of soil water by the suction-cup method : a review. *J. Soil Sci.*, 42 : 83-93.

GUADALIX (M.E.), PARDO (M.T.), 1991. Sulphate sorption by variable charge soils. *J Soil Sci.*, 42 : 607-614.

GUEDDARI (M.), MONNIN (C.), PERRET (D.), FRITZ (B.), TARDY (Y.), 1983. Geochemistry of brines of the Chott el Jerid in southern Tunisia. Application of Pitzer's equations. *Chem. Geol.*, 39 : 165-178.

GUELORGUET (O.), PERTHUISOT (J.P.), 1983. Le domaine paralique. Expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. ENS, Paris, 16, 136 p.

GUILLOBEZ (S.), 1989. Variation du pH et du bilan des ions majeurs. Conduite de la riziculture aquatique dans les sols à fort déséquilibre ionique. *Agron. Trop.*, 44, 1 : 3-12.

GUILLOU (J.J.), DEBENAY (J.P.), PAGES (J.), VILLEMIN (G.), 1990. Evolution cristalline d'une association pyrite/gypse tabulaire à micro-structure fibreuse à l'interface saumure-vase. Casamance (Sénégal). Comm. au 15ème colloque de Géologie africaine, 10-13 septembre 1990, Univ. Nancy I.

GUILLOU (J.J.), DEBENAY (J.P.), PAGES (J.), VILLEMIN (G.), 1991. Cristallogénèse du gypse fibreux et évolution en monocristaux tabulaires (ria de la Casamance, Sénégal). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313, II : 399-405.

GUIRAUD (J.M.), GREGOIRE (P.), 1976. Le climat soudano-sahélien : année sèche, année pluvieuse. *Météorol.*, sér. 6, 6 : 69-81.

GUNDERSEN (P.), BEIER (C.), 1988. Aluminium sulphate solubility in acid forest soils in Denmark. *Water, Air and Soil Pollut.*, 39 : 247-261.

HALITIM (A.), ROBERT (M.), TESSIER (D.), PROST (R.), 1984. Influence des cations échangeables (Na^+, Ca^{2+}; M^{2+}) et de la concentration saline sur le comportement physique (rétention en eau, conductivité hydraulique) de la montmorillonite. *Agronomie*, 4, 5 : 451-459.

HANRION (C.), 1976. Techniques utilisées pour la préparation des lames minces pétrographiques. Multigr., ORSTOM, Abidjan, 39 p.

HARVIE (C.E.), WEARE (J.H.), HARDIE (L.A.), EUGSTER (H.P.), 1980. Evaporation of seawater: calculated mineral sequences. *Science.* 208 : 498-500.

HASAN (S.M.), FOX (R.L.), BOYD (C.C.), 1970. Solubility and availability of sorbed sulfate in Hawaiian soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 34 : 897-901.

HAYES (C.W.), 1906. The Gila river alum deposits. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 315 : 215-224.

HELGESON (H.C.), BROWN (T.H.), LEEPER (R.H.), 1969. Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving an aqueous phase at one atm. and O °C to 300 °C. Freeman, Cooper and co, 253 p.

HEM (J.D.), 1970. Aluminium. In K.H. WEDEPOHL (Ed.): "Handbook of geochemistry", Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo, II/2 : 13G1-13L3.

HENDRICKX (J.M.H.), BAERENDS (B.), RAZA (Z.I.), SADIG (M.), AKRAM CHAUDHRY (M.), 1992. Soil salinity assessment by electromagnetic induction of irrigated land. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 1933-1941.

HERBILLON (A.J.), 1974. Modifications des propriétés de charge provoquées par l'altération chimique. Rôle du processus de désilification. *Pédologie*, XXIV, 2 : 100-118.

HERBILLON (A.J.), PECROT (A.), VIELVOYE (L.), 1966. Aperçu sur la minéralogie des fractions fines de quelques grands groupes de sols du Vietnam. *Pédologie*, XVI, 1 : 5-16.

HERRMANN (R.), PETERS (K.C.), BAUMGARTNER (I.), 1992. Comparing the behavior of aluminium species within the hydrological cycle in Westland, New Zealand, and the Fichtelgebirge, Germany. *Catena*, 19 : 241-258.

HODGES (S.C.), JOHNSON (G.C.), 1987. Kinetics of sulfate adsorption and desorption by Cecil soil using miscible displacement. *Soil Sci. Soc. Am. J..*, 51 : 323-331.

HUBERT (P.), CARBONNEL (J.P.), 1986. Approches statistiques de l'étude des séries pluviométriques de longue durée de l'Afrique de l'Ouest. In : "*Changements globaux en Afrique durant la Quaternaire. Passé-présent-futur*", Trav. et Doc. ORSTOM, Paris, 197 : 199-202.

HUE (N.V.), ADAMS (F.), EVANS (C.E.), 1985. Sulfate retention by an acid BE horizon of an Ultisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49 : 1196-1200.

HYPERBAV, 1990. Structure et fonctionnement hydropédologique d'un petit bassin versant de savane humide. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 307 p.

ILACO, 1967. Aménagements hydro-agricoles en Casamance. Rapport de gestion des casiers de Médina et de Ndiéba (1965-1967). Min. Econ. Rurale Sénégal/ILACO, Arnheim, 126 p.

ISRA/ORSTOM, 1988. Mise en valeur des mangroves au Sénégal. Rapport final. C.C.E., contrat T.S.D. A 104 (MR), 64 p.

IVARSON (K.C.), ROSS (G.J.), MILES (N.M.), 1982. Microbiological transformations of iron and sulfur and their applications to acid sulfate soils and tidal marshes. In J.A KITTRICK, D.S. FANNING et L.R. HOSSNER (Eds) : "*Acid sulfate weathering*", SSSA Spec. Pub., 10, Madison, USA : 57-75.

JACQ (V.A.), 1971. Recherches préliminaires concernant la sulfato-réduction rhizosphérique et la sulfato-réduction spermosphérique. Thèse de Doctorat, Univ. Nancy, multigr., 137 p.

JACQ (V.A.), 1989. Participation des bactéries sulfato-réductrices aux processus microbiens de certaines maladies physiologiques du riz inondé (exemple du Sénégal). Thèse Biologie cellulaire et Microbiologie, Univ. Aix-Marseille I.

JOB (J.O.), 1985. Essais de corrélation entre la conductivité électrique et la composition ionique des solutions du sol. Mémoire DEA , Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, multigr., 86 p.

JOB (J.O.), 1992. Les sols salés de l'oasis d'El Guettar (Sud tunisien). Thèse de Doctorat, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, multigr., 151 p.

JOB (J.O.), LOYER (J.Y.), AILOUL (M.), 1987. Utilisation de la conductivité électromagnétique pour la mesure de la salinité des sols. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol XXIII, 2 : 123-131.

JOLLY (J.H.), FOSTER (H.L.), 1967. X-ray Diffraction data of aluminocopiapite. *Am. Mineral.*, 52 : 1220-1223.

KALCK (Y.), 1978. Evolution des zones à mangroves du Sénégal au Quaternaire récent. Etudes géologiques et géochimiques. Thèse 3ème cycle, ULP Strasbourg, 117 p.

KALOGA (B.), 1990. Relations entre transformations morphologiques et physico-chimiques de l'héritage ferrallitique au Sénégal méridional. In : "*Journées laboratoires. Centre ORSTOM de Bondy 18-20 septembre 1990*". Multigr., ORSTOM, Bondy : 81-102.

KHAN (H.R.), RAHMAN (S.), HUSSAIN (M.S.), ADACHI (T.), 1994. Growth and yield response of rice to selected amendments in an acid sulfate soil. Soil Sci. Plant Nutr., 40, 2, 231-242.

KHANNA (P.K.), PRENZEL (J.), MEIWES (K.J.), ULRICH (B.), MATZNER (E.), 1987. Dynamics of sulfate retention by acid forest soils in an acidic deposition environment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51 : 446-452.

LAHOUD (A.), 1988. Modélisation des circulations transitoire et résiduelle: application à l'estuaire de la Casamance (Sénégal). Thèse de Doctorat, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, multigr., 425 p.

LAMAGAT (J.P.), LOYER (J.Y.), 1986. Typologie des bassins versants en Casamance. In: "*IIème table ronde sur les barrages anti-sels en Basse-Casamance*", USAID/SOMIVAC/ISRA, Djibelor : 37-49.

LAMAGAT (J.P.), MONTOROI (J.P.), PERAUDEAU (M.), 1989. Traitement informatique des données limnimétriques et conductivimétriques d'une centrale "CHLOE" (ORSTOM-ELSYDE) à deux sondes SPI. Programme CHLODAK pour micro-ordinateur. Notice d'utilisation. Multigr., ORSTOM, Dakar, 16 p + annexes.

LANG (L.O.), SWEDBERG (S.), JONASSON (S.A.), 1986. L'aluminium dans les puits privés de l'ouest de la Suède. *Bull. Qual. Eaux*, 11, 3 : 166-170.

LANGMUIR (D.), 1971. The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35 : 1023-1045.

LAPPARTIENT (J.R.), 1985. Le "continental terminal" et le pleistocène ancien du bassin sénégalo-mauritanien. Stratigraphie, sédimentation, diagénèse, altérations. Reconstitution des paléorivages au travers des cuirasses. Thèse Doct. Sci., Univ. Aix-Marseille III, multigr., 334 p.

LARAQUE (A.), 1991. Comportements hydrochimiques des açudes du nordeste brésilien semi-aride. Evolutions et prévisions pour un usage en irrigation. Thèse de Doctorat, Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, multigr., 400 p.

LAUDELOUT (H.), ECKMAN (J.P.), 1958. La stabilité chimique des suspensions d'argile saturées par l'ion hydrogène. Int. Soc. Soil Science, Trans. II, IV Comm. Hamburg, 2 : 193-199.

LE BORGNE (J.), 1988. La pluviométrie au Sénégal et en Gambie. Multigr., Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, 95 p.

LE BORGNE (J.), 1990. La dégradation actuelle du climat en Afrique, entre Sahara et Equateur. In J.F. RICHARD (Ed): "*La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest*", AUPELF/Coop. Franç./UICN/ORSTOM/ENDA, Dakar : 17-36.

LE BRUSQ (J.Y.), 1986. Quelques aspects des échanges chimiques sols-eaux de surface en Casamance. In L. LE RESTE, A. FONTANA, A. SAMBA (Eds) : "L'estuaire de la Casamance: environnement, pêche, socio-économie", ISRA/CRODT, Dakar : 91-95.

LE BRUSQ (J.Y.), LOYER (J.Y.), 1982. Relations entre les mesures de conductivités sur des extraits de sols de rapports sol/solution variables, dans la vallée du fleuve Sénégal. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XIX(3) : 293-301.

LE BRUSQ (J.Y.), LOYER (J.Y.), 1982. Relations entre les mesures de conductivités sur des extraits de sols de rapports sol/solution variables, dans la vallée du fleuve Sénégal. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XIX, 3 : 293-301.

LE BRUSQ (J.Y.), LOYER (J.Y.), MOUGENOT (B.), CARN (M.), 1987. Nouvelles paragénèses à sulfates d'aluminium, de fer et de magnésium, et de leur distribution dans les sols sulfatés acides du Sénégal. *Science du Sol*, 25(3) : 173-184.

LE PRIOL (J.), 1983. Synthèse hydrogéologique du bassin sédimentaire casamançais. Ministère de l'Hydraulique, Dakar.

LE RESTE (L.), 1980. The relation of rainfall to the production of the penaid shrimp (*Peneaus duorarum*) in the Casamance estuary (Senegal). *Trop. Ecology and Develop.* : 1169-1173

LE RESTE (L.), 1987. Influence de la salinité et du courant sur la taille de migration des crevettes *Peneaus notialis* dans l'estuaire de la Casamance. *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 20, 3-4, 279-289.

LE RESTE (L.), COLLART-ODINETZ (O.), 1987. Etude des déplacements de crevettes dans l'estuaire de la Casamance (Sénégal). *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 20, 3-4, 271-277.

LE RESTE (L.), DIADHIOU (H.D.), GAYE (A.B.), 1992. Les ressources halieutiques en Casamance. In G. GREPIN, C. POMERLEAU et J.Y. PIROT (Eds) : "*Conservation et utilisation durable des ressources naturelles du bassin hydrographique de la Casamance*", AJAC-ZG/ISRA/ORSTOM/UICN, Ziguinchor-Dakar : 33-36.

LE RESTE (L.), FONTANA (A.), SAMBA (A.), 1986. L'estuaire de la Casamance : environnement, pêche, socio-économie. Multigr., ISRA/CRODT, Dakar, 328 p.

LEROUX (M.), 1980. Le climat de l'Afrique tropicale. Thèse d'Etat. Univ. Dijon, multigr., 3 tomes, 1427 p.

LEROUX (M.), 1983. Le climat de l'Afrique tropicale. Ed Champion, Paris, 2 vol. + atlas, 650 p.

LESCH (S.M.), RHOADES (J.D.), LUND (L.J.), CORWIN (D.L.), 1992. Mapping soil salinity using calibrated electromagnetic measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 540-548.

LHOSTE (P.), 1990. Etude d'un système d'élevage : le cas de Boulandor en Basse-Casamance. *Cah. Rech. Dévelop.*, 3-4, Paris, 87 p.

LINDSAY (W. L.), 1979. Chemichal equilibria in soils. John Wiley and Sons, New York-Chichester-Brisbane-Toronto, 448 p.

LINDSAY (W.L.), WALTHALL (P.M.), 1989. The solubility of aluminium in soils. In G. SPOSITO (Ed.): "The environmental chemistry of aluminum", CRC Press, Boca Raton, Florida, 221-239.

LITAOR (M.I.) 1988. Review of soil solution samplers.*Water Resources Res.*, 24 : 727-733.

LOYER (J.Y.), 1990. Les sols salés de la basse vallée du fleuve Sénégal. Caractérisation, distribution et évolution sous cultures. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 137 p.

LOYER (J.Y.), BOIVIN (P.), LE BRUSQ (J. Y.), ZANTE (P.), 1988. Les sols du domaine fluvio-marin de Casamance (Sénégal): évolution récente et réévaluation des contraintes majeures pour leur mise en valeur. In H. DOST (ed.): Selected papers of the Dakar symposium on acid sulphate soils. Senegal, January 1986. ILRI Wageningen, The Netherlands, Publ. 44 : 16-23.

Mac KENZIE (R.C.), CHOMISTEK (W.), CLARK (N.F.), 1989. Conversion of electromagnetic inductance readings to saturated paste extract values in soils for different temperature, texture and moisture conditions. *Can. J. Soil Sci.*, 69 : 25-32.

Mac NEAL (B.L.), OSTER (J.D.), HATCHER (J.T.), 1970. Calculation of electrical conductivity from solution composition data as an aid to in-situ estimation of soil salinity. *Soil Sci.*, 110(6) : 405-414.

Mac NEAL (B.L.), OSTER (J.D.), HATCHER (J.T.), 1970. Calculation of electrical conductivity from solution composition data as an aid to in-situ estimation of soil salinity. *Soil Sci.*, 110 : 405-415.

Mac NEILL (J.D.), 1980. Electrical conductivity of soils and rocks. Technical note TN-5, Geonics Ltd, Mississauga, Canada.

MAHÉ (G.), 1993. Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique. Etude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 438 p.

MAIGNIEN (R.), 1961. Le passage des sols ferrugineux tropicaux aux sols ferrallitiques dans les régions sud-ouest du Sénégal. *Sols africains*, VI, 2 et 3 : 113-172.

MALEY (J.), 1981. Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. Trav. et Doc., ORSTOM, Paris, 129, 586 p.

MALOU (R.), 1989. Etude hydrogéologique de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse-Casamance) : bilan hydrique 1987-1988. DEA Géologie Appliquée, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, multigr., 78 p.

MALOU (R.), 1992. Etude des aquifères superficiels en Basse-Casamance : un modèle de bilan hydrique. Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, multigr., 115 p. + annexes.

MARCANO-MARTINEZ(E.), McBRIDE (M.B.), 1989. Calcium and sulfate retention by two Oxisols of the Brazilean Cerrado. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53 : 63-69.

MARIEU (B.), DUBEE (G.), PEPIN (Y.), 1991. Bassin versant de la vallée "Le Brusq". Résultats de la campagne hydrologique 1990. Multigr., ORSTOM, Dakar, 17 p.

MARION (G.M.), BABCOCK (K.L.), 1976. Prediting specific conductance and salt concentration in dilute aqueous solutions. *Soil Sci.*, 122 : 181.

MARION (G.M.), HENDRICKS (D.M.), DUTT (G.R.), FULLER (W.H.), 1976. Aluminum and silica solubility in soils. *Soil Sci.*, 121, 2 : 76-85.

MARIUS (C.), 1979. Effets de la sécheresse sur l'évolution phytogéographique et pédologique de la mangrove en Basse-Casamance. *Bulletin de l'IFAN*, t. 41, sér. A, n°4 : 669-691.

MARIUS (C.), 1982. Acid sulphate soils of the mangrove area of Senegal and Gambia. In H. DOST and N. van BREEMEN (Eds) : "Acid sulphate soils. Proceedings of the international symposium on acid sulphate soils, Bangkok (Thailand), février 1981", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 31 : 103-136.

MARIUS (C.), 1985. Mangroves du Sénégal et de la Gambie. Ecologie, Pédologie, Géochimie, Mise en valeur et aménagement. Trav. et Doc. ORSTOM, Paris, 193, 368 p.

MARIUS (C.), CHEVAL (M.), 1983. Carte pédologique de la vallée de Guidel au 1/10.000, ORSTOM, Dakar.

MARIUS (C.), LUCAS (J.), KALCK (Y.), 1986. Evolution du golfe de Casamance au Quaternaire récent et changements de la végétation et des sols de mangroves liés à la sécheresse actuelle. In : "Symp. Int. INQUA-ASEQUA Changements globaux en Afrique durant la Quaternaire", Trav. et Doc. ORSTOM, Paris , 197 : 293-295.

MARNETTE (E.C.L.), Van BREEMEN (N.), HORDJIK (K.A.), CAPPENBERG (T.E.), 1993. Pyrite formation in two freshwater systems in the Netherlands.*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 57 : 4165-4177.

MARSH (K.B.), TILLMAN (R.W.), SYERS (J.K.), 1987. Charge relationships of sulfate sorption by soils. *Soil Sci. Soc. A. J.*, 51 : 318-323.

MARZOUK (Y.), 1991. Histoire des conceptions hydrauliques étatiques et paysannes en Basse-Casamance, Sénégal, 1960-1990. In : "*Savoirs paysans et développement*", Karthala-ORSTOM, Paris: 61-97.

MARZOUK-SCHMITZ (Y.), 1984. Instruments aratoires, systèmes de culture et différenciation intra-ethnique. *Cah. ORSTOM, sér. Sci. Hum.*, XX(3-4) : 399-425.

MBAYE (C.), 1991. Variation spatio-temporelle de la demande évaporative au Sénégal. Mémoire de maîtrise, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, multigr., 124 p. + annexes.

MBODJ (S.), 1985. Barrage de Djiguinoum, caractéristiques et coûts. In : "*IIème table ronde sur les barrages anti-sels en Basse-Casamance*", USAID/SOMIVAC/ISRA, Djibelor : 106-109.

MBODJ (S.), 1988. Les petits barrages anti-sel (espérience du PIDAC). Multigr., SOMIVAC, Ziguinchor.

MBODJ (S.), 1990. Bilan des infrastructures hydro-agricoles de la SOMIVAC. Multigr., SOMIVAC, Ziguinchor.

MENZIES (N.W.), BELL (L.C.), EDWARDS (D.G.), 1991. Characteristics of membrane filters in relation to aluminium studies in soil solutions and natural waters. *J Soil Sci.*, 42 : 585-597.

MERE (J.F.), 1992. Actions de lutte anti-sel menées par l'AFVP dans le département de Sédhiou. In G. GREPIN, C. POMERLEAU et J.Y. PIROT (Eds) : "*Conservation et utilisation durable des ressources naturelles du bassin hydrographique de la Casamance*", AJAC-ZG/ISRA/ORSTOM/UICN, Ziguinchor-Dakar : 88-95.

MICHARD (G.), 1989. Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. Coll. Sci. et Tech., Ed. Publisud, Paris, 357 p.

MICHEL (P.), 1973. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Mém. ORSTOM, Paris, 63, 752 p. et annexes.

MICHEL (P.), 1990. La dégradation des paysages au Sénégal. In J.F. RICHARD (Ed) : "*La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest*", AUPELF/Coop. Franç./UICN/ORSTOM/ENDA, Dakar : 37-53.

MIDDLETON (N.J.), 1985. Effect of drought on dust production in the Sahel. *Nature*, 316 : 431-434.

MILLOT (G.), FAUCK (R.), 1970.Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 272 : 4-7.

MONTOROI (J.P.), 1989. L'intrusion marine et son impact sur l'écosystème casamançais. Comm. réunion UICN/ORSTOM sur la "problématique de la langue salée", 15 février 1989. Multigr., 10 p.

MONTOROI (J.P.), 1991a. Etude du comportement hydrique des sols rouge et beige du bassin versant de DJIGUINOUM (Basse-Casamance). Campagne de mesures 1990. Multigr., ORSTOM, Dakar, 37 p + annexes.

MONTOROI (J.P.), 1991b. Programme MRES n°121: "Réhabilitation des sols salés et acides de Basse-Casamance". Rapport final. Multigr., 16 p. et annexes.

MONTOROI (J.P.), 1991c. Aptitudes des sols en agro-foresterie de la zone d'intervention du Projet de Protection des Forêts Sud de Ziguinchor. In : "*Inventaire biophysique de la région de Bignona en Basse-Casamance*", PPFS/BLAIS McNEIL, Ziguinchor, 87-110.

MONTOROI (J.P.), 1992a. Les sols et l'agriculture dans le domaine estuairien de Basse-Casamance. In G. GREPIN, C. POMERLEAU et J.Y. PIROT (Eds) : "*Conservation et utilisation durable des ressources naturelles du bassin hydrographique de la Casamance*", AJAC-ZG/ISRA/ORSTOM/UICN, Ziguinchor-Dakar: 52-59.

MONTOROI (J.P.), 1992b. Le contrôle de la salinité à l'aide de capteurs électriques. Application à un périmètre irrigué de la basse vallée de la Méjerdah (Tunisie). I- Le capteur électrique de salure. *Agron. Trop.*, 46, 3 : 223-231.

MONTOROI (J.P.), 1992c. Le contrôle de la salinité à l'aide de capteurs électriques. Application à un périmètre irrigué de la basse vallée de la Méjerdah (Tunisie). II- La sonde quadripôle. *Agron. Trop.*, 46, 3 : 233-240.

MONTOROI (J.P.), 1992d. Etude morpho-pédologique du bassin versant de Djiguinoum. Multigr., ORSTOM, Dakar, 74 p.

MONTOROI (J.P.), RIEU (M.), 1987. Calcul des activités ioniques dans une solution aqueuse. Programme ACTIVE pour IBM-PC et compatibles. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXIII(2) : 133-150.

MONTOROI (J.P.), ZANTE (P.), 1989. Etalonnage d'une sonde neutronique en milieu chloruré (vallée de Katouré, Basse-Casamance). Multigr., ORSTOM/Dakar, 18 p.

MONTOROI (J.P.), CARN (M.), FRITZ (B.), GAC (J.Y.), 1993b. EVACIDE Expérience d'évaporation d'une eau de surface salée et acide de la vallée de Djiguinoum((Basse-Casamance). Multigr, ORSTOM, Dakar, 30p.

MONTOROI (J.P.), DOBOS (A.), FALL (M.), SALL (S.), 1993a. La réhabilitation de la riziculture inondée en Basse-Casamance. *ORSTOM-Actualités*, 40 : 2-7.

MONTOROI (J.P.), ALBERGEL (J.), DOBOS (A.), FALL (M.), SALL (S.), BERNARD (A.), BRUNET (D.), DUBEE (G.), ZANTE (P.), 1993c. A suitable water management for the rehabilitation of rice culture in the acid sulphate soils of lower Casamance (Senegal): a successful two years experiment. In D. DENT and M.E.F. van MENSVOORT (Eds) : "Selected papers of the Ho Chi Minh Ville symposium on acid sulphate soils, Viêt-Nam, march 1992", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 53 : 195-203.

MOORE (P.A. Jr.), PATRICK (W.H. Jr.), 1989. Iron availability and uptake by rice in acid sulfate soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53 : 471-476.

MOORE (P.A. Jr.), PATRICK (W.H. Jr.), 1991. Aluminium, boron and molybdenum availability and uptake by rice in acid sulphate soils. *Plant and soil*, 136 : 171-181.

MOORE (P.A. Jr.), PATRICK (W.H. Jr.), 1993. Metal availability and uptake by rice in acid sulfate soils. In D. DENT and M.E.F. van MENSVOORT (Eds) : "*Selected papers of the Ho Chi Minh Ville symposium on acid sulphate soils, Viêt-Nam, march 1992*", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 53 : 205-224.

MOUDIONGUI (A.), 1987. Sesbania rostrata, légumineuse à nodules caulinaires : fixation symbiotique d'azote et utilisation comme engrais vert. Thèse Doct., Univ. Cl. Bernard Lyon I, 244 p.

MOUGENOT (B.) 1991. Caractéristiques spectrales de surfaces salées à chlorures et sulfates (Sénégal); In M. POUGET : "Deuxièmes journées de télédétection. Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales. 4-6 décembre 1990". Coll. Colloques et Séminaires, ORSTOM, Paris : 49-70.

MOUGENOT (B.), 1995. Etude des états de surface en domaine salé par télédétection en relation avec la dynamique des sols et des nappes. Exemple du domaine fluvio-marin de Basse-Casamance. Thèse Doct. (à paraître).

MOUGENOT (B.), ZANTE (P.), MONTOROI (J.P.), 1990. Détection et évolution saisonnière des sols salés et acidifiés du domaine fluvio-marin de Basse-Casamance au Sénégal, par imagerie satellitaire. In P. LAFRANCE et J.M. DUBOIS (réd.) : "Apports de la télédétection à la lutte contre la sécheresse", Ed. AUPELF-UREF, John Libbey Eurotext, Paris, 173-179.

NADLER (A.), FRENKEL (H.), 1980. Determination of soil solution electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity measuremenents by the four-electrode method. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 6 : 1216-1221.

NEAL (C.), 1988. Aluminium solubility relationships in acid waters. A practical example of the need for a radical reappraisal. *J. Hydrol.*, 104 : 141-159.

NEAL (C.), WILLIAMS (R.J.), 1988. Towards establishing aluminium hydroxy silicate solubility relationships for natural waters. *J. Hydrol.*, 97 : 347-352.

NEAL (C.), SKEFFINGTON (R.A.), WILLIAMS (R.), ROBERTS (D.J.), 1987. Aluminium solubility controls in acid waters: the need of a reappraisal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86 : 105-112.

NEAL (C.), MULDER (J.), CHRISTOPHERSEN (N.), NEAL (M.), WATERS (D.), FERRIER (R.C.), HARRIMAN (R.), Mac MAHON (R.), 1990. Limitations to the understanding of ion-exchange and solubility controls for acidic welsh, scottish and norwegian sites. *J. Hydrol.*, 116 : 11-23.

NETTLETON (W.D.), NELSON (R.E.), BRASHER (B.R.), DERR (P.S.), 1982. Gypsiferous soils in the western United States. In J.A KITTRICK, D.S. FANNING et L.R. HOSSNER (Eds) : "*Acid sulfate weathering*", SSSA Spec. Pub., 10, Madison, USA : 147-168.

NODVIN (S.C.), DRISCOLL (C.T.), LIKENS (G.E.), 1986. The effect of pH on sulfate adsorption by a forest soil. *Soil Science*, 142 : 69-75.

NORDSTROM (D.K.), 1977. Thermochemical redox equilibria of ZoBell's solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(12) : 1835-1841.

NORDSTROM (D.K.), 1982a. The effect of sulfate on aluminum concentrations in natural waters: some stability relations in the system Al_2-SO_3-H_2O at 298 K. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 46, 4 : 681-692.

NORDSTROM (D.K.), 1982b. Aqueous pyrite oxydation and the consequent formation of secondary iron minerals. In J.A KITTRICK, D.S. FANNING et L.R. HOSSNER (Eds) : "*Acid sulfate weathering*", SSSA Spec. Pub., 10, Madison, USA : 37-56.

NORDSTROM (D.K.), BALL(J.W.), 1986. The geochemical behavior of aluminum in acidified surface waters. *Science*, 232 : 54-56.

NORDSTROM (D.K.), MAY (H.M.), 1989. Aqueous equilibrium data for mononuclear aluminium species. In G. SPOSITO (Ed.) : "The environmental chemistry of aluminium", CRC Press, Boca Raton, Florida, 29-55.

NORTON (S.A.), 1977. Changes in chemical processes in soils caused by acid precipitation. *Water, Air, Soil Pollut.*, 7 : 389-400.

NUHFER (E.B.), 1967. Efflorescent minerals associated with coal. M.S. Thesis, Univ. W. Virginia, Morgantown, 74 p.

OLIVRY (J.C.), 1986. Fleuves et rivières du Cameroun. Coll. Monogr. hydrol. ORSTOM, MESRES-ORSTOM, Paris, 9, 733 p.

OLIVRY (J.C.), 1987. Les conséquences durables de la sécheresse actuelle sur l'écoulement du fleuve Sénégal et l'hypersalinisation de la Basse-Casamance. *Veille climatique satellitaire*, 17 : 31-39.

OLIVRY (J.C.), CHASTANET (M.), 1986. Evolution du climat dans le bassin du fleuve Sénégal (Bakel) depuis le milieu du XIXème siècle. In : "*Changements globaux en Afrique durant la Quaternaire. Passé-présent-futur*", Trav. et Doc. ORSTOM, Paris, 197 : 337-342.

OLIVRY (J.C.), CHOURET (A.), 1981. Etude hydrologique du marigot de BIGNONA. Quelques aspects intéressants des mesures réalisées en 1970-1971. ORSTOM, Dakar, 53 p.

OLIVRY (J.C.), DACOSTA (H.), 1984. Le marigot de Baïla. Bilan des apports hydriques et évolution de la salinité. Multigr., ORSTOM, Dakar.

ORANGE (D.), 1992. Hydroclimatologie du Fouta Djalon et dynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique (Afrique de l'ouest). Mém. Sci. Géol., Strasbourg, 93, 198 p.

OSTER (J.D.), McNEAL (B.L.), 1971. Computation of soil solution composition variation with water content for desaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35 : 436-442.

OTTOW (J.C.G.), BENCKISER (G.), WATANABE (I.), SANTIAGO (S.), 1983. Multiple nutritional soil stress as the prerequisite for iron toxicity of wetland rice (*Oryza sativa L.*). *Trop. Agric.* (Trinidad), 60 : 102-106

PABALAN (R.T.), PITZER (K.S.), 1991. Mineral solubilities in electrolyte solutions. In K.S. PITZER (Ed.) : "Activity coefficients in electrolyte solutions". 2nd Edition. CRC press, Boca Raton-Ann Arbor-Boston-London, 435-490.

PAGES (J.), 1988. L'estuaire sursalin de la Casamance est-il condamné? *ORSTOM-Actualités*, 22 : 4-6.

PAGES (J.), 1992. Biomasse et production phytoplanctoniques dans deux systèmes paraliques d'Afrique de l'ouest. Trav. et Doc. Microf., ORSTOM, Paris, 82, 221 p.

PAGES (J.), BADIANE (S.), DEBENAY (J.P.), DIOUF P.S., LEBOUTEILLER (C.), 1986. Les mécanismes de production dans l'estuaire de la Casamance. In L. LE RESTE, A. FONTANA, A. SAMBA (Eds) : "L'estuaire de la Casamance: environnement, pêche, socio-économie", ISRA/CRODT, Dakar : 39-68.

PAGES (J.), CITEAU (J.), 1990. Rainfall and salinity of a sahelian estuary betxween 1927 and 1987. *J. Hydrol.*: 325-341.

PAGES (J.), DEBENAY (J.P.), 1987. Evolution saisonnière de la salinité de la Casamance. Description et essai de modélisation. *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 20, 3-4 : 203-217.

PAGES (J.), DEBENAY (J.P.), LE BRUSQ (J.Y.), 1987. L'environnement estuarien de la Casamance. *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 20, 3-4 : 191-202.

PALACHE (C.), BERMAN (H.), FRONDEL (C.), 1951. The system of mineralogy of Dana. Vol II: halides, nitrates, borates, carbonates, sulfates, phosphates, arsenates, tungstates, molybdates, etc. John Wiley and sons, 7th ed., New-York-London-Sydney, 1124 p.

PARFITT (R.L.), SMART (R. St C.), 1978. The mechanism of sulfate adsorption in iron oxides. *Soil Sci. Soc. Am . J.*, 42 : 48-50.

PATIL (S.G.), SARMA (V.A.K.), Van LOON (G.W.), 1989. Acid rain, cation dissolution and sulphate retention in three tropical soils. *J. Soil Sci.*, 40 : 85-93.

PEDRO (G.), 1965. La classification des minéraux argileux. *Agronomie*, 16 : 1-108.

PEDRO (G.), 1967. Les minéraux argileux. In M. BONNEAU et B. SOUCHIER : "Pédologie, 2. constituants et propriétés du sol", Ed. Masson, Paris : 38-57.

PELISSIER (P.), 1966. Les paysans du Sénégal - Les civilisations agraires du Cayor à la Casamance. Imp. Fabrègue, St Yrieix.

PERAUDEAU (M.), 1986. Mise en valeur des mangroves du Sénégal - Vallée des Kalounayes - Site d'étude de Koubalan. Rapport de campagne hydrologique - Hivernage 1985. Multigr., ORSTOM, Dakar, 26 p.

PEREIRA-BARRETO (S.), 1982. Carte pédologique du bassin versant du marigot de Bignona au 1/50 000, Multigr., ORSTOM, Dakar.

PERRET (D.), 1982. Calcul d'équilibres géochimiques par minimisation d'énergie libre. Thèse de Doctorat-Ingénieur, Univ. Rennes I, multigr., 120 p.

PERROTEY (J.), 1990. Aluns. In : "Encyclopaedia Universalis", Corpus 2, Encycl. Univ., Paris, 20-21.

PERTHUISOT (J.P.), GUELORGUET (O.), 1983. Le confinement, paramètre essentiel de la dynamique biologique du domaine paralique. *Bull. Sci. Géol.*, 36, 4 : 239-248.

PHELINAS (P.), 1986. Politique des prix du riz, incitation à la production et effet sur la répartition des revenus dans six pays africains. Thèse de Doctorat, Univ. Clermont I, multigr., 383 p.

PIERI (C.), 1976. L'acidification des terres de cultures exondées au Sénégal. *Agron. Trop.*, 31, 4 : 339-368.

PIMMEL (A.), 1984. Contribution à l'étude sédimentologique des mangroves de Casamance (Sénégal). Etude granulométrique et exoscopique. Thèse 3ème cycle, Univ. L. Pasteur, multigr., Strasbourg, 132 p. + annexes.

PITZER (K.S.), 1991. Activity coefficients in electrolyte solutions. 2nd Edition. CRC press, Boca Raton-Ann Arbor-Boston-London, 542 p.

PLANCHON (O.), 1991. Etude spatialisée des écoulements sur les versants et de leurs conséquences sur l'hydrologie et l'érosion. Exemple en savane humide (Booro-Borotou, Côte d'Ivoire). Multigr., 340 p.

PONNAMPERUMA (F.N.), 1972. The chemistry of submerged soils. *Adv. Agron.*, 24 : 29-96.

PONNAMPERUMA (F.N.), 1977. Physicochemical properties of submerged soils in relation to fertility. Multigr., IRRI Res. Paper Series, 5, 32 p.

PONNAMPERUMA (F.N.), TIANCO (E. M.) , LOY (T. A.), 1966. Ionic strengths of the solutions of flooded soils and other natural aqueous solutions from specific conductance. *Soil Sci.*, 102(6) : 408-413.

PONS (L.J.), ZONNEVELD (I.S.), (1965). Soil ripening and soil classification. Publ. 13, ILRI, Wageningen, 128 p.

PORTERES (R.), 1950. Vielles agricultures de l'Afrique Intertropicale. Centres d'origine et de diversification variétale primaire et berceaux d'agricultures antérieures au XVème siècle. *Agron. Trop.*, V, 9-10 : 489-507.

POSS (R.), 1992. Transfert de l'eau et des minéraux dans les terres de Barre du Togo. Conséquences agronomiques. Trav. et Doc. Microf., ORSTOM, Paris, 77, 335 p.

POSTMA (D.), 1983. Pyrite and siderite oxidation in swamp sediments. *J. Soil Sci.*, 34 : 163-182.

POUYAUD (B.), 1986. Contribution à l'évaluation de l'évaporation de nappes d'eau libre en climat tropical sec. Exemples du lac de Bam et de la mare d'Oursi (Burkina-Faso), du lac Tchad et d'Açudes du Nordeste brésilien. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 254 p.

PPFS, 1991. Projet de Protection des Forêts du Sud. Inventaire biophysique de la région de Bignona en Basse-Casamance. Multigr., PPFS/BLAIS McNEIL, Ziguinchor, 110 p. et annexes,

PRADE (K.), OTTOW (J.C.G.), JACQ (V.A.), MALOUF (G.), LOYER (J.Y.), 1989-1990. Relations entre les propriétés des sols de rizières inondées et la toxicité ferreuse en Basse-Casamance (Sénégal). Etudes, revue et synthèse des travaux antérieurs. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXV, 4 : 453-474.

PUARD (M.), COUCHAT (P.), LASCEVE (G.), 1986. Importance de l'oxygénation des racines du riz (*Oryza sativa*) en culture inondée. *Agron. Trop.*, 41, 2 : 119-123.

PUARD (M.), COUCHAT (P.), LASCEVE (G.), 1989. Etude des mécanismes d'adaptation du riz (*Orysa sativa L.*) aux contraintes du milieu. I Modification anatomique des racines. *Agron. Trop.*, 44, 3 : 165-171.

PRIETZEL (J.), FEGER (K.H.), 1992. Dynamics of aqueous aluminium species in a podzol affected by experimental $MgSO_4$ and $(NH_4)_2SO_4$ treatments. *Water, Air and soil Pollution*, 65, 1/2 : 153-173.

PROSPERO (J.M.), 1985. Records of past continental climates in deep-sea sediments. *Nature*, 315 : 279-280.

RAJAN (S.S.S.), 1979. Adsorption and desorption of sulfate and charge relationships in allophanic clays. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43 : 65-69.

RAUNET (M.), 1985. Bas-fonds et riziculture en Afrique. Approche structurale comparative. *Agron. Trop.*, 40, 3 : 181-201.

REUSS (J.O.), JOHNSON (D.W.), 1986. Acid deposition and the acidification of soils and waters. Springer-Verlag, New York-Berlin-Heidelberg-Tokyo, Ecological studies 59, 119 p.

RHOADES (J.D.), 1984. Principles and methods of monitoring soil salinity. In I. SHAINBERG and J. SHALHEVET (Eds.) : "Soil salinity under irrigation. Processes and management". Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg- New York-Tokyo : 130-142.

RHOADES (J.D.), INGVALSON (R.D.), 1971. Determining salinity in field soils with soil resistance measurements. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35 : 54-60.

RHOADES (J.D.), RAATS (P.A.C.), PRATHER (R.J.) 1976. Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40 : 651-655.

RHOADES J.D., MANTEGHI N.A., SHOUSE P.J., ALVES W.J., 1989a - Estimating soil salinity from saturated soil paste electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53 : 428-433.

RHOADES J.D., MANTEGHI N.A., SHOUSE P.J., ALVES W.J., 1989b - Soil electrical conductivity and soil salinity : new formulations and calibrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53 : 433-439.

RHODES (E. R.), LINDSAY (W.L.), 1978. Solubility of aluminium in soils of the humid tropics. *J. Soil Sci.*, 29 : 324-330.

RICHARDS (L.A.), 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Handbook 60, U.S. Salinity Laboratory Staff. Washington, 159 p.

RICKARD (D.T.), 1973. Sedimentary iron sulphide formation. In H. DOST (Ed.) : "Acid sulphate soils. Proceedings of the international symposium on acid sulphate soils, 13-20 August 1972, Wageningen, The Netherlands", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 18, vol. I : 28-65.

RIEU (M.), 1978. Eléments d'un modèle mathématique de prédiction de la salure dans les sols irrigués. Application aux polders du Tchad. Thèse Doct. Ing., Univ. Toulouse, multigr., 134 p.

RIEU (M.), 1990. Le modèle CONcentration DIlution ACtivités ioniques, un programme de traitement standardisé des analyses d'eaux et d'extraits de sols. In : "*Journées Laboratoires. Centre ORSTOM de Bondy, 18-20 sept. 1990*", H.S. ORSTOM, Paris : 59-80.

RIEU (M.), CHEVERRY (C.), 1976. Mise au point bibliographique sur quelques recherches récentes en matière de sols salés. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XIV, 1, 39-61.

RIEU (M.), MORENO (F.), CABRERA (F.), VAZ (R.), 1992. EXPRESO un modèle de simulation numérique de l'équilibre entre l'atmosphère, un sol échangeur d'ions et une solution du sol en cours de concentration ou de dilution. Application aux Marismas du Guadalquivir. Multigr., 16 p. (à paraître).

RIOU (C.), 1975. La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afrique centrale. Mém. ORSTOM, Paris, 80, 236 p.

RITSEMA (C.J.), GROENENBERG (J.E.), 1993. Pyrite oxidation, carbonate weathering and gypsum formation in a drained potential acid sulfate soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57 : 968-976.

ROBERT (M.), 1975. Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. Problèmes particuliers posés par les minéraux argileux les plus fréquents dans les sols des régions tempérées. *Ann. Agron.*, 26, 4 : 363-399.

ROBERT (M.), TESSIER (D.), 1974. Méthodes de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. *Ann. Agron.*, 25, 6 : 859-882.

ROBERTS (W.L.), CAMPBELL (T.J.), RAPP (G.R.), 1990. Encyclopedia of minerals. Van Norstrand, New York, 979 p.

ROBINSON (P.D.), FANG (J.H.), 1969. Crystal structures and mineral chemistry of double-salt hydrates: I. Direct determination of the crystal structure of tamarugite. *Am. mineral.*, 54 : 19-30.

ROCHE (M.F.), 1963. Hydrologie de surface. Gauthier-Villars, Paris, 430 p.

ROCHE (M.F.), 1986. Dictionnaire français d'hydrologie de surface. Masson, Paris, 288 p.

ROCHON (J.), 1978. Principaux mécanismes physico-chimiques causant la disparition de substances miscibles dans les sous-sols. *Bull. BRGM*, sér. II, sect.III, 4 : 303-309.

RODIER (J.A.), 1964. Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'ouest du Congo. Mém. ORSTOM, Paris, 6, 138 p.

RODIER (J.A.), 1975. Evaluation de l'écoulement annuel dans le Sahel tropical africain. Trav. et Doc. ORSTOM, Paris, 46, 121 p.

RODIER (J.A.), 1982. La transposition des résultats des bassins versants représentatifs et ses problèmes. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 2 ; 115-127.

RODIER (J.), 1992. Du simulateur de pluie aux bassins représentatifs sahéliens. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 76 p.

RODIER (J.A.), AUVRAY (C.), 1965a. Premiers résultats d'étude générale du ruissellement sur les bassins expérimentaux et représentatifs d'Afrique tropicale. Symposium IASH de Budapest, Publ. 66 : 12-38.

RODIER (J.A.), AUVRAY (C.), 1965b. Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km^2 en Afrique occidentale. Multigr., ORSTOM-CIEH, Bondy, 30 p.

RORISON (I.H.), 1973. The effect of extreme soil acidity on the nutrient uptake and physiology of plants. In H. DOST (Ed.) : "Acid sulphate soils. Proceedings of the international symposium on acid sulphate soils, 13-20 August 1972, Wageningen, The Netherlands", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 18, vol. I : 223-254.

SADIO (S.), 1989/1990. Pédogenèse et potentialités forestières des sols sulfatés acides salés des tannes du Siné Saloum (Sénégal). Thèse de Doctorat, Univ. Agr. Wageningen, Multigr./Trav. et Doc. Microf., ORSTOM, Paris, 270 p.

SALL (M.), 1982. Dynamique et morphogénèse actuelles au sénégal occidental. Thèse de Doctorat es Lettres, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, multigr., tomes I et II, 296 + 604 p. + cartes.

SALL (S.), DIOP (O.), 1991. Projet pilote "Casamance". Bas-fond de Djiguinoum. Rapport de synthèse : Socio-économie. Multigr., ORSTOM/ISRA/R3S/IRAT, Dakar, 12 p.

SALOMON (W.), FÖRSTNER (V.), 1984. Metals in the hydrocycle. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo, 333 p.

SAOS (J.L.), DACOSTA (H.), 1987. Evolution hydrologique d'un bassin versant margino-littoral : le marigot de Baïla (Basse-Casamance). In : "Etudes des estuaires et lagunes du Sénégal". EPEEC-UNESCO, 59-76.

SAOS (J.L.), DACOSTA (H.), LE TROQUER (Y.), OLIVRY (J.C.), 1987b. Le marigot de Baïla (Basse-Casamance) : pluviométrie et écoulement (résultats des campagnes 1983-1986). Multigr., ORSTOM, Dakar, 55 p.

SAOS (J.L.), LE BOUTEILLER (C.), DIOP (E.S.), 1987a. Aspects géologiques et géomorphologiques de la Casamance: étude de la sédimentation actuelle. *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 20, 3-4 : 219-232.

SAVENIJE (H.H.G.), PAGES (J.), 1992. Hypersalinity : a dramatic change in the hydrology of Sahelian estuaries. *J. of Hydrology*, 135, 1-4 : 157-174.

SCHWERTMANN (U.), 1988. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In J.W. STUCKI, B.A. GOODMAN, U. SCHWERTMANN (Eds) : "*Iron in soils and clay minerals*", Reidel Publishing Company, Dordrecht, 267-308.

SCHWERTMANN (U.), FITZPATRICK (R.N.), 1992. Iron minerals in surface environments. In H.C.W. SKINNER, R.W. FITZPATRICK (Eds) : "*Biomineralization. Processes of iron and manganese. Modern and ancient environments*", Catena Verlag, Cremlingen, Catena suppl., 21, 1-6.

SCLAR (C.B.), 1961. Decomposition of pyritized carbonaceous shales to halotrichite and melanterite.*Am. Mineral.*, 46 : 754-756.

SHAINBERG (I.), RHOADES (J.D.), PRATHER (R.J.), 1980. Effect of exchangeable sodium percentage, cation exchange capacity and soil solution concentration on soil electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 : 469-473.

SHAMSHUDDIN (J.), AUXTERO (E.A.), 1991. Soil solution compositions and mineralogy of some active acid sulfate soils in Malaysia as affected by laboratory incubation with lime. *Soil Sci.*, 152, 5 : 365-376.

SIBAND (P.), 1976. Quelques réflexions sur les potentialités et les problèmes des sols gris de Casamance (Sénégal méridional). *Agron. Trop.*, 31, 2 : 105-113.

SIGG (L.), STUMM (W.), BEHRA (P.), 1992. Chimie des milieux aquatiques. Chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. Ed. Masson, Paris-Milan-Barcelone-Bonn, 391 p.

SIMPSON (H.J.), PEDINI (M.), 1987. Les répercussions de l'acidité sur l'aquaculture en eau saumâtre. *Bull. Qual. Eaux*, 12, 4 : 166-171.

SINGH (S.S.), BRYDON (J.E.), 1967. Precipitation of aluminum by calcium hydroxide in the presence of Wyoming bentonite and sulfate ions. *Soil Sci.*, 103 : 162-167.

SINGH (V.P.), POERNOMO (A.T.), BRINKMAN (R.), 1988. Reclamation and management of brackish water fish ponds in acid sulfate soils : Philippines experience. In H. DOST (ed.) : "*Selected papers of the Dakar symposium on acid sulphate soils. Senegal, January 1986*", ILRI Wageningen, The Netherlands, Publ. 44, 214-228.

SIRCOULON (J.), 1992. Evolution des climats et des ressources en eau. In G. PONTIÉ et M. GAUD (réds.) : "Afrique contemporaine : l'environnement en Afrique". La Doc Franç., Paris, 161 : 57-76.

SLAVICH (P.G.), PETTERSON (G.H.), 1990. Estimating solution extract salinity from soil paste electrical conductivity. An evaluation of procedures. *Austr. J; Soil Res.*, 28 : 517-522.

SLAVICH (P.G.), PETTERSON (G.H.), 1993. Estimating the electrical conductivity of saturated paste extracts from 1 : 5 soil : water suspensions and texture. *Austr. J; Soil Res.*, 31 : 73-81.

SOCABIM-SIEMENS (1991). Manuel d'utilisation des programmes DIFFRAC-AT. Multigr., Paris, 152 p.

SPOSITO (G.), 1989a. The chemistry of soils. Oxford University Press, New York-Oxford, 277 p.

SPOSITO (G.), 1989b. The environmental chemistry of aluminum. CRC Press, Boca Raton, Florida.

SPOSITO (G.), COVES (C.), 1988. SOILCHEM: a computer program for the calculation of chemical speciation in soils. Kearney Found. of Soil Sci., Univ. of California, Riverside and Berkeley.

SPOSITO (G.), MATTIGOD (S.V.), 1980. GEOCHEM: a computer program for the calculation of chemical equilibria in soil solutions and other natural water systems. Kearney Found. of Soil Sci., Univ. of California, Riverside.

SPOSITO (G.), TRAINA (S.J.), 1987. An ion-association model for highly saline, sodium chloride-dominated waters. *J. Environ. Qual.*, 16, 1 : 80-85.

STAIMESSE (J.P.), 1967. Contribution à l'étude des sols jaunes de Basse-Casamance (Oussouye). Rapport de stage, Multigr., ORSTOM, Dakar, 112 p. + carte au 1/50.000.

STAMATAKIS (M.G.), BALTATZIS (E.G.), SKOUNAKIS (S.B.), 1987. Sulfate minerals from a mud volcano in the Katakolo area, western Peloponnesus, Greece. *Am. Mineral.*, 72 : 839-841.

STOOPS (G.), JONGERIUS (A.), 1975. Proposal for a micromorphological classification of soil materials : I. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. *Geoderma*, 13 : 189-199.

STUMM (W.), MORGAN (J.J.), 1981. Aquatic chemistry. John Wiley and Sons, New York- Chichester-Brisbane-Toronto, 780 p.

SWEENEY (R.E.), 1972. Pyritization during diagenesis of marine sediments. Ph. D. Thesis, Univ. California, Los Angeles.

SWEENEY (R.E.), KAPLAN (I.R.), 1972. Pyrite framboid formation : laboratory synthesis and marine sediments. *Econ. Geol.*, 68 : 618-634.

TANAKA (A.), TADANO (T.), YAMAMOTO (K.), KANAMURA (N.), 1987. Comparison of toxicity to plants among Al^{3+}, $AlSO_4^+$ and AlF complex ions. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 33, 1 : 43-55.

TANG (V.H.), NGA (T.T.), LAUDELOUT (H.), 1993. Effect of aluminium on the mineral nutrition of rice. *Plant and Soil*, 114 : 173-185.

TANJI (K.K.), BIGGAR (J.W.), 1972. Specific conductance model for natural waters and soil solutions of limited salinity levels. *Water Resour. Res.*, 8 : 145-153.

TARDY (Y.), GAC (J.Y.), 1979. Contrôle de la composition chimique des solutions par la précipitation des minéraux dans le sol. Ebauche d'un modèle thermodynamique pour la formation des argiles. *Science du Sol*, 2-3 : 107-112.

TEJEDO (J.P.), 1987. Guide pratique du litholamelleur. Techniques, méthodes, matériels, produits entrant dans la fabrication des lames minces standards et des lames minces polies. Préparations particulières. Multigr., Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 99 p.

TESSIER (D.), 1984. Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessication et de la réhumectation. INRA, Versailles, 361 p.

TESSIER (D.), LAJUDIE (A.), PETIT (J.C.), 1992. Relation between the macroscopic behavior of clays and their microstructural properties. *Applied Geochem.*, 1 : 151-161.

TESSIER (F.), FLICOTEAUX (R.), LAPPARTIENT (J.R.), NAHON (D.), TRIAT (J.M.), 1975. Réforme du concept de Continental terminal dans les bassins sédimentaires de l'ouest africain. In : "*Actes 9ème Congr. Intern. Sédim.*", Nice : 207-211.

THAWORNWONG (N.), Van DIEST (A.), 1974. Influences of high acidity and aluminum of the growth of lowland rice. *Plant and Soil*, 41 : 141-159.

THOMAS (L.V.), 1958-1959. Les Diola. Essai d'analyse fonctionnelle d'une population de la Basse-Casamance. 2 tomes, Mémoires de l'IFAN, Dakar, 55.

TIPPING (E.), WOFF (C.), WALTERS (P.B.), OHNSTAD (M.), 1988. Conditions required for the precipitation of aluminium in acidic natural waters. *Wat. Res.*, 22, 5 : 585-592.

TRINCAZ (P.X.), 1984. Colonisation et régionalisme : Ziguinchor en Casamance. Trav. et Doc. ORSTOM, Paris, 172, 267 p.

TRUESDELL (A. H.), JONES (B.F.), 1974. WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. *Jour. Research U.S. Geol. Survey*, 2(2) : 233-248.

TRUONG (H.D.), 1985. Bilan de la phase I du PIDAC. In : "*IIème table ronde sur les barrages anti-sels en Basse-Casamance*", USAID/SOMIVAC/ISRA, Djibelor : 28-36.

TUONG (T.P.), 1993. An overview of water management of acid sulphate soils. In D. DENT and M.E.F. van MENSVOORT (Eds) : "*Selected papers of the Ho Chi Minh Ville symposium on acid sulphate soils, Viêt-Nam, march 1992*", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 53 : 265-279.

UGOLINI (F.C.), SLETTEN (R.S.), 1991. The role of proton donors in pedogenesis as revealed by soil solution studies. *Soil Sci.*, 151, 1 : 59-75.

ULRICH (B.), SUMNER (M.E.), 1991. Soil acidity. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New-York, 224 p.

USAID, 1986. Cartographie et télédétection des ressources de la République du Sénégal. Direction de l'Aménagement du Territoire du Sénégal, Multigr., Dakar, 653 p + cartes.

USAID/SOMIVAC/ISRA, 1985. Actes de la IIème Table Ronde sur les barrages anti-sel, 12-15 juin 1985, Multigr., Ziguinchor, 120 p.

USDA, Soil Conservation Service, Soil Survey Staff, 1975. Soil taxonomy : a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. USDA Agric. Handb., 426, U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 754 p.

Van BREEMEN (N.), 1973a. Dissolved aluminium in acid sulfate soils and in acid mine waters. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37 : 694-697.

Van BREEMEN (N.), 1973b. Soil forming processes in acid sulphate soils. In H. DOST (Ed.) : "Acid sulphate soils. Proceedings of the international symposium on acid sulphate soils, 13-20 August 1972, Wageningen, The Netherlands", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 18, vol. I : 66-130.

Van BREEMEN (N.), 1975. Acidification and deacidification of coastal plain soils as a result of periodic flooding. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 39, 6 : 1153-1157.

Van BREEMEN (N.), 1976. Genesis and solution chemistry of acid sulfate soils in Thailand. Agric. Res. Rep. 848. Pudoc, Wageningen, 263 p.

Van BREEMEN (N.), 1982. Genesis, morphology and classification of acid sulfate soils in coastal plains. In J.A KITTRICK, D.S. FANNING et L.R. HOSSNER (Eds) : "*Acid sulfate weathering*", SSSA Spec. Pub., 10, Madison, USA : 95-108.

Van BREEMEN (N.), 1993. Environmental aspects of acid sulphate soils. In D. DENT and M.E.F. van MENSVOORT (Eds) : "Selected papers of the Ho Chi Minh Ville symposium on acid sulphate soils, Viêt-Nam, march 1992", ILRI, Wageningen, The Netherlands, 53 : 391-402.

Van BREEMEN (N.), PONS (L.J.), 1978. Acid sulphate soils and rice. In : "*Rice and soils*", IRRI, Los Baños, 739-761.

Van BREEMEN (N.), MULDER (J.), DRISCOLL (C.T.), 1983. Acidification and alkalinization of soils. *Plant and Soil*, 75 : 283-308.

Vanden BERGHEN (C.), 1984. Observations sur la végétattion du massif forestier des Kalounayes (Casamance, Sénégal méridional). 1ère partie. *Bull. Soc. Royale Botan. Belgique*, 117, 2 : 359-381.

Vanden BERGHEN (C.), 1988. Monocotylédones: Agavacées à Orchidacées. Tome IX. In J. BERHAUT: "*Flore illustrée du Sénégal. Monocotylédones et Ptéridophytes*", Direction des Eaux et Forêts, Dakar, 523 p.

Van DER KLEI (J.), 1988. Soil reclamation : a technical or a social-economic problem? Reclaiming the acid sulphate soils in the tidal swamps of Basse-Casamance, Senegal. In H. DOST (ed.) : "*Selected papers of the Dakar symposium on acid sulphate soils. Senegal, January 1986*", ILRI Wageningen, The Netherlands, Publ. 44, 229-237.

VELINOV (I.), ASLANYAN (S.), PUNEV (L.), VELINOVA (M.), 1970. Ferrosulfates, halotrichite and alunogen from the oxidized zone of the hydrothermally altered volcanic rocks, near the village of Krusha, district of Sofia. *Bull. Geol. Inst., Bulg. Acad. Sci., Series geoch., mineral. and petrogr.*, 19 : 243-264.

VIEILLEFON (J.), 1975. Carte pédologique de la Basse-Casamance (domaine fluvio-marin) au 1/100.000. Note explicative , ORSTOM, Paris, 57.

VIEILLEFON (J.), 1977. Les sols des mangroves et des tannes de Basse-Casamance (Sénégal). Importance du comportement géochimique du soufre dans leur pédogénèse. Mém. ORSTOM, Paris, 83, 291 p. + 1 carte.

VIZIER (J.F.), 1983. Etude des phénomènes d'hydromorphie dans les sols des régions tropicales à saisons contrastées. Dynamique du fer et différenciation des profils. Trav. Doc. ORSTOM, 165, ORSTOM, Paris, 294 p.

Von MAYDELL (H.J.), 1983. Arbres et arbustes du Sahel. Leurs caractéristiques et leurs utilisations. GTZ, Eschborn, 147, 531 p.

WAGNER (D.P.), FANNING (D.S.), FOSS (J.E.), PATTERSON (M.S.), SNOW (P.A.), 1982. Morphological and mineralogical features related to sulfide oxidation under natural and disturbed land surfaces in Maryland. In J.A KITTRICK, D.S. FANNING et L.R. HOSSNER (Eds) : "*Acid sulfate weathering*", SSSA Spec. Pub., 10, Madison, USA : 109-125.

WIKLANDER (L.), HALLGREN (G.), BRINK (N.), JONSSON (E.), 1950. Studies on gyttja soils. II. Some characteristics of two profiles from northern Sweden. Ann. Roy. Agric. Coll., 17 : 24-36.

WOLLENHAUPT (N.C.), RICHARDSON (J.L.), FOSS (J.E.), DOLL (E.C.), 1986. A rapid method for estimating weighted soil salinity from apparent soil electrical conductivity measured with an aboveground electromagnetic induction meter. *Can. J. Soil Sci.*, 66 : 315-321.

WOLT (J.D.), 1981. Sulfate retention by acid sulfate-polluted soils in the Copper Basin area of Tennessee. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45 : 283-287.

WOLT (J.D.), ADAMS (F.), 1979. The release of sulfate from soil applied basaluminite and alunite. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43 : 118-121.

WOLT (J.D.), HUE (N.V.), FOX (R.L.), 1992. Solution sulfate chemistry in three sulfur-retentive Hydrandepts. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56 : 89-95.

ZANTE (P.), 1987. Mise en valeur des mangroves du Sénégal - Vallée des Kalounayes - Site d'étude de Koubalan. Comportement hydrique des sols de la séquence au cours de la saison 1984 - 1985. Multigr., ORSTOM, Dakar, 24 p. + annexes.

ZANTE (P.), 1988. Un dispositif de Müntz adapté à la détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Multigr., ORSTOM, Dakar, 12 p.

ZANTE (P.), LE BRUSQ (J.Y.), BOIVIN (P.), PERAUDEAU (M.), 1986. Mise en valeur des mangroves du Sénégal - Vallée des Kalounayes - Site d'étude de Koubalan. Rapport des campagnes de mesure 1984-1985 - Pluviométrie et suivi des nappes. Multigr., ORSTOM, Dakar, 32 p.

ZANTE (P.), LE BRUSQ (J.Y.), MONTOROI (J.P.), 1987. Mise en valeur des mangroves du Sénégal - Vallées des Kalounayes - Sites d'étude de Koubalan et de Djiguinoum. Rapport de campagne 1986. Multigr., ORSTOM, Dakar, 38 p. + annexes.

ZOBELL (C.E.), 1946. Studies on redox potential of marine sediments. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 30 : 477-509.

ZODROW (E.L.), 1980. Hydrated sulfates from Sydney Coalfield, Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada : the copiapite group. *Am. Mineral.*, 65 : 961-967.

Annexes

ANNEXE A1

PARAMÈTRES MORPHOMÉTRIQUES D'UN BASSIN VERSANT

Pour définir les paramètres morphométriques d'un bassin versant, nous faisons référence aux ouvrages de ROCHE (1963) et de DUBREUIL (1974).

⋄ L'indice de compacité

Un bassin versant est défini par son contour qui a une certaine forme et enclot une certaine superficie. Cette forme va avoir une influence sur son écoulement global. L'indice représentatif de cette caractéristique est le *coefficient de compacité de Gravelius* .

On l'établit en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Le coefficient K_c de Gravelius est égal au rapport de ces deux grandeurs :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}} \approx 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}}$$

où S désigne la surface du bassin en km^2

et P son périmètre en km.

K_c est égal à 1 pour un bassin circulaire et croît d'autant plus que la compacité diminue.

⋄ Le rectangle équivalent

Cette notion a été introduite pour pouvoir comparer les bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. Il s'agit d'une transformation géométrique dans laquelle le contour du bassin devient un rectangle de même périmètre, les courbes de niveaux des droites parallèles aux petits côtés du rectangle et l'exutoire un des petits côtés du rectangle. Celui-ci est appelé *rectangle équivalent.*

Soit l et L la largeur et la longueur du rectangle, P et S le périmètre et l'aire du bassin versant, on a, par définition :

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \qquad P = 2\,(L + l) \qquad \text{et} \qquad L\,l = S$$

- La longueur L du rectangle équivalent correspond à l'une des racines de l'équation suivante :

$$x^2 - \frac{P}{2}\,x + S = 0 \qquad (1)$$

Son expression est de la forme :

$$L = \frac{K_c\sqrt{S}}{1.13}\left[1+\sqrt{1-\left(\frac{1.13}{K_c}\right)^2}\right]$$

- La largeur l du rectangle équivalent s'obtient par la relation :

$$l = \frac{P}{2} - L$$

L'équation (1) n'a pas de racines lorsque le bassin est plus compact qu'un carré ($K_c < 1.13$), c'est à dire qu'il a une forme comprise entre un carré ($K_c = 1.13$) et un cercle ($K_c = 1$). On suppose alors que le bassin est un carré dont la longueur L est égale $\sqrt{S}$.

❖ L'indice de pente

Les indices de pente se déterminent à partir de la connaissance de la répartition hypsométrique sur le bassin. L'indice de pente I_p de ROCHE (1963) se calcule par la relation :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{1}^{n} \sqrt{a_i \, d_i}$$

équation dans laquelle a_i représente la fraction en % de la surface A comprise entre deux courbes de niveau voisines distantes de d_i. Si, sur une courbe hypsométrique, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5 % de A, on a les altitudes H_5 et H_{95} (entre lesquelles s'inscrivent 90 % de l'aire du bassin) et la dénivellée $D = H_5 - H_{95}$.

L'*indice de pente global* Ig est défini par la relation :

$$Ig = \frac{D}{L}$$

La superficie des bassins versants étant très disparate, l'indice de pente global d'un bassin peut être normalisé en considérant une superficie de référence. L'*indice de pente normalisé* Ig_{25}, faisant référence à une superficie de 25 km², est égal à :

$$Ig_{25} = K \, Ig$$

où K est un coefficient fonction de la superficie du bassin considéré. Le coefficient K est donné par une table de conversion (DUBREUIL, 1972) et sa valeur est de 0.5 pour un bassin de 5 km², de 1 pour un bassin de 25 km², de 2 pour un bassin de 100 km² et de 4 pour un bassin de 200 km².

L'*indice de pente transversale* IT est déterminé en prenant la moyenne des pentes transversales du bassin, mesurées sur 60 % de la longueur des versants. Il sert à corriger l'indice de pente global quand les pentes transversales sont nettement plus fortes que les pentes longitudinales. L'espression de l'*indice de pente corrigé* est :

$$Ig_c = (Ig_n + IT) / 2$$

❖ Les classes de relief

A l'aide de l'indice Ig_c, on peut définir des classes de relief pour comparer les bassins versants entre eux. DUBREUIL (1972) propose la classification suivante pour les bassins versants de 25 km² :

Classe de relief	Ig_c
R1	$Ig_c <$ 2 m/km
R2	2 $< Ig_c <$ 5 m/km
R3	5 $< Ig_c <$ 10 m/km
R4	10 $< Ig_c <$ 20 m/km
R5	20 $< Ig_c <$ 50 m/km
R6	50 $< Ig_c <$ 100 m/km
R7	$Ig_c >$ 100 m/km

ANNEXE A2

SOL FERRALLITIQUE DE PLATEAU

1. Description pédologique

Situation : en bordure de plateau sur la partie convexe du versant ; alt. 14.5 m ; légère pente (1 %)

Végétation : strate arbustive dominante (*Combretum micranthum, C. paniculatum*; *Cassia sieberiana*; *Guiera senegalensis*); strate herbacée relativement dense (poacées et andropogonacées); repousses d'adventices (*Icacina senegalensis*) et de *Borassus aethiopum*; quelques arbres épars (*Elaeis guinensis, Ficus sp.*)

Utilisation : jachère après culture associée arachide - mil récente

Microrelief : très légèrement bosselé par suite d'un ancien billonnage

Surface : recouvrement sableux sur une surface légèrement indurée (croûte de dessication); présence de débris végétaux (feuilles mortes, paille, brindilles) masquant des placages fauniques (fourmis); quelques termitières "cathédrales" aux alentours

Date de la description : 17/5/90

0-20 cm Horizon faiblement humifère. Sec. Brun (7.5 YR 5/4), brun rouge (5 YR 4/4) en humide, couleur homogène. Structure litée liée à l'activité anthropique (anciens billons arasés). Sablo-argileux au toucher. Grains de quartz blanchis et incrustés d'oxyde de fer rouille, de taille variable. Compact. Très forte activité mésofaunique avec remaniements localisés (cavités, coprolithes). Porosité intersticielle et vacuolaire. Cohésion faible. Quelques racines fines horizontales et verticales.

20-40 cm Horizon AB. de transition, faiblement organique. Sec. Sablo-argileux. Structure massive à débit polyédrique. Transition progressive diffuse. Friable et cohésion moyenne.

40-80 cm Horizon B1. Sec. Rouge (2.5 YR 5/8, 2.5 YR 4/6 en humide). Compact. Structure massive à sous-structure grenue fine ou polyédrique plus grossière. Aspect particulaire des agrégats (pseudo-sables, granules ou micro-agrégats) masquant le ciment argileux. Existence de quelques quartz blanchis et isolés. Argilo-sableux. Porosité interagrégats fine et importante. Activité mesofaunique importante (cavités creuses ou comblées, taille du cm au dm, connectées à un réseau de pores tubulaires). Plastique, peu fragile. Traces de racines fines verticales. Transition diffuse sans contraste.

80-300 cm Horizon B2. Sec à légèrement humide. Rouge bien vif (10 R 4/6). Structure massive à sous-structure granulaire généralisée. Texture argilo-sableuse bien exprimée en humide. Porosité intersticielle fine. A environ 1 m, morceaux de charbon de bois bien individualisés formant un lit dicontinu. Activité mésofaunique très importante au dessus d'1 m diminuant progressivement en profondeur. Fentes de retrait entre le matériau et les cavités comblées créant des espaces priviligiés pour le cheminement racinaire.

2. *Analyses physico-chimiques*

* Granulométrie - porosité - matière organique

Prof.	A	L_f	L_g	S_f	S_g	Total	D_S	P_T	PF3	H_p	H_v	C	N	C/N	MO
	(g/100g)						(g/cm^3)		(g/100g)		(cm^3/cm^3)	(g/kg)			(g/100g)
0-10	9.3	1.5	6.8	58.6	25.3	101.5			4.0	2.5		3.53	0.34	10.4	6.07
10-20	16.1	1.8	7.1	57.4	18.6	101.0	1.40	46.2	6.8	4.6	0.064	3.38	0.34	9.9	5.81
20-30	26.4	1.8	7.0	49.9	17.1	102.2	1.39	46.5	9.8	7.5	0.104	3.63	0.42	8.6	6.24
30-40	39.3	2.2	6.6	39.8	14.7	102.6	1.52	41.5	14.3	11.5	0.175	3.76	0.47	8.0	6.47
40-50	42.3	1.6	5.8	38.1	13.8	101.6	1.49	42.7	15.8	12.5	0.186	3.81	0.46	8.3	6.55
50-60	44.9	1.7	5.6	37.0	13.0	102.2	1.45	44.2	16.0	12.9	0.187	3.38	0.43	7.9	5.81
70-80	45.2	2.0	6.1	35.8	12.3	101.4	1.50	42.3	16.3	13.3	0.200	2.88	0.42	6.9	4.95
90-100	43.2	3.2	7.1	36.4	11.8	101.7	1.50	42.3	16.4	13.3	0.200	2.44	0.34	7.2	4.20
110-120	44.3	3.6	6.6	35.7	10.1	100.3	1.48	43.1	17.0	13.5	0.200	2.00	0.32	6.3	3.44
130-140	41.0	3.4	9.6	34.9	11.7	100.6	1.50	42.3	16.3	13.5	0.203	2.22	0.33	6.7	3.82
150-160	41.5	4.5	10.7	33.1	10.3	100.1	1.51	41.9	17.0	14.0	0.211	2.07	0.35	5.9	3.56
170-180	42.7	4.0	11.0	32.9	9.9	100.5	1.52	41.5	16.9	13.8	0.210				
190-200	42.9	2.9	11.0	33.6	10.3	100.7	1.48	43.1	16.6	13.5	0.200				
210-220	41.8	4.2	11.1	33.6	9.8	100.5	1.51	41.9	16.7	13.6	0.205				
230-240	41.6	4.3	9.9	34.5	10.7	101.0	1.58	39.2	16.3	13.4	0.212				
250-260	42.3	4.7	11.1	33.4	9.9	101.4	1.45	44.2	16.4	13.6	0.197				
270-280	41.9	4.8	10.8	33.8	9.3	100.6			16.6	13.6					

* pH - bases échangeables - acidité d'échange - fer

Prof.	pH		Ca	Mg	Na	K	T	S/T	T/A	H	Al	Fe_t	Fe_l	Fe_l/Fe_t	Fe_l/A
	H_2O	KCl	($mmol_c$/100g)					(%)	(g/100g A)	($mmol_c$/100g)		(g/100g)		x100 (%)	
0-10	5.2	4.3	0.59	0.24	0.02	0.03	2.18	40	23.4	0.13	0.00	0.56	0.08	15.0	0.9
10-20	4.5	4.0	0.38	0.23	0.02	0.02	2.46	26	15.3	0.00	0.53	0.96	0.08	8.0	0.5
20-30	4.2	3.8	0.41	0.25	0.03	0.02	3.09	23	11.7	0.00	0.77	1.34	0.08	5.8	0.3
30-40	4.3	3.9	0.58	0.27	0.03	0.02	3.93	23	10.0	0.00	1.01	2.18	0.17	7.7	0.4
40-50	4.4	4.0	0.85	0.31	0.03	0.02	4.15	29	9.8	0.08	0.83	2.64	0.21	7.9	0.5
50-60	4.7	4.2	1.08	0.34	0.03	0.02	4.08	36	9.1	0.00	0.66	2.56	0.24	9.6	0.5
70-80	4.8	4.4	1.18	0.44	0.04	0.02	3.93	43	8.7	0.00	0.41	2.77	0.24	8.8	0.5
90-100	5.0	4.5	1.01	0.47	0.03	0.01	3.63	42	8.4	0.00	0.38	2.76	0.24	8.6	0.6
110-120	4.8	4.3	1.13	0.31	0.03	0.01	3.43	43	7.7	0.00	0.46	2.87	0.21	7.3	0.5
130-140	4.9	4.4	0.93	0.48	0.03	0.01	3.45	42	8.4	0.00	0.40	2.67	0.20	7.6	0.5
150-160	4.9	4.4	0.86	0.42	0.04	0.01	3.48	38	8.4	0.00	0.46	2.87	0.21	7.3	0.5
170-180	4.8	4.3	1.00	0.41	0.04	0.02	3.50	42	8.2	0.00	0.57	2.45	0.20	8.0	0.5
190-200	4.8	4.4	0.83	0.38	0.03	0.02	3.55	35	8.3	0.00	0.48	2.71	0.18	6.7	0.4
210-220	4.8	4.3	0.94	0.36	0.03	0.03	3.20	43	7.7	0.00	0.50	2.71	0.11	4.1	0.3
230-240	4.9	4.4	1.01	0.40	0.03	0.01	3.23	45	7.8	0.00	0.43	2.66	0.20	7.6	0.5
250-260	4.8	4.3	1.11	0.28	0.04	0.02	3.25	45	7.7	0.00	0.44	2.71	0.16	5.9	0.4
270-280	4.8	4.3	1.19	0.26	0.03	0.01	3.23	46	7.7	0.00	0.43	2.50	0.16	6.4	0.4

ANNEXE A3

SOL FERRUGINEUX DE VERSANT

1. Description pédologique

Situation : à mi-pente du versant ; alt. 6 m ; légère pente (2 %)
Végétation : strate arbustive peu dense (*Combretum micranthum*, *Guiera senegalensis*, *Cassia sieberiana*);
strate herbacée composée principalement de convolvulacées, poacées et andropogonacées ;
quelques arbres épars (*Elaeis guinensis* constituant la partie supérieure de la palmeraie de bas de versant)
Utilisation : jachère récente encore marquée par la culture associée arachide - mil de l'année précédente
Microrelief : très ondulé car restes d'anciens billons émoussés (hauteur: environ 10 cm)
Surface : recouvrement sableux surtout localisé dans l'interbillon
Date de la description : 12 avril 1990.

0-20 cm Horizon humifère. Sec. Brun (7.5 YR 5/2), brun foncé (7.5 YR 4/2) en humide. Structure lamellaire d'origine anthropique à débit particulaire (faible cohésion des sables). Les grains de quartz sont émoussés et associés à des particules organiques qui leur donnent un aspect sale. Texture sableuse à sablo-argileuse. Compact. Forte activité mésofaunique déterminant une porosité vacuolaire et tubulaire de taille variable. Racines de taille diverse. Transition peu distincte.

20-50 cm Horizon AB. Sec. Brun clair (7.5 YR 6/4) nuancé de gris. Quelques volumes humifères diffus. Structure massive à débit particulaire ou polyédrique. Sableux à sablo-argileux. Peu compact. Forte porosité intersticielle à tendance sub-horizontale. Activité mésofaunique déterminant une porosité large, vacuolaire ou tubulaire. Présence diffuse de matière organique. Transition progressive sans contraste.

50-95 cm Horizon B1. Sec. Passage progressif d'un brun clair (7.5 YR 6/4) à un brun beaucoup plus clair (10 YR 6/4), couleur hétérogène, toujours dominante. Les volumes blanchis sont plus nombreux vers la base et sont irrégulièrement répartis. Assez compact. Structure massive à débit polyédrique grossier et peu exprimé. Sablo-argileux. Remaniements importants du matériau liés à l'activité mésofaunique (termites). Quelques racines ligneuses (du mm au cm).

95-260 cm Horizon B2. Sec. Présence de volumes ocre-rouille (7/5 YR 5/8) aux contours diffus et irréguliers. Ils sont noyés dans une matrice brun clair (10 YR 6/4) et deviennent dominants vers la base. Structure massive à sous-structure polyédrique peu exprimée. Texture devenant progressivement argilo-sableuse. Forte porosité tubulaire d'origine mésofaunique.

260-330 cm Sec à frais. Matériau argilo-sableux gris-blanc (10 YR 7/2 en sec) présentant quelques volumes rosés et ayant un aspect légèrement rubanné.

330-390 cm Frais. Volumes indurés ferrugineux ocre rouge présentant un cortex (concrétions), devenant de plus en plus gros (du mm au cm) et contrastant avec la matrice gris clair (10 YR 7/2). Celle-ci est argilo-sableuse à structure polydrique grossière. Certaines concrétions peuvent être écrasées sous une forte pression en petits éléments faisant apparaître des grains de quartz noyés dans des volumes rouille (7/5 YR 5/8). Passage à un niveau induré ferrugineux compact.

2. *Analyses physico-chimiques*

* Granulométrie - porosité - matière organique

Prof.	A	L_f	L_g	S_f	S_g	Total	D_S	P_T	PF3	H_p	H_v	C	N	C/N	MO
	(g/100g)						(g/cm^3)	(g/100g)			(cm^3/cm^3)	(g/kg)			(g/100g)
0-10	11.3	2.4	10.3	58.7	17.6	100.3	1.44	44.6	3.8	1.9	0.027	3.34	0.35	9.5	5.75
10-20	14.6	2.8	8.7	56.3	17.4	99.8	1.41	45.8	4.4	2.5	0.035	3.03	0.32	9.5	5.21
20-30	20.3	3.3	8.6	51.7	17.6	101.5	1.43	45.0	5.7	3.5	0.050	2.38	0.28	8.5	4.09
30-40	21.3	2.8	8.9	50.0	17.2	100.2	1.48	43.1	6.9	4.4	0.065	2.48	0.26	9.5	4.27
40-50	25.6	2.7	9.2	47.8	16.0	101.3	1.43	45.0	8.9	5.9	0.084	2.51	0.27	9.3	4.32
50-60	28.4	4.1	10.5	43.3	15.4	101.7	1.39	46.5	9.8	6.6	0.092	2.14	0.26	8.2	3.68
70-80	31.3	5.3	10.9	42.4	13.1	103.0	1.28	50.8	11.3	7.8	0.100	1.86	0.23	8.1	3.20
90-100	30.7	5.4	11.2	42.3	12.7	102.3	1.30	50.0	11.9	8.8	0.114	1.83	0.27	6.8	3.15
110-120	30.8	4.6	12.1	42.0	12.5	102.0	1.35	48.1	13.0	9.8	0.132	2.15	0.25	8.6	3.70
130-140							1.42	45.4	13.1	9.6	0.136	1.91	0.27	7.1	3.29
150-160							1.40	46.2	13.2	9.8	0.137	1.76	0.27	6.5	3.03
170-180	31.1	5.1	10.8	43.1	12.3	102.4	1.46	43.8	13.0	9.6	0.140				
190-200	27.7	4.7	8.9	45.9	15.0	102.2	1.51	41.9	12.1	8.8	0.133				
210-220	27.3	3.9	8.6	45.1	16.8	101.7	1.56	40.0	11.1	8.6	0.134				
230-240	26.3	3.4	8.2	45.3	19.1	102.3	1.56	40.0	10.9	8.1	0.126				
250-260	26.4	3.1	8.5	45.0	18.9	101.9	1.60	38.5	10.5	8.0	0.128				
270-280	27.5	4.8	8.8	44.0	16.1	101.2	1.63	37.3	11.8	9.2	0.150				

* pH - bases échangeables - acidité d'échange - fer

Prof.	pH		Ca	Mg	Na	K	T	S/T	T/A	H	Al	Fe_t	Fe_l	Fe_l/Fe_t	Fe_l/A
	H_2O	KCl	($mmol_c$/100g)					(%)	(g/100g A)	($mmol_c$/100g)		(g/100g)		x100 (%)	
0-10	5.9	4.3	0.42	0.24	0.03	0.03	1.80	40	15.9	0.19	0.00	0.36	0.04	11.5	0.4
10-20	4.7	4.1	0.37	0.15	0.08	0.03	1.88	34	12.9	0.00	0.43	0.47	0.06	13.4	0.4
20-30	4.6	4.0	0.38	0.11	0.03	0.02	1.96	28	9.7	0.03	0.53	0.45	0.06	12.3	0.3
30-40	4.5	4.0	0.52	0.14	0.03	0.02	2.16	33	10.1	0.00	0.50	0.48	0.06	13.0	0.3
40-50	4.6	4.0	0.72	0.22	0.06	0.02	2.54	40	9.9	0.00	0.53	0.56	0.07	12.5	0.3
50-60	4.5	3.9	0.70	0.23	0.03	0.01	2.54	38	8.9	0.00	0.56	0.50	0.07	13.9	0.2
70-80	4.3	3.8	0.47	0.26	0.04	0.02	2.66	30	8.5	0.07	0.85	0.41	0.06	15.5	0.2
90-100	4.1	3.8	0.29	0.18	0.03	0.01	2.86	18	9.3	0.14	1.08	0.58	0.05	8.4	0.2
110-120	4.2	3.9	0.30	0.16	0.03	0.01	3.02	17	9.8	0.08	1.20	0.66	0.06	9.5	0.2
130-140	4.2	3.8	0.28	0.18	0.04	0.01	2.91	18		0.10	1.15	0.71	0.06	7.9	
150-160	4.2	3.8	0.48	0.22	0.04	0.01	2.96	25		0.12	1.16	0.73	0.06	8.7	
170-180	4.3	3.9	0.28	0.25	0.04	0.01	2.92	20	9.4	0.11	1.15	0.76	0.05	6.5	0.2
190-200	4.4	4.0	0.30	0.18	0.03	0.01	2.51	21	9.1	0.03	1.04	0.73	0.04	5.8	0.2
210-220	4.3	4.0	0.35	0.14	0.04	0.01	2.46	22	9.0	0.05	0.97	0.94	0.07	7.5	0.3
230-240	4.2	4.0	0.27	0.11	0.03	0.01	2.21	19	8.4	0.00	1.02	0.71	0.06	8.9	0.2
250-260	4.4	4.0	0.31	0.10	0.03	0.01	2.21	20	8.4	0.05	0.89	0.79	0.06	7.1	0.2
270-280	4.3	4.1	0.34	0.08	0.04	0.01	2.49	19	9.1	0.00	0.86	1.49	0.07	4.7	0.3

ANNEXE A4

ETALONNAGE DE LA SONDE À NEUTRONS

1. Mesure de la densité apparente

La détermination de ce paramètre sur le terrain a été réalisée à l'aide d'une sonde gamma-densimétrique CAMPBELL (type CPN 502-1.5).

Les comptages bruts, lus sur l'appareil à chaque niveau, sont rapportés à un comptage standard. Celui-ci est obtenu en moyennant deux séries de 10 lectures effectuées avant et après les mesures "in situ", lorsque la sonde est bloquée en position haute (appareil placé sur sa caisse de transport).

La densité apparente humide est obtenue grâce à une courbe d'étalonnage fournie par le constructeur et spécifique de l'appareil. Celle-ci est établie pour un tube de sonde standardisé en aluminium (38-41 mm de diamètre). Les tubes d'accès employés sont de ce type mais légèrement plus large (42-45 mm). Cette différence de diamètre n'est pas significative pour influencer la réponse de l'appareil (MONTOROI et ZANTE, 1989).

L'équation de la courbe constructeur de forme logarithmique est la suivante :

$$D_h = B \, Ln \, (A / (R - C)) \qquad \text{avec } A = -2.69094, \; B = -3.48919, \; C = 6.86551$$

où D_h représente la densité apparente humide et R le comptage réduit c'est à dire le rapport comptage brut/comptage standard.

Les données de densité apparente humide (D_h) et de teneur en eau pondérale (H_p) permettent d'obtenir les valeurs de densité apparente sèche avec la relation suivante :

$$D_s = D_h / (1 + H_p)$$

où H_p est exprimée en g g^{-1}, D_h et D_s étant sans dimension.

Si on se réfère à la masse volumique de l'eau pure, D_h représente la masse volumique humide et D_s la masse volumique sèche, toutes deux exprimées en g cm^{-3} ou en T m^{-3}.

2. Etalonnage neutronique

L'utilisation d'une sonde neutronique pour le suivi temporel de la teneur en eau d'un sol suppose un étalonnage préalable pour chaque site étudié. Nous avons procédé à un étalonnage par la méthode gravimétrique.

Il s'agit d'établir, pour un sol et une profondeur donnés, une relation du type :

$$H_v = A \, (N / N_{réf}) + B$$

où H_v est l'humidité volumique (exprimée en cm^3 cm^{-3}) et $N/N_{réf}$ est le rapport entre le comptage mesuré et le comptage de référence (établi dans un fût de 200 l d'eau). A et B sont les coefficients obtenus par régression linéaire.

L'humidité volumique (H_v) du sol à une profondeur donnée est estimée à partir de l'humidité pondérale (H_p) d'un échantillon de sol et de la densité apparente sèche (D_s), selon la relation :

$$H_v = H_p \, D_s$$

où H_v est exprimée en cm^3 cm^{-3}, H_p en g g^{-1}.

Les comptages neutroniques sont effectués tous les 10 cm avec une première cote à 5 cm de profondeur.

Entre la surface du sol et une profondeur d'environ 30 cm, la mesure neutronique est entachée d'une erreur d'autant plus importante que l'on est proche de la surface. En effet, les comptages ne correspondent plus à l'humidité d'un volume de sol ("sphère d'influence") mais à celle d'un volume de

sol et d'air. Ils sont alors moins élevés et modifient les coefficients de la droite d'étalonnage. Il convient donc de les calculer pour chaque cote de mesure, à savoir 5, 15 et 25 cm.

Le tableau ci-après rassemble, pour chaque sol et chaque cote considérée, les paramètres de la régression linéaire calculés. Chaque droite est établie à partir de 6 couples (H_v, $N/N_{réf}$).

Pour toutes les cotes supérieures à 35 cm, les coefficients d'étalonnage ont été également calculés, avec 162 couples pour le sol beige et 144 couples pour le sol rouge. Ces deux droites pourraient amplement suffire étant donné le niveau significatif des corrélations. Cependant, nous constatons qu'en prenant en compte une courbe d'étalonnage unique pour des cotes supérieures à 35 cm, la variance sur les résidus (var(E)) est, dans ce cas, souvent plus élevée que celle obtenue à chaque cote et avec 6 couples.

Nous utiliserons donc les droites de régression obtenues à chaque cote pour le calcul des teneurs en eau.

	Sol beige				Sol rouge				
Prof. (cm)	A	B	r	Var(E)	A	B	r	Var(E)	n couples
5	1.876	0.0004	0.89	1.9 E-03	2.730	-0.022	0.87	2.4 E-03	6
15	0.744	-0.005	0.99	1.8 E-04	0.780	+0.001	1.00	7.3 E-05	6
25	0.620	-0.013	0.99	1.5 E-04	0.570	+0.005	0.98	2.6 E-04	6
35	0.673	-0.035	0.99	1.0 E-04	0.559	+0.016	0.98	2.0 E-04	6
45	0.643	-0.038	0.99	5.9 E-05	0.694	-0.058	0.99	5.1 E-05	6
55	0.555	-0.013	0.96	3.0 E-04	0.615	-0.023	0.98	9.6 E-05	6
65	0.569	-0.026	0.98	1.2 E-04	0.584	+0.002	0.94	2.9 E-04	6
75	0.550	-0.023	0.99	8.0 E-05	0.645	-0.008	0.96	2.4 E-04	6
85	0.583	-0.034	0.99	3.3 E-05	0.751	-0.043	0.99	5.2 E-05	6
95	0.607	-0.033	0.99	5.6 E-05	0.754	-0.051	0.98	1.4 E-04	6
105	0.735	-0.043	0.93	4.2 E-04	0.720	-0.048	0.99	3.7 E-05	6
115	0.884	-0.078	0.96	2.8 E-04	0.748	-0.054	0.98	1.1 E-04	6
125	0.832	-0.094	0.96	3.0 E-04	0.763	-0.049	0.99	5.5 E-05	6
135	0.869	-0.111	0.98	1.6 E-04	0.746	-0.053	0.98	9.8 E-05	6
145	0.721	-0.062	0.98	1.3 E-04	0.686	-0.025	0.99	3.4 E-05	6
155	0.666	-0.049	0.99	7.7 E-05	0.685	-0.028	0.99	3.7 E-05	6
165	0.631	-0.035	0.94	2.6 E-04	0.742	-0.057	0.99	4.8 E-05	6
175	0.538	-0.002	0.88	5.6 E-04	0.715	-0.048	1.00	2.7 E-05	6
185	0.516	+0.004	0.91	4.1 E-04	0.720	-0.055	0.99	3.6 E-05	6
195	0.589	-0.025	0.95	2.4 E-04	0.783	-0.080	0.98	1.2 E-04	6
205	0.650	-0.052	0.97	1.8 E-04	0.761	-0.064	0.99	5.2 E-05	6
215	0.646	-0.044	0.99	3.2 E-05	0.795	-0.083	0.98	1.2 E-04	6
225	0.575	-0.029	0.94	3.0 E-04	0.784	-0.076	0.98	8.0 E-05	6
235	0.597	-0.037	0.99	6.2 E-05	0.843	-0.091	0.97	1.8 E-04	6
245	0.614	-0.039	0.94	3.0 E-04	0.720	-0.043	0.91	4.8 E-04	6
255	0.582	-0.033	0.98	7.2 E-05	0.676	-0.036	0.91	3.5 E-04	6
265	0.540	-0.021	0.97	1.4 E-04	0.740	-0.066	0.92	3.5 E-04	6
275	0.620	-0.043	0.99	3.3 E-05					
285	0.563	-0.028	0.98	8.7 E-05					
295	0.556	-0.027	0.95	2.0 E-04					
35-265					0.676	-0.0289	0.94	2.1 E-04	144
35-295	0.582	-0.0223	0.93	3.1 E-04					162

ANNEXE A5

MODE OPÉRATOIRE DES ANALYSES CHIMIQUES
(laboratoire de chimie de l'ORSTOM à Dakar, Sénégal)

1. Analyses d'eau

□ *Chlorures* :

Les chlorures réagissent avec le thiocyanate mercurique pour donner du chlorure mercurique. Les ions thiocyanates libérés forment avec le nitrate ferrique un composé rouge de thiocyanate ferrique, proportionnel à la quantité de chlorures présents dans l'échantillon et dosé par colorimétrie à 480 nm.

□ *Sulfates* :

Les sulfates réagissent avec un complexe équimolaire de bleu de méthyl thymol et de baryum en milieu acide pour donner du sulfate de baryum. Le bleu de méthyl thymol libéré est proportionnel à la quantité de sulfates ayant réagi. Il prend en milieu basique une coloration grise qui est dosée par colorimétrie à 460 nm. Les ions métalliques interférents sont éliminés par passage de l'échantillon sur une colonne de résines échangeuses de cations.

□ *Silice* :

La silice réagit en milieu acide avec le molybdate d'ammonium pour former un complexe silico-molybdique jaune qui devient bleu en milieu réducteur. L'interférence due au phosphore est éliminée par l'action de l'acide oxalique.

□ *Calcium* :

Le calcium est dosé par absorption atomique à la longueur d'onde de 422.7 nm avec une flamme air acéthylène, après ajout de chlorure de lanthane à 1 %.

□ *Magnésium*:

Le magnésium est dosé par absorption atomique à la longueur d'onde de 285.2 nm avec une flamme air acéthylène, après ajout de chlorure de lanthane à 1 %.

□ *Sodium* :

Le sodium est dosé par absorption atomique à la longueur d'onde de 589 nm avec une flamme air acéthylène, après ajout de chlorure de lanthane à 1 %.

□ *Potassium* :

Le potassium est dosé par absorption atomique à la longueur d'onde de 766.5 nm avec une flamme air acéthylène, après ajout de chlorure de lanthane à 1 %.

□ *Aluminium* :

L'aluminium est dosé par absorption atomique à la longueur d'onde de 309.3 nm avec une flamme protoxyde d'azote acéthylène.

□ *Fer total* :

Le fer total est dosé par absorption atomique à la longueur d'onde de 248.3 nm avec une flamme air acéthylène.

□ *Fer ferreux* :

Le fer ferreux est analysé par réaction directe de l'échantillon sur l'orthophénantroline, dès le prélèvement sur le terrain. La lecture de la coloration se fait au laboratoire. D'après BRUNET et al., 1991, le fer ferreux se conserve lorsque l'échantillon est acidifié. Celui-ci peut être traité directement au laboratoire.

2. *Analyses de sol*

- *pH* :

20 g de sol tamisé à 2 mm,
ajout de 50 ml d'eau déminéralisé et mesure au pH-mètre,
ajout de KCl et mesure au pH-mètre.

- *Bases échangeables* :

20 g de sol tamisé à 2 mm,
extraction à l'acétate d'ammonium N à pH7,
dosage par absorption atomique.

- *Capacité d'échange* :

20 g de sol tamisé à 2 mm,
extractions au $CaCl_2$ N à pH7, au $CaCl_2$ N/100 et au KNO_3 N,
dosage de Ca et Cl simultanément par colorimétrie.

- *Carbone total* :

0.1 à 2 g de sol tamisé à 2 mm,
chauffage à 230 °C pendant 5 mn avec $K_2Cr_2O_7$ 3% et H_2SO_4 concentré,
dosage colorimétrique à 590 nm après décantation.

- *Azote total* :

0.5 g de sol tamisé à 2 mm,
attaque par H_2SO_4 concentré pendant 1 h à 330 °C avec $K_2Cr_2O_7$ 3% et H_2SO_4 concentré et catalyseur,
dosage colorimétrique au Technicon (méthode Berthelot au bleu d'indophénol).

- *Granulométrie 5 fractions* :

10 g de sol tamisé à 2 mm,
attaque à froid par eau oxygénée (30 volumes) pendant 24 h,
chauffage à ébullition pendant 1 h avec pyrophosphate de sodium,
après agitation pendant 2 h, prélèvement argile+limons fins et argile
après lavage et séchage, tamisage des sables fins et des sables grossiers.

- *Aluminium et protons échangeables* :

5 g de sol tamisé à 2 mm,
extraction au KCl N,
dosage de Al+H par potentiométrie avec NaOH 0.1 N,
titration de NaOH avec HCl 0.1 N.

- *Extrait 1/5* :

40 g de sol tamisé à 2 mm,
ajout de 200 ml d'eau distillée,
agitation et extraction de la solution du sol par filtration à 0.45 µm.

- *Extrait pâte saturée*:

200 g de sol tamisé à 2 mm,
ajout d'eau déminéralisée en remuant lentement jusqu'à l'obtention d'une pâte sans grumeaux, glissante, brillante, non collante, ne rendant pas d'eau et ne se fendant pasd au bout de quelques heures,
noter le volume d'eau nécessaire et le rapporter à 100 g de sol,
extraction de la solution du sol par centrifugation ou par filtration sous vide.

ANNEXE A6

ANALYSES CHIMIQUES DES EAUX DE SURFACE

Date	pH	CE	D	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	H^+	Al^{3+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	SiO_2	C	I	CD	SAR
8/8/88	3.1	7.3	1.004	54.70	19.50	4.60	12.90	43.70	1.20	0.89	3.75				70.6	0.093	4.2	14.8
31/8/88	3.5	1.4	1.001	7.30	4.00	0.80	1.90	6.90	0.20	0.32	1.33				11.3	0.016	0.7	5.9
19/9/88	3.5	1.6	1.001	8.00	4.90	0.90	2.20	7.30	0.20	0.35	2.09				13.0	0.019	0.8	5.9
10/10/88	3.4	1.8	1.001	8.00	5.30	1.10	2.00	7.30	0.20	0.40	2.59				13.4	0.020	0.8	5.9
4/7/89	3.4	17.5	1.010	147.60	50.60	12.00	33.00	149.00	2.20	0.37	11.90		0.31	46.8	203.5	0.263	12.0	31.4
14/7/89	2.9	21.4	1.012	170.00	54.00	13.00	41.00	164.00	3.00	1.17	10.38		0.89	43.4	228.7	0.294	13.4	31.6
24/7/89	3.0	15.0	1.008	115.00	34.00	9.40	29.00	130.00	2.40	0.91	5.97		0.21	22.8	163.4	0.206	9.4	29.7
28/7/89	3.2	8.5	1.005	59.00	21.00	5.80	17.00	60.00	1.40	0.68	3.88		0.12	12.9	84.4	0.110	4.9	17.8
30/7/89	3.1	6.2	1.003	40.00	15.00	3.50	10.00	41.00	1.00	0.89	3.01		0.13	9.9	57.3	0.075	3.4	15.8
5/8/89	3.0	6.7	1.004	42.00	16.00	3.90	11.00	44.00	1.00	1.05	2.97		0.09	8.1	61.0	0.080	3.6	16.1
20/8/89	3.0	16.0	1.009	100.00	21.70	6.20	23.00	113.00	2.20	1.05	2.80		0.16	1.8	135.1	0.163	7.7	29.6
25/8/89	3.0	14.5	1.008	88.00	19.40	5.60	20.00	84.00	1.90	1.05	2.61		0.13		111.3	0.137	6.4	23.5
28/8/89	3.1	10.2	1.006	62.00	15.60	4.30	13.00	59.00	1.30	0.89	2.48		0.11	2.0	79.3	0.098	4.6	20.1
29/8/89	3.1	7.9	1.004	46.00	12.10	3.30	10.00	46.00	1.00	0.72	1.83		0.06		60.5	0.075	3.5	17.8
30/8/89	3.1	7.3	1.004	41.00	11.60	3.00	9.00	36.00	0.90	0.77	2.32		0.06		52.3	0.067	3.1	14.7
31/8/89	3.1	6.9	1.004	36.00	11.00	2.80	8.20	33.00	0.80	0.89	2.38		0.06		47.6	0.061	2.8	14.1
3/9/89	3.1	6.8	1.004	36.00	11.40	2.80	12.00	33.00	0.80	0.83	2.32		0.08		49.6	0.065	2.8	12.1
5/9/89	3.3	4.4	1.002	23.00	6.90	1.70	5.40	22.00	0.50	0.52	1.65		0.02		30.8	0.040	1.8	11.7
6/9/89	3.1	3.8	1.002	20.00	6.90	1.60	4.30	17.00	0.50	0.74	2.05		0.03		26.6	0.035	1.6	9.9
11/9/89	3.2	3.1	1.002	17.00	6.50	1.40	3.70	15.00	0.40	0.71	1.86		0.03	0.1	23.3	0.031	1.4	9.4
18/9/89	3.3	2.4	1.001	12.00	6.20	1.20	2.80	10.00	0.30	0.55	2.31		0.03	0.04	17.7	0.025	1.0	7.1
24/9/89	3.1	2.1	1.001	9.90	6.30	1.00	2.40	8.70	0.30	0.89	2.45		0.03	0.2	16.0	0.023	0.9	6.7
8/10/89	3.0	3.0	1.002	14.80	7.60	1.20	3.60	13.00	0.40	1.02	2.22		0.04	0.9	21.9	0.030	1.3	8.4
13/10/89	3.0	3.3	1.002	17.40	8.20	1.30	3.90	15.00	0.40	1.07	2.64		0.05	1.9	25.0	0.034	1.5	9.3
21/10/89	2.9	3.5	1.002	19.10	8.40	1.60	4.30	16.00	0.40	1.26	2.86		0.04	3.6	27.0	0.037	1.6	9.3
29/10/89	2.9	3.2	1.002	15.40	8.20	1.40	3.60	14.00	0.30	1.38	2.77		0.06	6.0	23.6	0.033	1.4	8.9
8/7/90	3.1	7.9	1.004	71.00	25.00	6.90	19.00	62.00	1.60	0.78	5.45	0.75	1.50	32.0	97.0	0.130	5.7	17.2
17/7/90	3.1	8.4	1.005	68.00	22.00	6.40	16.00	59.00	1.40	0.85	5.00	0.72	1.56	21.0	90.5	0.120	5.3	17.6
18/7/90	3.0	6.4	1.004	53.00	17.00	5.10	13.00	47.00	1.20	0.91	3.11	0.39	0.59	15.0	70.7	0.092	4.1	15.6
19/7/90	3.0	7.8	1.004	60.00	21.00	5.60	15.00	53.00	1.40	1.05	4.23	0.47	1.13	17.0	81.4	0.108	4.8	16.5
21/7/90	3.0	6.2	1.003	49.00	16.00	4.50	12.00	43.00	1.10	0.91	3.00	0.68	1.34	12.0	65.8	0.087	3.9	15.0
22/7/90	3.0	7.0	1.004	55.00	19.00	5.00	13.00	48.00	1.20	1.10	3.22	0.68	1.88	13.0	74.0	0.098	4.4	16.0
23/7/90	2.9	7.1	1.004	58.00	19.00	5.20	14.00	50.00	1.30	1.35	3.78	0.64	1.67	12.0	77.5	0.102	4.5	16.1
24/7/90	2.9	8.0	1.004	64.00	22.00	5.50	15.00	54.00	1.40	1.38	3.89		1.56	13.0	84.4	0.111	5.0	16.9
1/8/90	3.0	8.8	1.005	75.00	23.00	6.00	18.00	64.00	1.50	1.00	7.67	0.68	1.34	2.7	99.1	0.132	5.7	18.5
2/8/90	3.0	7.8	1.004	62.00	20.00	5.50	15.00	56.00	1.40	1.00	3.45	0.61	1.24	4.0	83.1	0.108	4.9	17.5
7/8/90	3.1	5.6	1.003	43.00	13.00	3.60	10.00	40.00	0.93	0.76	2.33	0.43	0.81	3.3	57.4	0.074	3.4	15.3
8/8/90	3.0	5.5	1.003	44.00	12.00	3.50	11.00	40.00	0.99	1.02	2.22	0.47	0.64	2.8	57.9	0.074	3.3	14.9
9/8/90	3.3	2.3	1.001	15.00	4.80	1.30	4.00	13.00	0.34	0.46	1.22	0.20	0.21	3.8	20.2	0.027	1.2	8.0
10/8/90	3.2	2.3	1.001	15.00	5.00	1.30	3.70	13.00	0.35	0.60	1.22	0.17	0.19	4.0	20.3	0.027	1.2	8.2
11/8/90	3.1	2.4	1.001	17.00	6.30	1.60	4.70	15.00	0.42	0.72	1.56	0.23	0.25	4.9	23.9	0.032	1.4	8.5
12/8/90	3.2	2.3	1.001	18.00	6.40	1.70	4.70	15.00	0.44	0.71	1.45	0.21	0.24	4.2	24.4	0.033	1.4	8.4
14/8/90	3.2	2.2	1.001	14.00	5.20	1.30	3.60	12.00	0.36	0.63	1.33	0.19	0.19	4.2	19.4	0.026	1.1	7.7
15/8/90	3.2	2.2	1.001	15.00	6.10	1.40	4.10	13.00	0.39	0.69	1.67	0.24	0.24	5.5	21.4	0.029	1.2	7.8
16/8/90	3.1	2.2	1.001	15.00	6.40	1.50	3.90	14.00	0.40	0.78	1.89	0.25	0.24	5.6	22.2	0.030	1.3	8.5
3/9/90	3.2	3.1	1.002	21.00	7.50	1.60	4.90	19.00	0.50	0.71	1.89	0.18	0.37	1.5	28.8	0.038	1.7	10.5
4/9/90	3.0	3.1	1.002	21.00	8.80	1.70	4.70	19.00	0.50	0.98	2.45	0.28	0.48	1.6	29.9	0.041	1.8	10.6
6/9/90	3.2	2.9	1.002	18.00	7.40	1.50	4.10	16.00	0.44	0.71	2.00	0.19	0.48	1.5	25.4	0.034	1.5	9.6
7/9/90	3.1	2.6	1.001	17.00	7.40	1.40	3.90	15.00	0.40	0.89	2.11	0.25	0.35	1.5	24.4	0.033	1.4	9.2
8/9/90	3.0	2.9	1.002	18.00	7.90	1.70	4.30	16.00	0.47	1.07	2.56	0.24	0.64	1.4	26.4	0.037	1.5	9.2
15/9/90	3.0	2.5	1.001	17.00	7.30	1.60	4.10	15.00	0.44	0.91	2.11	0.18	0.37	1.6	24.5	0.034	1.4	8.9
16/9/90	2.9	2.7	1.001	17.00	7.40	1.60	4.10	16.00	0.44	1.23	2.33	0.19	0.38	1.4	25.3	0.035	1.5	9.5
21/9/90	3.0	2.9	1.002	18.00	7.50	1.70	4.40	17.00	0.47	1.02	2.11	0.24	0.47	1.5	26.5	0.036	1.5	9.7
25/9/90	3.0	3.3	1.002	23.00	7.30	1.90	5.80	19.00	0.53	1.00	1.67	0.25	0.59	1.9	30.5	0.040	1.8	9.7
26/9/90	2.9	3.2	1.002	21.00	8.00	1.80	4.80	18.00	0.54	1.23	1.89	0.30	0.64	1.4	29.1	0.039	1.7	9.9
27/9/90	2.8	3.1	1.002	20.00	8.20	1.70	4.90	17.00	0.50	1.45	2.00	0.27	0.54	1.4	28.3	0.038	1.6	9.4
2/10/90	3.0	3.0	1.002	20.00	8.00	1.70	4.60	17.00	0.49	1.07	2.11	0.27	0.59	2.3	27.9	0.038	1.6	9.6
5/10/90	3.0	2.6	1.001	19.00	8.00	1.60	4.60	18.00	0.46	1.12	2.11	0.20	0.54	2.2	27.8	0.038	1.6	10.2
25/10/90	2.9	4.7	1.003	34.00	9.10	2.80	8.40	29.00	0.64	1.41	2.67		0.59	2.5	44.3	0.058	2.5	12.3
23/11/90	2.9	7.0	1.004	59.00	12.00	5.00	14.00	46.00	1.10	1.17	3.34		0.54	1.8	71.1	0.090	4.1	14.9
27/11/90	3.1	7.5	1.004	58.00	12.00	5.10	14.00	50.00	1.20	0.87	3.56		0.47	2.1	72.6	0.092	4.1	16.2
8/2/91	2.8	65.1	1.037	840.00	99.00	34.00	156.00	648.00	15.00	1.51	4.56		0.97	18.0	899.5	1.050	52.7	66.5
28/7/91	3.2	16.8	1.009	167.00	39.00	11.00	39.00	128.00	2.90	0.63	10.01		0.16	40.0	198.8	0.254	11.7	25.6
3/8/91	3.7	6.2	1.003	46.00	15.00	4.20	12.00	42.00	0.90	0.19				20.0	60.1	0.076	3.6	14.8
12/8/91	3.3	8.8	1.005	69.00	21.00	6.50	19.00	64.00	1.60	0.54				18.0	90.8	0.114	5.4	17.9
17/8/91	3.3	3.8	1.002	29.00	8.40	2.40	6.60	26.00	0.62	0.46	1.22		0.02	4.9	37.4	0.047	2.2	12.3
4/9/91	3.2	2.5	1.001	15.00	7.00	1.80	4.00	14.00	0.39	0.65	2.00		0.03	3.3	22.4	0.031	1.3	8.2
6/9/91	3.3	1.7	1.001	9.70	5.60	1.30	2.50	8.90	0.25	0.54	1.56		0.01	3.4	15.2	0.021	0.9	6.5
14/10/91	3.1	3.0	1.002	22.00	6.10	2.20	5.40	19.00	0.50	0.72	1.01		0.02	0.7	28.5	0.036	1.7	9.7
28/10/91	3.1	3.4	1.002	26.00	6.60	2.40	6.40	22.00	0.54	0.89	1.08		0.03	0.9	33.0	0.042	1.9	10.5
30/11/91	3.2	5.6	1.003	38.00	8.30	3.30	9.20	31.00	0.72	0.66	0.87		0.02	1.3	46.0	0.057	2.7	12.4

ANNEXE A7

ANALYSES CHIMIQUES DES EAUX DE NAPPE

1. à la fin de la saison sèche

Piézo	pH	CE	D	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	H^+	Al^{3+}	Fe^{3+}	SiO_2	C	I	CD	SAR
F	5.1	0.1	1.000	0.22	0.02			0.1	0.05	0.24	0.01	0.01	0.10	0.07	13.0	0.4	0.001	0.03	0.9
E	5.0	0.04	1.000	0.33	0.04			0.06	0.12	0.31	0.02	0.01	0.04	0.06	8.1	0.5	0.001	0.3	1.0
C	6.4	0.1	1.000	0.35	0.1	0.55	0.16	0.94	0.14	0.37	0.02	0.00	0.07	0.09	14.0	1.4	0.002	0.1	0.5
B	5.9	0.1	1.000	0.43	0.06	0.22		0.45	0.14	0.37	0.02	0.00	0.03	0.03	14.0	0.9	0.001	0.1	0.7
D	4.6	0.1	1.000	0.55	0.1	0.07		0.06	0.1	0.50	0.02	0.03	0.03	0.06	9.4	0.8	0.001	0.05	1.8
41	3.0	6.3	1.003	0.58	125.0			28.0	10.0	0.62	0.00	1.10	55.81	73.81	158.0	147.5	0.359	8.8	0.1
40	3.9	1.0	1.001	0.59	11.0			8.2	0.9	0.71	0.13	0.12	0.81	0.33	55.0	11.4	0.023	0.8	0.3
A	6.2	0.2	1.000	0.62	0.09	0.58	0.23	1.1	0.29	0.47	0.12	0.00	0.06	0.11	15.0	1.8	0.002	0.1	0.6
42	4.1	2.9	1.002	0.63	40.0			29.0	2.8	0.71	0.22	0.08	0.32	16.38	141.0	45.1	0.098	3.0	0.2
44	4.2	2.9	1.002	0.64	37.0			27.0	6.4	1.10	0.26	0.07	0.51	15.26	129.0	44.1	0.095	2.9	0.3
9	4.8	0.2	1.000	0.78	0.69			0.15	0.3	0.83	0.06	0.01	0.08	0.10	26.0	1.5	0.002	0.1	1.7
36	3.0	1.5	1.001	0.81	15.0			2.3	1.5	0.95	0.12	1.05	11.23	6.23	146.0	19.6	0.046	1.2	0.7
54	4.4	0.4	1.000	0.9	3.0			0.3	0.31	0.82	0.15	0.04	0.40	2.36	27.0	4.1	0.009	0.3	1.5
37	3.3	1.4	1.001	0.93	14.0			3.9	2.6	1.1	0.10	0.48	3.67	1.29	113.0	14.0	0.029	1.0	0.6
38	3.3	4.4	1.002	1.3	66.0			14.0	5.4	1.3	0.19	0.46	23.68	50.28	141.0	81.3	0.198	4.9	0.4
57	3.5	0.2	1.000	1.5	1.5			0.28	0.43	1.4	0.07	0.33	0.91	0.45	23.0	3.4	0.006	0.2	2.3
29	3.5	1.8	1.001	1.6	21.0			5.3	5.6	1.6	0.29	0.35	3.89	11.01	74.0	25.3	0.056	1.6	0.7
45	5.9	0.7	1.000	1.7	4.6	0.57	0.21	2.3	3.7	1.9	0.25	0.00	0.17	0.54	94.0	8.0	0.014	0.5	1.1
14	5.4	0.3	1.000	2.0	0.52			0.17	0.63	1.8	0.10	0.00	0.00	0.32	18.0	2.8	0.004	0.2	2.8
19	3.5	1.0	1.001	2.5	7.2			0.67	2.8	2.2	0.16	0.34	2.22	3.06	79.0	10.6	0.021	0.7	1.7
55	4.6	0.4	1.000	2.6	0.2			0.38	0.38	2.1	0.08	0.02	0.09	0.23	12.0	3.0	0.004	0.2	3.4
58	5.2	0.6	1.000	4.2	0.49			0.92	0.94	2.7	0.16	0.01	0.52	0.97	13.0	5.5	0.008	0.3	2.8
18	3.2	6.8	1.004	6.3	126.0			19.0	94.0	5.7	0.19	0.66	39.80	6.07	116.0	148.8	0.314	8.5	0.8
8	2.8	4.4	1.002	14.0	61.0			5.0	13.0	9.0	0.12	1.66	48.81	11.82	159.0	82.2	0.182	4.7	3.0
28	3.1	5.8	1.003	32.0	38.0			12.0	16.0	19.0	0.11	0.78	20.68	15.42	117.0	77.0	0.146	4.4	5.1
56	3.6	4.1	1.002	39.0	2.8			3.1	4.2	34.0	0.33	0.28	1.56	1.24	20.0	43.2	0.051	2.5	17.8
30	3.5	5.2	1.003	42.0	7.7			7.4	16.0	26.0	0.62	0.32	1.22	2.69	45.0	52.0	0.071	2.9	7.6
4	3.7	5.1	1.003	46.0	3.5			4.9	19.0	29.0	0.63	0.21	0.22	1.40	76.0	52.4	0.068	2.9	8.4
20	3.8	7.5	1.004	70.0	5.8			3.7	31.0	55.0	0.85	0.16	0.62	1.45	70.0	84.3	0.107	4.6	13.2
33	3.8	8.6	1.005	71.0	16.0			4.7	14.0	69.0	2.0	0.17	0.58	0.06	22.0	88.8	0.107	5.2	22.6
10	3.3	9.3	1.005	82.0	18.0			3.9	19.0	72.0	1.0	0.49	5.23	6.98	82.0	104.3	0.137	6.0	21.3
39	6.1	10.3	1.006	101.0	4.8			13.0	28.0	68.0	1.1	0.00	0.00	0.00	68.0	108.0	0.131	6.1	15.0
23	3.4	13.8	1.008	105.0	46.0			8.1	25.0	115.0	3.2	0.41	3.56	14.07	132.0	160.2	0.217	9.6	28.3
13	3.3	14.9	1.008	139.0	25.0			7.1	36.0	129.0	2.6	0.47	0.95	2.95	84.0	171.5	0.209	9.9	27.8
5	4.2	16.7	1.009	181.0	9.2			12.0	53.0	131.0	1.7	0.06	0.19	4.78	18.0	196.5	0.239	10.9	23.0
6	3.0	26.4	1.015	228.0	160.0			13.0	67.0	246.0	0.1	1.10	63.93	47.16	180.0	413.1	0.644	24.1	38.9
2	3.3	21.0	1.012	233.0	24.0			30.0	70.0	177.0	3.0	0.52	0.24	1.88	55.0	269.8	0.334	15.1	25.0
15	3.4	28.6	1.016	304.0	40.0			13.0	87.0	268.0	4.6	0.45	2.00	1.24	101.0	360.1	0.433	20.5	37.9
26	3.7	28.0	1.016	308.0	40.0			31.0	92.0	234.0	2.7	0.20	0.89	4.35	73.0	356.6	0.443	20.2	29.8
E2	3.8	32.2	1.018	352.0	53.0			11.0	61.0	305.0	7.4	0.17	1.02	3.71	66.0	397.1	0.464	23.4	50.8
12	3.1	32.6	1.018	359.0	73.0			18.0	89.0	324.0	5.3	0.79	20.35	6.29	156.0	447.9	0.564	25.8	44.3
31	4.2	33.0	1.018	367.0	37.0			26.0	89.0	291.0	3.6	0.06	0.48	1.02	54.0	407.6	0.485	23.3	38.4
22	3.1	34.4	1.019	379.0	62.0			18.0	97.0	318.0	3.6	0.78	13.79	10.58	99.0	451.4	0.564	25.8	41.9
1	3.2	36.1	1.020	387.0	123.0			24.0	100.0	379.0	5.6	0.58	20.46	16.76	136.0	528.2	0.689	30.9	48.1
25	4.0	37.3	1.021	414.0	38.0			44.0	114.0	306.0	4.1	0.11	1.33	4.62	36.0	463.1	0.567	26.1	34.4
11	3.5	41.3	1.023	486.0	69.0			20.0	115.0	437.0	7.5	0.30	2.56	3.12	91.0	570.2	0.678	32.9	53.2
53	3.9	50.8	1.028	610.0	63.0			26.0	141.0	503.0	8.1	0.12	0.52	2.47	66.0	677.1	0.795	38.9	55.0
24	3.6	53.6	1.030	623.0	132.0			31.0	140.0	581.0	9.7	0.23	3.11	18.53	92.0	769.3	0.942	45.0	62.8
49	6.2	59.6	1.033	783.0	68.0			53.0	165.0	633.0	11.0	0.00	0.09	0.11	45.0	856.7	1.000	49.1	60.6
17	3.2	63.4	1.036	795.0	154.0			29.0	193.0	729.0	11.0	0.62	23.35	23.69	108.0	979.3	1.214	56.5	69.2
32	4.3	66.2	1.037	810.0	122.0			35.0	173.0	735.0	16.0	0.05	0.12	0.81	72.0	946.0	1.112	55.0	72.1
50	5.8	74.6	1.042	963.0	88.0			45.0	222.0	794.0	13.0	0.00	0.12	0.39	36.0	1062.8	1.241	60.8	68.7
E1	4.0	72.5	1.041	975.0	106.0			39.0	226.0	818.0	16.0	0.10	0.78	1.02	45.0	1090.9	1.278	62.7	71.1
16	5.2	71.3	1.040	995.0	148.0			75.0	234.0	861.0	17.0	0.01	0.16	7.52	63.0	1168.9	1.405	67.4	69.3
3	6.3	71.9	1.040	1020.0	104.0			65.0	230.0	885.0	18.0	0.00	0.08	0.10	58.0	1161.2	1.361	66.4	72.9
7	6.4	75.2	1.042	1030.0	117.0			38.0	255.0	894.0	14.0	0.00	0.11	0.10	53.0	1174.3	1.379	67.2	73.9
21	4.4	77.2	1.043	1060.0	147.0			67.0	288.0	922.0	18.0	0.04	0.13	5.32	63.0	1253.7	1.510	71.5	69.2
47	3.9	72.0	1.040	1080.0	119.0			39.0	230.0	831.0	13.0	0.14	1.56	10.58	55.0	1162.1	1.368	67.5	71.7
52	3.8	81.4	1.046	1090.0	136.0			39.0	234.0	909.0	17.0	0.15	0.86	12.46	95.0	1219.2	1.437	70.7	77.8
P1	6.1	86.5	1.049	1180.0	105.0			46.0	247.0	970.0	17.0	0.00	0.08	0.54	37.0	1282.9	1.482	73.8	80.1
27	5.9	87.0	1.049	1270.0	126.0			53.0	263.0	961.0	16.0	0.00	0.11	0.13	47.0	1344.7	1.566	78.1	76.5
48	4.4	91.0	1.051	1310.0	119.0			46.0	259.0	1070.0	21.0	0.04	0.11	0.54	47.0	1412.8	1.625	81.7	86.6
46	5.9	100.6	1.057	1470.0	153.0			46.0	292.0	1210.0	23.0	0.00	0.17	0.17	29.0	1597.2	1.843	92.7	93.1

2. au début de la saison sèche

Piézo	pH	CE	D	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	H^+	Al^{3+}	Fe^{3+}	SiO_2	C	I	CD	SAR
E	4.60	0.1	1.000	0.16	0.11			0.08	0.04	0.24	0.03	0.03	0.03	0.02	12.0	0.4	0.001	0.03	1.0
B	5.3	0.1	1.000	0.26	0.04	0.25		0.43	0.14	0.22	0.09	0.01	0.04	0.02	14.0	0.7	0.001	0.04	0.4
F	5.1	0.1	1.000	0.27	0.03	0.10		0.10	0.60	0.29	0.01	0.01	0.17	0.01	13.0	0.5	0.001	0.04	1.0
42	4.5	1.0	1.001	0.31	10.00			9.50	1.00	0.39	0.14	0.03	0.17	0.15	93.0	10.8	0.021	0.8	0.2
D	5.0	0.1	1.000	0.34	0.11			0.06	0.06	0.36	0.03	0.01	0.02	0.05	9.7	0.5	0.001	0.04	1.5
C	7.1	0.3	1.000	0.35	0.32	1.71	0.23	2.10	0.16	0.46	0.10	0.00	0.02	0.01	24.0	2.7	0.003	0.1	0.4
41	3.5	1.3	1.001	0.38	18.00			6.30	1.20	0.47	0.14	0.32	6.00	8.11	70.0	20.5	0.047	1.3	0.2
40	4.6	1.0	1.001	0.53	9.20			6.80	0.82	0.68	0.11	0.03	0.07	1.93	54.0	10.1	0.020	0.7	0.3
44	3.3	2.1	1.001	0.56	20.00			18.00	2.40	0.97	0.12	0.56	1.45	0.24	87.0	22.1	0.044	1.5	0.3
37	3.5	1.1	1.001	0.73	11.00			3.30	2.40	1.00	0.10	0.35	3.34	5.00	103.0	13.6	0.030	0.9	0.6
38	2.9	2.3	1.001	0.73	23.00			5.70	2.50	0.95	0.08	1.41	9.12	6.02	58.0	24.8	0.055	1.6	0.5
36	3.2	0.8	1.000	0.87	5.80			1.40	0.67	0.92	0.08	0.71	2.67	0.28	61.0	6.7	0.014	0.5	0.9
29	3.1	2.8	1.002	1.20	32.00			2.80	2.80	1.20	0.19	0.78	17.23	12.68	134.0	35.4	0.084	2.2	0.7
54	3.7	0.4	1.000	1.20	1.60			0.16	0.26	1.10	0.04	0.19	0.44	1.34	31.0	3.2	0.006	0.2	2.4
9	4.6	0.4	1.000	1.50	0.47			0.14	0.50	1.40	0.08	0.02	0.07	0.08	27.0	2.1	0.003	0.1	2.5
43	3.1	2.3	1.001	2.00	20.00			11.00	4.00	2.30	0.24	0.72	1.45	4.40	94.0	23.1	0.046	1.6	0.8
57	3.8	0.5	1.000	2.00	1.70			0.33	0.55	1.80	0.08	0.17	0.62	0.37	24.0	3.8	0.006	0.2	2.7
55	4.5	0.3	1.000	2.10	0.30			0.36	0.48	2.60	0.07	0.03	0.07	0.15	14.0	3.1	0.004	0.2	4.0
45	6.1	0.8	1.000	2.40	4.10			1.80	3.00	2.70	0.27	0.00	0.04	0.03	96.0	7.3	0.012	0.5	1.7
14	4.7	0.5	1.000	3.40	0.53			0.23	0.89	2.90	0.08	0.02	0.06	0.04	19.0	4.1	0.005	0.3	3.9
19	2.9	1.4	1.001	3.80	8.20			0.92	3.30	2.90	0.24	1.20	3.78	0.70	92.0	12.5	0.023	0.8	2.0
A	6.2	0.8	1.000	5.80	0.64	0.82	0.41	1.60	1.10	4.60	0.10	0.00	0.04	0.15	16.0	7.6	0.009	0.4	4.0
58	3.5	1.7	1.001	7.60	7.60			3.30	1.80	4.20	0.08	0.34	5.11	3.92	33.0	17.0	0.032	1.0	2.6
18	3.0	6.4	1.004	7.90	128.00			18.00	63.00	5.90	0.06	1.02	44.25	2.47	131.0	135.3	0.287	8.3	0.9
8	2.9	3.7	1.002	12.00	47.00			4.10	9.00	5.80	0.16	1.41	41.36	1.24	145.0	61.0	0.134	3.6	2.3
28	3.1	4.3	1.002	19.00	38.00			8.20	13.00	9.90	0.37	0.85	22.90	9.02	179.0	60.6	0.122	3.6	3.0
56	3.7	2.6	1.001	22.00	1.50			1.80	1.90	19.00	0.22	0.20	0.60	0.18	22.0	23.7	0.027	1.4	14.0
30	3.5	4.2	1.002	32.00	12.00			10.00	9.90	19.00	0.24	0.33	7.12	0.33	61.0	45.5	0.069	2.6	6.0
2	3.2	6.2	1.003	46.00	9.20			5.50	13.00	33.00	0.85	0.71	2.00	0.15	46.0	55.2	0.071	3.2	10.9
25	3.1	6.9	1.004	46.00	12.00			3.00	8.10	42.00	1.20	0.81	3.89	0.39	15.0	58.7	0.075	3.4	17.8
17	3.0	6.2	1.003	48.00	21.00			3.80	11.00	44.00	1.00	0.98	11.12	0.86	24.0	70.9	0.101	4.1	16.2
4	3.4	5.9	1.003	55.00	4.80			5.50	19.00	36.00	0.76	0.43	0.83	0.11	83.0	61.2	0.077	3.5	10.3
33	3.6	8.1	1.004	75.00	18.00			5.10	15.00	69.00	2.20	0.26	0.50	0.08	23.0	92.6	0.112	5.5	21.8
23	3.8	10.0	1.006	77.00	46.00			9.90	26.00	83.00	3.40	0.17	0.76	4.83	70.0	125.5	0.171	7.7	19.6
10	2.9	9.1	1.005	82.00	17.00			4.20	17.00	69.00	1.10	1.15	7.45	1.13	87.0	100.0	0.128	5.8	21.2
5	3.7	9.4	1.005	93.00	5.00			6.70	27.00	60.00	1.10	0.22	0.77	0.13	23.0	97.0	0.117	5.5	14.6
48	3.6	10.9	1.006	93.00	29.00			6.30	20.00	88.00	2.10	0.24	5.56	0.05	34.0	122.1	0.155	7.3	24.3
20	3.6	9.3	1.005	94.00	7.90			5.20	26.00	64.00	1.20	0.26	1.33	0.14	78.0	100.0	0.121	5.7	16.2
6	2.8	12.1	1.007	95.00	41.00			7.00	24.00	90.00	1.80	1.45	12.45	5.86	143.0	139.3	0.194	8.3	22.9
39	5.9	10.1	1.006	105.00	5.50			13.00	29.00	69.00	1.20	0.00	0.06	0.21	75.0	111.5	0.135	6.3	15.1
1	3.1	13.5	1.007	112.00	42.00			12.00	31.00	92.00	2.50	0.81	4.89	0.46	55.0	148.8	0.197	8.9	19.8
52	3.2	14.2	1.008	132.00	26.00			5.70	27.00	122.00	3.00	0.63	1.56	0.59	72.0	159.2	0.191	9.4	30.2
22	2.8	15.9	1.009	140.00	34.00			7.30	33.00	113.00	1.20	1.51	16.68	1.61	94.0	174.2	0.230	10.1	25.2
34	3.3	15.2	1.008	150.00	25.00			5.80	21.00	141.00	3.20	0.52	2.22	0.64	93.0	174.7	0.203	10.4	38.5
13	4.1	14.7	1.008	158.00	20.00			8.20	36.00	126.00	2.70	0.07	0.23	4.57	52.0	177.9	0.215	10.3	26.8
46	4.1	18.5	1.010	164.00	32.00			4.10	25.00	160.00	4.10	0.08	0.12	0.12	49.0	194.8	0.226	11.6	41.9
12	2.9	19.6	1.011	202.00	42.00			8.20	41.00	172.00	2.60	1.23	24.24	3.60	193.0	248.4	0.322	14.4	34.7
24	2.9	23.1	1.013	206.00	68.00			15.00	49.00	181.00	4.40	1.17	4.11	2.85	118.0	265.8	0.339	16.0	32.0
26	3.7	23.5	1.013	234.00	43.00			17.00	59.00	187.00	3.00	0.21	2.33	7.47	71.0	276.5	0.346	16.1	30.3
47	3.1	26.5	1.015	283.00	41.00			11.00	54.00	241.00	5.20	0.79	1.33	0.75	41.0	319.0	0.374	18.7	42.3
15	3.4	26.0	1.014	290.00	36.00			12.00	72.00	237.00	4.30	0.37	1.89	1.13	100.0	327.3	0.390	18.9	36.6
50	3.9	30.0	1.017	295.00	52.00			11.00	63.00	253.00	5.20	0.13	1.45	0.97	55.0	340.9	0.406	20.0	41.6
31	3.6	27.0	1.015	301.00	31.00			17.00	72.00	238.00	3.50	0.23	2.11	0.09	72.0	332.5	0.395	19.1	35.7
11	3.2	31.9	1.018	319.00	53.00			14.00	66.00	275.00	5.90	0.59	2.67	0.70	97.0	368.4	0.438	21.6	43.5
32	3.5	34.3	1.019	381.00	82.00			17.00	81.00	340.00	8.30	0.30	0.24	0.46	54.0	455.2	0.546	27.0	48.6
16	3.0	36.0	1.020	409.00	79.00			22.00	89.00	347.00	7.20	1.02	4.23	2.31	75.0	480.4	0.582	28.2	46.6
49	3.2	39.7	1.022	469.00	71.00			18.00	95.00	384.00	7.60	0.66	1.06	0.64	82.0	523.5	0.617	30.8	51.1
53	3.7	48.6	1.027	560.00	61.00			23.00	115.00	448.00	7.90	0.22	3.34	1.67	70.0	610.1	0.715	35.4	53.9
3	4.4	51.5	1.029	623.00	86.00			22.00	136.00	536.00	11.00	0.04	0.10	0.10	74.0	707.1	0.829	41.1	60.3
7	5.9	64.3	1.036	793.00	86.00			28.00	173.00	644.00	12.00	0.00	0.13	0.07	40.0	868.2	1.012	50.2	64.2
21	4.9	77.6	1.044	973.00	136.00			36.00	202.00	750.00	17.00	0.01	0.44	4.89	67.0	1059.7	1.252	62.3	68.8
27	3.3	84.0	1.047	1070.00	132.00			48.00	243.00	879.00	16.00	0.46	0.24	0.38	62.0	1194.5	1.407	69.1	72.9
51	5.7	93.4	1.053	1220.00	120.00			43.00	251.00	920.00	18.00	0.00	0.04	0.70	45.0	1286.4	1.494	74.8	75.9

Les concentrations ioniques sont en $mmol_c\ L^{-1}$ et SiO_2 en $mg\ L^{-1}$

CE en $dS\ m^{-1}$; C (concentration ionique totale) en $mol_c\ L^{-1}$; CD (charge minérale totale) en $g\ L^{-1}$;

I (force ionique) en $mol\ L^{-1}$; $SAR = Na^+ / ((Ca^{2+} + Mg^{2+})/2)^{-1/2}$

ANNEXE A8

SOLS SULFATÉS ACIDES DE BAS-FOND

I. SOL DE TANNE HERBACÉ

I.1. Description pédologique

Situation : dans le bas-fond ; alt. 6 m ; légère pente (1 %)
Végétation : strate dense de cypéracées (*Eleocharis mutata*) à l'état sec
Utilisation : ancienne rizière laissée en friche
Microrelief : faible
Surface : recouvrement poudreux discontinu ("moquette" salée) ; quelques débris végétaux (paille)
Date de la description : 13 juin 1990

0-6 cm Horizon humifère. Très sec. Gris très foncé (10 YR 3/1). Texture argileuse. Mat racinaire dense fixant des agrégats polyédriques subanguleux. Cette structuration est en relation avec l'horizon sous-jacent. Enrobage des agrégats par des oxyhydroxydes de fer (10 YR 6/8). Structure localement poudreuse en surface ("moquette salée"). Cristaux blanchâtres sur les racines et au contact des agrégats. Compact. Transition nette.

6-30 cm Horizon sec. Gris plus clair (10 YR 3/2). Texture argileuse. Structure prismatique de taille décimétrique à sous-structure polyédrique peu exprimée (du mm au cm). Traces d'oxyhydroxydes de fer dans les conduits racinaires très fins, verticaux et nombreux. Forte microporosité. Très compact. PH in situ 4. Transition progressive marquée par un brunissement de la couleur et par une perte de cohérence du matériau.

30-70 cm Horizon sec à humide. Fond brun rougeâtre (10 YR 4/2) avec de nombreux volumes millimétriques à centimétriques organiques (10 YR 2/1). Texture argileuse. Consistance "purée de marron" de mieux en mieux exprimée vers la base (enfoncement du doigt de plus en aisé). Structure massive présentant une sous-structure prismatique de grande dimension depuis la surface. Sous-structure polyédrique mal exprimée à cause de la faible maturation du matériau. Dépôts d'oxyhydroxydes de fer sur les faces des prismes et dans les pores racinaires peu denses. PH in situ passant de 3.8 à 3.4 en profondeur. Transition régulière et progressive.

70-85 cm Horizon humide. Coloration brune rougeâtre (10 YR 4/2) généralisée liée à des débris racinaires très nombreux et de taille variable. Structure massive. Texture argileuse. Consistance "purée de marron" généralisée. PH in situ 3.3.

85-200 cm Horizon humide à très humide. Couleur noire (10 YR 2/1) bien marquée (milieu réducteur). Aspect "tourbeux" très prononcéé. Texture argileuse. Structure massive. Consistance "purée de marron" fortement exprimée. Nombreux débris de racines fines (quelques mm) à très fines (mm). Nombreux restes de grosses racines d'anciens palétuviers peu décomposées, rougeâtres (10 YR 4/2) et de texture fibreuse (taille allant du cm à plusieurs cm de diamètre). Précipitation de jarosite (couleur jaune grisâtre 5 Y 7/4) dans certains pores racinaires. Nombreux volumes de couleur gris foncé à noir, de forme variée, situées au voisinage des pores racinaires. Début de la saturation du matériau entre 1.10 m et 1.20 m (frange capillaire) : eau libre visible dans les grands pores racinaires. PH in situ 3.5.

Nappe : profondeur = 1.50 m ; pH = 3.6 ; CE = 50 dS m^{-1}

I.2. Analyses physico-chimiques

*** Granulométrie - porosité - matière organique**

Prof.	A	L_f	L_g	S_f	S_g	Total	D_S	P_T	PF3	H_p	H_V	C	N	C/N	MO
	(g/100g)						(g/cm³)	(g/100g)			(cm³/cm³)	(g/kg)		(g/100g)	
0-10	75.8	12.5	2.8	1.3	0.4	93.7	0.94	63.8	41.4	44.2	0.415	5.0	3.55	1.4	0.9
10-20	82.0	10.7	2.4	0.9	0.2	102.0	0.97	62.7	39.7	43.5	0.422	33.7	2.32	14.5	5.8
20-30	85.9	8.1	2.0	0.8	0.1	101.8	1.02	60.8	40.6	44.6	0.454	28.6	1.98	14.4	4.9
30-40	83.0	8.6	4.0	2.2	0.3	101.8	1.03	60.4	39.2	48.0	0.495	21.5	1.46	14.7	3.7
40-50	73.5	14.2	8.7	1.7	0.3	102.8	1.03	60.4	34.5	49.0	0.504	25.7	1.07	24.0	4.4
50-60	65.4	17.5	11.8	0.4	0.1	102.0	0.84	67.7	32.9	64.0	0.537	39.6	1.11	35.7	6.8
60-70	61.2	14.5	10.5	0.6	0.1	97.8	0.67	74.2	34.5	89.4	0.599	63.3	1.42	44.6	10.9
70-80	77.3	14.5	10.9	1.2	0.1	104.0	0.38	85.4	34.6	119.8	0.455	99.0	1.94	51.0	17.0
80-90	67.1	20.0	13.4	1.9	0.3	102.7	0.42	83.8	34.4	162.7	0.683	112.7	1.93	58.4	19.4
90-100	43.7	33.2	16.8	3.9	0.3	97.9	0.32	87.7	38.1	182.1	0.583	116.1	1.94	59.8	20.0
100-110	32.2	36.1	16.6	6.3	0.4	91.6	0.26	90.0	41.0	172.0	0.447	131.9	2.04	64.7	22.7
110-120	21.7	40.3	14.3	11.5	0.4	88.2	0.27	89.6	44.5	203.2	0.549	144.1	2.10	68.6	24.8
120-130	35.5	45.0	11.2	9.4	0.7	101.8	0.28	89.2	-	214.8	0.602	147.9	2.51	58.9	25.4
130-140	40.4	45.8	11.2	6.6	0.9	104.9	0.27	89.6	37.4	242.1	0.654	135.0	2.30	58.7	23.2
140-150	68.4	19.7	8.9	3.6	0.7	101.3	0.39	85.0	35.5	199.6	0.778	124.0	2.06	60.2	21.3

*** pH - bases échangeables - acidité d'échange - fer**

Prof.	pH		Ca	Mg	Na	K	T	S/T	T/A	H	Al	Fe_t	Fe_l	Fe_l/Fe_t	Fe_l/A
	H_2O	KCl	(mmol$_c$/100g)					(%)	(mmol$_c$/100g A)	(mmol$_c$/100g)		(g/100g)		x100 (%)	
0-10	4.2	3.9					28.2		37.2	0.10	0.95	1.96	1.41	71.8	1.9
10-20	4.6	4.2					24.6		30.0	0.00	0.31	1.25	0.57	45.3	0.7
20-30	4.5	4.0					21.7		25.3	0.02	0.46	1.07	0.26	24.2	0.3
30-40	4.3	3.7					19.3		23.3	0.13	0.69	0.91	0.22	23.8	0.3
40-50	4.0	3.6					16.8		22.8	0.17	0.89	0.92	0.12	13.0	0.2
50-60	3.8	3.5					19.2		29.4	0.23	1.39	0.82	0.13	16.2	0.2
60-70	3.4	3.2					19.0		31.0	0.49	2.81	0.86	0.11	13.0	0.2
70-80	2.3	2.2					23.6		30.5	1.37	21.98	1.31	0.74	56.7	1.0
80-90	2.1	2.2					33.4		49.8	16.34	41.27	2.09	1.75	83.6	2.6
90-100	2.1	2.1					45.1		103.3	13.10	63.74	2.59	2.28	87.9	5.2
100-110	2.2	2.2					68.7		213.3	20.76	82.17	2.96	2.84	96.0	8.8
110-120	2.1	2.1					88.1		405.9		94.78	3.01	2.58	85.6	11.9
120-130	2.1	2.1					75.4		212.3	16.37	83.64	2.97	2.74	92.5	7.7
130-140	2.1	2.1					49.9		123.6	10.44	69.18	2.72	2.27	83.5	5.6
140-150	2.1	2.1					37.1		54.2	8.25	65.10	2.40	2.17	90.7	3.2

*** Extrait 1/5**

Prof.	pH	$CE_{25°C}$	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	H^+	Al^{3+}	Fe^{3+}	Scat.	San.	SiO_2
			(mmol$_c$/l)											(mg/l)
0-10	4.1	7.2	61.92	13.52	2.50	10.18	55.46	1.52	0.08	0.06	0.02	75.4	69.8	9.0
10-20	4.4	5.0	40.86	9.70	1.10	5.24	40.88	1.20	0.04	0.00	0.00	50.6	48.5	11.0
20-30	4.6	4.9	40.24	9.02	0.88	4.54	40.50	1.16	0.03	0.00	0.00	49.3	47.1	9.0
30-40	4.3	5.4	45.34	9.58	0.98	5.28	45.42	1.32	0.05	0.02	0.00	54.9	53.1	9.0
40-50	4.2	5.7	48.88	9.32	1.22	6.10	48.60	1.36	0.07	0.02	0.00	58.2	57.4	7.8
50-60	4.0	8.1	71.44	12.72	2.00	10.14	64.06	1.86	0.11	0.08	0.02	84.2	78.3	6.4
60-70	3.6	11.9	112.62	22.84	3.62	19.84	97.50	2.68	0.25	0.58	0.14	135.5	124.6	8.2
70-80	2.5	18.5	165.88	72.84	7.12	35.60	145.04	2.20	2.88	21.94	6.34	238.7	221.1	11.0
80-90	2.2	23.5	191.26	153.46	8.90	44.98	180.60	1.40	5.75	64.32	39.28	344.7	345.2	6.4
90-100	2.2	27.2	229.76	205.88	10.78	53.46	215.24	0.64	6.31	82.56	66.72	435.6	435.7	5.2
100-110	2.1	32.3	282.58	276.38	12.34	63.94	258.86	0.04	7.94	126.20	87.28	559.0	556.6	11.0
110-120	2.1	38.8	399.80	292.12	15.72	82.82	329.34	0.02	7.59	138.76	90.20	691.9	664.4	13.0
120-130	2.1	39.2	396.58	251.20	15.08	86.70	336.34	0.14	7.76	120.04	78.30	647.8	644.4	11.0
130-140	2.1	39.0	398.50	235.18	15.82	89.12	333.80	0.32	7.94	102.34	79.14	633.7	628.5	12.0
140-150	2.2	34.1	326.32	191.98	13.12	81.16	270.64	0.62	7.08	89.56	67.96	518.3	530.1	14.0

II. SOL DE TANNE VIF

II.1. Description pédologique

Situation : en bordure de bas-fond (près de la parcelle de simulation SS8) ; alt. 6 m ; légère pente (1 %)
Végétation : néant
Utilisation : inculte
Microrelief : faible, dû à la déflation éolienne
Surface : recouvrement poudreux continu ("moquette" salée) ; quelques débris végétaux (paille)
Date de la description : 7 juillet 1991

0-2 cm Horizon très sec. Gris foncé (10 YR 3/2). Texture argileuse. Structure poudreuse formée de particules fines et de petits cristaux blanchâtres ("moquette salée"). Parfois, ces cristaux sont nettement visibles lorsqu'ils forment des taches blanches, irrégulières, sur les prismes sous-jacents. Transition nette.

2-30 cm Horizon humifère, très sec. Gris très foncé (10 YR 3/1) à l'état sec et noirâtre à l'état humide (10 YR 2/1). Texture argileuse. Structure massive à sous-structure polyédrique fine (du mm au cm) et à sur-structure prismatique de taille décimétrique. Dépôts salins pulvérulents sur les faces des prismes. En surface, les fissures ont 1 à 2 mm de large, les prismes étant de taille décimétrique. Très compact, notamment la partie supérieure des prismes. Faible porosité à l'intérieur des prismes. Transition progressive.

30-65 cm Horizon sec. Gris (10 YR 5/1). Texture argileuse. Structure massive à sous-structure polyédrique anguleuse (du mm au cm) et à sur-structure prismatique de taille centimétrique. Dépôts d'oxyhydroxydes de fer sur les faces prismatiques et dans les canaux racinaires. Quelques fissures profondes, fermées et tapissées de matériau plus foncé provenant des horizons supérieurs, traversent verticalement l'horizon. Porosité très faible. Transition régulière et nette.

65-120 cm Horizon sec à humide. Volumes sableux irréguliers, horizontaux ou subhorizontaux, de couleur gris clair (10 YR 7/2) présentant des intercalations avec des volumes argileux brun gris foncé (10 YR 4/2). L'ensemble présente un aspect lité et une texture sablo-argileuse à argilo-sableuse. Structure massive. Quelques anciennes racines fines, verticales gainées d'oxydes de fer. Porosité horizontale et verticale, variable selon la texture des volumes. Transition progressive.

120-150 cm Horizon très humide. Gris bleu foncé (10 YR 5/2) avec des volumes sableux plus clairs (10 YR 7/2). Texture sablo-argileuse. Structure massive. Quelques racines d'anciens palétuviers peu décomposées de taille centimétrique.

Nappe : profondeur = 1.20 m ; pH = 3.6 ; CE = 20 dS m^{-1}

II.2. Analyses physico-chimiques

* **Granulométrie - porosité - matière organique**

Prof.	A	L_f	L_g	S_f	S_g	Total	D_S	P_T	PF3	H_p	H_V	C	N	C/N	MO
	(g/100g)						(g/cm^3)	(g/100g)			(cm^3/cm^3)	(g/kg)		(g/100g)	
0-10	62.0	16.0	9.5	10.7	1.9	100.1	1.63	37.3	29.1	15.5	0.253	18.5	1.29	14.3	3.2
10-20	77.4	13.7	6.9	4.2	0.7	102.9	1.58	39.2	-	17.0	0.269	9.6	0.95	10.1	1.7
20-30	79.9	12.2	6.0	3.6	0.4	102.1	1.48	43.1	-	25.7	0.380	8.4	0.90	9.3	1.4
30-40	-	-	-	-	-	-	1.43	45.0	-	30.1	0.430	7.0	0.84	8.3	1.2
40-50	62.5	10.1	7.7	22.5	0.5	103.3	1.40	46.2	9.2	36.3	0.508	4.6	0.59	7.8	0.8
50-60	77.6	12.3	6.4	4.7	1.1	102.1	1.51	41.9	-	38.5	0.581	11.4	1.01	11.3	2.0
60-70	25.4	4.5	12.6	59.0	1.5	103.0	1.55	40.4	9.2	30.0	0.465	2.4	0.22	10.7	0.4
70-80	21.2	3.7	10.2	65.2	1.8	102.1	1.56	40.0	9.7	24.0	0.374	2.3	0.19	12.1	0.4
80-90	19.4	3.7	9.3	69.2	1.5	103.1	1.53	41.2	9.5	33.1	0.506	2.9	0.19	15.5	0.5
90-100	23.7	3.3	9.1	63.1	3.0	102.2	1.61	38.1	10.6	32.3	0.520	6.3	0.34	18.5	1.1
100-110	14.8	2.5	5.8	70.9	5.2	99.2	1.63	37.3	7.5	30.1	0.491	5.8	0.27	21.4	1.0
110-120	14.7	2.3	7.0	66.4	5.8	96.2	1.64	36.9	8.0	31.5	0.517	12.1	0.34	35.6	2.1
120-130	15.0	2.9	7.5	67.7	4.5	97.6	1.63	37.3	7.8	33.7	0.549	8.6	0.29	29.5	1.5
130-140	16.2	3.0	8.9	62.8	5.7	96.6	1.59	38.8	-	34.0	0.541	12.5	0.38	32.8	2.2
140-150	15.7	2.7	6.1	64.1	7.3	95.9	1.59	38.8	8.9	32.5	0.517	14.7	0.38	38.7	3.7

* **pH - bases échangeables - acidité d'échange - fer**

Prof.	pH		Ca	Mg	Na	K	T	S/T	T/A	H	Al	Fe_t	Fe_l	Fe_l/Fe_t	Fe_l/A
	H_2O	KCl	($mmol_c$/100g)					(%)	($mmol_c$/100g A)	($mmol_c$/100g)		(g/100g)		x100 (%)	
0-10	3.6	3.3					22.9		36.9	0.36	1.96	2.98	1.94	65.1	3.1
10-20	3.6	3.2					21.1		27.3	0.41	1.47	2.11	1.10	52.1	1.4
20-30	3.5	3.1					19.6		24.6	0.56	1.48	3.32	2.29	69.0	2.9
30-40	3.4	3.0					26.8		-	0.56	1.23	5.03	3.62	72.0	-
40-50	3.5	3.2					16.9		27.0	0.25	1.24	1.96	0.85	43.4	1.4
50-60	3.8	3.3					22.1		28.4	0.42	1.65	2.66	1.86	69.9	2.4
60-70	4.0	3.6					5.0		19.8	0.00	0.47	0.63	0.25	39.7	1.0
70-80	3.9	3.6					5.3		25.0	0.06	0.51	0.52	0.13	25.0	0.6
80-90	3.8	3.5					5.1		26.3	0.10	0.54	0.49	0.10	20.4	0.5
90-100	3.6	3.3					7.2		30.5	0.25	0.87	0.57	0.08	14.0	0.3
100-110	3.4	3.2					5.0		34.1	0.30	1.00	0.50	0.12	24.0	0.8
110-120	2.7	2.7					4.6		31.2	1.43	3.77	0.86	0.58	67.4	3.9
120-130	2.9	2.8					5.5		36.4	0.40	2.91	0.76	0.50	65.8	3.3
130-140	2.8	2.7					7.4		45.9	0.40	3.68	0.87	0.61	70.1	3.8
140-150	2.7	2.6					5.9		37.7	1.03	5.01	0.76	0.60	78.9	3.8

* **Extrait 1/5**

Prof.	pH	$CE_{25°C}$	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	H^+	Al^{3+}	Fe^{3+}	Scat.	San.	SiO_2
			($mmol_c$/l)											(mg/l)
0-10	4.0	7.3	69.22	11.80	2.52	21.02	51.48	0.58	0.10	0.18	0.02	75.8	81.0	14.0
10-20	4.5	3.1	25.22	5.46	0.46	2.56	26.82	0.32	0.03	0.00	0.0	30.2	30.7	21.0
20-30	4.4	2.7	21.26	4.68	0.38	1.72	23.60	0.30	0.04	0.00	0.0	26.0	25.9	24.0
30-40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40-50	4.6	2.0	14.76	4.04	0.22	0.88	16.54	0.26	0.03	0.00	0.0	17.9	18.8	19.0
50-60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
60-70	5.3	1.0	6.96	1.66	0.16	0.44	7.76	0.14	0.01	0.00	0.00	8.5	8.6	7.1
70-80	4.8	1.1	8.04	1.84	0.20	0.72	8.62	0.18	0.02	0.00	0.00	9.7	9.9	6.3
80-90	4.8	1.4	11.30	2.26	0.42	1.46	11.26	0.24	0.02	0.00	0.00	13.4	13.6	5.9
90-100	4.1	2.6	20.82	5.14	1.12	3.84	19.90	0.36	0.08	0.04	0.04	25.3	26.0	7.5
100-110	3.9	2.5	17.50	7.08	1.36	4.16	17.42	0.20	0.13	0.08	0.20	23.4	24.6	6.1
110-120	3.1	3.4	18.86	16.52	1.66	6.50	21.18	0.02	0.79	1.32	2.62	33.3	35.4	8.3
120-130	3.2	2.8	15.78	13.74	1.42	5.50	18.34	0.02	0.63	0.78	1.72	27.8	29.5	7.9
130-140	3.2	3.9	25.50	16.74	1.94	7.84	27.62	0.02	0.63	1.08	1.64	40.1	42.2	8.3
140-150	3.0	4.1	25.02	20.80	2.20	7.68	25.96	0.02	1.00	2.24	3.08	41.2	45.8	9.6

ANNEXE A9

CONVERSION DES MESURES DE CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE DE LA SOLUTION DU SOL EN TERMES DE CONCENTRATION

La détermination de la salinité d'un sol est fondée sur le principe de l'extraction d'un électrolyte dont on mesure la concentration en éléments dissous (C) par diverses méthodes (résidud sec, composition chimique). Celles-ci étant longues à mettre en oeuvre, on préfère mesurer la capacité de l'électrolyte à conduire la courant électrique. Cette propriété est d'autant mieux exprimée que la concentration ionique de l'electrolyte est élevée : la mesure de conductivité électrique (CE) est aisée et s'effectue grâce à une électrode que l'on plonge directement dans l'électrolyte. Un étalonnage préalable est nécessaire et la mesure est rapportée à une température standard, en général 25 °C.

Les différentes méthodes d'extraction de l'électrolyte se répartissent entre le laboratoire et le terrain.

- *au laboratoire*, l'électrolyte est extrait sous vide à partir d'un échantillon de sol portée à une humidité de référence, celle-ci variant selon le mode de préparation de l'extrait. On distingue deux techniques couramment utilisées :

  - l'extrait dilué : le rapport entre la quantité de sol et la quantité d'eau nécessaire à la préparation de l'extrait est le même pour tous les échantillons. Ce rapport peut varier selon les laboratoires, mais il est en général de 1/5 : le poids d'eau ajouté est égal à 5 fois le poids de sol.

  - l'extrait saturé : la teneur en eau à la saturation du sol est prise comme état hydrique de référence. Elle est variable car elle dépend de la texture de l'échantillon. Cette méthode permet d'approcher d'une façon plus réaliste les effets de la salinité sur la croissance des plantes. En réalité, la capacité au champ, qui est deux à trois fois moins élevée que la saturation, serait la référence idéale mais il est difficile de mettre au point un test de laboratoire fiable. L'extrait saturée est donc devenue la référence internationale (RICHARDS, 1954), mais présente l'inconvénient majeur d'être peu économique pour les laboratoires. Elle nécessite la fabrication d'une pâte saturée présentant des caractéristiques physiques bien définies qui demandent une longue préparation. La qualité opératoire de celle-ci est primordiale car elle est source d'importantes erreurs. Aussi, des améliorations ont été apportées pour réduire les délais d'analyse et améliorer la fiabilité de la mesure (RHOADES, 1989a et b ; SLAVICH et PETTERSON, 1990).

- *au champ*, l'électrolyte est prélevé directement dans le sol à partir de capteurs en céramique poreuse. La solution du sol est obtenue en produisant une dépression dans le capteur par un pompage manuel. Le prélèvement est réalisé à la teneur en eau du sol, donc dans les conditions réelles de croissance des plantes. Cependant, la méthode est limitée par les forces de succion du sol et est adaptée aux états hydriques compris entre la saturation et la capacité au champ (LITAOR, 1988 ; GROSSMANN et UDLUFT, 1991).

Toutes ces méthodes d'extraction, qui ont leurs propres limites, présentent l'inconvénient majeur de ne pas correspondre au même état hydrique du sol. En prenant en général la méthode de l'extrait saturé comme référence, de nombreuses études permettent la conversion des données obtenues par une autre méthode d'extraction. Une estimation de la CE sur extrait saturé à partir de la CE sur extrait dilué a souvent été proposée (LE BRUSQ et LOYER, 1982 ; SLAVICH et PETTERSON, 1993).

La méthode d'extraction au champ est rarement prise comme référence car elle demande des conditions bien particulières de mise en oeuvre. Elle est surtout bien adaptée aux sols présentant une solution concentrée et des conditions hydromorphes (CHEVERRY, 1983) : c'est le cas de notre site d'étude.

Une expérimentation a donc été réalisée pour estimer la CE de la solution d'un sol à partir de la CE mesurée sur des extraits dilués (rapport sol/eau de 1/5) ou saturés. L'intérêt d'une telle conversion est d'obtenir une information sur la salinité qui soit la plus proche de la réalité et de pouvoir ensuite l'interpréter en termes de concentration.

I Conversion de la CE d'un extrait dilué ou saturé en CE de la solution du sol

Une séquence transversale de sols sulfatés acides et salés a été choisie dans le bas-fond de Djiguinoum de manière à ce que la variation de la salinité soit suffisamment importante. Elle est située en rive droite du marigot, au nord de la piste principale, et sa longueur es d'environ 150 m.

Sur 25 sites, des capteurs en céramique poreuse ont été installés pour prélever la solution du sol à une profondeur de 75 cm correspondant à la zone saturée par la nappe. La mise en dépression des cannes de prélèvement a été de 500 mb pendant 24 h. Après le prélèvement de la solution du sol, une fosse est creusée, sur chaque site, pour l'enlèvement de la canne et la prise d'un échantillon de sol autour de la céramique. Celui-ci est destiné aux extractions de la solution en laboratoire (extrait 1/5 et saturé). A une distance d'environ un mètre, un forage à la tarière a été réalisé afin de prélever l'eau de la nappe à la même profondeur que le capteur de solution. Ce prélèvement supplémentaire a pour objet de valider l'information obtenue par le capteur.

Sur tous les échantillons d'eau, la conductivité électrique est mesurée et leur analyse chimique complète est effectuée par les méthodes spectrométrique et colorométrique. Des mesures de densité ont également été faites sur les eaux de nappe et de la solution du sol "in situ".

* Principe de calcul

Les méthodes de mesure de la salinité font appel à la mesure d'une conductance qui se pratique à des teneurs en eau du sol variables :

- humidité à saturation (H_{es}, en g (100 g)$^{-1}$ de sol) pour l'extraction sur pâte saturée,
- solution diluée (100x5 g (100 g)$^{-1}$ de sol) pour l'extraction 1/5 (50 ml d'eau pour 10 g de sol),
- humidité du sol en place (Hss, en (g 100 g)$^{-1}$ de sol) pour le capteur de solution du sol "in situ".

La connaissance de l'humidité du sol permet de relier les différentes concentrations ioniques (C) obtenues par chaque méthode selon la relation :

$$C_{es} \times H_{es} = C_{e1/5} \times (5x100) = C_{ss} \times H_{ss} \qquad (1)$$

où C_{es}, $C_{e1/5}$ et C_{ss} représentent la concentration ionique (en g L^{-1}) de l'extrait de sol saturé, de l'extrait 1/5 et de la solution du sol *in situ* .

Entre la conductivité électrique (CE) et la concentration ionique (C), il existe une relation statistique de type exponentielle de la forme : $C = a\,CE^c$ (Mac NEAL et al., 1970).

La relation (1) s'écrit :

$$CE_{ss}^{\,c} = CE_e^{\,c}\,(H_e/H_{ss}) \qquad (2)$$

et sous forme logarithmique :

$$\mathrm{Log}CE_{ss} = \mathrm{Log}CE_e + 1/c\ \mathrm{Log}H_e - 1/c\ \mathrm{Log}H_{ss} \qquad (3)$$

En pratique, on admet que la relation C = f(CE) est une relation de proportionnalité simple de la forme C = a CE (LE BRUSQ et LOYER, 1982) et la relation (2) a pour expression :

$$CE_{ss} = CE_e\ (H_e/H_{ss})$$

Cependant cette relation de proportionnalité doit être vérifiée et n'est valable que pour les faibles valeurs de CE et de C. LE BRUSQ et LOYER (1982) montrent qu'elle peut être admise pour des raisons pratiques (par exemple, pour le classement des sols en fonction de leur salinité), mais qu'en théorie, il existe un biais lié à la dilution de l'extrait.

* **Résultats**

Sur la séquence de sol étudiée, la CE de la solution du sol "in situ" (CE_{ss}) est liée à la CE de l'extrait dilué au 1/5 ($CE_{e1/5}$) et à l'extrait saturé (CE_{es}) par les expressions suivantes :

$$\mathbf{logCE_{ss} = 0.793\ logCE_{e1/5} - 1.046\ logH_{ss} + 2.862} \qquad r^2 = 0.904$$

$$\mathbf{logCE_{ss} = 0.996\ logCE_{es} - 0.967\ logH_{ss} + 0.996\ logH_{es}} \qquad r^2 = 0.997$$

II Conversion de la CE de la solution du sol en termes de concentration

Les différentes relations concentration ionique (C) - conductivité électrique (CE) et charge totale dissoute (CD) - conductivité électrique (CE) sont données, pour chaque type d'eau et pour toutes les eaux, dans le tableau suivant :

	C = f(CE) *($mmol_C\ L^{-1}$)* (n = 25 couples)	**CD = f(CE)** *($g\ L^{-1}$)* (n = 25 couples)	Domaine de CE *($dS\ m^{-1}$)*
Extrait dilué	$C_{e1/5} = 7.962\ CE_{e1/5}^{1.115}$ $r^2 = 0.997$	$CD_{e1/5} = 0.474\ CE_{e1/5}^{1.108}$ $r^2 = 0.996$	0 - 15
Extrait saturé	$C_{es} = 7.586\ CE_{es}^{1.131}$ $r^2 = 0.996$	$CD_{es} = 0.453\ CE_{es}^{1.126}$ $r^2 = 0.995$	0 - 90
Solution du sol "in situ"	$C_{ss} = 7.848\ CE_{ss}^{1.108}$ $r^2 = 0.999$	$CD_{ss} = 0.476\ CE_{ss}^{1.101}$ $r^2 = 0.999$	0 - 110
Eau de nappe	$C_n = 8.173\ CE_n^{1.099}$ $r^2 = 0.999$	$CD_n = 0.487\ CE_n^{1.097}$ $r^2 = 0.999$	0 - 120
Toutes les eaux (n = 100 couples)	$\mathbf{C = 8.092\ CE^{1.105}}$ $r^2 = 0.999$	$\mathbf{CD = 0.478\ CE^{1.104}}$ $r^2 = 0.999$	0 - 120

CE est exprimé en dS m^{-1}

III Conversion de la CE de la solution du sol en densité

Une relation entre la densité et la CE_{ss} de la solution du sol a été calculée par régression à partir de 54 couples de mesure. Elle est valable dans le domaine 0 - 120 dS m^{-1} et a pour expression :

$$\mathbf{D_{ss} = 0.997\ Exp\ (5.51\ 10^{-4}\ CE_{ss})} \qquad r^2 = 0.998$$

ANNEXE A10

CONVERSION DES MESURES DE CONDUCTIVITÉ ÉLECTROMAGNÉTIQUE D'UN SOL EN TERMES DE CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE DE LA SOLUTION DU SOL

Le principe de fonctionnement du conductivimètre électromagnétique (CEM), aussi appelé inductomètre, est décrit par Mac NEILL (1980). Nous retiendrons que :

- l'induction électromagnétique consiste à créer un champ magnétique dans le sol à l'aide d'une bobine primaire. Ce champ induit des courants dans le sol qui créent un champ magnétique secondaire. l'intensité de ce champ est mesuré par une bobine secondaire située à 1 m de la bobine primaire.
- la mesure intègre la conductivité intrinsèque du sol et celle des sels qu'il contient sur une profondeur d'environ 2 m.
- l'utilisation est aisée et consiste à poser l'appareil directement sur le sol soit en position verticale, soit en position horizontale (voir planche photographique P11).

I La conductivité électrique apparente d'un sol

Chaque lecture du CEM représente une mesure de la conductivité électrique apparente (CE_a) d'un volume de sol.

Les caractéristiques spécifiques de l'appareil définissent une courbe de réponse qui est fonction de la profondeur du volume de sol exploré. On définit la réponse d'une couche de sol donnée en intégrant cette courbe sur l'épaisseur de la couche. On en déduit un coefficient qui exprime la contribution de la couche de sol à la CE_a.

La courbe de réponse diffère en mode horizontal et en mode vertical. Le premier mode donne une contribution plus grande aux couches superficielles, 80 % de la CE_a résultant d'une couche de sol d'1.20 m. En mode vertical, 73 % de la CE_a constitue la contribution d'une couche de sol d'1.80 m.

Pour des couches de sol de 30 cm d'épaisseur, nous utilisons les coefficients donnés par WOLLENHAUPT (1986), la méthode de calcul proposée étant une simplification de celle présentée par Mac NEILL (1980). Dans chaque mode, ces coefficients sont :

Profondeur (cm)	Mode horizontal
0-30	0.54
30-60	0.26
60-90	0.13
90-120	0.08

Profondeur (cm)	Mode vertical
0-30	0.19
30-60	0.30
60-90	0.21
90-120	0.15
120-150	0.11
150-180	0.04

La conductivité électrique apparente CE_a est alors une combinaison linéaire des CE_a de chaque couche pondérée par leurs coefficients respectifs. Les relations s'écrivent :

- *en mode horizontal :*

$$CE_{aH0\text{-}120} = 0.54\ CE_{a0\text{-}30} + 0.26\ CE_{a30\text{-}60} + 0.13\ CE_{a60\text{-}90} + 0.08\ CE_{a90\text{-}120} \quad (1)$$

- *en mode vertical :*

$$CE_{aV0\text{-}180} = 0.19\ CE_{a0\text{-}30} + 0.30\ CE_{a30\text{-}60} + 0.21\ CE_{a60\text{-}90} + 0.15\ CE_{a90\text{-}120} + 0.11\ CE_{a120\text{-}150} + 0.04\ CE_{a150\text{-}180} \quad (2)$$

II Relation entre la CE_a d'un sol et la CE de sa solution

La CE_a dépend de la température du sol , de sa porosité, des CE de sa phase liquide et de sa phase solide. RHOADES et al. (1976) ont développé un modèle théorique qui assimile la phase liquide et la phase solide à deux conducteurs placés en parallèle. La CE_a est donnée par l'expression :

$$CE_a = CE_l + CE_s \quad (3)$$

- CE_l est la CE apparente de la phase liquide, liée aux ions libres présents dans la solution qui circule au sein du système poreux. Elle est fonction de la teneur en sels solubles et de la teneur en eau volumique du sol, selon l'expression :

$$CE_l = \theta\, T\, CE_e$$

où T est un coefficient de transmission qui tient compte de la géométrie des pores et de la perte de mobilité des ions au voisinage des interfaces liquide-solide et liquide-gaz. RHOADES et al. (1976) démontrent que T dépend linéairement de l'humidité volumique :

$$T = a\,\theta + b$$

où a et b sont des coefficients empiriques.

- CE_s représente la CE apparente de la phase solide, due principalement aux cations échangeables adsorbés sur les minéraux argileux et secondairement aux minéraux métalliques. Aux faibles CE de la solution du sol, la contribution du terme CE_s devient prépondérante et ce d'autant plus que la teneur en argile est élevée (NADLER et FRENKEL, 1980). Il est considéré comme constant lorsque la CE est supérieure à 4 dS m^{-1} (SHAINBERG et al., 1980).

Pour un sol ayant une humidité volumique, une texture et une porosité uniformes, l'expression (3) s'écrit :

$$CE_a = A\, CE_e + B \quad (4)$$

où A et B sont des constantes.

La corrélation entre CE_a et CE_e a été montrée quelque soit la méthode de mesure de la CE_e (RHOADES et INGVALSON, 1971 ; MONTOROI, 1992b, 1992c).

En considérant les relations (1), (2) et (4), la CE_e d'un sol est donnée par les expressions suivantes :

- en mode horizontal :

$$CE_{eH0\text{-}120} = 0.54\, CE_{e0\text{-}30} + 0.26\, CE_{e30\text{-}60} + 0.13\, CE_{e60\text{-}90} + 0.08\, CE_{e90\text{-}120} \quad (5)$$

- en mode vertical :

$$CE_{eV0\text{-}180} = 0.19\, CE_{e0\text{-}30} + 0.30\, CE_{e30\text{-}60} + 0.21\, CE_{e60\text{-}90} + 0.15\, CE_{e90\text{-}120} + 0.11\, CE_{e120\text{-}150} + 0.04\, CE_{e150\text{-}180} \quad (6)$$

Cette procédure permet donc d'attribuer à un volume de sol d'une profondeur donnée, *une seule valeur de CE de sa solution* à partir de la connaissance de la CE de la solution de sol de plusieurs couches de sol.

L'effet de la température sur la CE_a et la CE_e doit être pris en compte. Les valeurs sont corrigées à 25°C (RICHARDS, 1954 ; Mac KENZIE et al., 1989).

Les mesures de la CE_a doivent donc se faire dans des conditions bien précises : à heure fixe pour des suivis dans le temps et lorsque le sol a une humidité volumique uniforme (après le ressuyage).

III Etalonnage du CEM

* Protocole expérimental

Sur la séquence sols sulfatés acides et salés décrite dans l'annexe A9, nous avons effectué des mesures de CE_a sur 42 sites en mode horizontal et en mode vertical. En mode vertical, 7 sites n'ont pu être mesurés car la valeur maximale permise par l'appareil, à savoir 100 mS m^{-1}, avait été atteinte voire dépassée.

Sur chaque site, des échantillons de sol ont été prélevés à 15 cm, 45 cm, 75 cm et 105 cm de profondeur. Ces prélèvements sont supposés être représentatifs d'une couche de sol de 30 cm. Pour chaque échantillon, la CE_{es} de la solution du sol a été obtenue par un extrait saturé. La teneur en eau pondérale au moment du prélèvement (H_{ss}) et celle au moment de l'extraction de la solution du sol (H_{ss}) ont été également déterminées.

Les variables CE_{esH} et CE_{esV} de chaque site ont été calculées d'après les relations (5) et (6). Pour la relation (6), nous avons considéré la CE_{es} mesurée pour la couche 90-120 cm comme étant également celle des deux couches sous-jacentes (120-150 cm et 150-180 cm).

D'après les relations obtenues dans l'annexe A9.I, les valeurs de CE_{esH} et de CE_{esV} ont été converties en valeurs de CE de la solution du sol "in situ" (CE_{ssH} et CE_{ssV}).

Dans les deux modes horizontal et vertical, la conversion des valeurs de CE_{es} et de CE_{ss} en termes de concentration (ou de charge minérale dissoute, CD_{es} et CD_{ss}) a été également faite à partir des relations calculées dans l'annexe A9.II.

* Résultats

Les relations $CE_{es} = f(CE_a)$, $CD_{es} = f(C_a)$, $CE_{ss} = f(CE_a)$, $CD_{ss} = f(C_a)$ obtenues, en modes horizontal et vertical, sont données dans le tableau suivant :

	Mode horizontal (n = 42 couples)	**Mode vertical** (n = 35 couples)
Extrait saturé		
$CE_{es} = f(CE_a)$	$CE_{es} = -11.15 + 0.067\ CE_a$	$CE_{es} = -6.91 + 0.062\ CE_a$
	$r^2 = 0.93$	$r^2 = 0.87$
	$CE_{es} = 6.18\ 10^{-3}\ CE_a^{1.318}$	$CE_{es} = 2.71\ 10^{-2}\ CE_a^{1.097}$
	$r^2 = 0.91$	$r^2 = 0.84$
$CD_{es} = f(CE_a)$	$CD_{es} = -11.54 + 0.054\ CE_a$	$CD_{es} = -8.78 + 0.051\ CE_a$
	$r^2 = 0.93$	$r^2 = 0.86$
	$CD_{es} = 1.44\ 10^{-3}\ CE_a^{1.490}$	$CD_{es} = 8.03\ 10^{-3}\ CE_a^{1.233}$
	$r^2 = 0.91$	$r^2 = 0.84$
Solution du sol "in situ"		
$CE_{ss} = f(CE_a)$	$CE_{ss} = -29.19 + 0.130\ CE_a$	$CE_{ss} = -22.30 + 0.097\ CE_a$
	$r^2 = 0.87$	$r^2 = 0.83$
	$CE_{ss} = 1.50\ 10^{-3}\ CE_a^{1.615}$	$CE_{ss} = 4.04\ 10^{-3}\ CE_a^{1.418}$
	$r^2 = 0.88$	$r^2 = 0.85$
$CD_{ss} = f(CE_a)$	$CD_{ss} = -25.98 + 0.102\ CE_a$	$CD_{ss} = -20.42 + 0.076\ CE_a$
	$r^2 = 0.87$	$r^2 = 0.82$
	$CD_{ss} = 3.70\ 10^{-4}\ CE_a^{1.779}$	$CD_{ss} = 1.10\ 10^{-3}\ CE_a^{1.562}$
	$r^2 = 0.88$	$r^2 = 0.85$

CE est exprimé en dS m^{-1}, CD en g L^{-1} et CEa en mS m^{-1}

Listes et tables

LISTE DES FIGURES

Chapitre I

Figure I-1 Localisation du bassin versant de Djiguinoum en Casamance (Sénégal) (d'après CHAUVEL, 1977 modifié) 23
Figure I-2 Le bassin versant de Djiguinoum et ses deux sous-bassins 23
Figure I-3 Evolution interannuelle des écoulements (débit moyen et moyenne mobile pondérée) à Kolda durant la période 1935/1936-1986/1987 (d'après DACOSTA, 1989) 26
Figure I-4 Evolution saisonnière de la salinité des eaux du fleuve Casamance (d'après PAGES, 1988) 26
Figure I-5 Courbes hypsométriques du bassin versant de Djiguinoum et de ses deux sous-bassins (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 26
Figure I-6 Localisation des barrages anti-sel en Casamance (d'après MONTOROI, 1992) 28

Chapitre II

Figure II-1 Coupe schématique nord-sud en août de la troposphère au-dessus de l'Afrique près du méridien origine (d'après auteurs cités par MALEY, 1981 ; OLIVRY, 1986 et MAHE, 1993) 35
Figure II-2 Situation météorologique en Afrique de l'ouest (d'après LE BORGNE, 1988) **a**: en saison des pluies ; **b**: en saison sèche 35
Figure II-3 Evolution de la pluviométrie annuelle à Ziguinchor sur la période 1930-1990 38
Figure II-4 Ajustement statistique sur les pluviométries annuelles de Ziguinchor durant la période 1922-1990 (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 38
Figure II-5 Pluviosité mensuelle maximale, minimale, médiane et quartile à Ziguinchor sur la période 1951-1980 (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 41
Figure II-6 Hyétogrammes de deux pluies caractéristiques tombées sur le bassin versant de Djiguinoum (d'après ALBERGEL et al., 1991d) **a**: 30 juin 1990 (116.6 mm) ; **b**: 8 août 1990 (104 mm) 41
Figure II-7 ETP Penman et évaporation en bac journalières (mm j^{-1}) à l'échelle décadaire (d'après DACOSTA, 1989 ; MBAYE, 1991 ; ALBERGEL et al., 1991d) 46
Figure II-8 Bilan climatique sur le bassin versant de Djiguinoum durant la période 1988-1991 (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 46
Figure II-9 Evolution des isohyètes 1100 mm et 1500 mm au cours des trois dernières décennies en Casamance (d'après DACOSTA, 1989) 48

Chapitre III

Figure III-1 Localisation des toposéquences étudiées dans le bassin versant de Djiguinoum 57
Figure III-2 Description pédologique de la toposéquence de Fégroum 57
Figure III-3 Modèle d'organisation des sols de la toposéquence de Fégroum 58
Figure III-4 Carte morpho-pédologique du bassin versant de Djiguinoum 64
Figure III-5 Carte des sols du bas-fond de Djiguinoum (d'après BRUNET, 1988) 65
Figure III-6 Répartition de l'argile dans quelques sols de la toposéquence de Fégroum (voir la figure III-2 pour la localisation des sols) 70
Figure III-7 Granulométrie des sables de deux types de sol **a**: sol ferrugineux de plateau ; **b**: sol hydromorphe de bas de versant 70
Figure III-8 Localisation et variation saisonnière de la nappe sur la toposéquence de Fégroum 73
Figure III-9 Recharge de la nappe en 1991 sur la toposéquence de Fégroum (Pn profondeur de la nappe par rapport à la surface du sol) 73

Chapitre IV

Figure IV-1 Carte d'occupation des sols du bassin versant de Djiguinoum : milieu forestier 79
Figure IV-2 Carte d'occupation des sols du bassin versant de Djiguinoum : milieu agricole 82

Chapitre V

Figure V-1 Localisation de l'équipement hydrologique sur le bassin versant de Djiguinoum (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 95
Figure V-2 Hydrogramme de crue sur le sous-bassin Le Brusq (d'après MARIEU, 1991 ; ALBERGEL et al., 1991d) 103

Figure V-3 Evolution temporelle des hauteurs d'eau à l'amont et à l'aval du barrage de Djilakoun (d'après ALBERGEL et al., 1991d) **a** : au début de la saison des pluies (1ère décade de juillet 1989) **b** : au cours de la saison des pluies (2ème décade de septembre1989) 104
Figure V-4 Relation débit d'eau sortant - hauteur d'eau amont au barrage de Djilakoun (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 105
Figure V-5 Relation volume d'eau de la retenue - hauteur d'eau amont au barrage de Djilakoun (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 105
Figure V-6 Evolution temporelle des profils hydriques de deux sols du bassin versant de Djiguinoum **a** : phase d'humectationu (saison des pluies) **b** : phase de ressuyage (saison sèche) 111
Figure V-7 Evolution temporelle de la lame infiltrée sous charge constante dans deux sols du bassin versant de Djiguinoum 112
Figure V-8 Remplissage de la porosité de deux sols du bassin versant de Djiguinoum au cours de la saison des pluies 114
Figure V-9 Distribution spatiale des isopièzes de la nappe du bassin versant de Djiguinoum à deux périodes de l'année **a** : fin de la saison sèche (juin 1989) **b** : début de la saison sèche (décembre 1989) 116
Figure V-10 Fonctionnement hydrologique du bassin versant de Djiguinoum au cours d'un cycle annuel 117
Figure V-11 Représentation schématique des relations entre la nappe salée et la nappe d'interfluve au cours d'un cycle annuel 117

Chapitre VI

Figure VI-1 Evolution interannuelle de la conductivité électrique des eaux de surface au barrage de Djilakoun sur la période 1989-1991 (SS:saison sèche; SP saison des pluies) 124
Figure VI-2 Evolution interannuelle du pH des eaux de surface au barrage de Djilakoun sur la période 1989-1991 (SS:saison sèche; SP saison des pluies) 124
Figure VI-3 Comparaison entre les évolutions temporelles du volume d'eau stocké et de la conductivité électrique des eaux de surface au barrage de Djilakoun 126
Figure VI-4 Répartition des échantillons d'eau de surface du barrage de Djilakoun dans les classes de conductivité électrique du diagramme USSLS : C3 (0.75 dS m^{-1}<CE<2.25 dS m^{-1}), C4 (2.25 dS m^{-1}<CE<5 dS m^{-1}), C5 (5 dS m^{-1}<CE<20 dS m^{-1}), C6 (CE> 20 dS m^{-1}) 126
Figure VI-5 Composition anionique et cationique des eaux de surface du barrage de Djilakoun par classe de conductivité électrique USSLS 128
Figure VI-6 Relations force ionique - CE avec et sans calcul des paires d'ions pour les eaux de surface du barage de Djilakoun 133
Figure VI-7 Relations concentration ionique - CE avec et sans calcul des paires d'ions pour les eaux de surface du barrage de Djilakoun 133
Figure VI-8 Composition chimique des eaux de surface du barrage de Djilakoun en fonction du facteur de concentration chlorure (années : 1988 à 1991). Les concentrations ioniques sont exprimées en mol L^{-1} 135
Figure VI-9 Composition chimique des eaux de surface du barrage de Djilakoun en fonction de leur niveau de concentration 136
Figure VI-10 Faciès chimiques extrêmes des eaux de surface du barrage de Djilakoun 136
Figure VI-11 Evolution de la conductivité électrique journalière d'une eau de surface en évaporation contrôlée 139
Figure VI-12 Evolution du pH journalier d'une eau de surface en évaporation contrôlée 139
Figure VI-13 Evolution du Eh journalier d'une eau de surface en évaporation contrôlée 141
Figure VI-14 Evolution du Eh journalier d'une eau de surface en évaporation contrôlée pour un pH de référence égal à 7 141
Figure VI-15 Evolution de la composition chimique en fonction du facteur de concentration chlorure d'une eau de surface en évaporation contrôlée. Les concentrations ioniques sont exprimées en mol L^{-1} 144
Figure VI-16 Evolution des compositions anionique et cationique d'une eau de surface en évaporation contrôlée 145
Figure VI-17 Faciès chimiques initial et final d'une eau de surface en évaporation contrôlée 145
Figure VI-18 Localisation de l'échantillonnage des eaux de nappe et distribution spatiale des faciès chimiques dans la vallée de Djiguinoum 147
Figure VI-19 Evolution temporelle du gradient vertical de salinité de la nappe dans le bas-fond de Djiguinoum au cours de la saison des pluies 1990 (d'après ALBERGEL et al., 1991d) ... 148
Figure VI-20 Evolution interannuelle du gradient latéral de salinité de la nappe dans le bas-fond de Djiguinoum (d'après BRUNET, 1990 modifié) 148

Figure VI-21 Evolution interannuelle du pH de la nappe du bas-fond de Djiguinoum (d'après BRUNET, 1990 modifié) 149
Figure VI-22 Répartition des échantillons d'eau de nappe à la fin de la saison sèche dans les classes de conductivité électrique du diagramme USSLS 150
Figure VI-23 Répartition des échantillons d'eau de nappe au début de la saison sèche dans les classes de conductivité électrique du diagramme USSLS 150
Figure VI-24 Composition anionique et cationique des eaux de nappe selon leur faciès chimique à la fin de la saison sèche 154
Figure VI-25 Composition anionique et cationique des eaux de nappe selon leur faciès chimique au début de la saison sèche 154
Figure VI-26 Composition chimique des eaux de nappe de la vallée de Djiguinoum à la fin de la saison sèche 1990 en fonction du facteur de concentration chlorure. Les concentrations ioniques sont exprimées en mol L^{-1} 155
Figure VI-27 Evolution de la composition chimique des différents types d'eaux de nappe de la vallée de Djiguinoum à la fin de la saison sèche 1990 en fonction du facteur de concentration chlorure. Les concentrations ioniques sont exprimées en mol L^{-1} 156
Figure VI-28 Diffractogrammes RX de l'alunogène (a), de la rozénite (b) et de la tamarugite-alun de soude (c) 163
Figure VI-29 Diffractogrammes RX de l'halotrichite (d), de l'apjohnite-pickéringite (e), de la jarosite-starkéyite-gypse (f) 165
Figure VI-30 Spectres d'analyse RX des minéraux sulfatés identifiés dans la vallée de Djiguinoum 168
Figure VI-31 Distribution des efflorescences salines dans la vallée de Djiguinoum à la fin de la saison sèche 174
Figure VI-32 Modèle de distribution des associations salines dans la vallée de Djiguinoum à la fin de la saison sèche 175

Chapitre VII

Figure VII-1 Formation de la pyrite dans les sédiments (d'après GOLDHABER et KAPLAN, 1974)..... 183
Figure VII-2 Réactions chimiques résultant de l'alternance entre la réduction et l'oxydation de sols localisés en domaine fluvio-marin (d'après Van BREEMEN, 1975) 185
Figure VII-3 Processus chimiques conduisant à la formation de divers minéraux lors de l'oxydation de la pyrite (d'après NORDSTROM, 1982b) 185
Figure VII-4 Diffractogrammes RX des minéraux argileux 189
Figure VII-5 Domaine de concentration des eaux de surface et de nappe du bassin versant de Djiguinoum selon le facteur de concentration chlore.
La concentration en chlore total est exprimée en $mmol_c\ L^{-1}$ 202
Figure VII-6 Diagramme d'équilibre de la halite 204
Figure VII-7 Diagramme d'équilibre du gypse 204
Figure VII-8 Diagramme d'équilibre de l'hexahydrite 204
Figure VII-9 Diagramme d'équilibre de la jarosite 204
Figure VII-10 Diagramme d'équilibre de l'alunogène 205
Figure VII-11 Diagramme d'équilibre dans le système $MgSO_4$-$Al_2(SO_4)_3$-H_2O à 25 °C (d'après PABALAN et PITZER, 1991) 206
Figure VII-12 Diagramme d'équilibre dans le système $FeSO_4$-$Al_2(SO_4)_3$-H_2O à 25 °C (d'après PABALAN et PITZER, 1991) 206
Figure VII-13 Diagramme de stabilité de la kaolinite et de la gibbsite 208
Figure VII-14 Diagramme de stabilité des minéraux silicatés dans le système Al_2O_3-SiO_2-MgO-H_2O ... 208
Figure VII-15 Diagramme de stabilité des minéraux silicatés dans le système Al_2O_3-SiO_2-MgO-H_2O ... 208
Figure VII-16 Diagramme de stabilité des minéraux silicatés dans le système Al_2O_3-SiO_2-K_2O-H_2O 208
Figure VII-17 Diagramme d'équilibre de $AlOHSO_4$ 210
Figure VII-18 Dépendance de l'ion sulfate et du pH avec la silice 213
Figure VII-19 Fonctionnement géochimique du bassin versant de Djiguinoum au cours d'un cycle annuel..... 223

Chapitre VIII

Figure VIII-1 Localisation des expérimentations dans le bas-fond de Djiguinoum 234
Figure VIII-2 Plan d'échantillonnage des prélèvements de sol réalisés dans un élément structural d'un sol sulfaté acide (tanne herbacé STH) 234
Figure VIII-3 Plan d'échantillonnage des prélèvements de sol réalisés sur une coupe transversale d'un billon de parcelle rizicole 236

Figure VIII-4 Répartition de l'indice de maturation n et de la densité apparente sèche dans un sol sulfaté acide (tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum 242
Figure VIII-5 Relation densité apparente sèche (Ds) - humidité pondérale (Hp) de deux sols sulfatés acides (tanne vif STV et tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum 242
Figure VIII-6 Evolution temporelle de la lame infiltrée sous charge constante dans un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum 242
Figure VIII-7 Evolution temporelle de la salinité d'un sol sulfaté acide (tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum au cours de la saison des pluies 1990 245
Figure VIII-8 Variation du stock salin d'un sol sulfaté acide (tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum en début de saison des pluies 248
Figure VIII-9 Variation du stock hydrique d'un sol sulfaté acide (tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum en début de saison des pluies 248
Figure VIII-10 Concentration des eaux de ruissellement au cours de la simulation de pluies sur un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum 252
Figure VIII-11 Lame d'eau ruisselée au cours de la simulation de pluies sur un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum 252
Figure VIII-12 Quantité de sel exporté de la parcelle de ruissellement au cours de la simulation de pluies sur un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum 252
Figure VIII-13 Variation du stock salin d'un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum au cours de la simulation de pluies 255
Figure VIII-14 Variation du stock hydrique d'un sol sulfaté acide (tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum au cours de la simulation de pluies 255

Chapitre IX

Figure IX-1 Evolution temporelle du pH et du Eh d'un sol sulfaté acide cultivé au cours de la saison des pluies 1990 (d'après BRUNET et al., 1991a modifié) 263
Figure IX-2 Redistribution de la salinité sous pluies simulées dans un billon de sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum 266
Figure IX-3 Essai agronomique sur un sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum (d'après DOBOS et al.,1994) 272

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre I

Tableau I-1 Paramètres physiographiques du bassin versant de Djiguinoum (d'après ALBERGEL et al., 1991d; 1993) 27

Chapitre II

Tableau II-1 Pluviométrie annuelle (mm) à Ziguinchor sur la période 1922-1990 et dans le bassin versant de Djiguinoum (moyenne sur plusieurs postes) sur la période 1988-1991 (d'après ZANTE et al., 1987 ; LE BORGNE, 1990 ; ALBERGEL et al., 1991d ; DIOP, 1992)..... 36

Tableau II-2 Fréquence de la pluviosité annuelle (mm) à Ziguinchor sur la période 1922-1990 (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 39

Tableau II-3 Pluviosité mensuelle (mm) à Ziguinchor sur la période 1922-1990 (d'après DIOP, 1992)..... 40

Tableau II-4 Fréquence de la pluviosité journalière (mm) à Ziguinchor sur la période 1922-1990 (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 42

Tableau II-5 Evapotranspiration potentielle moyenne mensuelle (mm j^{-1}) à Ziguinchor (Z) et à Djibelor (D) calculée avec l'albédo d'une surface d'eau libre (0.05) et d'une surface herbacée (0.25)..... 43

Tableau II-6 Evaporation mensuelle (mm) et moyenne mensuelle (mm j^{-1}) mesurée avec un bac classe A à Djibelor (D) et un bac flottant à Djiguinoum (Dj) 44

Chapitre III

Tableau III-1 Distribution spatiale des sols du bassin versant de Djiguinoum en 1990..... 63

Tableau III-2 Extension spatiale de la dégradation chimique des sols du bas-fond de Djiguinoum en 1990 (d'après MONTOROI, 1991b) 72

Tableau III-3 Evolution saisonnière du niveau de la nappe sur la toposéquence de Fégroum..... 72

Tableau III-4 Evolution saisonnière de la qualité chimique de la nappe sur la toposéquence de Fégroum..... 74

Chapitre IV

Tableau IV-1 Distribution spatiale des formations végétales du bassin versant de Djiguinoum en 1990..... 78

Tableau IV-2 Distribution spatiale des cultures du bassin versant de Djiguinoum en 1990..... 81

Tableau IV-3 Caractéristiques démographiques sur le bassin versant de Djiguinoum en 1990 (d'après SALL et DIOP, 1991) 83

Chapitre V

Tableau V-1 Méthodologie adoptée pour l'étude hydrologique du bassin versant de Djiguinoum..... 95

Tableau V-2 Caractéristiques des crues de fréquence décennale sur le bassin versant de Djiguinoum (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 103

Tableau V-3 Paramètres statistiques de la relation Lr=f(P, PxIK, Imax) (d'après ALBERGEL et al., 1990) 106

Tableau V-4 Description des états de surface des sols du bassin versant de Djiguinoum avant la simulation de pluies (d'après ALBERGEL et al., 1991a) 107

Tableau V-5 Lame d'eau ruisselée et infiltrée sous pluies simulées pour trois types de sols du bassin versant de Djiguinoum (d'après ALBERGEL et al., 1991a) 108

Tableau V-6 Valeurs minimales et maximales du transport solide observées durant trois saisons des pluies sur le bassin versant de Djiguinoum 109

Tableau V-7 Bilan hydrologique annuel sur la bassin versant de Djiguinoum (d'après ALBERGEL et al., 1991d) 118

Tableau V-8 Ecoulement de fréquence décennale sur le bassin versant de Djiguinoum durant la période 1970-1990 (d'après ALBERGEL et al., 1993) 118
Tableau V-9 Bilan hydrique global de deux sols du bassin versant de Djiguinoum en jachère durant la saison des pluies 1990 120
Tableau V-10 Bilan hydrologique du bas-fond de Djiguinoum durant la saison des pluies 1989 et 1990..... 121

Chapitre VI

Tableau VI-1 Valeurs minimales, maximales et moyennes de la composition chimique des eaux de surface du barrage de Djilakoun réparties en classes USSLS 125
Tableau VI-2 Composition anionique et cationique moyenne des eaux de surface du barrage de Djilakoun (par classe de conductivité électrique USSLS) et de l'eau de mer (Casamance)..... 127
Tableau VI-3 Relations composition chimique - CE extraites de la littérature et leur domaine de validité..... 131
Tableau VI-4 Relations composition chimique - CE des eaux de surface du barrage de Djilakoun (établies pour 58 couples et pour CE<65 dS m^{-1}) 132
Tableau VI-5 Relations statistiques C=f(CE), CD=f(CE), I=f(CE) 142
Tableau VI-6 Valeurs minimales, maximales et moyennes de la composition chimique des eaux de nappe à la fin de la saison sèche réparties en classes USSLS 151
Tableau VI-7 Valeurs minimales, maximales et moyennes de la composition chimique des eaux de nappe au début de la saison sèche réparties en classes USSLS 151
Tableau VI-8 Pourcentages anionique et cationique des différents faciès chimiques des eaux de nappe à la fin des saisons sèche et humide 152
Tableau VI-9 Minéraux de la vallée de Djiguinoum déterminés par diffractométrie RX..... 162
Tableau VI-10 Nature et localisation des associations salines de la vallée de Djiguinoum..... 173

Chapitre VII

Tableau VII-1 Domaines de concentration des eaux de nappe et de surface de la vallée de Djiguinoum ... 203
Tableau VII-2 Caractéristiques chimiques de l'eau de nappe avant et après concentration 221

Chapitre VIII

Tableau VIII-1 Distribution de la salinité dans un élément structural sec d'un sol de tanne herbacé (STH)..... 245
Tableau VIII-2 Stock hydrique et salin d'un sol sulfaté acide (sol de tanne herbacé STH) du bas-fond de Djiguinoum au cours de la saison des pluies 249
Tableau VIII-3 Bilan salin du sol de tanne herbacé (STH) au cours de la saison des pluies 1990 249
Tableau VIII-4 Bilan salin de la parcelle de ruissellement SS8 (sol de tanne vif STV) sous pluies simulées 251
Tableau VIII-5 Stock hydrique et salin avant et après la simulation de pluies d'un sol sulfaté acide (sol de tanne vif STV) du bas-fond de Djiguinoum 253
Tableau VIII-6 Bilan hydrique et salin du sol de tanne herbacé (STH) au cours de la saison des pluies 1990..... 254
Tableau VIII-7 Distribution spatiale annuelle des classes de salinité définies à partir des mesures de CEM dans le bas-fond de Djiguinoum 256
Tableau VIII-8 Bilan salin annuel du bas-fond de Djiguinoum sur la période 1987-1991..... 258
Tableau VIII-9 Quantités de sels exportées annuellement au barrage de Djilakoun (d'après ALBERGEL, 1990 ; ALBERGEL et al., 1991d ; MONTOROI, 1991) 258
Tableau VIII-10 Quantités de matières apportées annuellement dans le bas-fond de Djiguinoum..... 259

Chapitre IX

Tableau IX-1 Distribution spatiale de la salinité sous pluies simulées dans un billon de sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum 268
Tableau IX-2 Stock salin sous pluies simulées d'un billon de sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum 269

Tableau IX-3 Bilan salin sous pluies simulées d'un billon de sol sulfaté acide du bas-fond de Djiguinoum 270
Tableau IX-4 Rendements en riz paddy d'une microcuvette billonnée du bas-fond de Djiguinoum (d'après DOBOS et al., 1994) 272

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Chapitre I

Planche P1 Le barrage anti-sel 31

Chapitre III

Planche P2 Les sols du bassin versant 67

Chapitre IV

Planche P3 L'occupation des sols et l'activité humaine 85

Chapitre V

Planche P4 L'hydrologie du bassin versant 101

Chapitre VI

Planche P5 Les efflorescences salines 159

Planche P6 Les minéraux sulfatés acides (I) 169

Planche P7 Les minéraux sulfatés acides (II) 171

Chapitre VII

Planche P8 Les minéraux argileux 191

Planche P9 Les constituants du sol (I) 195

Planche P10 Les constituants du sol (II) 199

Chapitre VIII

Planche P11 La salinité des sols 239

Chapitre IX

Planche P12 Les potentialités agricoles 275

LISTE DES ANNEXES

Chapitre I

Annexe A1 Paramètres morphométriques d'un bassin versant 309

Chapitre V

Annexe A2 Sol ferrallitique de plateau 311
1. Description pédologique 311
2. Analyses physico-chimiques 312
Annexe A3 Sol ferrugineux de versant 313
1. Description pédologique 313
2. Analyses physico-chimiques 314
Annexe A4 Etalonnage de la sonde à neutrons 315
1. Mesure de la densité apparente 315
2. Etalonnage neutronique 315

Chapitre VI

Annexe A5 Mode opératoire des analyses chimiques 317
Annexe A6 Analyses chimiques des eaux de surface 319
Annexe A7 Analyses chimiques des eaux de nappe 320
1. à la fin de la saison sèche 320
2. au début de la saison sèche 321

Chapitre VIII

Annexe A8 Sols sulfatés acides de bas-fond 322
I Sol de tanne herbacé *1. Description pédologique* 322
2. Analyses physico-chimiques 323
I Sol de tanne vif *1. Description pédologique* 324
2. Analyses physico-chimiques 325
Annexe A9 Conversion des mesures de conductivité électrique de la solution du sol en termes de concentration 326
I Conversion de la CE d'un extrait dilué ou saturé en CE de la solution du sol 327
II Conversion de la CE de la solution du sol en termes de concentration 328
III Conversion de la CE de la solution du sol en densité 328
Annexe A10 Conversion des mesures de conductivité électromagnétique d'un sol en termes de conductivité électrique de la solution du sol 329
I La conductivité électrique apparente d'un sol 329
II Relation entre la CEa d'un sol et la CE de sa solution 330
III Etalonnage du CEM 331

LISTE DES SIGLES

AFVP :	Association Française des Volontaires du Progrès
CCE :	Commission des Communautés Européennes
DERBAC :	Projet Autonome de Développement Rural de la Basse-Casamance
FAO	Food and Agriculture Organization
IGN :	Institut Géographique National
IRRI :	International Rice Research Institut
ISRA :	Institut Sénégalais de Recherches Agricoles
ORSTOM :	Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération
PIDAC :	Projet Intégré de Développement Agricole en Casamance
PNVA :	Programme National de Vulgarisation Agricole
PPFS :	Projet de Protection des Forêts Sud
PROGES :	Projet de Gestion des Eaux de la zone-Sud
SOMIVAC :	Société de Mise en Valeur de la Casamance
UICN :	Union Mondiale pour la Nature
USAID :	United States Agency for the International Development

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION GÉNÉRALE

PREMIÈRE PARTIE: LE MILIEU PHYSIQUE ET SA TRANSFORMATION RÉCENTE

INTRODUCTION DE LA PREMIÈRE PARTIE 19

CHAPITRE I. LE SITE D'ÉTUDE 21

1. CHOIX ET REPRÉSENTATIVITÉ 21
2. SITUATION GÉOGRAPHIQUE 22
3. MORPHOLOGIE DU BASSIN VERSANT 24
4. LE BARRAGE ANTI-SEL 27
5. CONCLUSION 29

CHAPITRE II. LE CLIMAT ET SON ÉVOLUTION RÉCENTE 33

1. GÉNÉRALITES SUR LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE TROPICALE 33
2. LE TEMPS SUR LE BASSIN VERSANT 36
   2.1. Les précipitations 37
      2.1.1. Pluviométrie annuelle 37
      2.1.2. Pluviométrie mensuelle 39
      2.1.3. Pluviométrie journalière 40
   2.2. La demande évaporatoire 42
      2.2.1. Le calcul de l'évapotranspiration potentielle 42
      2.2.2. Comparaison avec l'évaporation d'une nappe d'eau libre 44
   2.3. Les autres paramètres météorologiques 45
3. BILAN CLIMATIQUE SUR LE SITE D'ÉTUDE 47
4. CARACTÉRISTIQUES DU CLIMAT EN BASSE-CASAMANCE 47
5. CONCLUSION 49

CHAPITRE III. LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE ET SON ÉVOLUTION RÉCENTE 51

1. LES FORMATIONS GÉOLOGIQUES 51
   1.1. Le Continental terminal 51
   1.2. La sédimentation au Quaternaire récent 52
   1.3. Le relief actuel 54
   1.4. Les formations aquifères 54
2. ORGANISATION ET DISTRIBUTION DES SOLS 55
   2.1. La démarche suivie 55
   2.2. Les travaux de terrain 55
   2.3. Le domaine ferrallitique 56
      2.3.1. Le sous-système sol rouge 56
      2.3.2. Le sous-système cuirassé 59
   2.4. Le domaine ferrugineux et hydromorphe 59
      2.4.1. Le sous-système appauvri 60
      2.4.2. Le sous-système hydromorphe 60
         • le sous-système à pseudo-gley 60
         • le sous-système éluvial 61
      2.4.3. Le sous-système colluvio-alluvial 61
         ▲ les sols hydromorphes "sensu stricto" 62
         ▲ les sols sulfatés acides 62
   2.5. Distribution spatiale des sols 62
3. PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES DES SOLS 69
   3.1. Les propriétés physico-chimiques 69
   3.2. La dégradation chimique des sols du bas-fond 71
4. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DE LA NAPPE 71
5. CONCLUSION 74

CHAPITRE IV. LA COUVERTURE VÉGÉTALE ET LES ACTIVITÉS HUMAINES 77

1. L'OCCUPATION "NATURELLE" DES SOLS 77
2. LA TRANSFORMATION ANTHROPIQUE DU MILIEU 80
3. CONCLUSION 83

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE 87

DEUXIÈME PARTIE:
LA DYNAMIQUE DE L'EAU ET DES SELS
A L'ÉCHELLE DU BASSIN VERSANT ET DU BAS-FOND

INTRODUCTION DE LA DEUXIÈME PARTIE 91

CHAPITRE V. LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT 93

1. MÉTHODE D'ÉTUDE 94
1.1. Les mesures hydrologiques à l'échelle du bassin versant 94
1.2. Les mesures hydrologiques à l'échelle du bas-fond et du versant 94
1.3. Les mesures hydrologiques à l'échelle de la parcelle 96
1.3.1. La mesure du ruissellement et de l'infiltration en conditions naturelles 96
1.3.1.1. La mesure du ruissellement en grande parcelle 96
1.3.1.2. La mesure du ruissellement en petite parcelle 97
1.3.1.3. La mesure de l'humidité des sols 97
1.3.2. La mesure du ruissellement et de l'infiltration en conditions contrôlées 98
1.3.2.1. La mesure du ruissellement sous pluie simulée 98
1.3.2.2. La mesure de l'infiltration sous charge d'eau constante 98
2. LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DE SURFACE 98
2.1. Caractéristiques de l'écoulement global de surface 98
2.1.1. Les crues 98
2.1.2. Stockage des eaux de ruissellement dans la retenue 99
2.2. Transfert de l'eau par ruissellement de surface 99
2.2.1. Le ruissellement sous pluies naturelles 99
2.2.1.1. La pluie au sol 99
2.2.1.2. Les facteurs du ruissellement 106
2.2.2. Le ruissellement sous pluies simulées 106
2.2.2.1. Evolution des états de surface sous pluies simulées 106
2.2.2.2. Coefficient de ruissellement sous pluies simulées 107
2.2.3. Transport des matières solides 109
3. LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE INTERNE DES SOLS 110
3.1. Transfert de l'eau par infiltration dans les sols 110
3.1.1. La perméabilité naturelle et le stockage de l'eau dans les sols 110
3.1.2. La perméabilité des sols à saturation 112
3.2. Degré de saturation des sols 113
3.3. Durée du transfert vers la nappe 113
4. LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE SOUTERRAIN 113
4.1. Evolution interannuelle du niveau de la nappe 113
4.2. Relation entre la nappe de plateau et la nappe salée 115
5. BILAN GÉNÉRAL DU CHEMINEMENT DE L'EAU 118
5.1. Bilan hydrologique annuel 118
5.2. Bilan hydrique dans le système sol 119
5.3. Bilan hydrologique du bas-fond 120
6. CONCLUSION 121

CHAPITRE VI. LES EAUX ET LES SELS DU BAS-FOND 123

1. CARACTÉRISATION CHIMIQUE DES EAUX DE SURFACE 123
1.1. L'eau de surface en amont du barrage 123
1.1.1. Evolution temporelle du pH et de la CE 123

1.1.2. Caractéristiques globales de l'échantillonnage 125
1.1.3. Distribution des espèces aqueuses 127
1.1.4. Relation CE et composition chimique 130
1.1.5. Evolution de la composition chimique 134
1.1.6. Evolution du faciès chimique des eaux 134
1.2. Evaporation expérimentale d'une eau de surface 137
1.2.1. Dispositif et protocole expérimental 137
1.2.2. Stade initial de rééquilibration de la solution 138
1.2.3. Evolution temporelle de la CE et du pH 138
1.2.4. Evolution temporelle du potentiel d'oxydoréduction 138
* Détermination du potentiel d'oxydoréduction de la solution 138
* Détermination du potentiel d'oxydoréduction pour un pH de référence 140
* Signification de la mesure de Eh 142
1.2.5. Evolution de la composition chimique 142
1.2.6. Caractérisation minéralogique des produits finaux de l'évaporation 143
2. CARACTÉRISATION CHIMIQUE DES EAUX DE NAPPE 146
2.1. Evolution temporelle du pH et de la CE 146
2.1.1. Gradient de salinité vertical 146
2.1.2. Gradient de salinité latéral 146
2.1.3. Evolution temporelle du pH 149
2.2. Caractéristiques globales de l'échantillonnage 149
2.3. Distribution des espèces aqueuses 153
2.4. Composition chimique des eaux de nappe (saison sèche) 153
3. CARACTÉRISATION MINÉRALOGIQUE DES SELS 157
3.1. Observations macromorphologiques 157
• croûtes salines continues 157
• croûtes salines discontinues 157
3.2. Etude minéralogique 161
3.2.1. Méthodologie 161
3.2.2. Analyse diffractométrique 162
3.2.3. Micro-analyse chimique 167
3.2.4. Observations micromorphologiques au MEB 167
3.3. Distribution des sels dans la vallée 173
3.4. Discussion sur les minéraux sulfatés 176
3.4.1. Diversité et origine 176
3.4.2. Les minéraux sulfatés des sols sulfatés acides 177
4. CONCLUSION 178

CHAPITRE VII. LA GÉOCHIMIE DU BASSIN VERSANT 181

1. ORIGINE DES ÉLÉMENTS : LE CYCLE DU FER ET DU SOUFRE 181
1.1. Milieu réducteur 182
1.1. Milieu oxydant 183
2. ALTÉRATION DE LA PHASE SOLIDE 186
2.1. L'échantillonnage et les méthodes analytiques 186
2.2. Analyse diffractométrique 188
2.3. Observations micromorphologiques au MET 190
2.4. Observations micromorphologiques au MEB 190
3. ÉTAT DE SATURATIONS DES EAUX 197
3.1. Rappel théorique 197
3.2. Domaine de concentration des eaux 201
3.3. Degré de saturation vis à vis de la halite, du gypse, de l'hexahydrite et de la jarosite 203
3.4. Degré de saturation vis à vis de l'alunogène, de l'halotrichite, de la pickéringite 203
3.5. Degré de saturation vis à vis de la silice et des minéraux argileux 207
4. DISCUSSION SUR LA FORMATION DES SULFATES D'ALUMINIUM ET DE FER 209
4.1. Le contrôle de l'aluminium dans les eaux sulfatées acides 209
4.2. La précipitation des minéraux sulfatés 212
4.3. Influence du complexe d'échange 214
4.3.1. L'adsorption cationique 215
4.3.2. L'adsorption aluminium-sulfate 215
4.3.3. Le pouvoir tampon 216
4.4. Modèle proposé de formation des sulfates d'aluminium et de fer 217
4.4.1. Echange cationique 217

4.4.2. Echange anionique 218
5. FILIATION CHIMIQUE DES EAUX DE NAPPE 220
5.1. Principe de la démarche 220
5.2. Exemple de calcul 220
6. FONCTIONNEMENT GÉOCHIMIQUE DE LA VALLÉE 222
6.1. Etat au cours de la saison sèche 222
6.2. Etat au début de la saison des pluies 222
6.3. Etat au cours de la saison des pluies 224
6.4. Etat au début de la saison sèche 224
7. CONCLUSION 225

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE 227

TROISIÈME PARTIE:
LA REHABILITATION DES SOLS SULFATÉS ACIDES SALÉS

INTRODUCTION DE LA TROISIÈME PARTIE 231

CHAPITRE VIII. LES CONDITIONS ET LES PROCESSUS DU DESSALEMENT DES SOLS 233

1. MÉTHODE D'ÉTUDE 233
1.1. La mesure de la salinité dans un profil de sol 233
1.1.1. Expérimentation en conditions naturelles 235
1.1.2. Expérimentation en conditions contrôlées 235
1.1.2.1. Sur parcelle standard 235
1.1.2.2. Sur parcelle aménagée 236
1.2. La mesure de la salinité dans un bas-fond 237
2. LE DESSALEMENT DES SOLS DE BAS-FOND 237
2.1. Caractéristiques physiques des sols 237
2.1.1. La maturation physique 237
2.1.2. La densité apparente sèche 241
2.1.3. La perméabilité sous charge constante 241
2.2. La mobilisation des sels sous pluies naturelles 243
2.2.1. Evolution saisonnière de la salinité 243
2.2.2. Répartition des sels dans un volume structural de sol sec 244
2.2.3. Bilan salin saisonnier 246
2.2.3.1. Principe du calcul du stock salin 246
2.2.3.2. Résultats 247
2.3. Le dessalement sous pluies contrôlées 247
2.3.1. Bilan des sels mobilisés en surface 247
2.3.1.1. Principe du calcul 247
2.3.1.2. Résultats 250
2.3.2. Bilan des sels mobilisés dans le sol 253
3. LE DESSALEMENT DU BAS-FOND 256
3.1. Principe du calcul du bilan salin 256
3.2. Résultats 257
3.3. Les apports de matières dans le bas-fond 257
4. CONCLUSION 259

CHAPITRE IX. LES POTENTIALITÉS AGRICOLES 261

1. LA FERTILITÉ CHIMIQUE DES SOLS SULFATÉS ACIDES 261
1.1. Les processus d'oxydation 261
1.2. Les processus de réduction 263
1.3. Les processus de maturation 264
2. L'AMÉLIORATION DE LA PRODUCTIVITÉ DES RIZIÈRES 264
2.1. Amélioration de la qualité chimique des eaux 264
2.1.1. Effet de la gestion hydraulique du barrage anti-sel 265
2.1.2. Effet du travail du sol sur le dessalement 266
2.1.2.1. Principe du calcul 267

2.1.2.2. Résultats 268
2.2. Amélioration de la nutrition du riz 270
2.3. Amélioration génétique du riz 271
3. UN CONTEXTE SOCIO-ÉCONOMIQUE EN ÉVOLUTION 271
3.1. Le riz en Basse-Casamance 271
3.2. Valorisation régionale d'un savoir-faire 273
4. CONCLUSION 273

CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE 277

CONCLUSION GÉNÉRALE 279

BIBLIOGRAPHIE 285

ANNEXES 307

LISTE DES FIGURES 333

LISTE DES TABLEAUX 339

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES 342

LISTE DES ANNEXES 343

LISTE DES SIGLES 344

TABLE DES MATIÈRES 345

Nom : **MONTOROI**

Prénom : **Jean-Pierre**

DOCTORAT de l'UNIVERSITE HENRI POINCARE, NANCY-I

en PÉDOLOGIE

VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER

Nancy, le 14 DEC. 1994 - n° 391

Le Président de l'Université

UNIVERSITÉ HENRI POINCARÉ, NANCY 1 * LE PRESIDENT

J.P. FINANCE

3C-F9

UNIVERSITÉ HENRI POINCARÉ · NANCY 1
24-30, rue Lionnois B.P.3069 54013 Nancy cedex
Tél : 83 32 81 81 Fax : 83 32 95 90
Adresse électronique : _____ @presn1.u-nancy.fr

Nom : MONTOROI
Prénom : Jean-Pierre
Nature du diplôme : Doctorat d'Université
Groupe de Formation Doctorale : Sciences de la Terre
Spécialité : Pédologie
Date de soutenance : 15 novembre 1994

Titre : "Dynamique de l'eau et géochimie des sels d'un bassin versant aménagé de Basse-Casamance (Sénégal). Conséquences sur la gestion durable de l'écosystème de mangrove en période de sécheresse"

Résumé

Pour lutter contre les effets néfastes d'une sécheresse prolongée, notamment la salinité élevée des eaux de surface, de nombreuses petites vallées de Basse-Casamance ont été aménagées par un barrage anti-sel. Cet ouvrage a pour fonction la collecte des eaux de ruissellement afin de les utiliser pour dessaler les sols sulfatés acides situés en amont. De la bonne utilisation de la ressource eau dépend l'avenir de la riziculture pratiquée dans ces vallées. L'objectif est d'expliquer les mécanismes mis en jeu dans la mobilisation des éléments solubles, de quantifier l'importance de ces mouvements et d'estimer les conséquences agronomiques.

Une étude détaillée a été menée sur le bassin versant de Djiguinoum, situé près de Ziguinchor, en rive droite du fleuve Casamance. Les sols du plateau appartiennent aux domaines ferrallitique et ferrugineux hydromorphe. Les sols du bas-fond sont caractérisés par une hydromorphie temporaire, une salinité élevée et une acidité très forte. La plus grande partie du bassin est occupée par la forêt sèche, le reste étant le domaine des cultures (arachide, mil, riz).

Des méthodes de mesures hydrologiques ont permis d'établir sur deux années le bilan hydrologique du bassin. Le ruissellement annuel est faible, environ 4 %. La nappe superficielle présente une dynamique rapide en saison des pluies, sa recharge annuelle étant très variable. Les sols cultivés montrent une sensibilité à l'érosion hydrique. Les écoulement de surface et souterrain alimentent le bas-fond en éléments solides et dissous, d'une manière discontinue.

Dans le bas-fond, les eaux de la retenue et de la nappe ont été étudiées du point de vue chimique. La nappe présente trois faciès chimiques qui sont, de la bordure vers le centre de la vallée, bicarbonaté, sulfaté et chloruré. Les minéraux, composant les efflorescences salines précipitées pendant la saison sèche, ont été identifiés par diverses méthodes minéralogiques. Des sulfates d'aluminium (alunogène, halotrichite, apjohnite, tamarugite), de fer (rozénite, jarosite), de calcium (gypse) et de magnésium (starkéyite, hexahydrite) ont été observés. La distribution spatiale des paragénèses minérales est mise en relation avec le degré de concentration des eaux. L'étude géochimique des eaux a mis en évidence leur degré de saturation vis à vis de ces minéraux. Le mode de formation des sulfates d'aluminium est discuté en considérant, en milieu acide, les mécanismes d'adsorption des ions aluminium et sulfate sur les minéraux argileux. Un modèle de fonctionnement géochimique du bassin versant est proposé. Quatre étapes principales le décrivent au cours d'un cycle annuel.

Les processus de dessalement des sols sulfatés acides du bas-fond ont été étudiés à partir de plusieurs expérimentations réalisées sous pluies naturelles et sous pluies simulées. Des relations statistiques élaborés au cours de l'étude permettent l'interprétation quantitative des mesures de salinité. Le calcul du bilan salin sur un sol sulfaté acide sans couvert végétal montre que les sels sont exclusivement entraînés par le ruissellement. Sous couvert végétal, ils sont également mobilisés en profondeur par des circulations préférentielles liées à la maturation physique du sol et à son histoire sédimentologique. En 1989 et 1990, le dessalement annuel des sols du bas-fond, quantifié à partir des mesures électromagnétiques de la salinité, représente 1.1 % de la masse totale de sels contenus dans le bas-fond.

L'amélioration de la structure du sol en surface (labour, apport de matière organique) présente un effet positif sur la mobilisation des éléments solubles. La perspective d'une mise en valeur durable de ces sols est discutée.

Mots-clés : Bassin versant, Bas-fond, Bilan hydrique, Géochimie, Minéralogie, Aluminium, Acidité, Salinité, Sol sulfaté acide, Sol salé, Barrage anti-sel, Riz, Casamance, Sénégal, Afrique de l'Ouest