



Centre d'Orléans



Centre de Bondy

THÈSE

présentée en vue de l'obtention
du Doctorat de l'Université Paris VI
Diplôme national (arrêté du 23 novembre 1988)

Mention : Sciences de la Terre

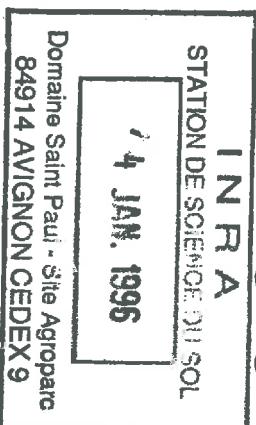
Spécialité : Pédologie

par

Mathieu LAMOTTE

Les sols sableux à forte cohésion des zones tropicales arides

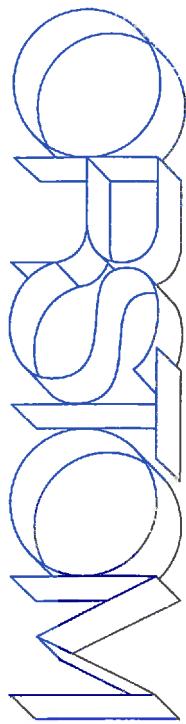
Étude du hardé Lagadgé au Nord-Cameroun



soutenue le 24 mai 1993, devant le jury composé de :

G. PÉDRO	Président
A. HESSE	Rapporteur
P. ILDEFONSE	Rapporteur
A. HERBILLON	Examinateur
A. TABBAGH	Examinateur
F. HUMBEL	Examinateur
A. BRUAND	Examinateur

TDM 134



Editions de l'ORSTOM

L'INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection :

Travaux et Documents Microédités

PARIS 1995

ISBN : 2-7099-1265-1

© ORSTOM

«La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 «et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions «strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les «analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1er de l'article 40). «Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé «que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par «les articles 425 et suivants du Code pénal.»

F3

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Première partie

LES ZONES ARIDES HARDÉE DE LA PLAINE MÉRIDIONALE DU BASSIN TCHADIEN

- Chapitre I Le milieu naturel et anthropique
Chapitre II Les sols à horizons très cohérents associés aux zones hardé

ORGANISATION DES SOLS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS DU HARDÉLAGADGÉ

- Chapitre III Le hardé Lagadgé
Chapitre IV Présentation des sols du hardé
Chapitre V Étude de l'organisation des horizons : approche par cartographie de résistivité apparente et observations morphologiques le long de séquences

Troisième partie

NATURE ET ASSEMBLAGE DES CONSTITUANTS ÉLÉMENTAIRES DANS LES HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS DU HARDÉ LAGADGÉ

- Chapitre VI Analyse granulométrique détaillée : étude de la distribution de la taille des particules par sédimentation et tamisage
Chapitre VII Analyse porosimétrique : étude de la géométrie de l'espace poral
Chapitre VIII Étude de l'assemblage des constituants : approche en microscope électronique à balayage sur lames-minces et en microscopie électronique à balayage sur fragments
Chapitre IX Étude minéralogique et géochimique des constituants fins caractéristiques de l'assemblage très cohérent

Quatrième partie

DISCUSSION GÉNÉRALE : CARACTÈRES ET ORIGINE DES SOLS A HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS

CONCLUSION GÉNÉRALE

Avant-propos

L'histoire débute en 1985, quand A. Marliac et J. Trichet mettent au point un projet de recherche concernant les sols des zones arides *hardé* du Nord-Cameroun. L'idée d'associer anthropologues et naturalistes pour étudier les processus ayant conduit au durcissement de ces sols se concrétisera à partir de 1987, pour aboutir à l'achèvement de ce mémoire en 1993.

Je souhaite remercier tout d'abord les membres du jury qui ont bien voulu examiner en détail ce mémoire.

Du début jusqu'à la fin de mon travail de thèse, G. Pédro m'a assuré de sa confiance et de son soutien avec une très grande patience. Je voudrais le remercier vivement ; nul doute que nos longues discussions ont fortement contribué à tracer les grandes orientations de ce mémoire. Avec lui, A. Herbillon a su manifester à plusieurs reprises ses encouragements tout en maintenant la pression nécessaire à l'achèvement du mémoire. Je le remercie de sa confiance et de toute l'attention qu'il a portée à ce travail.

Depuis 1985, F.X. Humbel me fait profiter de son expérience de pédologue et d'orstomien. Je le remercie très chaleureusement ; non seulement, il s'est efforcé sans ménagement de m'apprendre le métier, mais en outre, il m'a associé à ses réflexions, ouvrant ainsi la plupart des pistes que j'ai suivies.

Avec la même ardeur et depuis la même année, A. Hesse me fait partager lui aussi toute son expérience de géophysicien, d'archéologue et de chercheur. Son enthousiasme ne s'est jamais démenti, que ce soit en mission sur le terrain ou autour d'une table de discussion. Comme lui, A. Tabbagh milite avec beaucoup de conviction pour un rapprochement entre les différentes disciplines qui s'intéressent à l'objet sol. L'accueil que réservent J. et A. Hesse ou J. et A. Tabbagh dans le sancerrois invite naturellement les militants de cette cause à poursuivre leur action.

Après avoir lu les ébauches des chapitres avec un œil neuf, Ph. Ildefonse a su me pousser dans mes retranchements sans complaisance et toujours en proposant des améliorations. Je le remercie très cordialement et je garde en mémoire toutes ses judicieuses remarques.

Comment remercier le conseiller et l'ami de tous les jours ? A. Bruand m'a offert toute son aide. Avec F.X. Humbel, il a participé à toute ma réflexion de thèse. Merci Ary, pour la persévérance et la patience que tu as manifestées en lisant et relisant mes épreuves de manière à leur donner rigueur et lisibilité.

De nombreux partenaires ont apporté leur contribution pour le recueil des données, pour la réflexion et pour la mise en forme des résultats. C'est avec beaucoup de plaisir que je voudrais maintenant les remercier.

Mon programme de thèse a bénéficié du soutien des quatre départements de l'ORSTOM (MAA, SDU, TOA et DEC) auxquels j'ai été rattaché successivement. Je suis très reconnaissant aux différents directeurs de département et directeurs d'unité de recherche. Dans la phase finale de la rédaction, les responsables de l'ORSTOM m'ont poussé àachever ce mémoire sous sa forme élaborée actuelle ; pour cela, j'adresse à M. Rieu tous mes remerciements.

Au Cameroun, j'ai toujours été accueilli avec beaucoup d'empressement par les chercheurs que j'ai cotoyés : M. Eldridge, M. Delheuf, C. Seignobos et H. Tourneux de l'Institut des Sciences Humaines et par J. Bindzi-Tsala, S. Boli, L. Seiny-Boukar, P. Donfack, O. Eyog et D. Masse de l'Institut de la Recherche Agronomique. Je remercie tout particulièrement Ph. Mathieu, représentant de l'ORSTOM au Cameroun, dont la bienveillance a grandement facilité les contacts et les échanges de connaissances.

La mission de géophysique qui s'est déroulée en 1990 a été menée tambours battants avec l'ambiance de franche camaraderie qui règne dans les meilleurs chantiers d'archéologie. J'espère qu'avec M. Dabas, G. Gabalda, A. Hesse et H. Robain, nous aurons d'autres occasions pour de semblables aventures.

En France, au Centre ORSTOM de Bondy, j'ai trouvé un accueil chaleureux auprès de G. Bellier, M. Delaune, G. Millot et M. Reiffsteck pour les caractérisations analytiques, auprès de F. Delmas, E. Aldebert, P.L. Rossi et E. Driffort pour la documentation et auprès de F. Sondag qui dès nos premiers échanges, m'a rendu dépendant de l'outil Macintosh.

Pour la caractérisation *in situ* des phases argileuses, je suis très redéuable à B. Guillet de m'avoir mis en contact avec D. Ohnenstetter. J'ai ainsi découvert le climat de sérieux et de bonne humeur qui, à Orléans, entoure constamment les microsondes du laboratoire BRGM - CNRS - Université.

Lors de la rédaction, J.C. Begon, A. Bruand et M. Jamagne ont joué un rôle primordial en m'accueillant à l'INRA - Orléans. Ils m'ont apporté et m'apportent encore les soutiens et les encouragements qui me donnent la force de persévérer dans une activité de recherche scientifique. Auprès d'eux, tous les membres de l'INRA ont joué le même rôle et je les remercie très profondément. Je ferai un clin d'œil amical à O. Duval, R. Hardy et J. Roque pour leur incessante disponibilité, à C. Lelay, P. Courtemanche, D. Cheneau, H. Galliard et G. Yart pour leur aide si constante et si précieuse, à L. Rousset qui a réalisé très adroitemt mes dessins dans un temps record, et enfin à S. Cabourdin, M. Marolleau et M. Soler pour leur infailible gentillesse.

Tout au long de mon parcours de thèse, j'ai eu la chance de discuter avec différentes personnalités qui ont bien voulu partager mes préoccupations et apporter leur aide ou leur avis. Je citerai ainsi en particulier Y. Albouy, R. Billaz, B. Boulangé, P. Brabant, J.P. Cautru, A. Chauvel, C. Floret, E. Garnier-Zarli, M. Gavaud, C. Gense, P. Godon, J.M. Harmand, A. Holl, C. Lanfranchi, Y. Lucas, J. Maley, A. Marliac, R. Peltier, Y. Poncet, R. Pontanier, P. Renault, M. Rieu, M. Servant, M. Sourdat, J.B. Suchel, D. Schwartz, D. Tessier et J.M. Wackermann. Merci à eux, de l'attention et du temps qu'ils m'ont accordés.

Les journées d'un thésard sont souvent longues. Pour les avoir partagées à mes côtés, pour m'avoir aidé et encouragé si volontairement, je voudrais remercier très sincèrement mes amis H. Cambray, C. Lassausse et S. Ledermann et mes compagnons de brousse Y. Dairou, P. Daouda et L. Wadjoré.

Je remercie aussi très chaleureusement mes parents et ma compagne Christine, qui a si bien su m'aider et accepter mes longues absences. Enfin je remercie tous ceux qui, anonymement, savent qu'ils m'ont aidé ou encouragé. Merci à tous.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Dans les régions sahariennes et soudano-sahéliennes d'Afrique de l'ouest et d'Afrique centrale, le climat se caractérise par l'alternance d'une courte saison pluvieuse avec une longue saison sèche et par une forte évapotranspiration (largement supérieure à la pluvirosité pendant la plus grande partie de l'année). La désertification s'y manifeste par une avancée du domaine désertique au sens strict (avancée de la limite du Sahara vers le sud) ou par une dégradation diffuse des ressources (GORSE, 1985). On observe alors une diminution progressive, qualitative et quantitative, de la productivité biologique des terres, c'est-à-dire de la vie végétale et animale à l'état sauvage ou domestique (SABADELL, 1982). Cette diminution de la productivité biologique est consécutive à une dégradation de l'état physique du sol (diminution de l'infiltrabilité et de la capacité de rétention en eau, prise en masse et tassement...) et de sa fertilité chimique (salinisation, acidification, dégradation du statut organique...). Le stade ultime de la dégradation est l'apparition d'une érosion intense, éolienne et hydrique, qui conduit à la disparition du sol.

La carte FAO-UNESCO de la désertification, qui a été établie par DREGNE (1977) d'après des critères de végétation, d'érosion et de production agricole, montre le caractère général de la dégradation diffuse dans les régions sahariennes et soudano-sahéliennes. Dans ces régions, les sols sont identifiés principalement comme des arénosols (FAO et UNESCO, 1976 ; FAO, 1991). Ces sols à dominante sableuse (et les sols argileux qui sont localement associés) sont connus pour être sensibles à la dégradation physique (PIERI et MOREAU, 1987 ; BRABANT, 1987).

A l'échelle des paysages, on note la présence de grandes zones arides à végétation clairsemée, qui sont abandonnées par l'Homme du fait de leur stérilité. Les sols y présentent effectivement des propriétés physiques très dégradées.

Notre étude concerne des sols du Nord-Cameroun présents dans de telles zones arides, qui sont appelées localement *hardé*. Au Nord-Cameroun, leur extension est anormalement élevée compte tenu du climat. Ceci a d'ailleurs conduit à privilégier le rôle de l'Homme dans leur développement. Dans les zones *hardé*, la dégradation des sols se caractérise par l'existence d'horizons à très forte cohésion qui sont présents, soit dès la surface du sol, soit en profondeur.

L'objectif de notre étude est double : il s'agit, d'une part d'expliquer les propriétés physiques des horizons à forte cohésion en étudiant la nature et l'assemblage des constituants élémentaires, et d'autre part de déterminer l'origine de ces horizons, c'est-à-dire leur mode de différenciation au sein de la couverture pédologique.

Dans la première partie de ce mémoire, nous présenterons successivement le milieu naturel et anthropisé de la plaine méridionale du bassin tchadien, puis les sols des zones arides *hardé*. Dans la seconde partie, nous étudierons des sols présentant des horizons à forte cohésion à partir de l'analyse détaillée d'une zone *hardé*. Dans la troisième partie, nous chercherons à déterminer la nature et l'organisation des constituants élémentaires qui sont associées à la très forte cohésion dans les sols de cette zone *hardé*. Enfin, dans une quatrième partie, une discussion de l'ensemble des données portera sur les caractéristiques et l'origine des sols à forte cohésion. Nous tenterons alors de dégager les résultats de portée générale concernant les sols à forte cohésion développés dans les régions sahéliennes et soudano-sahéliennes.

Première partie

**LES ZONES ARIDES HARDÉE
DE LA PLAINE MÉRIDIONALE
DU BASSIN TCHADIEN**

LE MILIEU NATUREL ET ANTHROPOIQUE

1. INTRODUCTION

La plaine méridionale du bassin tchadien est limitée au Nord-Cameroun : vers le sud-ouest par les monts Mandara (culminant à 1500 m), vers le nord par le lac Tchad (dont les rivages actuels sont à 290 m), vers l'est par le fleuve Chari et son affluent le fleuve Logone (figure I.1). Le cadre bio-géographique de cette plaine a été étudié en particulier par SEGALEN (1967), FULTON et al. (1978), BOUTRAIS (1984 a et b) et BRABANT et GAVAUD (1985).

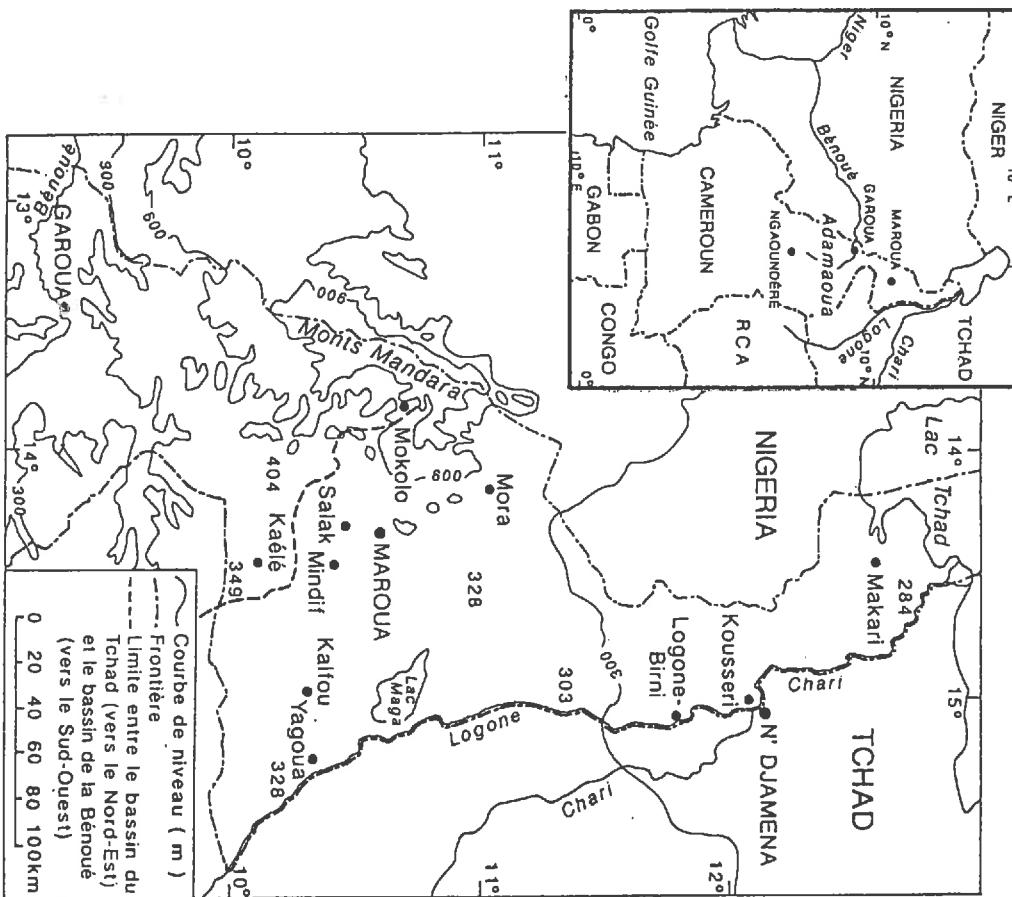


Figure I.1 Cadre géographique (d'après ORSTOM, 1984)

2. ÉVOLUTION CLIMATIQUE

Au Nord-Cameroun, la plaine méridionale du bassin tchadien est située dans la zone soudanienne et la partie tout à fait septentrionale appartient à la zone sahélienne (figure I.2). Ces zones sont très sensibles à des fluctuations climatiques annuelles ou décennales (FAURE, 1986 et 1987). Un déplacement latitudinal de la limite entre ces zones entraîne des modifications importantes des processus de sédimentation et de pédogénèse.

A l'échelle humaine, l'évolution des milieux dans le sens de l'aridification apparaît rapide et irréversible ("effet d'hystéresis" de la désertification), mais cette évolution serait réversible à l'échelle millénaire (FAURE, 1986 et 1987).

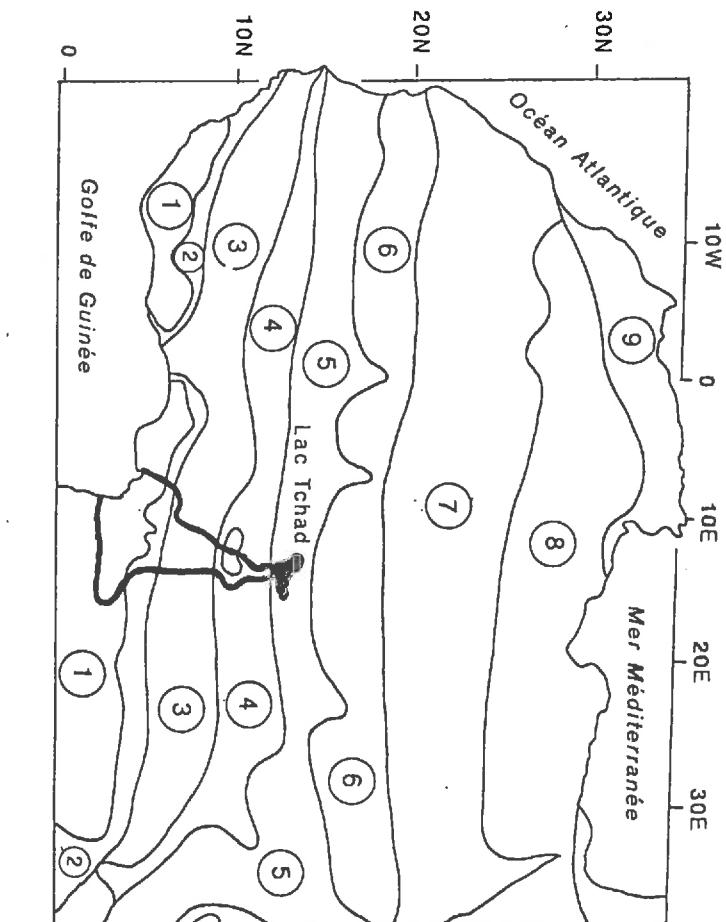


Figure I.2. Carte schématique des zones de climat et de végétation (d'après MALEY, 1982) : (1) zone guinéenne (forêt dense humide), (2) zone de transition (mosaïque forêt-savane), (3) zone soudano-guinéenne, (4) zone soudanienne, (5) zone sahélienne, (6) zone du Sahara aride de 20 000 à 10 000 B.P., (7) phase humide de 40 000 à 20 000 B.P., (III) phase aride de 20 000 à 10 000 B.P., (IV) phase humide de 10 000 à 3500 B.P., (V) phase aride depuis 3500 B.P.

2.1. Paléoclimats

Pour les bassins du Tchad et de Taoudenni au Sahara, FAURE et PETIT-MAIRE (1987) retiennent schématiquement les cinq grandes phases climatiques suivantes, depuis la fin du Pléistocène : (I) phase aride de 65 000 à 40 000 B.P., (II) phase humide de 40 000 à 20 000 B.P., (III) phase aride de 20 000 à 10 000 B.P., (IV) phase humide de 10 000 à 3500 B.P., (V) phase aride depuis 3500 B.P.

La succession retenue par FAURE et PETIT-MAIRE (1987) correspond *grossost modo* à la stratigraphie identifiée par SERVANT (1973) dans les dépôts du nord du bassin tchadien, à la suite des travaux de FAURE et al. (1963), HERVIEU (1970 a et b) et PIAS (1970). Le cadre stratigraphique proposé par SERVANT (1973) a été précisé ensuite par SERVANT-VILDARY (1978) et MALEY (1981) pour aboutir à la succession des étages suivants : (I) Antéghazalien (avant 40 000 B.P.), (II) Ghazalien, (III) Kanémien, (IV) et (V) Nigéro-Tchadien. Cependant, les étages du Ghazalien et du Kanémien ne correspondent pas exactement aux phases climatiques puisque la limite stratigraphique est située par ces derniers auteurs vers 12 000 B.P.

La synthèse stratigraphique effectuée par DURAND et LANG (1986) met en évidence une succession de phases climatiques dans une large zone sahélienne, située entre 12° et 20° de latitude nord (figure 1.3). Nous retiendrons la chronologie proposée pour le sud du lac Tchad (figure 1.3), bien que dans le détail, d'autres phases humides de moindre importance aient été identifiées : vers 6000 B.P. (SERVANT et SERVANT-VILDARY, 1980 ; WILSON, 1989), entre 3500 et 2500 B.P. (SERVANT et SERVANT-VILDARY, 1980 ; MALEY, 1986 ; WILSON, 1989), et vers 1500 B.P. (MALEY, 1986).

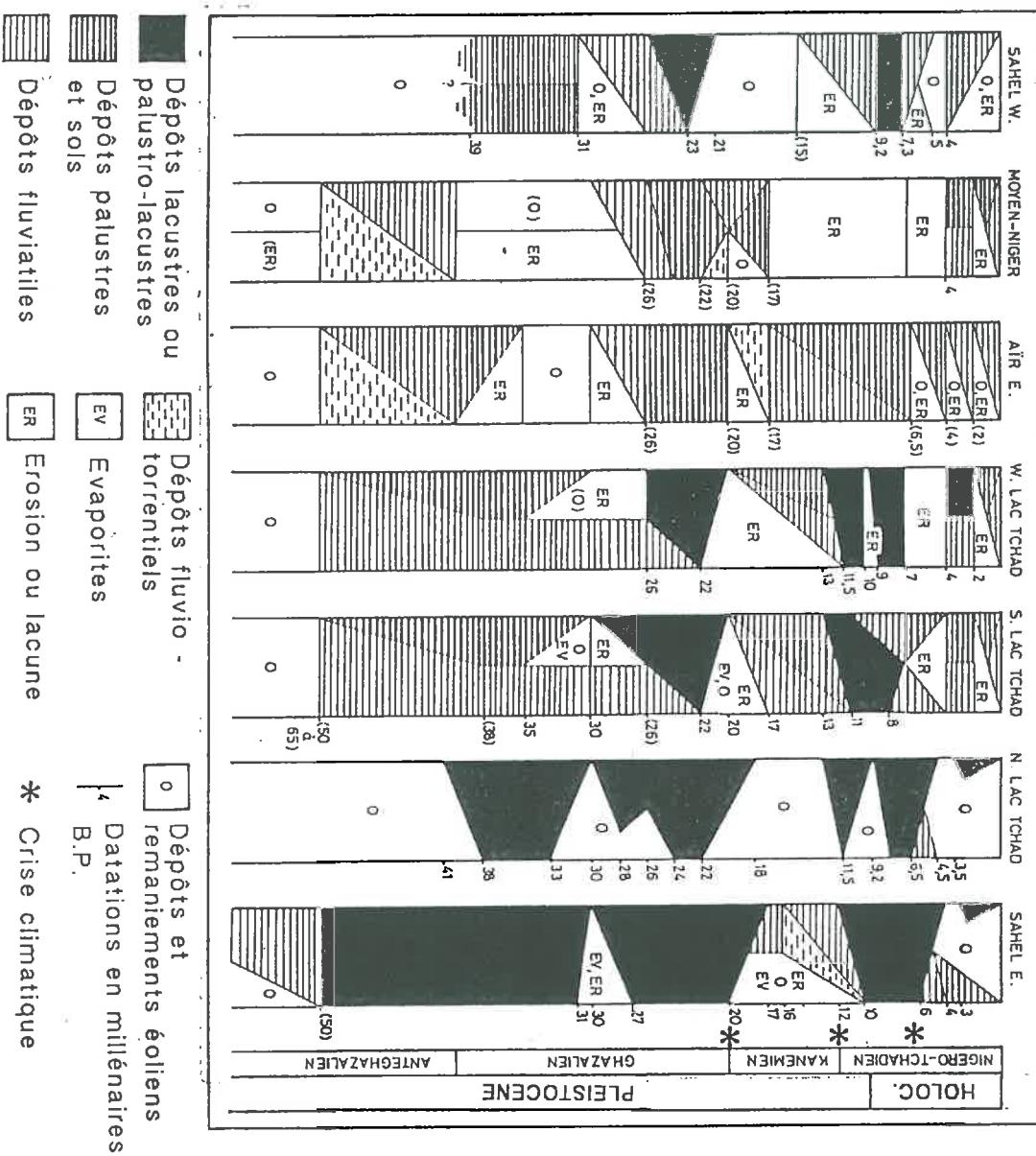


Figure 1.3 Synthèse stratigraphique concernant la sédimentation depuis 50 000 ans dans la zone sahélienne et ses bordures (d'après DURAND et LANG, 1986)

Dans la plaine méridionale du bassin tchadien, quatre événements climatiques ont été enregistrés depuis 50 000 ans (figure I.3) :

- vers 22 000 B.P., une période très humide du Ghazalien correspond à la seule grande transgression du lac Tchad connue depuis 50 000 ans,

- entre 20 000 et 19 000 B.P. (fin du Ghazalien), une première "crise climatique" provoque une forte érosion, une disparition de la végétation et un décalage des isohyètes vers le sud (400 km au maximum),

- entre 15 000 et 12 000 B.P., la fin du Kanémien se caractérise par une seconde "crise climatique" avec un développement brutal de l'érosion fluviatile et une remontée rapide du niveau du lac Tchad jusqu'à sa cote actuelle,

- vers 7000 B.P., le type de climat change (SERVANT, 1973 ; SERVANT et SERVANT-VILDARY, 1980 ; MALEY, 1981 et 1986), le régime de pluies fines réparties sur toute l'année est remplacé par un régime où alternent saisons sèches et saisons des pluies (pluies orageuses responsables de fortes crues). Le climat actuel et la répartition des isohyètes dateraient de cette période.

Pour le dernier millénaire (MALEY et SEIGNOBOS, 1989), la reconstitution des variations du niveau du lac Tchad (figure I.4) a montré la succession d'une période humide jusqu'au XIV^e siècle, d'une période aride aux XV^e et XVI^e siècles, d'une période humide au XVII^e siècle, puis d'une période aride à dominante aride depuis le début du XVIII^e siècle (avec de courtes périodes plus humides). Depuis le début du XX^e siècle, les oscillations du lac Tchad (MALEY, 1973 et 1981 ; BEAUVILAIN, 1986) sont caractérisées par des niveaux bas vers 1905-1914, 1927, 1942-1947 et depuis 1972, en concordance avec de faibles débits enregistrés par exemple sur le fleuve Sénégal (FAURE et GAC, 1981 ; GAC et FAURE, 1987). Le niveau actuel du lac Tchad serait au plus bas depuis deux siècles, mais il pourrait revenir à un niveau moyen à la suite d'une seule année très pluvieuse (BEAUVILAIN, 1985 et 1986).

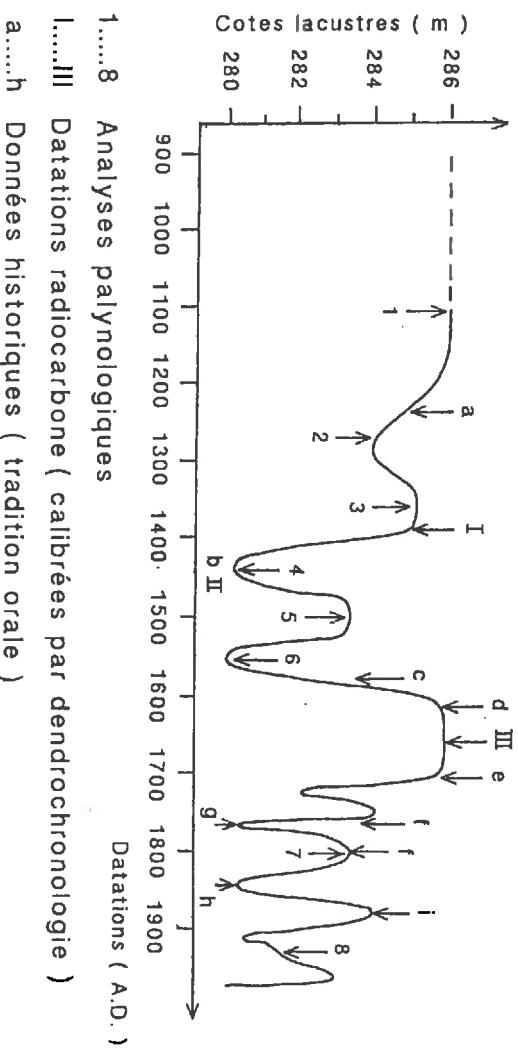


Figure I.4 Reconstitution des fluctuations du niveau du lac Tchad au cours du dernier millénaire (d'après MALEY et SEIGNOBOS, 1989)

2.2. Climat actuel

Le climat de la plaine méridionale du bassin tchadien est à la fois le plus aride et le plus contrasté des climats du Cameroun (SUCHEL, 1972 ; MALEY, 1981 ; SUCHEL, 1982, 1986 et 1988) : "Par opposition aux régions méridionales de faible altitude, les basses terres du Nord paraissent tourner le dos à l'Atlantique ; elles sont, en effet, longuement exposées chaque année au souffle desséchant de l'harmattan, l'alizé continental venant du Sahara ; accablées de chaleur, elles portent alors la marque d'une intense aridité. Elles n'en connaissent pas moins l'invasion saisonnière de la mousson..." (SUCHEL, 1988).

Nous présenterons les données du poste climatologique de Salak (latitude = 10° 28' N, longitude = 14° 15' E, altitude = 421 m), qui est situé à 18 km au SSW de Maroua, et qui possède des séries de mesures complètes et précises sur de longues durées (BEAUVILAIN, 1985).

Tableau I.1 Principaux paramètres climatiques mesurés au poste de Salak

Période	Température [1]	Précipitation [2]	Humidité relative [3]	Évapotranspiration [4]	Indice climatique [5]
N	27	0	39	186	0
D	26	0	32	183	0
J	25	0	27	188	0
F	26	0	21	206	0
M	31	2	21	228	< 0,1
A	32	19	36	205	0,1
M	31	65	51	149	0,5
J	28	117	67	130	1,2
J	27	208	75	122	2,4
A	26	235	79	113	3,2
S	26	140	76	123	1,8
O	28	26	63	146	0,3
Année	28	812	49	1979	0,6

[1] Température moyenne T (°C) mesurée sur 16 ans (1955-1970)

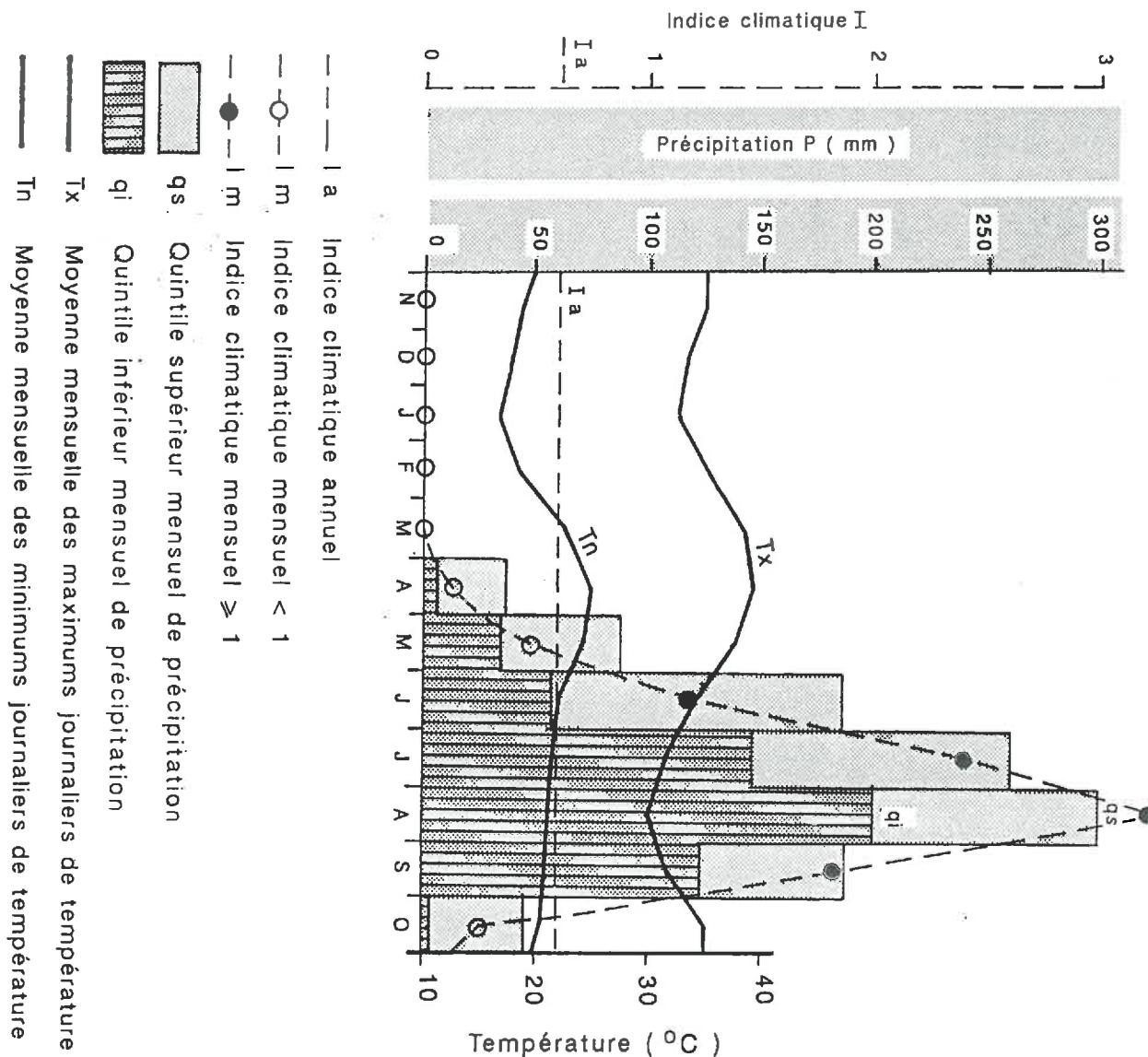
[2] Précipitation moyenne P (mm) mesurée sur 37 ans (1955-1984 et 1986-1990)

[3] Humidité relative moyenne HR (%) mesurée sur 12 ans (entre 1951 et 1970)

[4] Évapotranspiration moyenne ETC [TURC] (mm) calculée avec une valeur de précipitation mesurée sur 27 ans, d'ensoleillement mesurée sur 9 ans (1961-70) et de température mesurée sur 12 ans (JEGADEN, 1988)

[5] Indice climatique I prenant en compte P, HR et T (SUCHEL, 1988) et définissant des périodes sèches ($I < 1$) ou humides ($I \geq 1$)

Les données de SUCHEL (1988) et du CIEH (1978 et 1990) ont été complétées par nous, à partir des relevés journaliers, pour la période postérieure à 1980. Les principaux paramètres climatiques, mensuels et annuels sont indiqués sur le tableau I.1. Sur ce tableau, comme sur les figures I.5 et I.6, le calendrier débute en novembre afin de ne pas couper arbitrairement la saison sèche en deux.



- Les vents de N à NE (harmattan) prédominent de novembre à mars ; ils sont particulièrement forts en février et mars (la moitié des vitesses enregistrées est alors supérieure à 6 m/s). Les flux d'origine océanique S à W introduisent le régime humide à partir du mois d'avril. Ils sont responsables d'une forte agitation atmosphérique pendant la première moitié de la saison pluvieuse (mai à juillet). Des vents de SE très violents (entre 25 et 30 m/s) sont enregistrés épisodiquement au cours de cette période. Les vents de S à W dominent jusqu'en octobre au cours d'une période plus calme (vitesses inférieures à 6 m/s).

- L'insolation quotidienne au poste de Salak est en moyenne de 8 h. Elle varie entre 9 et 10 h de novembre à avril, excepté en mars où elle est de 8 h 30' (forte charge en aérosols de l'harmattan). Au cours de la saison humide, l'insolation journalière décroît. Elle atteint son minimum (5 h 30') en août, au moment où corrélativement la nébulosité est à son maximum (6,5 octas).

La température moyenne annuelle est de 28 °C (tableau I.1). Les variations de température moyenne mensuelle sont caractérisées par deux minimums (décembre-janvier : 25 °C et aôut-septembre : 26 °C) et deux maximums (avril : 32 °C et octobre 28 °C). Le régime thermique est caractérisé par l'intensité et la durée des températures élevées (figure I.5). La moyenne mensuelle des températures maximales journalières est supérieure à 30 °C pendant toute l'année et elle dépasse 40 °C de mars à mai. L'amplitude thermique diurne moyenne est modérée pendant la saison humide (9 °C en août) et elle est plus élevée pendant la saison sèche (17 °C en février).

- Les précipitations présentent une moyenne interannuelle de 812 mm. Les hauteurs moyennes mensuelles calculées pour une période de 37 ans sont portées sur le tableau I.1. Les précipitations se répartissent sur 7 mois (avril à octobre), avec 5 mois durant lesquels les précipitations sont supérieures à 50 mm (mai à septembre). Le maximum est situé en aôut.

Les précipitations présentent une forte variabilité interannuelle (SUCHEL, 1972 ; OLIVRY, 1986). Pour analyser cette variabilité, SUCHEL (1988) compare le quintile supérieur et le quintile inférieur des hauteurs mensuelles de précipitation relevées sur une période de 27 ans (figure I.5). Par exemple, concernant les mois de juin, le quintile inférieur est de 60 mm environ et le quintile supérieur est de 190 mm, ce qui rend bien compte de la variabilité interannuelle.

Les averses sont essentiellement de forte intensité. Des temps de récurrence de précipitations maximales journalières ont été estimés par OLIVRY (1986). A titre d'exemple, les averses de 65 mm/24 h ont un temps de retour de 1 an et les averses de 105 mm/24 h, un temps de retour de 10 ans. D'après PONTANIER *et al.* (1984), les averses d'intensité supérieure ou égale à 50 mm/h représenteraient en moyenne 20 % des précipitations annuelles et les averses d'intensité supérieure ou égale à 20 mm/h totaliseraient en moyenne 70 % (ces valeurs étant établies sur une période de 4 ans).

- L'humidité relative moyenne mensuelle varie entre 21 % pendant les mois de février-mars et 79 % au mois d'aôut (tableau I.1). De décembre à avril, la moyenne mensuelle des minimums journaliers est inférieure à 20 % et pendant 11 mois de l'année, cette moyenne est inférieure à 55 %. De juin à septembre, la moyenne mensuelle des maximums journaliers dépasse 90 %.

- L'évapotranspiration moyenne annuelle calculée ETC (DE PARCEVAUX *et al.*, 1990) est estimée selon la formule de PENMAN (1954) ou selon la formule de TURC (1961). Une comparaison de ETC [PENMAN] et de ETC [TURC] a été effectuée par JEGADEN-SANTIAGO (1989) sur la station de Garoua (160 km au sud de la station de Salak). Il ressort que la formule de TURC serait la plus appropriée pour les climats à tendance sèche, ce qui confirme les résultats de l'étude de LECARPENTIER (1975 a et b). A Salak, l'évapotranspiration ETC [TURC] est égale à 1980 mm selon les calculs de JEGADEN (1988), de JEGADEN-SANTIAGO (1989) et de JEGADEN-SANTIAGO et SUCHEL (1990), ce qui confirme l'estimation à 2 000 mm de LEMOINE et PRAT (1975) et de OLIVRY (1986). Les valeurs de ETC [TURC] (tableau I.1 et figure I.6) rendent compte de la forte demande évaporatoire de l'atmosphère.

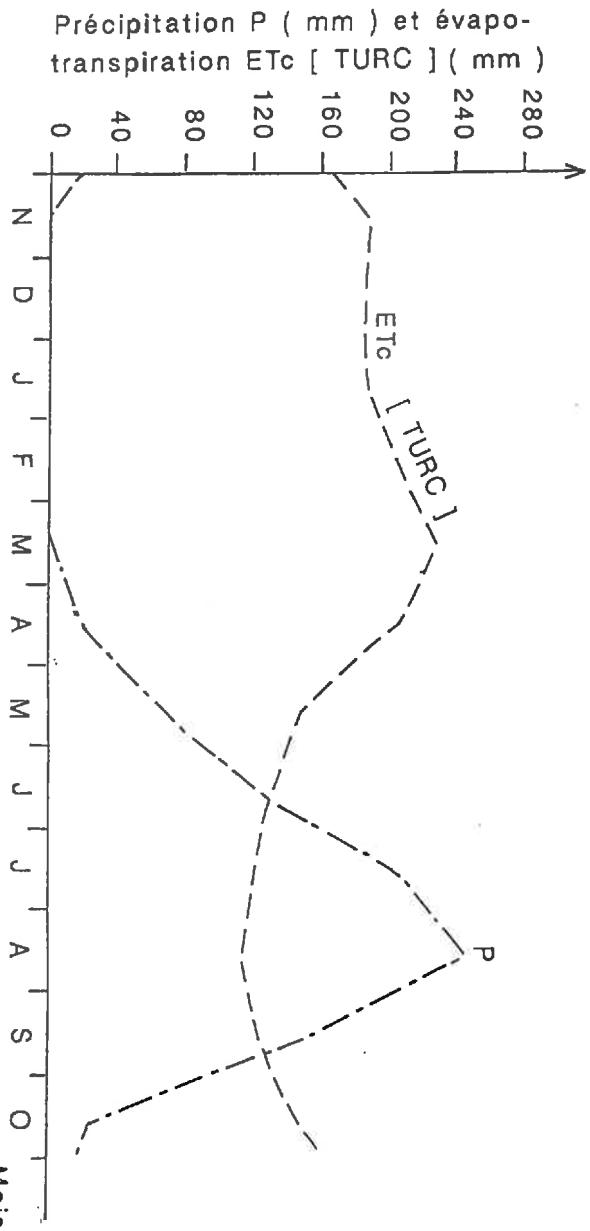


Figure 1.6 Variations de la précipitation moyenne mensuelle et de l'évapotranspiration moyenne mensuelle pour le poste de Salak (modifié, d'après JEGADEN-SANTIAGO, 1989)

Les données de la station de Salak rendent compte du climat actuel dans la plaine du Diamaré, entre les localités de Maroua, Kaélé et Yagoua (figure 1.7). Ce climat est nettement dominé par les influences sahariennes : vents secs chargés d'aérosols, longues durées d'insolation quotidienne pendant plusieurs mois, fortes températures et forte amplitude des écarts diurnes, forte demande évaporatoire. Ces paramètres sont typiques d'un "climat aride" (DE PARCEVAUX et al., 1990), qui est accentué ici par les contrastes entre les périodes humides ou sèches et par la variabilité interannuelle des précipitations.

Si l'on se réfère aux classifications climatiques basées exclusivement sur les précipitations, et pour lesquelles les mois "humides" dépassent un seuil fixé à 30 mm (AUBREVILLE, 1949), le climat de Salak est alors de type "tropical sec" selon OLIVRY (1986) ou de type "soudano-sahélien avec sept mois et plus de sécheresse" selon MOBY-ETIA (1979). A la différence de ces classifications, celle de SUCHEL (1982) prend en compte des indices pluvio-hydro-thermiques (indice I), qui sont portés sur un diagramme synthétique ombrothermique (figure 1.5). Par exemple, un mois caractérisé par une pluviosité moyenne de 20 mm, par une humidité relative moyenne de 90 % et une température moyenne de 30 °C est considéré comme étant aride ($I < 1$). Un même type de climat correspond à des combinaisons très différentes de ces trois paramètres. Ainsi, un mois dont la pluviosité est très supérieure à la précédente (160 mm) est aussi considéré comme étant aride ($I < 1$), si son humidité relative est de 10 % et sa température de 30 °C. Selon SUCHEL (1988), le climat de Salak est typiquement "soudanien à nuance sèche", avec quatre mois "pluvieux" dont deux mois "très pluvieux".

Les principales variations climatiques dans la plaine méridionale de la cuvette tchadienne sont représentées sur la figure 1.7. Vers l'ouest, les massifs des monts Mandara constituent un écran à la progression saisonnière de la mousson. En se rapprochant de ces massifs, les caractères arides du climat de la région sont atténusés (diminution des températures et de l'évapotranspiration, augmentation des précipitations). Vers le nord, à proximité du lac Tchad, le climat devient nettement plus aride (diminution de la pluviosité moyenne annuelle, augmentation de la variabilité interannuelle des précipitations, allongement de la saison sèche, diminution de l'humidité relative moyenne annuelle et augmentation de l'évapotranspiration). La partie tout à fait septentrionale du Cameroun est ainsi marquée par un climat à tendance sahélienne, appartenant au domaine climatique subaride (SUCHEL, 1988).

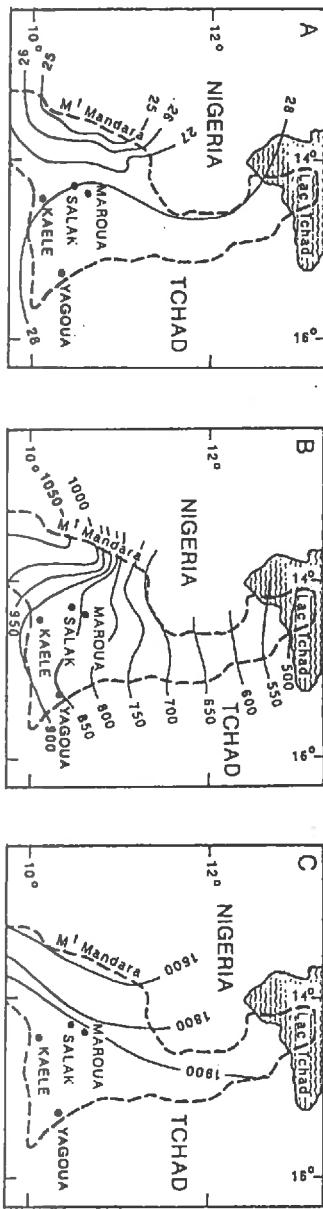


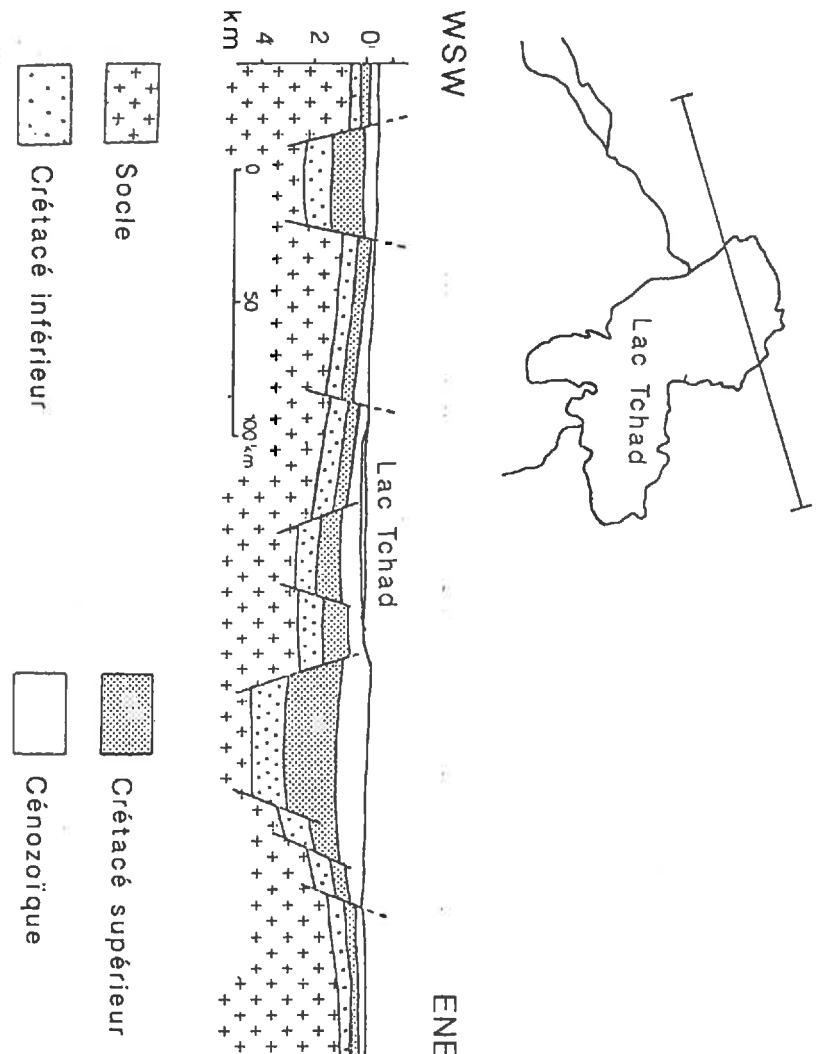
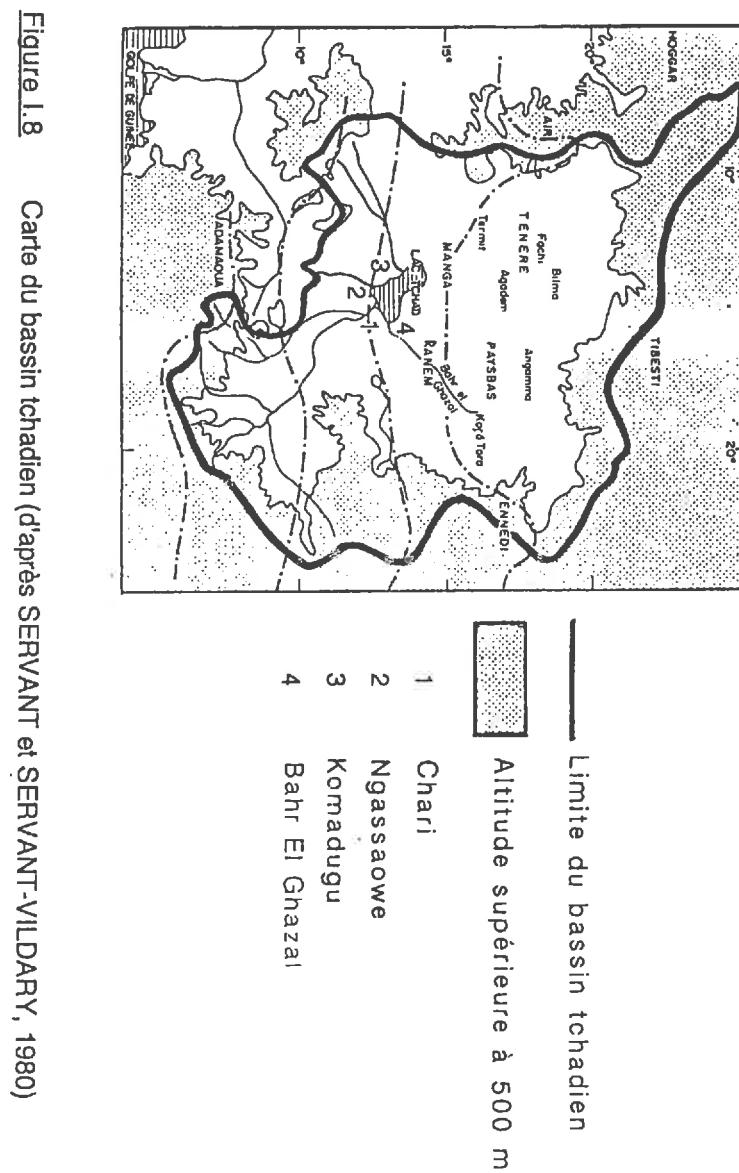
Figure 1.7 Variations géographiques (A) de la température moyenne annuelle (d'après SUCHEL, 1988), (B) de la pluviosité moyenne annuelle (d'après BRABANT et GAVAUD, 1985) et (C) de l'évapotranspiration ETC (TURCI) (d'après JEGADEN-SANTIAGO et SUCHEL, 1990)

3. FORMATIONS GÉOLOGIQUES

Plusieurs synthèses régionales ont concerné la nature, le mode de mise en place et la distribution géographique des formations géologiques de la plaine méridionale de la cuvette tchadienne et de ses bordures (GAZEL *et al.*, 1956 ; DUMORT et PERONNE, 1966 ; NOUGIER, 1979 ; BRABANT et GAVAUD, 1985 ; OLIVRY, 1986). Des travaux en cours de publication apportent des précisions en particulier sur la dynamique tectonique et sur l'âge des matériaux (MORIN, à paraître ; REGNOLLET *et al.*, à paraître).

3.1. Origine et structure de la cuvette tchadienne

Le bassin tchadien forme actuellement une vaste cuvette endoréique (figure 1.8). Dans la plaine méridionale du bassin tchadien, des formations sédimentaires sont en discordance sur un socle précambrien. Ce socle affleure dans la partie sud-ouest de la province de l'extrême nord du Cameroun. Vers le nord, les formations sédimentaires sont de plus en plus épaisse (600 m à Logone-Birni).



Les recherches géophysiques de LOUIS (1970), les travaux géologiques au Niger de POUCLET et DURAND (1984) et la synthèse sur le Nord-Cameroun de MORIN (à paraître) permettent de préciser l'origine et la structure de la cuvette tchadienne. Une coupe au NW du lac Tchad actuel (figure I.9) montre qu'une dynamique tectonique extensive fonctionne depuis le milieu du Mésozoïque. Cette dynamique affectant le socle précambrien est responsable de la formation de profonds grabens continentaux dont le plus important est situé à l'est du lac actuel. En alternance avec des phases tectoniques essentiellement de fracturation et de distension, le remplissage des grabens résulte de dépôts terrigènes du Crétacé inférieur, de dépôts marins du Crétacé supérieur et de dépôts terrigènes cénozoïques. Au Cénozoïque, des sédiments alluviaux se sont déposés dans la cuvette tchadienne sur une épaisseur atteignant localement plusieurs centaines de mètres (BRABANT et GAVAUD, 1985). Au Pliocène, les faciès sédimentaires sont d'abord fluviatiles puis lacustres, ce qui témoignerait d'un fonctionnement devenu endoréique et de l'individualisation du lac Tchad (SERVANT et SERVANT-VILDARY, 1980). Sur la bordure de la cuvette tchadienne, le socle précambrien a été affecté localement par des surélévations, responsables par exemple de la formation du "dôme de Kaélé". La dynamique tectonique est active actuellement, comme en témoignent les manifestations néotectoniques affectant les formations récentes sur les bordures nord-est et sud du lac Tchad (POUCLET et DURAND, 1984 ; MORIN, à paraître).

3.2. Remplissage de la cuvette tchadienne pendant le Quaternaire

Pendant les phases humides du Quaternaire, le remplissage sédimentaire de la cuvette tchadienne s'est produit en relation avec le démantèlement de surfaces d'altération développées dans les massifs des monts Mandara, autour de Kaélé et dans l'Adamaoua (figure I.1). Selon MALEY (1982), les variations paléoclimatiques ont réglé en grande partie la compétence des cours d'eau, le rythme de transgression ou de régression du lac Tchad et le type de sédimentation (fluviatile, fluvio-lacustre, fluviodeltaïque). Plusieurs édifices deltaïques sont ainsi reconnus sur le pourtour du lac actuel (figure I.8) : delta du Chari au sud-est (PIAS, 1967 et 1970 ; DURAND et MATHIEU, 1980 ; REGNOULT et DERUELLE, 1983), delta du Ngassaowe au sud-ouest (WILSON, 1988), delta de la Komadugu à l'ouest (DURAND et al., 1984) et delta du Bahr El Ghazal au nord-est.

Pendant les phases arides, des dépôts ou des remaniements éoliens sont intervenus. Des formations dunaires associées à un vaste erg sont disposées depuis le Ténéré jusqu'au Nord-Cameroun (10° parallèle). Les déplacements éoliens sont encore très actifs surtout en relation avec l'harmattan (BENNETT, 1980 ; TOBIAS et MEGIE, 1981 ; MALEY, 1982 ; MCTAINSH, 1980 ; McTAINSH et WALKER, 1982).

Des travaux récents de DURAND (1982), DURAND et al. (1984), POUCLET et DURAND (1984), après les travaux de SONET (1963), PIAS (1968) et LOUIS (1970) montrent que les variations de sédimentation en termes stratigraphique et paléogéographique sont contrôlées non seulement par des changements paléoclimatiques, mais aussi par des phénomènes néotectoniques. Par exemple, des formations sableuses sont disposées en forme de ridges discontinues allongées sur plusieurs dizaines de kilomètres. Ces ridges sont généralement désignées par le terme de "cordon sableux". Elles sont reconnues au Cameroun, au Niger, au Nigeria et au Tchad, et elles sont assimilées à des dépôts péri-lacustres par TILHO (1925), PIRARD (1967), SCHNEIDER (1967), PIAS (1968), SERVANT (1973), MALEY (1980), BRABANT et GAVAUD (1985). Pour ces auteurs, les ridges marqueraient une limite de transgression du lac Tchad ("paléolac" atteignant la cote de 320 m).

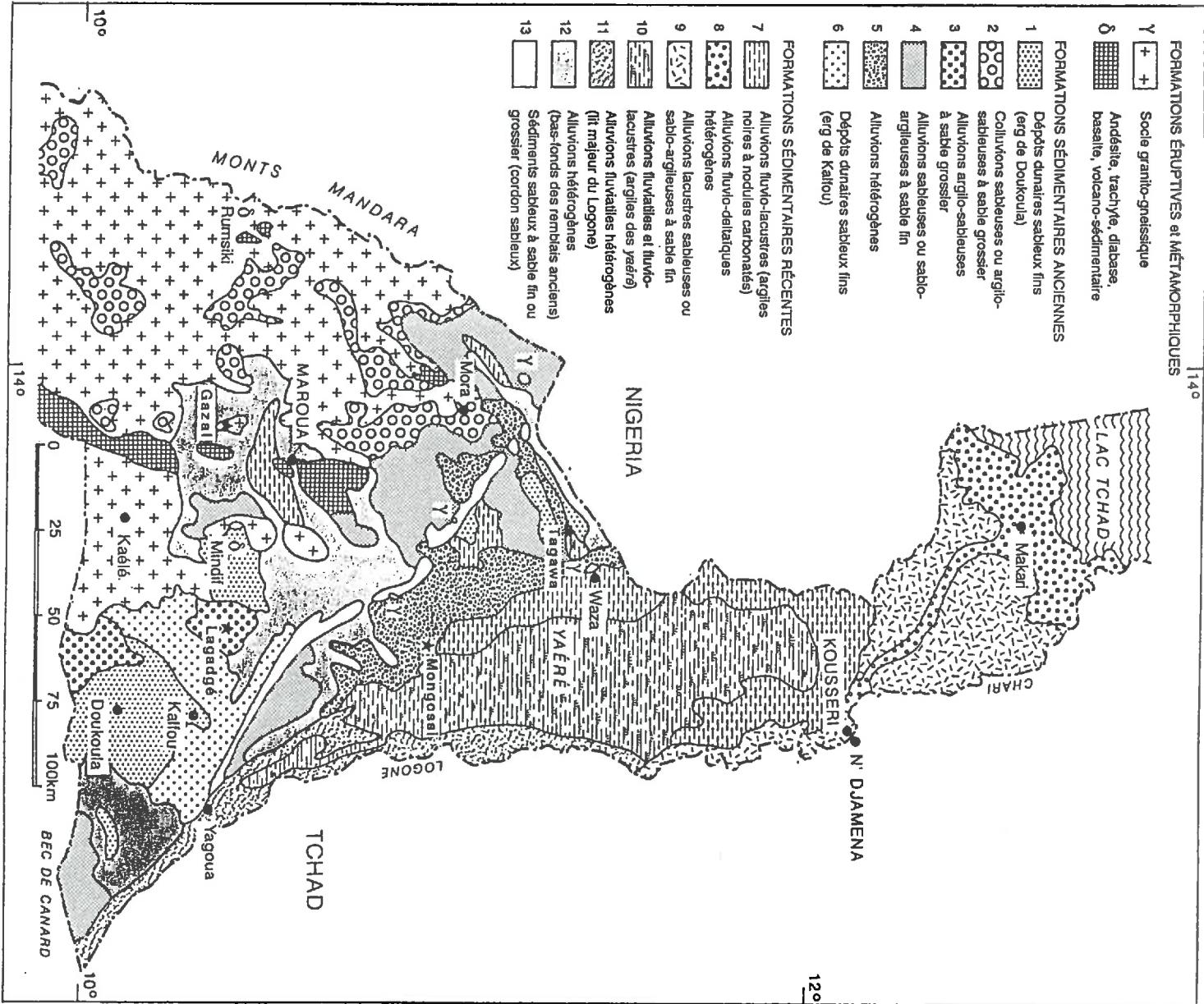


Figure I.10 Carte schématique montrant la distribution des principales formations géologiques (d'après des données de BRABANT et GAVAUD, 1985 ; NJEL, 1986 ; BRABANT, 1991)

Pour DURAND et MATHIEU (1979-1980), DURAND (1982), DURAND *et al.* (1984) puis POUCLLET et DURAND (1984), ces ridges correspondaient à des accidents tectoniques déformant ou remaniant les couvertures récentes et associés à des dépôts éoliens conformes aux directions structurales du socle (LOUIS, 1970 ; DURAND, 1982). Dans l'extrême nord du Cameroun, l'analyse d'image LANDSAT (DERUELLE et REGNOLLT, 1983 ; BEAUVILAIN, 1986 ; MORIN, à paraître) révèle que ces ridges sont effectivement associées à des linéaments d'origine tectonique.

3.3. Distribution géographique des formations géologiques

Les formations se rattachant au socle granito-gneissique sont disposées, avec des formations volcano-sédimentaires, principalement en massif sur les bordures de la cuvette tchadienne et secondairement en inselberg dans la plaine. La limite d'affleurement du socle est une ligne irrégulière, orientée SE-NW, passant au nord-est de Kaélé et à proximité des localités de Maroua et de Mora (figure I.10).

Le socle est rattaché à l'extrémité septentrionale du craton de l'Afrique centrale (FURON et LOMBARD, 1964 ; BESSOLES et TROMPETTE, 1980 ; GOODWIN, 1985). Des formations granito-gneissiques sont prépondérantes ; elles sont d'âge infra-précambrien et elles ont été remobilisées au cours de l'orogène panatricaine (TOTEU *et al.*, 1986). Des formations volcano-sédimentaires prolongent, jusqu'à Maroua, la "ceinture volcano-sédimentaire de Poli" (NJEL, 1986 et GIRESSE, 1990) sous la forme d'une bande allongée orientée nord-sud. Ces dépôts d'âge protérozoïque supérieur se sont mis en place dans des fosses de subsidence intracratonique. Des complexes anorogéniques sont disposés à l'ouest et au nord des monts Mandara (Mindif, Golda-Zuelva, Grea et Waza). Ils sont d'âge paléocène-éocène et correspondent à une ligne de distension crustale (MESTRAUD, 1971 ; LASSEURRE, 1978 ; TEMPIER *et al.*, 1981 ; KAMBOU *et al.*, 1989). Enfin, des formations volcaniques d'âge oligocène-miocène constituent des édifices comme à Rumsiki dans les monts Mandara (GRANT *et al.*, 1972 ; GOUHIER *et al.*, 1974 ; LASSEURRE, 1978 ; BESSOLES et TROMPETTE, 1980).

La stratigraphie et la distribution géographique des sédiments ne sont pas encore connues en détail (DURAND et LANG, 1986). En considérant les matériaux originels des sols, BRABANT et GAVAUD (1985) ont distingué les sédiments en fonction de leur âge relatif, de leur mode de dépôt et de leur localisation. Nous avons retenu les distinctions de BRABANT et GAVAUD (1985), avec les précisions apportées par DURAND et LANG (1986), BRABANT (1991) et MORIN (à paraître). La distribution géographique des sédiments est représentée sur la figure I.10 (description des formations en annexe I).

Les formations sédimentaires de la plaine méridionale de la cuvette tchadienne peuvent être regroupées schématiquement en deux parties (BRABANT et GAVAUD, 1985). D'une part, on discerne des formations argileuses disposées sur la bordure des monts Mandara, dans la région dite du "Bec de Canard" dans l'angle sud-est de la province de l'extrême-nord et dans la grande plaine d'inondation ("yaéré") au nord d'une ligne reliant Yagoua et Waza. D'autre part, on reconnaît des formations sableuses qui sont situées entre les formations argileuses du pourtour des massifs des monts Mandara, le massif de Kaélé, les formations argileuses du "Bec de Canard" et la grande plaine d'inondation.

4. COURS D'EAU ET NAPPES

La ligne de partage des eaux entre le bassin de la Bénoué (affluent du Niger) et le bassin du Tchad est une ligne irrégulière orientée NW-SE à partir de Mokolo vers Kaélé et jusqu'à la frontière tchadienne (figure I.1). Cette ligne constitue la limite méridionale de la plaine du bassin tchadien.

A l'exception des fleuves Logone et Chari, les principaux cours d'eau (*mayo*) prennent leur source dans les massifs cristallins des monts Mandara. Le régime de ces cours d'eau est caractérisé par un écoulement intermittent pendant la saison pluvieuse et par un inféro-flux pendant la saison sèche (LEFEVRE, 1971 ; OLIVRY, 1986). Ces cours d'eau présentent des maximums de crue élevés. Dans la plaine où les pentes sont très faibles (1 à 3 %), les débits sont amortis par infiltration dans la couverture sédimentaire. Quelques cours d'eau parviennent à traverser le "cordon sableux"; ils alimentent avec les débordements du Logone, des inondations dans de grandes zones de bas-fonds ("yaéré"). Ces bas-fonds sont drainées vers le nord, jusqu'au lac Tchad. Depuis 1977, la mise en eau du barrage de Maga (figure I.1) a fortement diminué les apports dans ces zones d'inondation (MORIN, à paraître).

Les principaux aquifères sont les suivants (TILLEMENT, 1970 ; BERNARDI *et al.*, 1985) : aquifères développés au sein des parties altérées ou fragmentées du socle dans les massifs cristallins, aquifères de sous-écoulements associés aux cours d'eau et aquifères alluviaux dans les sédiments de la plaine. Entre les massifs et la plaine, DETAY *et al.* (1991) ont mis en évidence des aquifères "multicouches" et des aquifères "semi-captifs" (dans une zone considérée jusqu'alors comme un "biseau sec").

Dans les alluvions, on distingue les nappes associées aux cours d'eau actuels (nappe de sous-écoulement s'étendant latéralement sur quelques kilomètres de part et d'autre des cours d'eau), les nappes associées aux cours d'eau anciens (nappes d'extension hectométrique à décamétrique et profondes de quelques mètres) et la "nappe généralisée" de la cuvette tchadienne développée sur le socle et présente au nord et à l'est du "cordon sableux" à une profondeur de 20 à 40 m.

5. COUVERTURE VÉGÉTALE

Du point de vue phytogéographique, la plaine méridionale du bassin tchadien au Cameroun appartient au domaine sahélien de la région soudano-zambézienne (WHITE, 1983 et 1986). Les formations végétales dominantes sont des savanes arbustives à épineux, limitées vers le nord par des formations steppiques et vers le sud par des formations de savane arborée (LETOUZEY, 1968, 1979 et 1985 ;

BRABANT et al., 1985). Actuellement, l'organisation phytogéographique est soumise à une dynamique de colonisation par des éléments sahéliens. Cette dynamique qui se développe vers le sud, est caractérisée par l'apparition, puis par la prépondérance des épineux au sein des associations ligneuses.

Cette évolution résulterait d'une augmentation des contraintes climatiques ou édaphiques et du développement de la pression anthropique (GASTON, 1981 ; BRABANT et GAVAUD, 1985 ; CEE, 1988 ; SEGHERI, 1990). L'influence anthropique se marque en général par une diminution qualitative et quantitative des espèces végétales sous l'action des pratiques agricoles ou pastorales. Dans certaines zones, l'influence de l'Homme s'est marquée par d'autres évolutions liées à des pratiques traditionnelles (aménagements de parcs arborés, de lignes arborées défensives...) et plus récemment, à des essais d'agroforesterie (SEIGNOBOS, 1980 et 1982 ; PELTIER, 1988 et 1989 ; EYOG-MATIG, 1989). Dans le Nord-Cameroun, la pression anthropique est maximale dans les régions localisées autour des centres urbains de Maroua et de Garoua. Les seules couvertures végétales "naturelles" seraient situées dans le Sud-Bénoué et dans la plaine de débordement du Logone (BRABANT et GAVAUD, 1985).

6. ÉVOLUTION DE L'OCCUPATION HUMAINE

Les sites archéologiques dans l'extrême nord du Cameroun se présentent, soit comme de faibles concentrations de vestiges consécutives à des occupations peu denses et de courte durée (stratigraphie horizontale), soit comme de fortes concentrations associées par exemple à des tertres (stratigraphie archéologique verticale). Cette différence d'occupation paraît être caractéristique des modes de vie qui subsistent actuellement en milieu rural traditionnel : petites communautés indépendantes et mobiles ou communautés villageoises plus structurées, dont les activités se concentrent autour d'un point fixe (tertre). Les rapports avec le milieu naturel sont bien différents selon ces deux cas. Par exemple, les petites communautés sont installées auprès de cours d'eau, exploitent des nappes superficielles et se déplacent au cours de l'année en fonction des tarissements alors que les communautés villageoises utilisent des mares creusées artificiellement (d'où sont extraits des matériaux pour les constructions en pisé) et disposent de puits profonds.

Dans le Nord-Cameroun, les vestiges paléolithiques connus sont essentiellement des galets aménagés mis au jour par HERVIEU (1969) puis par MARLIAC (1978, 1987 et 1991) ; ce dernier les rattache à l'Acheuléen. Une occupation post-acheuléenne (middle stone age) entre 50 000 et 10 000 B.P. est reconnue par MARLIAC (1987 et 1991). Elle est caractérisée par la technique du discoïde et vraisemblablement par la technique Levallois. Dans l'extrême-nord du Cameroun, des outillages microlithiques ont été découverts dans des coupes du "cordon sableux". Ils sont datés de

9250 à 2000 B.P. et sont rattachés au paléolithique récent ou épipaléolithique (BRABANT et GAVAUD, 1985).

L'histoire de l'occupation néolithique et post-néolithique varie selon les régions. Il convient de considérer, d'une part les bords du lac Tchad et la plaine d'inondation ("yaéré"), et d'autre part la plaine bordant les monts Mandara vers l'est et le sud-est.

Sur les bords du lac Tchad et dans la plaine d'inondation ("yaéré"), des populations néolithiques (late stone age) sont présentes depuis le deuxième millénaire B.C. (LEBEUF, 1969 ; WILLET, 1971 ; RAPP, 1980 ; LEBEUF et al., 1980 ; LEBEUF, 1981 ; CONNAH, 1976, 1981, 1984 et 1985 ; HOLL, 1987 et 1988 a et b). Ces populations auraient utilisé des céramiques, des pierres et des os taillés et assuraient vraisemblablement une partie de leur subsistance par l'agriculture (sorgho) et par l'élevage (taurins). La plupart des vestiges néolithiques ont été découverts à la base de tertres d'origine anthropique ("buttes Sao"). Plus de 400 sites de ce type sont repérés actuellement au Cameroun (LEBEUF, 1969 et 1981 ; DAVID, 1981). L'Âge du fer ferait suite au Néolithique entre 500 B.C. et 1100-1200 A.D. avant une période "islamique" datée entre 1200 et 1900 A.D. (LEBEUF, 1969 et 1981 ; LEBEUF et al., 1980 ; CONNAH, 1981 ; RAPP, 1984 ; HOLL, 1987 et 1991). Actuellement, un tiers des tertres sont encore occupés, les autres ayant été abandonnés vraisemblablement à la suite de razzias ou de rafles d'esclaves (BOUTRAIS, 1984 c ; SEIGNOBOS, à paraître).

Dans la région située sur les bordures des monts Mandara (vers l'est et le sud-est), les sociétés néolithiques seraient apparues plus tardivement vers le début de notre ère (MARLIAC, 1991). En comparaison avec celles des bordures du lac Tchad et de la plaine d'inondation, elles seraient caractérisées par les mêmes traits culturels, avec en plus des gravures rupestres à motif géométrique (MARLIAC, 1973 et 1981). Les ateliers de taille de "roche verte" de la région autour de Maroua sont rattachés au Néolithique final (MARLIAC, 1974, 1982 et 1991 ; QUECHON, 1974 et 1980). Dans cette région, l'Âge du fer s'étendrait essentiellement du V^e-VI^e siècle A.D. au XIII-XV^e siècle A.D. (MARLIAC, 1991). Les sociétés de l'Âge du fer auraient occupé des tertres anthropiques dans les zones de bas-fonds ou sur des terrasses fluviales. L'extinction de ces sociétés au XVI^e siècle A.D., résulterait de chocs culturels, guerriers ou climatiques antérieurement à la conquête peule (XIX^e siècle A.D.).

La province de l'extrême nord du Cameroun présente actuellement une forte densité de population (BOUTRAIS, 1984 c ; SEIGNOBOS, à paraître). La répartition de la population résulte des potentialités édaphiques et climatiques, des ressources hydriques et du "poids de l'Histoire sociale politique et économique" (BOULET et al., 1984 ; PELISSIER, 1985 ; BEAUVILAIN, 1989 ; SEIGNOBOS, à paraître). Les zones fortement peuplées sont celles où de bonnes conditions naturelles ont permis une concentration et une structuration humaine assurant une sécurité, ou celles offrant des conditions de refuge même si les conditions naturelles n'y sont pas *a priori* optimales pour la subsistance (monts Mandara par exemple). Dans la zone faiblement peuplée autour de Kalfou (où se trouve le site d'étude détaillée de Lagadgé), la "capitale du kalifat fulbe du Baguirmi" s'est déplacée plusieurs fois au cours de l'Histoire (BOULET et al., 1984). En l'absence de ville forte et stable, cette zone a connu une faible concentration de population liée davantage aux conditions d'insécurité qu'aux conditions naturelles (SEIGNOBOS, à paraître).

7. CONCLUSION

Dans la plaine méridionale du bassin tchadien (région de Maroua, Nord-Cameroun), le socle granito-gneissique a subi une dynamique tectonique extensive responsable de son approfondissement en grabens qui sont comblés par des matériaux sédimentaires. Actuellement, le socle affleure au sud et au sud-ouest de la plaine. La cuvette tchadienne fonctionne depuis le Pliocène comme un vaste bassin endoréïque où les variations de la sédimentation sont essentiellement dues à des variations climatiques. Depuis 50 000 ans, des périodes arides caractérisées par des dépôts éoliens ont alterné avec des périodes humides caractérisées par des dépôts fluviatiles, fluvio-lacustres ou fluvi-deltaïques. En surface, ces dépôts forment de grands ensembles homogènes sableux ou argileux qui recouvrent des sédiments hétérogènes plus anciens.

L'histoire climatique du dernier millénaire (et en particulier, au cours du XX^e siècle) se caractérise par une alternance de périodes humides et de périodes sèches de courte durée. Il est difficile de déterminer dans quelle mesure la tendance actuelle caractérise une évolution vers une période aride ou humide. Le climat actuel de la région de Maroua est de type soudanien avec de fortes influences sahariennes. Le régime des pluies est responsable d'un écoulement intermittent des cours d'eau avec de forts débits après les précipitations, puis d'un sous-écoulement dès le début de la saison sèche.

Dans le Nord-Cameroun, la formation végétale de savane arbustive est dominante. Elle est soumise à une dynamique de colonisation par des espèces sahéliennes. Pour expliquer cette dynamique progressant vers le sud, il est encore difficile de distinguer le rôle joué par les contraintes climatiques et par la pression anthropique. Les connaissances concernant l'occupation humaine ancienne sont encore fragmentaires, mais l'association fréquente des sites archéologiques à des zones dépourvues de végétation (zones *hardé*) renforce l'hypothèse d'un rôle primordial de l'Homme dans la dégradation du couvert végétal.

LES SOLS À HORIZONS TRÈS COHÉRENTS ASSOCIÉS AUX ZONES HARDE

1. DÉFINITION DU TERME HARDE

Le terme vernaculaire *hardé*, d'origine peule, désigne des zones de pâturage à végétation ligneuse indigente (SEIGNOBOS, 1991). Ces zones présentent des sols improductifs dans le système agronomique traditionnel : "végétation arbustive contractée avec plages nues, érosion aréolaire, surface dure et de couleur claire" (PIAS et BACHELIER, 1952 - cités par GAVAUD, 1971).

Le terme *hardé* est utilisé avec des adjectifs qui caractérisent la nature et les propriétés des terres (VAILLANT, 1956) :

- *hardé ranéré* : jaune ou grisâtre, peu fertile quelles que soient les conditions hydriques ;
- *hardé lopéré* : en mélange avec *lopé* (argiles à fentes de retrait) et dont la mise en culture est possible en aménageant des diguettes qui retiennent l'eau sur les terres non inondées.

Pour VAILLANT (1956), les zones de *hardé* s'opposent aux zones de *karaï*. Le terme *karaï* est en effet associé à "des terres cultivées présentant un bon régime hydrique" (c'est-à-dire, selon VAILLANT, un régime d'inondation saisonnière). Paradoxalement, selon SEIGNOBOS (1991), les termes *hardé* et *karaï* possèdent la même racine étymologique et il s'agirait d'une association de sols caractérisés par des espèces végétales spécifiques.

Dans une synthèse bibliographique, GAVAUD (1971) a montré que le terme générique *hardé* a été associé à différents types de sols selon les auteurs : sols à alcali (PIAS, 1955 ; COMBEAU, 1955), sols argileux compacts (VAILLANT, 1956), sols gris subdésertiques (MARTIN, 1961), sols peu évolués à faciès halomorphes (SIEFFERMANN et MARTIN, 1963), solonetz solodisés (BOCQUIER, 1964 ; MARTIN et SEGALEN, 1966), sols à horizons blanchis à convergence morphologique avec des sols lessivés (BRABANT, 1967) et planosols (GAVAUD, 1968 ; GUIS, 1976). L'utilisation du terme *hardé* pour qualifier des sols est donc très imprécise, surtout si l'on considère que des convergences morphologiques existent entre les différents types de sol énoncés ci-dessus, que des types de sols différents sont juxtaposés à quelques mètres de distance dans une même zone *hardé* (HUMBEL, 1965) et que le caractère actuel de cohésion peut se surimposer à des caractères hérités d'une pédogenèse ancienne, totalement différente de la pédogenèse actuelle (HUMBEL, 1965). Dans notre étude, le terme *hardé* sera utilisé dans son sens primitif relatif à des étendues nues ou à végétation maigre, non cultivables et inhabitées (BRABANT et GAVAUD, 1985) en précisant dans chaque cas les types de sols qui leurs sont associés.

Les sols associés aux zones *hardé* possèdent tous un horizon ou un volume (1) très cohérent, en général massif, peu perméable et qui présente un faible humectage saisonnier. Néanmoins, de nombreux caractères sont spécifiques de chaque zone *hardé* (matériau parental, substrat, granulométrie, minéralogie et ambiance physico-chimique). Schématiquement, nous proposons de distinguer deux principaux types de sols à horizons très cohérents :

- (1) sols à horizons sableux très cohérents,
- (2) sols à horizons argileux très cohérents.

Bien que des cas intermédiaires existent, cette distinction rend compte de constitutions, d'organisations et de fonctionnements très différents. Trois autres types de sols peuvent être identifiés, où la très forte cohésion est d'une extension plus limitée :

- (3) sols à horizons très cohérents superficiels et minces,
- (4) sols à volumes très cohérents façonnés par l'Homme (vestiges de construction en pisé),
- (5) sols à volumes très cohérents façonnés par des termites (nids de *Odontotermes magdalenæ*).

Le type (3) concerne des sols où la très forte cohésion est développée dès la surface du sol et sur quelques centimètres d'épaisseur. Ce type (3) se surimpose parfois au type (1) et au type (2), on observe alors la présence de deux horizons cohérents superposés. Les deux types de sols à volumes très cohérents (4) et (5) présentent des caractères hérités, spécifiques de leur genèse (construction par l'Homme ou par des termites). Ils se développent très localement et sont donc d'une importance secondaire.

Une telle typologie, qui rend compte de grands ensembles de sols, devrait être complétée de façon à distinguer par exemple, les sols présentant des horizons très cohérents rouges (HUMBEL et BARBERY, 1974) et les sols présentant des horizons supérieurs à vers de terre (BRABANT et HUMBEL, 1974).

Nous présenterons les différents types de sols à horizon ou à volume très cohérent en nous appuyant sur nos observations. Puis, nous dégagerons les caractères propres à chaque type en intégrant des données bibliographiques.

2. SOLS À HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS

Nous présenterons deux exemples dans un contexte fortement anthropisé (sol de Gazal développé à partir du socle et sol de Mongossi développé à partir de sédiments), puis un exemple dans un contexte faiblement anthropisé (sol de Lagadgé développé à partir de sédiments).

(1) la distinction entre horizon et volume repose essentiellement sur un critère de dimension (volume : extension décimétrique et infra-décimétrique, horizon : extension latérale métrique à décamétrique).

2.1. Exemple du hardé de Gazal

Le site de Gazal (latitude : $10^{\circ} 22' 30''$ N, longitude : $14^{\circ} 12'$ E, altitude : 460 m) est localisé à 25 km au sud-sud-ouest de Maroua (figure I.10). La zone *hardé*, qui borde la colline granito-gneissique de Gazal s'étend sur une largeur de 100 à 200 m en bas de versant. Cette zone *hardé* présente une surface plane à microrelief en "marche d'escalier" (érosion en nappe), à couverture herbacée peu dense et à groupes isolés d'arbustes (*Lannea humilis*). Nos observations portent sur une séquence longue de 220 m, qui recoupe la zone *hardé*, et où trois fosses A, B et C ont été étudiées (figure II.1).

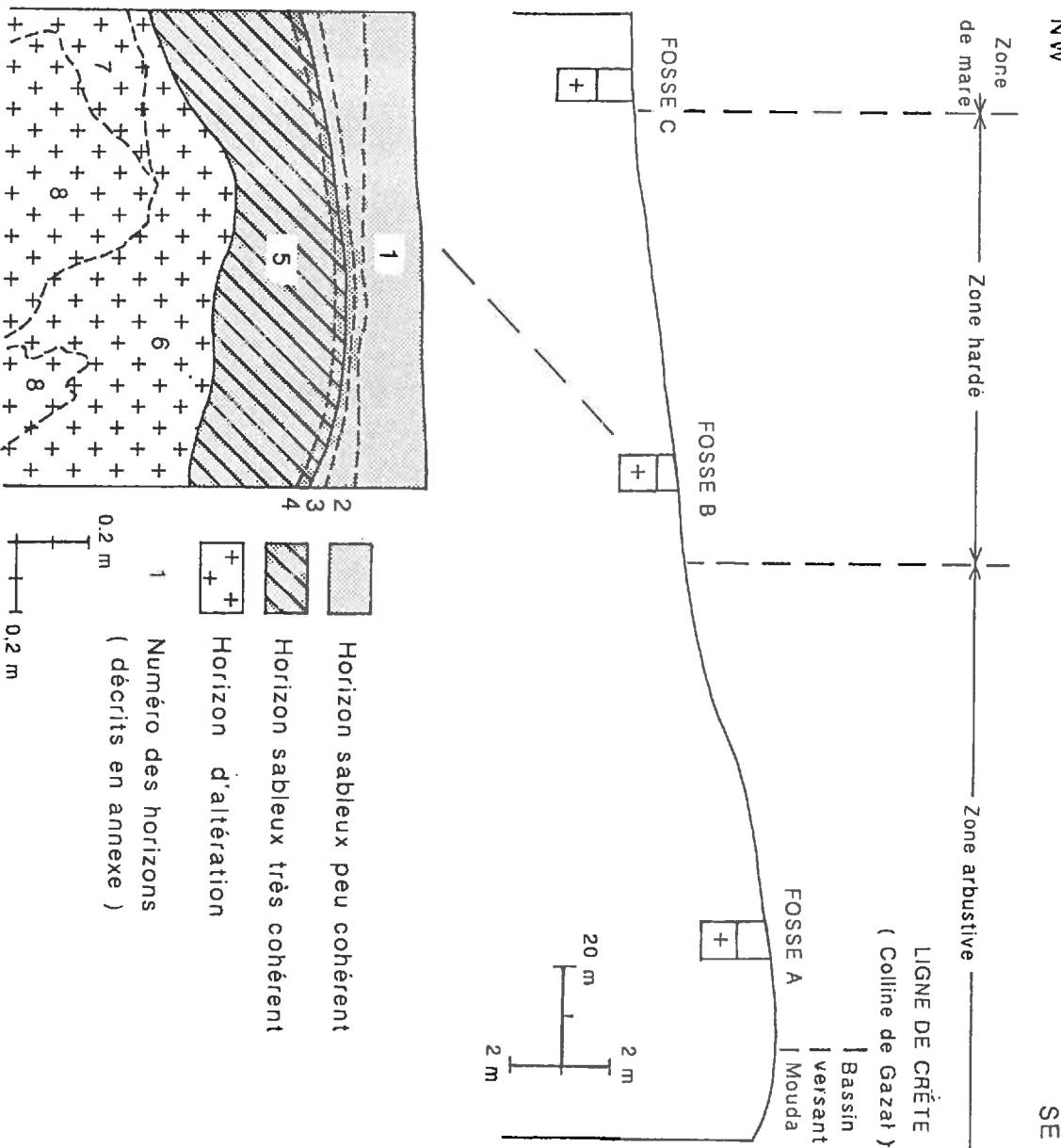
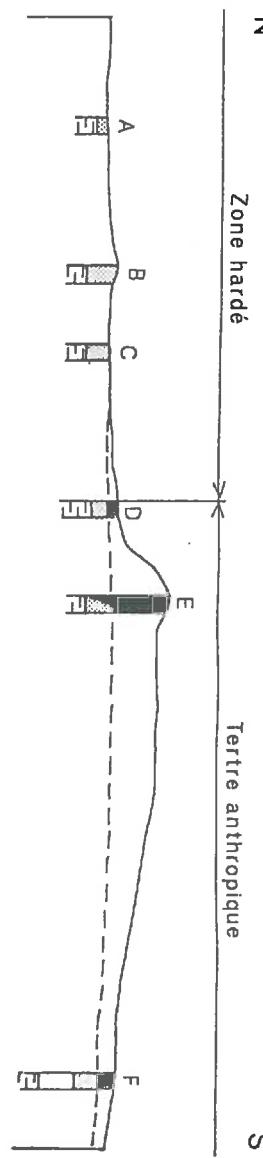


Figure II.1 Sol à horizons sableux très cohérents développés directement à partir du socle.
Exemple du hardé de Gazal (fosse B)



LEGENDE DES MATERIAUX

	Matiériaux d'apport anthropique
	Sédiment sableux fin
	Sédiment sableux - graveleux
	Sédiment argileux

— — — Surface du sol avant l'implantation humaine

FOSSE C

LEGENDE DES HORIZONS

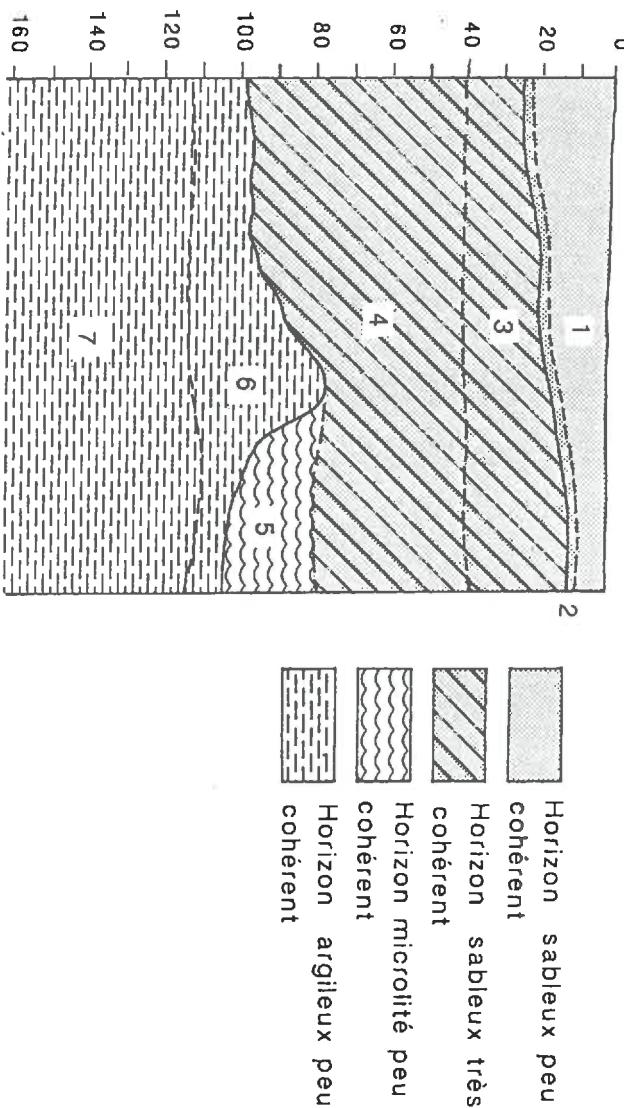


Figure II.2 Sol à horizons sableux très cohérents développés à partir de sédiments. Exemple du hardé de Mongossi (fosse C)

La partie amont du versant de la colline de Gazal est associée à des sols ferrugineux tropicaux à concrétions ferrugineuses (fosse A). Ces sols présentent localement des résidus de cuirasse (MARTIN, 1963). Au sommet de la colline, on observe localement à la surface du sol un épierrage, un aplatissement et des concentrations de tessons de céramique et de pierres taillées. De tels indices témoignent d'une occupation humaine ancienne sur le sommet de la colline. Vers l'aval du versant, des sols argileux à caractères vertiques ou hydromorphes sont observés (fosse C). Ils sont entaillés localement par des ravines profondes de plus d'un mètre.

Dans la fosse B localisée à mi-versant, c'est-à-dire vers l'amont de la zone *hardé* (figure II.1), le sol présente successivement : des horizons sableux peu cohérents (épais de 20 à 30 cm, à sable fin ou grossier), des horizons sableux très cohérents (épais de 20 à 40 cm, à sable fin ou grossier) et des horizons d'altération. La description détaillée des horizons est présentée en annexe II. La limite entre les horizons sableux peu cohérents et les horizons sableux très cohérents apparaît comme une discontinuité très nette de cohésion, de teinte et de structure. Le caractère de très forte cohésion est accentué par l'absence de porosité structurale.

Le sol à horizons sableux très cohérents du *hardé* de Gazal appartient à une mosaïque décamétrique à planosols et solonetz développés sur le socle. Sur les séquences régionales, ce sol est localisé en position intermédiaire entre des sols ferrugineux à résidus de cuirasse vers l'amont et des sols argileux hydromorphes ou vertiques vers l'aval (BRABANT et GAVAUD, 1985).

2.2. Exemple du *hardé* de Mongossi

Le site de Mongossi (latitude : $10^{\circ} 57' N$, longitude : $14^{\circ} 47' E$, altitude : 309 m) est localisé à 60 km au nord-est de Maroua (figure I.10). La zone *hardé* est située à proximité d'un tertre d'origine anthropique dont l'édification résulte d'une succession de phases de construction en pisé et de phases de destruction ou d'abandon (LAMOTTE et MARLIAC, 1991). Notre étude du site concerne une séquence nord-sud passant par le tertre et par la zone *hardé*, qui le borde vers le nord-est (figure II.2). Au total, 6 fosses ont été étudiées : dans la zone *hardé* (fosses A, B et C), sur les versants du tertre (fosses D et F) et au sommet du tertre (fosse E).

Le tertre de 150 m de diamètre environ et de 3 m de hauteur au maximum présente un contour arrondi, allongé dans l'axe NE-SW. À l'exception de quelques épineux, sa surface est nue. Elle est jonchée de nombreux tessons de céramique, scories de fer et débris lithiques granito-gneissiques. Les résultats des travaux archéologiques de MARLIAC (1991) permettent de dater le peuplement du tertre du V-VI^e au XVe siècle A.D. Le tertre domine un paysage de plaine, où les sables et argiles fluvio-lacustres des alluvions anciennes et récentes constituent le remblai de la cuvette tchadienne. Sur ces matériaux et substrats sédimentaires, différents types de sols se juxtaposent tels que planosols, sols salsodiques et vertisols (BARBERY et GAVAUD, 1980).

Les sols de la zone *hardé* sont développés au sein d'un sédiment sableux fin qui est superposé à un sédiment argileux apparaissant à 1 m de profondeur (figure II.2). La discontinuité très nette entre les deux sédiments est soulignée par la présence d'un dépôt microlitique interstratifié (crottes à la surface du sédiment argileux avant le recouvrement sableux). La fosse C montre une succession verticale d'horizons sableux peu cohérents et sableux très cohérents (différenciés au sein du sédiment sableux fin), puis d'horizons argileux sous-jacents (différenciés au sein du sédiment argileux). La description détaillée de ces horizons est présentée en annexe II. Comme à Gazal, la limite entre les horizons sableux peu cohérents et sableux très cohérents est une discontinuité très nette de cohésion, de teinte et de structure. A Mongossi, les horizons à forte cohésion sont développés sur une épaisseur de 0,75 m au sein d'un matériau sableux fin. Dans ces horizons, la présence de tesson assez nombreux jusqu'à 0,8 m de profondeur pose le problème de l'origine du matériau sableux et suggère que le développement de la forte cohésion est postérieure au moins à la première occupation humaine du site.

2.3. Exemple du *hardé* Lagadgé

Le *hardé* Lagadgé (longitude : 14° 43' E, latitude : 10° 25' N, altitude : 337 m) est situé à 50 km à l'est-sud-est de Maroua (figure I.10). La zone *hardé* se présente comme une grande étendue nue ou à végétation herbacée saisonnière et peu dense, avec localement de petits bosquets à végétation ligneuse. Cette zone est plane et subhorizontale ; de faibles variations de modélisé sont associées à des mares, à des termitières ou à des limites d'érosion. Les sols sont développés à partir des dépôts dunaires sableux et des alluvions argilo-sableuses des sédiments anciens (figure I.10).

Dans la zone *hardé* à végétation herbacée, l'étude d'une fosse montre, de haut en bas, des horizons peu cohérents (sablonneux à sable fin épais de 35 cm) et des horizons très cohérents (sablonneux à sable fin épais de 70 cm, sablo-argileux à argilo-sableux à sable fin épais de 30 cm, puis argilo-sableux à sable grossier épais de 5 cm) (1). Les horizons peu cohérents présentent une faible différenciation et la limite avec les horizons très cohérents est très nette (sur 1 mm). Dans les horizons très cohérents, les différenciations sont également faibles (elles concernent des différences de granulométrie et la présence ou l'absence de nodules ferrugineux et de pseudomycéliums carbonatés vers la base des horizons).

(1) La description des horizons est présentée dans les chapitres IV et V concernant l'étude du *hardé* Lagadgé.

Selon SIEFFERMANN (1963), les sols du *hardé* Lagadgé sont caractérisés par une très forte cohésion et une très faible porosité (due en particulier à l'absence de fentes). La présence de pseudomycéliums carbonatés en profondeur s'expliquerait par l'existence d'une nappe.

2.4. Caractères généraux des sols à horizons sableux très cohérents

La place des sols à horizons sableux très cohérents dans les séquences régionales a été décrite dans la synthèse de BRABANT et GAVAUD (1985). Ces sols s'étendent dans le Nord-Cameroun depuis le lac Tchad jusqu'à la région de Garoua (latitude $\approx 9^{\circ} 15'$ N). D'après BRABANT et HUMBEL (1974), les plus méridionaux sont observés de manière très localisée autour de Poli (latitude $\approx 8^{\circ} 30'$ N).

Ces sols montrent en général (comme à Gazal, Mongossi et Lagadgé) la succession, de haut en bas, d'horizons peu cohérents et d'horizons très cohérents. Sous les horizons très cohérents, des horizons inférieurs peuvent être développés, soit à partir du même matériau que les horizons peu cohérents et très cohérents (comme à Gazal), soit à partir d'un matériau différent (comme à Mongossi). Ces horizons inférieurs présentent des caractères d'altération des minéraux primaires et des concentrations ferrugineuses ou carbonatées. Les sols à horizons sableux très cohérents appartiennent à ce que BRABANT et GAVAUD (1985) considèrent comme "les terres comportant une couche sableuse de moins de 100 cm d'épaisseur sur une couche argilo-sableuse à sablo-argileuse de couleur grise, c'est-à-dire sans hydroxyde de fer associé à l'argile". Le caractère de cohésion est permanent au cours de l'année. Les densités apparentes sont de 1,4 à 1,5 dans les horizons peu cohérents et de 1,6 à 1,8 dans les horizons très cohérents (HUMBEL, 1970 ; GUIS, 1973 et 1976). Au cours de l'année, la teneur en eau volumique des horizons peu cohérents varie fortement : 2 % en saison sèche et 20 % en saison humide. En revanche, dans les horizons très cohérents la teneur en eau varie faiblement de 12 à 15 %. Les données de HUMBEL (1972) traduisent de fortes différences de fonctionnement hydrique entre les horizons peu cohérents et les horizons très cohérents. Ces différences de fonctionnement résultent de différences de perméabilité ainsi que l'ont montré GUIS (1973 et 1976) et TOBIAS et VANPRAET (1982).

Si les caractères qui viennent d'être décrits sont généraux aux sols à horizons sableux très cohérents, de nombreuses différences sont aussi observées en ce qui concerne l'origine des matériaux, la granulométrie, la structure, les concentrations ferrugineuses ou carbonatées et la localisation des horizons très cohérents.

- Les matériaux résultent soit directement de l'altération du socle, soit de dépôts de type alluvial, colluvial ou éolian.

• La granulométrie est caractérisée par la présence de sable fin ou grossier, et parfois par la présence de gravier ou de cailloux. Les horizons très cohérents (sablo-limoneux, sablo-argileux ou argilo-sableux) sont toujours plus argileux que les horizons peu cohérents. Cependant, la différence de teneur en argile entre les deux types d'horizon est de 10 à 25 %.

- La structure est soit massive, soit prismatique large (30 à 50 cm), soit encore en colonnettes.

• Des concentrations ferrugineuses, (nODULES ou concréTIONS centimétriques) et des concentrations carbonatées (nodules centimétriques ou pseudomycéliums millimétriques) sont présents dans certains horizons très cohérents, et plus rarement dans des horizons peu cohérents.

• La localisation des horizons très cohérents, à 0,5 m de profondeur, en position médiane dans la succession verticale des horizons est générale. Des horizons très cohérents sont présents dès la surface du sol dans des zones où une érosion très active a décapé les horizons peu cohérents. Localement, des horizons peu cohérents sont intercalés entre plusieurs horizons très cohérents superposés (BRABANT, 1967).

Concernant le fonctionnement hydrique, des différences sont aussi enregistrées. Certains sols montrent l'existence de nappes temporaires à la base des horizons sableux peu cohérents (BRABANT, 1967 ; GAVAUD et al., 1976 ; BRABANT et GAVAUD, 1985 ; BRABANT, 1991). A ce propos, HUMBEL (1969) a observé expérimentalement, à la suite d'une infiltration forcée, la possibilité de circulation latérale d'eau dans les horizons peu cohérents situés au-dessus des horizons très cohérents.

La très forte cohésion des horizons est généralement expliquée par une forte teneur en sodium échangeable. Or, différents travaux effectués dans l'extrême nord du Cameroun ont montré que l'évolution vers une très forte cohésion, la tendance à la "dispersion" de la fraction argileuse et la présence de taux élevés de sodium échangeable ne sont pas systématiquement des caractères liés (SIEFFERMANN et VALLERIE, 1963 ; HUMBEL, 1965).

Dans le Nord-Cameroun, BRABANT (1967 et 1968) a montré l'absence de relation univoque entre l'observation morphologique (présence d'un horizon "très compact") et l'analyse chimique (présence d'une forte teneur en sodium échangeable). MARTIN (1969 a et b) a reconnu que l'appellation de sols halomorphes a reposé sur des caractères morphologiques et que certains sols présentant une faible teneur en sodium échangeable ont été classés, soit en solonetz solodisés, soit en "sols hydromorphes à pseudo-gley lessivés". La convergence morphologique entre des sols à forte ou à faible teneur en sodium a aussi été remarquée par PAQUET (1970). Enfin, GUIS (1976) a confirmé que les sols à horizons très cohérents ne possèdent pas systématiquement une forte teneur en sodium échangeable et a finalement conclu que si "certains de ces sols sont de véritables sols halomorphes (solonetz solodisés), d'autres plus rares sont formés par recouvrement sableux d'un matériau argileux, et d'autres enfin seraient hydromorphes ou lessivés. La majorité d'entre eux subissent actuellement une pédogénèse planosolique."

3. SOLS À HORIZONS ARGILEUX TRÈS COHÉRENTS

3.1. Exemple du *hardé* de Tagawa

Le site de Tagawa (latitude : 11° 20' N, longitude : 14° 27' E, altitude : 305 m) est situé à 80 km au nord de Maroua (figure I.10). Les sols sont développés au sein des alluvions récentes fluviatiles ou fluvio-lacustres (§ I.3.3) qui constituent la plaine de décantation argileuse (MARTIN, 1961 ; BRABANT et GAVAUD, 1985). La séquence étudiée est orientée nord-sud sur une étendue plane à pente régulière de 6 % vers le nord (figure II.3). Sur cette séquence, trois types de zones se succèdent du nord au sud : zone de savane à épineux (*Acacia seyal*), zone de *karal* et zone *hardé*. Nos observations portent sur quatre fosses A, B, C et D (description détaillée des sols en annexe II).

La zone de savane à *Acacia seyal* est associée à un sol argileux vertique (fosse A, figure II.3) qui présente trois niveaux de structure : une structure prismatique large et deux sous-structures emboîtées (soit cubique et polyédrique, soit en plaquettes obliques). Ce sol est caractérisé par une forte porosité structurale : trois réseaux polygonaux de fentes ouvertes de 2 à 8 cm, de 1 cm et de 0,5 mm correspondent respectivement à chaque niveau de structure. Les horizons sont uniformément argileux et gris foncé. La distinction des horizons est basée sur des différences de structure et sur la présence en profondeur de nodules carbonatés.

Dans la zone de *karal*, comme dans la zone à *Acacia seyal*, la surface du sol est irrégulière. Le sol polygonaux de fentes sont observés. Néanmoins, les plus grandes fentes (ouvertes de 5 cm) sont presque totalement combées par de petits agrégats argileux et par des fragments de paille. Une fine pellicule poudreuse de sable fin apparaît en continu à la surface du sol. Finalement, le sol de la zone de *karal* présente une morphologie semblable à celle du sol de la zone de savane à *Acacia seyal*. Cependant, la structure prismatique paraît moins développée, les fentes sont moins ouvertes et moins profondes (40 cm au maximum). En se rapprochant de la zone *hardé* (fosse C, figure II.3), la surface du sol devient régulière, la porosité structurale diminue et les fentes interprismes atteignent au maximum 30 cm de profondeur.

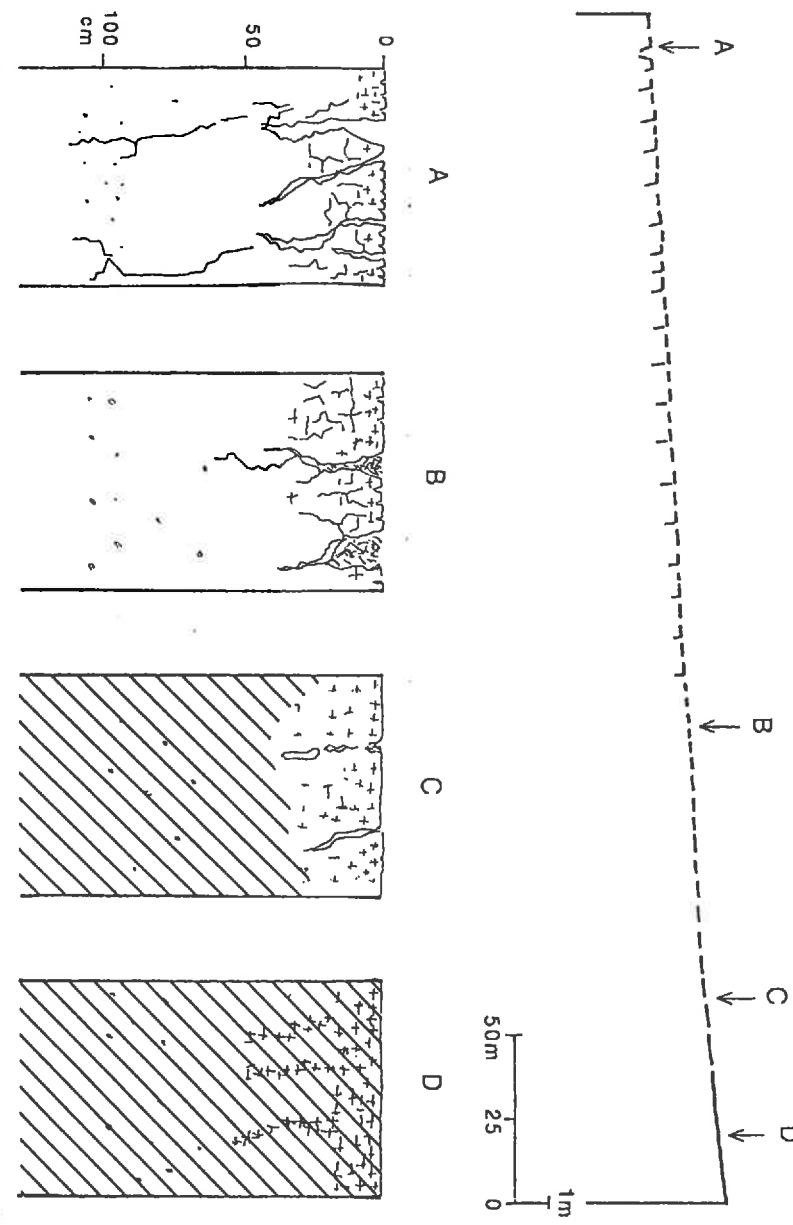
Dans la zone *hardé* (fosse D, figure II.3), la surface du sol est lisse et continue. Les horizons sont argileux et présentent une très forte cohésion. La structure apparaît massive. En fait, de haut en bas, on distingue faiblement une structure polyédrique (sur 15 cm) et une structure prismatique et polyédrique (sur 55 cm). Ces structures sont peu développées et la porosité structurale est très faible comparée à celle des autres sols de la séquence. La distinction des horizons est basée sur ces faibles différences de structure et sur la présence en profondeur de nodules carbonatés.

La séquence de Tagawa montre un exemple de sols argileux très cohérents (*hardé*) associés dans le paysage à des vertisols cultivés depuis plusieurs années (*karal*) et à des vertisols en cours de défrichement (savane à épineux). Selon les témoignages oraux que nous avons recueillis dans les villages voisins, la zone *hardé* de Tagawa a été cultivée pendant plusieurs décennies selon la technique du

N

S

savane à épineux →/← karal →/← hardé



Horizon argileux peu cohérent



Horizon argileux très cohérent

Figure II.3 Séquence de Tagawa associant latéralement un vertisol (savane à épineux), un vertisol cultivé (*karal*) et un sol à horizons argileux très cohérents (*hardé* anciennement cultivé)

muskuari (sorgho repiqué en période de décrue). Le développement de la zone *hardé* après la mise en culture est associé à une diminution de la rugosité à la surface du sol et à une disparition de la structure prismatique. Dans les vertisols sous savane à *Acacia seyal*, la porosité structurale en fin de saison sèche est très forte et la réhumectation du sol en période pluvieuse se produit préférentiellement par l'intermédiaire de grandes fentes verticales. À l'opposé, dans la zone *hardé*, l'absence de porosité structurale et de rugosité à la surface du sol est à l'origine d'une réhumectation uniquement superficielle et d'un ruissellement important durant la saison des pluies.

3.2. Caractères généraux des sols à horizons argileux très cohérents

L'existence de sols argileux à forte cohésion a été reconnue très tôt (COMBEAU et al., 1954 ; CURTIS, 1954; CURTIS et al., 1954; CURTIS et MARTIN, 1957) et l'hypothèse de leur formation à partir de vertisols mis en culture a été émise par MARTIN (1961). Par ailleurs, comme pour les sols à horizons sableux très cohérents, il a été montré que des sols argileux massifs et à forte cohésion ne présentent pas systématiquement une forte teneur en sodium échangeable (HUMBEL et BARBERY, 1974 ; BARBERY et GAVAUD, 1980). Selon BRABANT et GAVAUD (1985), des modifications du régime hydrique à la surface des sols argileux, en particulier à la suite d'une mise en culture, conduiraient à une dégradation de la structure et à une diminution des propriétés d'infiltration, aggravées ponctuellement par une alcalinisation en profondeur.

Des essais de réhabilitation ont montré que la profondeur maximale d'infiltration est fortement augmentée à la suite d'un labour et de l'édification de diguettes. "Toutefois, la remontée des disponibilités en eau acquise au bout de deux années est relativement faible ; elle ne pourrait que difficilement permettre une mise en culture des sols" (MASSE, 1992).

Une séquence à sols fersiallitiques et vertisols a été étudiée sur le bassin versant de Mouda (CEE, 1988). Sur ce bassin versant, situé non loin de Gazal (figure I.10), se succèdent en particulier une zone de savane à épineux, une zone cultivée (*kara*) et une zone *hardé*. Plusieurs synthèses de travaux ont permis de caractériser la morphologie et le fonctionnement hydrique des sols (PONTANIER et al., 1984 ; PONTANIER et al., 1986 ; THEBE, 1987 ; SEGHIERI, 1990 ; SEINY-BOUKAR, 1990 ; MASSE, 1992). Les sols de la zone *hardé* de Mouda présentent des caractères morphologiques proches de ceux qui sont observés dans les sols de la zone *hardé* de Tagawa : absence ou faible développement de la structure prismatique et présence de croûtes superficielles sur une surface régulière. Néanmoins, les sols du *hardé* de Mouda sont développés dans une zone de transition entre un substrat granito-gneissique et un substrat basique et ils présentent des caractères particuliers qui tiennent à une moindre cohésion, à la présence de nombreux indices anthropiques à la surface du sol et à une érosion hydrique nettement plus aggressive.

D'après SEINY-BOUKAR (1990), la teneur en eau volumique des vertisols de Mouda sous savane à épineux varie fortement au cours de l'année (entre 9 et 35 % à 20 cm de profondeur où les valeurs sont maximales) et la variation saisonnière de la teneur en eau est enregistrée jusqu'à 70 cm de profondeur. Dans les vertisols à structure dégradée de la zone *hardé* de Mouda, la teneur en eau volumique varie faiblement au cours de l'année (entre 7 et 13 % à 20 cm de profondeur où les valeurs sont maximales) et la variation saisonnière de la teneur en eau ne concerne que les quarante premiers centimètres.

Les sols argileux qui sont concernés par la dégradation structurale appartiendraient à deux types de séquences régionales. Il s'agit des séquences à sols ferrugineux tropicaux, sols lessivés, planosols, solonetz solodisés, vertisols et sols hydromorphes, et des séquences à sols fersiallitiques et vertisols

(BRABANT et GAVAUD, 1985). Les vertisols qui présenteraient un fort potentiel de dégradation structurale sont développés à partir d'alluvions anciennes, à partir d'argilites ou de marnes, et à partir de roches cristallines acides ou alcalines (BRABANT, 1987). Ces vertisols représenteraient la moitié des vertisols du Nord-Cameroun, qui totalisent 12 % de l'ensemble des terres. Nos observations sur la séquence de Tagawa montrent que les vertisols développés à partir d'alluvions récentes sont également susceptibles de connaître une dégradation structurale et d'évoluer en sols argileux à très forte cohésion.

4. SOLS À HORIZONS TRÈS COHÉRENTS SUPERFICIELS ET MINCES

Dans de grandes zones nues, la présence d'un horizon très cohérent et / ou très compact est fréquemment observée dès la surface du sol. Cet horizon, qui est épais de 10 à 20 cm et qui est associé à tous les types de sol, se rencontre dans certaines zones cultivées, dans les espaces de circulation d'animaux tels que les pourtours de mares (TOBIAS et VANPRAET, 1982) et dans certaines zones de village. Son développement est dû à un tassement consécutif à des piétinements anciens ou actuels. Sa faible épaisseur permet d'éviter toute confusion, soit avec des horizons sableux très cohérents (§ II.2) affleurant à la surface du sol après un décapage par l'érosion des horizons sableux peu cohérents sus-jacents, soit avec des horizons argileux très cohérents (§ II.3).

5. SOLS À VOLUMES TRÈS COHÉRENTS FAÇONNÉS PAR L'HOMME

Dans les sols du tertre de Mongossi (§ II.2.2), un matériau d'apport anthropique est disposé au-dessus d'un sédiment sableux fin, qui est lui-même superposé à un sédiment argileux (figures II.2 et II.4). La stratigraphie archéologique du terre (fosse E, figure II.4) montre une imbrication de volumes à forte cohésion, de volumes grumeleux et de volumes microlités. Ces différents volumes sont recoupés par des galeries (faune) et par des fosses (sépulture). La description détaillée de cette stratigraphie est présentée en annexe II. Excepté l'horizon superficiel (dont la cohésion est liée à des circulations de bétail), les volumes à très forte cohésion, argilo-sableux à argileux et incluant des tessons de céramique et des charbons de bois sont interprétés comme des vestiges de construction en pisé. Ces volumes à très forte cohésion sont, soit de forme anguleuse, de 30 à 50 cm de large et de 50 cm de haut au maximum (base de construction *in situ* présentant ou non des formes de briques crues), soit de forme arrondie de quelques centimètres de diamètre (fragments résultant de remaniements ou de destructions de construction en pisé). La pratique des constructions en pisé suppose de disposer de quantité importante de sable,

d'argile et d'eau. De telles conditions sont réunies sur les bords du lac Tchad et dans la plaine d'inondation (*yaéré*) où de nombreux tertres ont été édifiés à la suite de cycles de construction en pisé, puis de destruction. L'étude du terre de Mongossi montre que les vestiges de construction en pisé sont peu étendus, fragmentés et de cohésion variable.

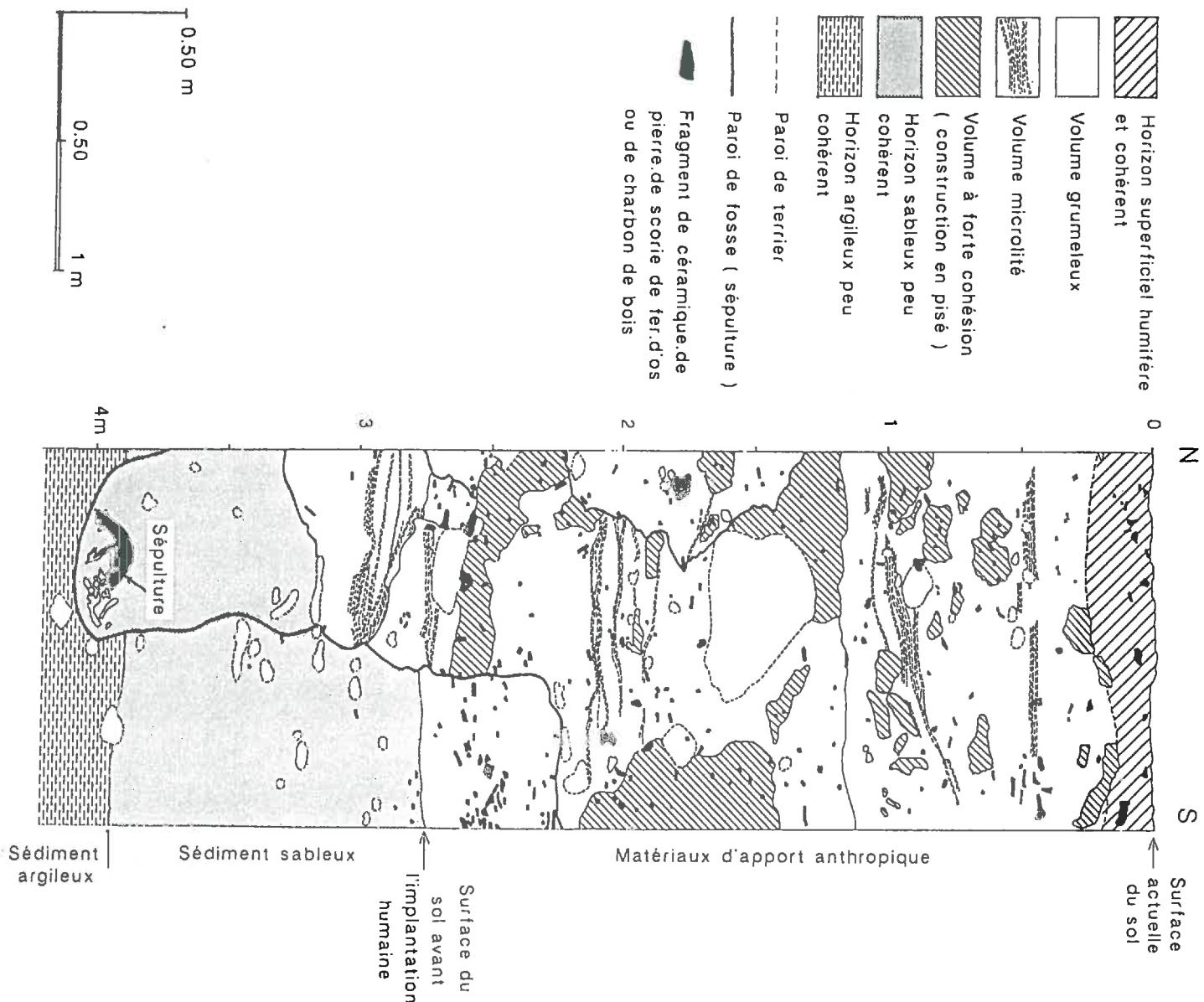


Figure II.4 Sol à volumes très cohérents façonnés par l'Homme (vestiges de constructions en pisé). Exemple du terre anthropique de Mongossi (localisation de la fosse E sur la figure II.2)

6. SOLS À VOLUMES TRÈS COHÉRENTS FAÇONNÉS PAR DES TERMITES

Sur le *hardé Lagadgé* (§ II.2.3), on observe localement des termittières dont la partie épigée présente des cheminées verticales de 1 à 2 m de haut (10 cm de diamètre) avec un glacis périphérique jusqu'à une distance de 0,5 à 3 m par rapport au centre de la termittière (figure II.5).

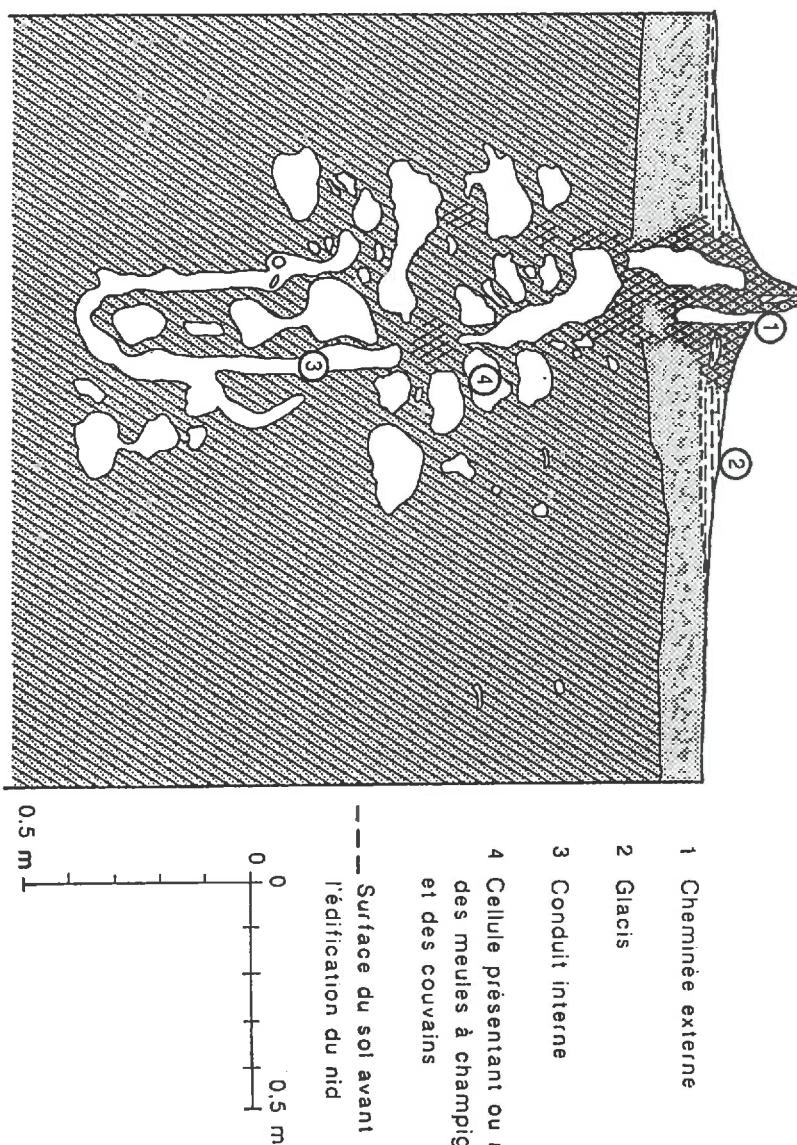


Figure II.5. Sol à volumes très cohérents façonnés par des termites (*Odontotermes magdalena*).

Ces termittières sont des nids de *Odontotermes magdalena*, semblables à ceux décrits par GRASSE et NOIROT (1950) et GRASSE (1984). Les cheminées et leur glacis sont totalement dépourvus de végétation, comme HUMBEL (1965) l'a observé sur un *hardé* de la région de Maroua.

Les cheminées sont constituées d'un assemblage très cohérent de boulettes (1 mm) sablo-argileuses et incluant des brins de paille. Ces cheminées sont des constructions qui ont été élaborées par les termites en agglomérant des boulettes à l'état humide et qui ont acquis une très forte cohésion après le séchage. La partie hypogée du nid (figure II.5) est formée de différentes cavités parmi lesquelles on distingue : (1) des conduits cylindriques de 5 cm de diamètre qui sont

connectés aux cheminées externes, (2) des cellules dont les parois sont recouvertes d'un enduit de boulettes agglomérées et qui sont remplies ou non par des meules à champignons ou par des couvains et (3) de nombreuses galeries de 2 mm de diamètre.

Le sol non perturbé par la termière (figure II.5) présente des horizons sableux peu cohérents épais de 15 cm superposés à des horizons sableux très cohérents. En fait, les cavités de la partie hypogée du nid ont été creusées par les termites principalement dans les horizons sableux très cohérents. D'une manière générale, la figure II.5 montre que les creusements et les constructions des termites sont discordants par rapport aux horizons peu cohérents et très cohérents. Le glacis périphérique présente une succession de microhorizons sableux ou limono-argileux. Ces microhorizons (épais de 1 mm) se sont déposés à la suite de l'érosion des cheminées et ils ont recouvert les horizons sableux peu cohérents du sol initial (figure II.5).

Nos observations montrent que les volumes très cohérents des termières sont localisés principalement dans la partie épigée des nids (cheminées). Ces volumes sont caractérisés par un assemblage très compact de boulettes (fabriquées et agglomérées par les termites). Les horizons sableux très cohérents du sol, qui ne présentent pas d'assemblage de boulette, ne résultent donc pas de construction élaborées par les termites, à moins d'envisager une transformation faisant disparaître la structure en boulette (GARNIER-SILLAM et al., 1985 ; ESCHENBRENNER, 1988). Pour BRUNEAU DE MIRE (1975), l'érosion des termitières conduit à la formation de glacis stériles dont l'extension et la coalescence seraient responsables de la genèse des zones hardé. De notre point de vue, la stérilité provoquée par l'activité des termites est ponctuelle et non durable. Comme l'a suggéré CLOS-ARCEDUC (1956), l'érosion des volumes très cohérents façonnés par les termites provoque la formation d'un glacis microlité et peu perméable au-dessus du sol initial. La présence de ce glacis réduit l'infiltration de l'eau autour de la termitière, mais la formation de ce glacis n'est pas responsable de la genèse des horizons très cohérents qui sont observés de façon générale. L'absence de végétation pourrait s'expliquer, en plus de la faible infiltration de l'eau, par la présence de produits herbicides et fongicides utilisés par les termites qui vivent en symbiose avec des champignons spécifiques (GARNIER-SILLAM, 1987). Le développement de la végétation sur les termitières abandonnées s'expliquerait alors par l'absence de renouvellement de ces produits.

7. CONCLUSION

Les études effectuées depuis 1955 montrent que différents types de sols sont associés aux étendues hardé. Nous proposons de distinguer parmi les sols des zones hardé : (1) les sols à horizons sableux très cohérents, (2) les sols à horizons argileux très cohérents, (3) les sols à horizons très cohérents superficiels et minces (zone de passage), (4) les sols à volumes très cohérents façonnés par l'Homme (constructions en pisé), et (5) les sols à volumes très cohérents façonnés par des termites (nids de *Odontotermes magdalenæ*). Les type (1) et (2) sont largement représentés alors que les trois autres le sont beaucoup moins.

Le développement de zones *hardé* présentant des sols argileux à structure dégradée et à très forte cohésion serait consécutif à la mise en culture de sols argileux vertiques ou hydromorphes. Les séquences montrant la transition entre une zone de savane à épineux (en cours de défrichement), une zone de *kara* (actuellement cultivée) et une zone *hardé* (anciennement cultivée) s'interpréteraient ainsi comme des séquences de dégradation, se manifestant par une diminution de la rugosité et par le développement d'une très forte cohésion à la suite d'une disparition de la porosité structurale. Cette évolution serait récente. Elle serait en effet conséutive à l'introduction dans le Nord-Cameroun de la pratique culturale du sorgho repiqué qui est postérieure à la conquête peule du XIX^e siècle. L'étude de cette évolution devra faire l'objet de recherches afin de préciser quels sont les processus responsables de la dégradation structurale de certains sols argileux après une mise en culture traditionnelle.

Les sols à horizons sableux très cohérents sont associés aux zones *hardé* les plus typiques. Celles-ci se présentent comme de grandes étendues nues avec ponctuellement une activité biologique spécifique, qui se manifeste par l'existence de quelques individus ligneux (*Balanites aegyptiaca* et *Lannea humilis*) et de quelques édifices de termites (*Odontotermes magdalenæ*). Des sites d'occupation humaine ancienne sont fréquemment associés à ces zones *hardé* (comme l'ont montré les exemples de Gazal et de Mongossi). Les sols présentent les caractères typiques des sols de type (1), auxquels se surimposent localement des caractères spécifiques du type (3) dans les zones de passage, du type (4) lorsque des matériaux de terre anthropique se superposent au sol, ou encore du type (5) lorsque des édifices de termites sont présents.

Les horizons sableux très cohérents sont généralement sous-jacents à des horizons sableux peu cohérents. La juxtaposition de ces deux types d'horizon résulterait en général d'une différenciation pédologique ; dans de rares cas, cette juxtaposition correspond au dépôt de sédiments différents. Les horizons sableux très cohérents sont caractérisés par une faible teneur en argile, par une densité apparente élevée et par une faible perméabilité. Les principales caractéristiques des échantillons sont : une très forte cohésion à l'état sec, un humectage lent et l'absence de cohésion après saturation. L'ambiance physico-chimique n'est pas celle d'une induration généralisée d'origine ferrugineuse ou carbonatée. Plusieurs auteurs attribuent les propriétés de cohésion à des teneurs élevées en sodium échangeable, qui seraient responsables de la dispersion des constituants argileux à l'état humide et de la très forte cohésion à l'état sec. Or, de nombreuses études effectuées dans le Nord-Cameroun ont montré qu'il n'existe pas de relation étroite entre la nature des cations saturant la capacité d'échange et la forte cohésion de certains horizons.

Deuxième partie

**ORGANISATION
DES SOLS SABLEUX
TRÈS COHÉRENTS
DU HARDÉ LAGADGÉ**

L'existence de grandes zones arides à végétation clairsemée et abandonnées par l'Homme du fait de leur stérilité est caractéristique des régions sahéliennes et soudano-sahéliennes. Les sols de ces zones arides sont en majeure partie des sols sableux et des sols argileux présentant des horizons à très forte cohésion. Notre étude va maintenant concerner les sols sableux à horizons très cohérents qui sont associés aux zones arides (*hardé*) les plus typiques. Cette étude est effectuée sur le *hardé* Lagadgé, qui a été sélectionné afin de se placer, non loin de Maroua, dans une région où l'impact anthropique ancien et actuel est faible.

Après avoir précisé les caractéristiques générales de l'environnement de ce site, nous présenterons les sols associés aux différentes zones de végétation. En l'absence de variation topographique notable, la distribution des associations végétales servira en effet de guide pour l'analyse des sols du *hardé* Lagadgé. Nous étudierons ensuite l'extension et la continuité des horizons très cohérents au sein de la couverture pédologique ; nous procéderons à cette fin par cartographie de résistivité apparente puisque les propriétés mécaniques de ces horizons font obstacle aux observations morphologiques directes. Les données acquises montreront l'importance des horizons très cohérents dans la zone *hardé* étudiée. Elles permettront aussi de dégager des éléments de connaissance concernant les matériaux sédimentaires au sein desquels les horizons sont différenciés.

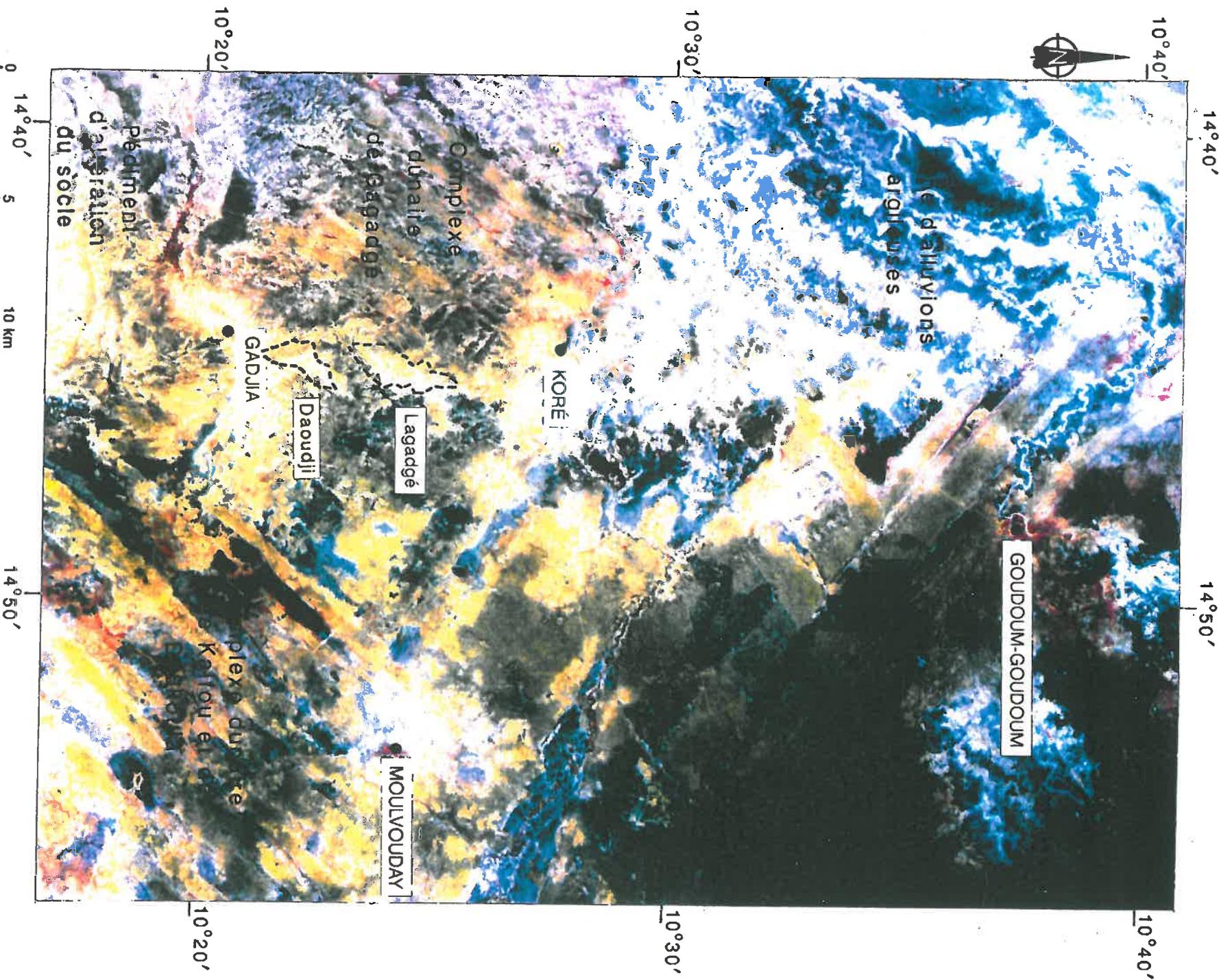


Figure III.1 Situation du hardé Lagadgé encadré par le périmètre d'altération du socle (vers le sud), par les complexes dunaires de Kalfou et de Doukoula (vers l'est), par le complexe dunaire de Gagadgé (vers l'ouest), par une zone de bas-fonds d'alluvions argileuses et par le "cordon sableux" (vers le nord). Cliché SPOT-IMAGE du 4 avril 1986

LE HARDÉ LAGADGÉ

1. INTRODUCTION

Le site de Lagadgé est localisé dans la plaine entre Koré et Gadjia, où deux grandes zones hardé sont séparées par une zone boisée (figures III.1 et III.2). Ces deux zones hardé (Lagadgé et Daoudji) apparaissent comme des surfaces claires dépourvues de végétation sur les photographies aériennes IGN, 1961 et sur les images satellites du 4/4/1986 (clichés SPOT-IMAGE, 1986). Leur superficie totale est estimée à 3000 ha (BRABANT et GAVAUD, 1985).

2. UN SECTEUR SUR LE REBORD DE LA CUVETTE TCHADIENNE

Le socle granito-gneissique est situé à faible profondeur (figure III.3) : 20 m environ à Koré (BERNARDI et al., 1985), 14 m à Gadjia (MORIN, à paraître) et 2 m à Daram (SIEFFERMANN, 1963 ; BOUTRAIS, 1984 a). Sur la figure III.3, la courbe d'isoprofondeur du socle à 20 m s'infléchit au droit du hardé Lagadgé, indiquant une dépression du socle à cet endroit. A partir de Koré vers le nord-est, la profondeur du socle augmente brutalement jusqu'à atteindre 60 à 100 m à proximité du cordon sableux (situé à 20 km de Lagadgé vers le nord).

La plaine entre Koré et Gadjia est encadrée (figures I.10 et III.1) :

- vers le sud, par le périmètre d'altération du socle (massif de Kaélé),
- vers l'est, par les complexes dunaires de Kaïfou et de Doukoula,
- vers l'ouest, par le complexe dunaire disposé autour de Gagadgé,
- vers le nord, par une zone d'alluvions argileuses mal drainées.

De par sa position sur le rebord de la cuvette tchadienne, la plaine entre Koré et Gadjia a connu au moins deux types d'apports sédimentaires (§ I.3). Il s'agit d'une part d'apports fluviatiles provenant du démantèlement de surfaces d'altération situées au sud, et d'autre part d'apports éoliens d'origine saharienne liés à la mise en place des ergs successifs et à leur aplaniissement.

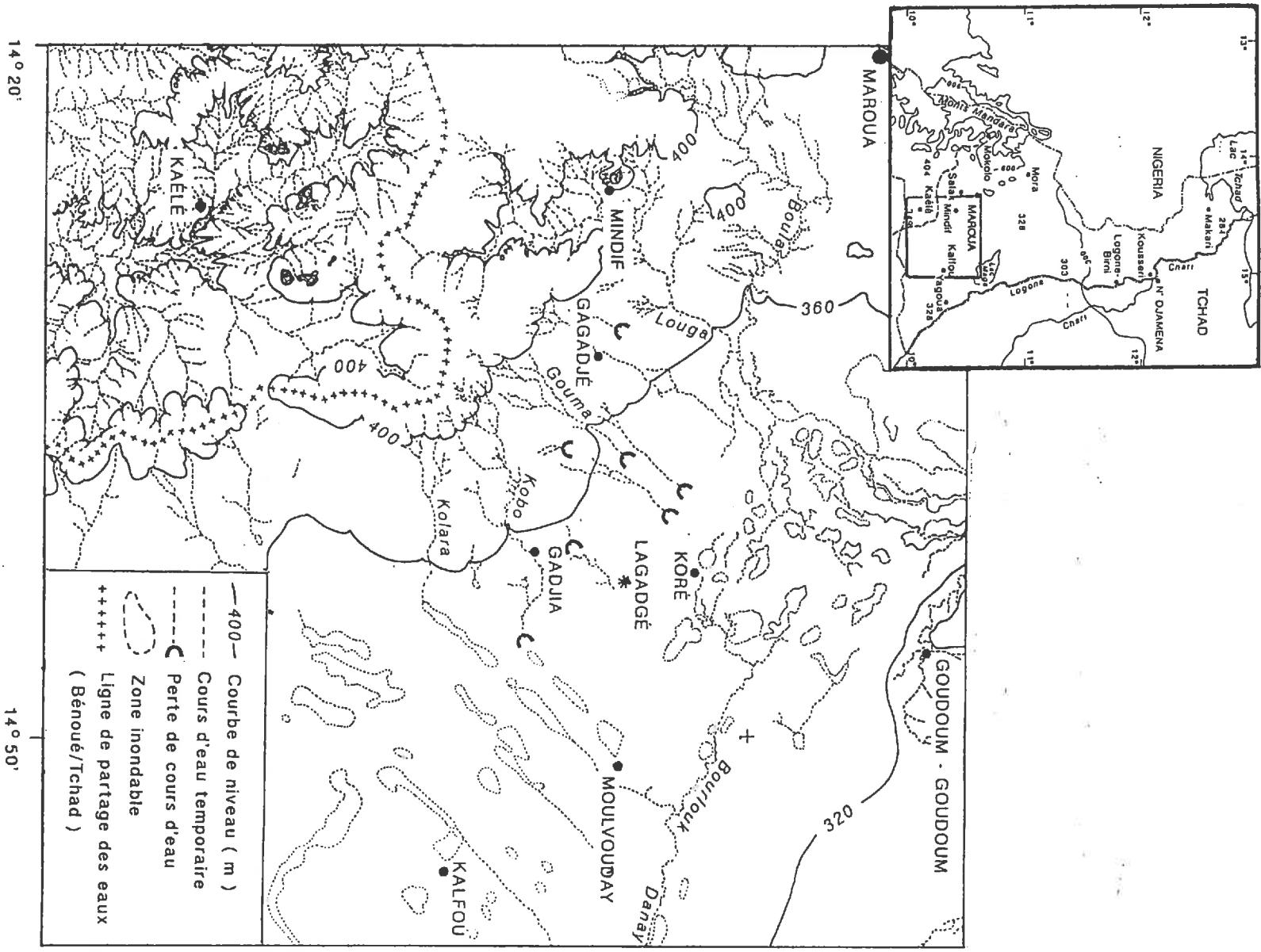


Figure III.2 Localisation du site de Lagadgé. Carte montrant le modèle et le réseau hydrographique (d'après IGN, 1973)

3. UN SECTEUR SITUÉ ENTRE DEUX SYSTÈMES HYDROLOGIQUES

3.1. Écoulements superficiels

L'érosion hydrique est très active du côté du bassin versant de la Bénoué vers le sud-ouest, comme en témoignent la densité du réseau hydrographique et les formes dentelées des courbes de niveau (figure III.2).

Du côté du bassin tchadien, auquel appartient le secteur de Lagadgé, le réseau hydrographique est moins dense et le modelé apparaît moins disséqué. À partir de la ligne de partage des eaux, les cours d'eau s'écoulent sur la pédiplaine d'altération du socle ; ils présentent alors un tracé rectiligne, orientés SW-NE (N 35° à N 50° E). Dès que ces cours d'eau s'écoulent sur les alluvions, leur tracé acquiert une forme "en baïonnette".

Le *mayo Kobo* change ainsi brutalement d'orientation à plusieurs reprises (N 50° E, N 50° E, N 125° E) et il en est de même pour le *mayo Boula* (N 42° E, N 135° E, N 50° E, N 35° E, N 135° E). Le *mayo Boula* s'écoule depuis les monts Mandara, jusqu'au cordon sableux qu'il traverse près de la localité de Goudoum-Goudoum. Au delà du cordon, il alimente la plaine d'inondation des *yaéré*. En amont du cordon, les sédiments déposés par le *mayo Boula* constituent un vaste cône d'épandage fluvi-deltaïque (MORIN, à paraître) situé au nord et au nord-ouest de Koré. Le *mayo Boula* perdrait sa charge séimentaire en buttant sur l'obstacle qui constitue le cordon sableux. Ainsi le cordon aurait joué un rôle de barrage hydraulique naturel (que son origine soit considérée comme séimentaire et / ou comme tectonique). Nos observations d'images satellites (SPOT-MAGE, 1986) confirment la présence de linéaments associés au cordon, sans qu'il soit possible de les interpréter précisément en terme de jeu tectonique (affaissement ou élévation des compartiments situés de part et d'autre du cordon).

3.2. Pertes et sous-écoulements

Au sud et à l'ouest de Gadjia, plusieurs cours d'eau à écoulement superficiel se perdent en écoulement souterrain dans les sédiments sableux dunaires. C'est le cas en particulier des *mayo Gouma*, *Kobo*, *Mamssa*, *Kolaré*, *Horlong*, *Papourao* (SIEFFERMANN, 1963). Les écoulements empruntent alors vraisemblablement des chenaux anciens enterrés sous des sédiments.

Sur les photographies aériennes et sur les images satellites de saison sèche, les différents types d'écoulement (cours actuels à écoulement superficiel et sous-écoulement - chenaux anciens, enterrés alimentés par des pertes) se confondent puisqu'ils sont révélés indirectement par la présence de végétation. Sur l'image satellite (figure III.1), une ligne de végétation apparaît entre le *hardé Lagadgé* et le *hardé Daoudjii*. Comme aucun écoulement saisonnier superficiel n'est observé sur le terrain, cette ligne de végétation indique vraisemblablement un sous-écoulement dans la direction du *hardé Lagadgé*. Ce sous-écoulement pourrait correspondre à l'ancien lit du *mayo Kobo* avant qu'il ne s'oriente brutalement vers l'est à proximité de Gadjia (SIEFFERMANN, 1963).

L'analyse nous conduit à placer le secteur de Lagadgé en transition entre :

- un système hydrologique "aval" au nord-est qui est caractérisé par une inondation saisonnière (*yaéré*) et par l'existence de la "nappe généralisée" de la cuvette tchadienne.

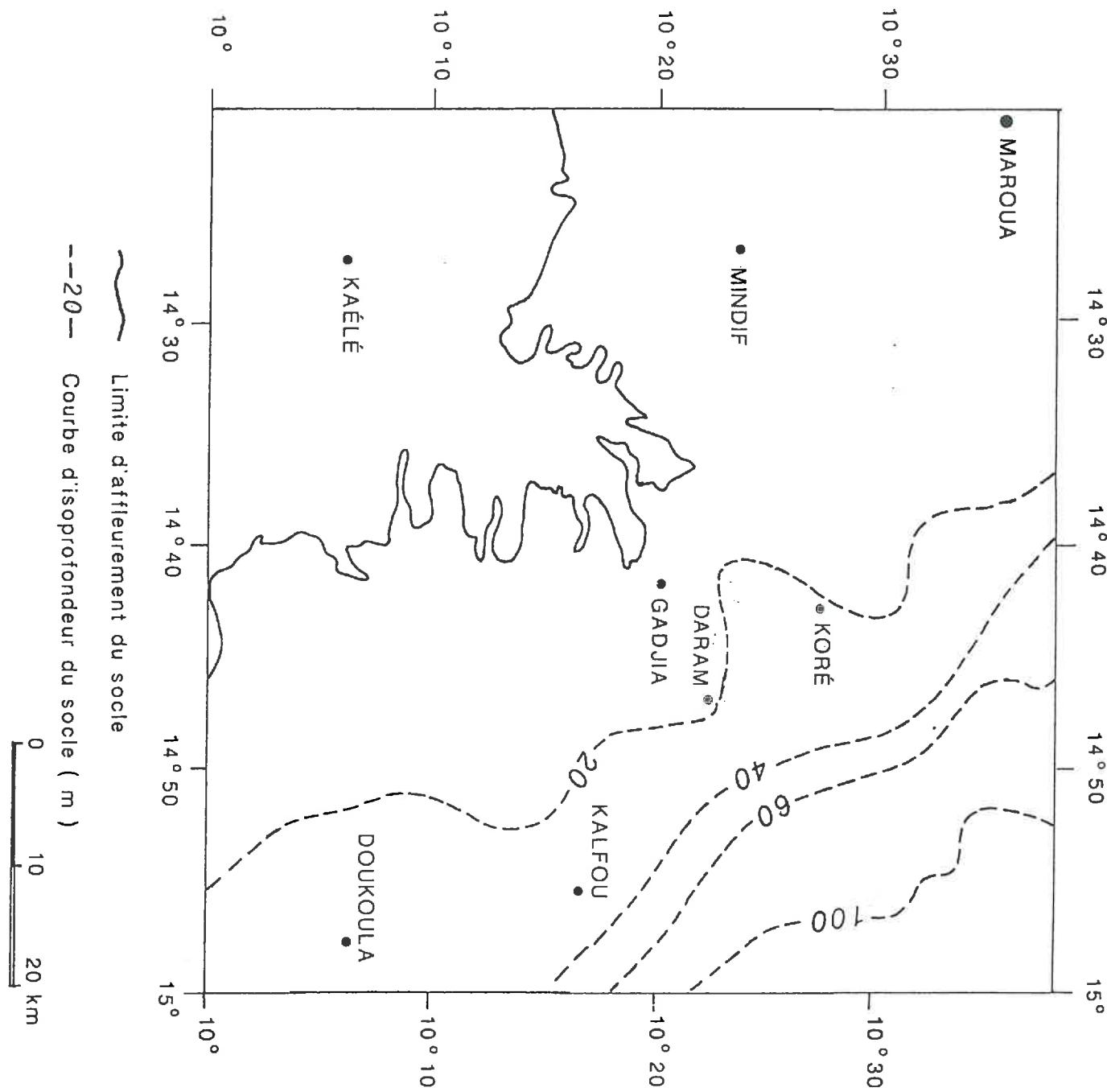


Figure III.3 Carte schématique montrant la variation de la profondeur du socle dans les environs du hardé Lagadgé (d'après des données de SIEFFERMANN, 1963 ; BOUTRAIS, 1984 a ; BRABANT et GAVAUD, 1985 ; BERNARDI *et al.*, 1985 ; MORIN, à paraître)

- un système hydrologique "amont" au sud-ouest qui est caractérisé par un écoulement saisonnier superficiel (sur le socle) et par des pertes dans les sédiments sableux conduisant à des écoulements dans des chenaux enterrés. Ce système "amont" est associé à des nappes temporaires, très localisées, peu profondes et alimentées depuis le massif granito-gneissique de Kaélé.

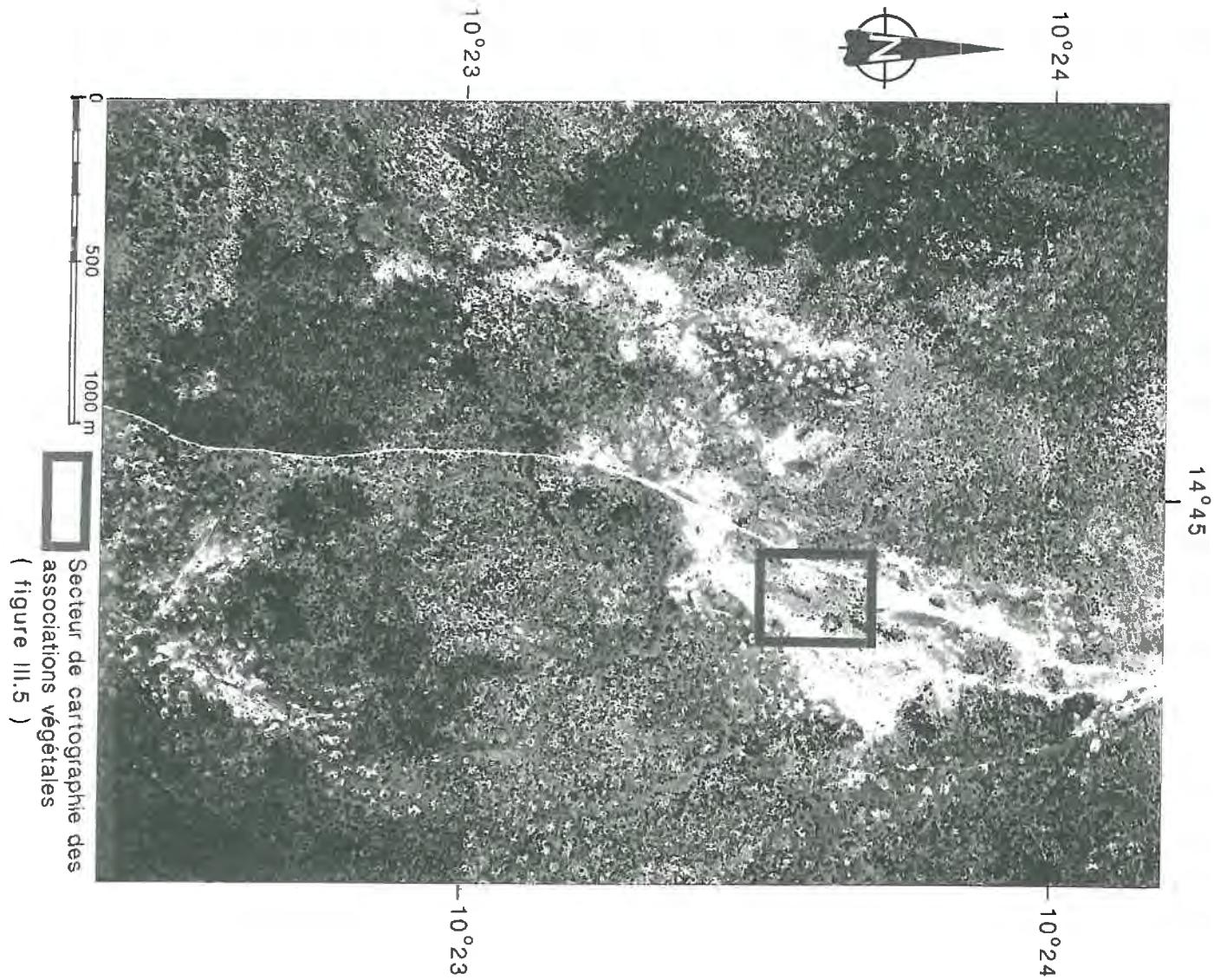
Actuellement, les écoulements superficiels provenant du massif de Kaélé sont déviés à plusieurs reprises vers l'est. Le tracé des cours d'eau "en baïonnette" est en concordance avec la morphologie du socle en "touches de piano" (petits panneaux alternativement soulevés et abaissés). Les changements brutaux d'orientation des cours d'eau sont conformes à la direction dominante d'affaissement du socle vers le NE (MORIN, à paraître). Le système "aval" est associé à une nappe permanente de plus en plus profonde vers le centre de la cuvette tchadienne et alimentée par l'ensemble du bassin tchadien.

Compte tenu de la faible pente de la surface topographique (1 % vers le NE) et de la morphologie "en palier" du socle, la zone de Lagadgé a pu connaître l'influence de ces deux systèmes en fonction des variations climatiques. Dans cette zone, l'influence actuelle du système hydrologique "aval" serait atténuée par la baisse des apports pluviométriques dans l'ensemble de la cuvette tchadienne, par les aménagements et les prélevements anthropiques, et par le cordon sableux dont la présence freine les échanges entre les deux systèmes. La zone de Lagadgé est très vraisemblablement sous l'influence du système hydrologique "amont": elle est en effet située juste en aval des endroits où des écoulements superficiels saisonniers appartenant à ce système se perdent dans les sédiments sableux. Dans la zone de Lagadgé proprement dite, une part importante des précipitations s'écoule par ruissellement à la surface du sol et se concentre dans de petites mares, ou se répartit de manière diffuse dans des zones de bas-fonds.

4. UN ÉCOSYSTÈME À FORTS GRADIENTS DE RECOUVREMENT VÉGÉTAL

D'après la carte à 1/2 000 000 de BRABANT *et al.* (1985), la couverture végétale du secteur de Lagadgé est "une savane arbustive à épineux dominants". Elle se distingue nettement de la couverture végétale de type "savane arbustive et arborée", qui la borde vers l'est et vers l'ouest (en association avec les complexes dunaires respectivement de Doukoula et de Gagadgé). Sur la carte plus détaillée à 1/500 000 de LETOUZEY (1985), la zone de Lagadgé est présentée comme une mosaïque de formations végétales à steppes arbustives, jachères arbustives et boisements. L'absence de concordance entre la délimitation à 1/500 000 du hardé Lagadgé selon BRABANT et GAVAUD (1985) et le contour à la même échelle des formations steppiques selon LETOUZEY (1985) est due à la difficulté de représenter l'organisation de ces formations végétales à une échelle régionale.

Figure III.4 Variation de recouvrement végétal sur le hardé Lagadgé (cliché IGN, 1961)



Les analyses de photographies aériennes à 1/20 000 (figure III.4) et les observations à la surface du sol amènent à distinguer quatre types de zones :

- des "zones arborées" (ZA) à végétation arborée, arbustive et herbacée, de forme arrondie ou allongée s'étendant sur quelques ares,
- des "zones herbacées" (ZH) à végétation herbacée saisonnière et présentant quelques individus ligneux isolés, en plages allongées irrégulières de plusieurs ares ou de plusieurs hectares,

- des "zones nues" (ZN) à végétation herbacée saisonnière peu dense ou absente et présentant quelques individus ligneux isolés, de forme allongée s'étendant en continu sur plusieurs hectares,

- des "zones de mares" (ZM) à végétation herbacée, arbustive et arborée, parmi lesquelles on distingue, d'une part des mares de forme arrondie et de 20 à 50 m de diamètre, à végétation arborée dense de bordure, et d'autre part des bas-fonds de forme irrégulière et s'étendant sur plusieurs ares ou plusieurs hectares, à végétation arborée disséminée.

Sur le *hardé* Lagadgé, l'alternance de zones arborées et de zones nues s'apparente à l'écosystème "brousse tigrée" qui a été décrit par CLOS-ARCEDUC (1956) et qui a été étudié en particulier par WHITE (1970), LEPRUN (1978) et AMBOUTA et ICOLE (1986). Néanmoins, les zones arborées de Lagadgé se présentent avec des formes allongées ou arrondies. Elles se distinguent de l'écosystème "brousse tigrée" par l'absence de bandes concentriques.

La caractérisation de l'écosystème portera sur l'identification et la répartition des espèces végétales dans un périmètre où toutes les composantes de cet écosystème sont reconnues, puis très brièvement sur la présentation des principales traces d'activité de la mésafaune à la surface du sol.

4.1. Couverture végétale

Une étude de la couverture végétale a été effectuée dans un périmètre où les quatre types de zone (ZN, ZH, ZA et ZM) sont observés. Le site retenu pour cette caractérisation est allongé dans l'axe nord-sud et il occupe une surface de 8,5 ha (figures III.4 et III.5). Toutes les espèces végétales présentes sur ce site ont été inventoriées et les différentes zones ont été délimitées à 1/500. L'inventaire cartographique a été effectué en octobre et en novembre 1989, avec un complément d'observation en octobre 1990.

Le site est constitué principalement de trois grandes zones : une zone herbacée ZH et deux zones nues ZN allongées dans l'axe nord-sud et couvrant les trois-quarts de la surface du site (figure III.5). Plusieurs zones arborées ZA arrondies (2 à 6 m de diamètre) ou allongées (5 x 25 à 15 x 90 m) sont alignées

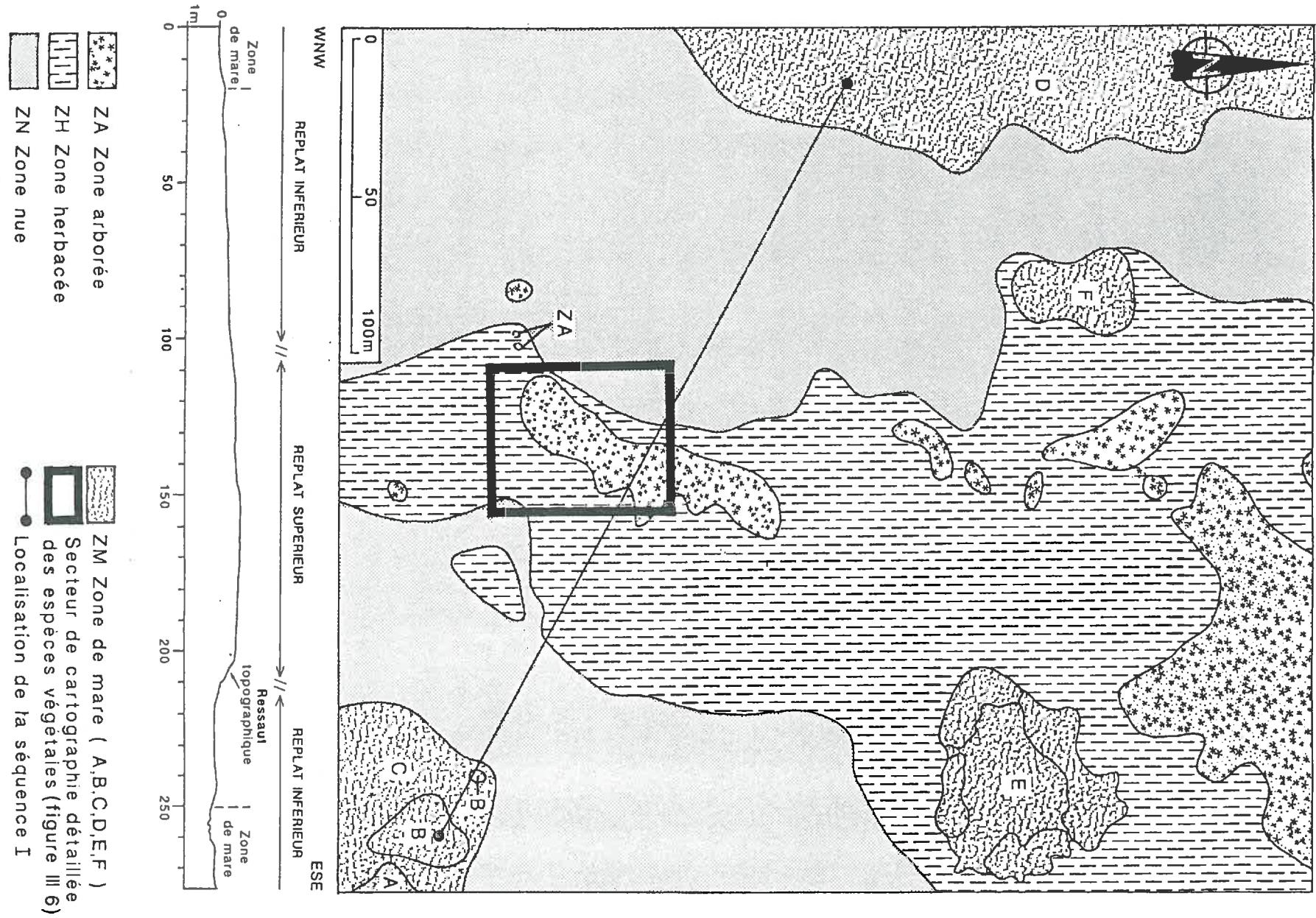


Figure III.5 a) Distribution des différentes zones de végétation (LAMOTTE et DONFACK, non publiée). Carte levée à 1/500 en utilisant une alidade opto-réductrice (localisation du secteur sur la figure III.4). b) Coupe topographique dans l'axe de la séquence I

gross modo le long de la bissectrice nord-sud. Enfin, plusieurs zones de mares sont identifiées. Il s'agit d'une part de bas-fonds non entièrement délimités sur la figure III.5, situés dans l'angle SE du site (ZM-A, B, C) et dans l'angle NW (ZM-D), et d'autre part de mares arrondies de 25 à 50 m de diamètre, situées dans la moitié nord du site (ZM-E et F).

4.1.1. Associations végétales

A la suite de l'inventaire cartographique (figure III.5), chaque type de zone est caractérisé par des espèces spécifiques et par des espèces abondantes mais non spécifiques (tableaux des espèces ligneuses et herbacées en annexe III) :

- Zones arborées (ZA)

- espèces spécifiques : *Aloe* sp., *Blepharis maderaspatensis*, *Borreria scabra*, *Brachiara stigmatisata*, *Commiphora pedunculata*, *Diospyros mespiliformis*, *Pandlaka heudelotii*, *Stylochiton lancifolius*, *Tacca leontopetaloides*, *Trumfetta pentandra*, *Vitex madagascariensis*.
- espèces abondantes non spécifiques : *Aristida kerstingii*, *Guiera senegalensis*, *Hexalobus monopetalus*, *Indigofera nummularifolia*, *Loudetia togoensis*, *Zornia glochidiata*.

- Zones herbacées (ZH)

- espèces spécifiques : *Cissus cornifolia*, *Digitaria gayana*, *Microcholoa indica*.
- espèces abondantes non spécifiques : *Aristida kerstingii*, *Guiera senegalensis*, *Indigofera nummularifolia*, *Loudetia togoensis*, *Zornia glochidiata*.

- Zones nues (ZN)

- espèces spécifiques : *Chloris lamproparia*, *Commelinia subulata*, *Digitaria ciliaris*, *Fimbristylis hispida*, *Sporobolus micropotus*

- espèces abondantes non spécifiques : *Lannea humilis*, *Schœnfeldia gracilis*, *Sporobolus festivus*

- Zones de mares (ZM)

- espèces spécifiques : *Acacia seyal*, *Acroceras zizanioides*, *Albizia chevalieri*, *Ammania* sp., *Andropogon fastigiatus*, *Anogeissus lelocarpus*, *Canscora decussata*, *Cassia singueana*, *Chloris pilosa*, *Cissus quadrangularis*, *Combretum collinum*, *Combretem molle*, *Cyperus hahanii*, *Dalbergia melanoxylon*, *Desmodium triflorum*, *Entada africana*, *Eragrostis turgida*, *Euphorbia polychnoides*, *Feretia apodantha*, *Fimbristylis milletiae*, *Heliotropium strigosum*, *Hygrophila auriculata*, *Hypits spigera*, *Loudetia arundinacea*, *Mitragyna inermis*, *Oryza barthii*, *Panicum pannum*, *Pycneus lanceolatus*, *Rhamphicarpa fistulosa*, *Rhytachne triariata*, *Sagittaria guayanensis*, *Schizachyrium* sp., *Scleria sphærocarpa*, *Sesbania* sp., *Setsaria pumila*, *Sphenoclea zeylanica*, *Sterculia setigera*, *Stereospermum kunthianum*, *Thalia welwitschii*
- espèces abondantes non spécifiques : *Acacia ataxacantha*, *Acacia gerrardii*, *Capparis corymbosa*, *Eragrostis gangetica*, *Grewia mollis*, *Loudetia togoensis*, *Panicum anabaptistum*, *Spermacoce filifolia*, *Tamarindus indica*.

Dans les zones arborées (ZA) et les zones de mares (ZM), la surface du sol présente un fort recouvrement végétal. Ces deux types de zone se distinguent par de nombreuses espèces végétales spécifiques et par une distribution spatiale différente de la strate ligneuse : concentrée dans les zones arborées, disposée en ceinture autour des mares arrondies (exemple de la zone de mare ZM-E), dispersée dans les zones de bas-fonds. Dans les zones herbacées (ZH), les

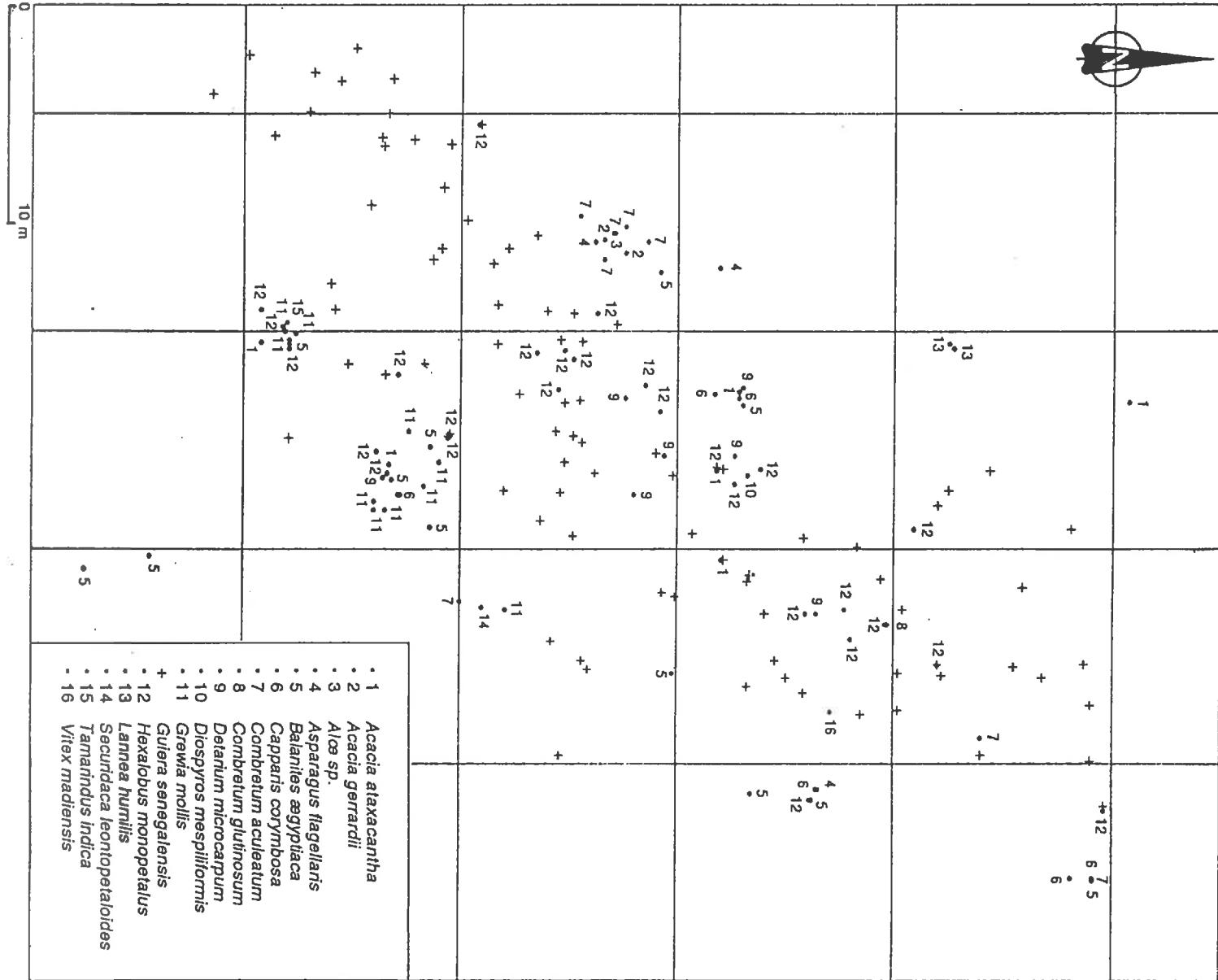


Figure III.6 Distribution des végétaux de la strate ligneuse au sein d'une zone arborée ZA (LAMOTTE et DONFACK, non publiée). Carte réalisée en utilisant un carroyage matérialisé par des décamètres (localisation du secteur sur la figure III.5)

espèces ligneuses sont moins abondantes et moins diversifiées. Il s'agit soit de petits groupements isolés à *Asparagus flagellaris*, *Balanites aegyptiaca* et *Cissus cornifolia*, soit de petits bosquets à *Guiera senegalensis*, soit encore de quelques individus rapprochés de *Lannea humilis*. Dans ces zones herbacées, les particularités de la strate herbacée tiennent à l'abondance de *Aristida kerstingii*, *Indigofera nummularifolia*, *Loudetia togoensis*, *Zornia glochidiata*, qui constituent en fin de saison humide un tapis dense, séchant en quelques jours dès la fin des pluies. Dans les zones nues (ZN), seules sont présentes des associations de quelques individus ligneux de *Balanites aegyptiaca*, *Asparagus flagellaris* ou *Lannea humilis* espacées de plusieurs décamètres ; le tapis herbacé peu dense et localement absent est caractérisé par la prédominance de *Schaeufeldia gracilis* et de *Sporobolus festivus*.

4.1.2. Distribution des espèces ligneuses

La répartition des espèces ligneuses au sein des zones arborées est hétérogène. Dans une portion de zone arborée (figure III.5), chaque individu ligneux a fait l'objet d'une identification et la position de chaque individu a été relevée. Le résultat de cette cartographie est représenté sur la figure III.6.

La cartographie a été effectuée dans la moitié sud d'une zone arborée s'étendant environ sur 90 m de longueur et sur 25 m de large (la moitié nord de cette zone étant perturbée par des fosses d'observation pédologique). Dans la partie centrale de la zone arborée étudiée, des buissons dispersés de *Guiera senegalensis* dominent très largement, en association avec *Detarium microcarpum* et pour une moindre part en association avec *Combretum glutinosum* et *Hexalobus monopetalus*. Aux limites de cette zone arborée, les espèces ligneuses sont isolées ou en groupe de quelques individus. Les espèces spécifiques sont alors les suivantes : *Acacia gerrardii*, *Asparagus flagellaris*, *Balanites aegyptiaca*, *Capparis corymbosa*, *Combretum aculeatum*, *Grindelia mollis*, *Lannea humilis*, *Securidaca leontopetaloides*, *Tamarindus indica*.

Ainsi, *Guiera senegalensis*, *Detarium microcarpum*, *Combretum glutinosum* et *Hexalobus monopetalus* sont caractéristiques des zones arborées proprement dites alors que *Asparagus flagellaris*, *Balanites aegyptiaca* et *Lannea humilis* sont typiques des zones nues, des zones herbacées, et exclusivement des limites de zones arborées. Cette opposition concorde avec les connaissances régionales qui distinguent d'une part des boisements à *Guiera senegalensis* et d'autre part des steppes (zones hardé) à *Balanites aegyptiaca* et à *Lannea humilis*.

4.2. Édifices externes résultant de l'activité de la mésafaune

Les activités de la mésafaune qui se manifestent à la surface du sol dans le secteur de Lagadgé sont d'une part des édifices de fourmis et de termites (*Odontotermes magdalænæ*) dans les zones nues et dans les zones herbacées, d'autre part des édifices de termites (*Macrotermes subhyalinus rambur*) dans les zones arborées (identification d'après GARNIER-ZARLI, communication orale).

5. UN SECTEUR FAIBLEMENT PEUPLÉ

Dans un rayon de plusieurs kilomètres autour du *hardé* Lagadgé, aucun site archéologique n'apparaît sur les cartes d'inventaire dressées par MARLIAC (1978), MARLIAC et al. (1983), MARLIAC et PONCET (1986) et MARLIAC (1987 et 1991). Le site archéologique inventorié le plus proche est un tertre anthropique situé le long du *mayo* Bourlouk, à environ 16 km au NE de Lagadgé (MARLIAC et al., 1983). La densité de la population actuelle dans le secteur de Lagadgé est largement inférieure à 10 habitants / km² (BOUTRAIS, 1984 b ; BOULET et al., 1984 ; SEIGNOBOS, à paraître). Cette faible occupation humaine du secteur s'expliquerait par la faible puissance des cités environnantes de Kaltou (§ 1.6) et de Mindif (SEIGNOBOS, à paraître) et par des conditions naturelles peu favorables (nappes temporaires d'extension restreinte et potentialités agricoles réduites - d'après BRABANT et GAVAUD, 1985).

Nos observations de prospection confirment que de rares indices archéologiques sont éparsillés à la surface du sol sur le *hardé* Lagadgé. Il s'agit de tessons, d'éclats de quartzites taillés et d'une pointe de flèche en fer. Des vestiges d'une occupation anthropique ancienne ont été reconnus à environ 2 km à l'ouest du secteur de Lagadgé (site de Ouro Lamido, déjà repéré par SIEFFERMANN, 1963). Ces vestiges ne sont pas associés à une zone *hardé*.

D'après les informations que nous avons recueillies, le secteur de Lagadgé se présentait déjà comme une zone *hardé* avant l'arrivée des peuls au XIX^e siècle A.D. et servait alors de lieu de chasse. Selon des témoignages oraux recueillis par SEIGNOBOS (1991), le *hardé* Lagadgé servirait au moins depuis le XIX^e siècle A.D. comme point de ralliement pour les troupeaux en transhumance vers les plaines d'inondation des Yaéré : "l'abondance de bétail stationnant là durant la saison des pluies attirait les voleurs des pays *musgum* et *tupuri*, si bien que l'on devait garder les troupeaux armé d'un arc, ce qui explique l'appellation du *hardé* (*Lagaaje* de *lagaawal* qui désigne l'arc en *tutul/dé*)". L'abandon du site par les peuls aurait eu pour cause l'insécurité et le manque de point d'eau permanent. Actuellement, seules quelques familles (*tupuri*) occupent la bordure nord du *hardé* Lagadgé et des troupeaux viennent pâturent en particulier au début de la saison sèche.

Bien que les documents archéologiques et géographiques ne fassent apparaître aucune occupation anthropique ancienne ou actuelle sur le *hardé* Lagadgé, des indices archéologiques sont présents et les recueils de témoignages oraux font état d'une activité pastorale postérieure à l'état *hardé*. Pour autant que l'on puisse en juger *a priori*, l'influence anthropique dans l'évolution de ce secteur serait faible, ce qui satisfait bien les conditions de sélection du site d'étude détaillée.

6. CONCLUSION

Le *hardé* Lagadgé est situé sur le rebord de la cuvette tchadienne, au droit d'une dépression locale du socle. Il est encadré vers l'est et vers l'ouest par des complexes dunaires, vers le sud par un périmètre d'altération du socle granito-gneissique et vers le nord par des formations argileuses. Les sols du *hardé* Lagadgé se seraient développés à partir de sédiments sableux éoliens

et / ou fluviatiles. Actuellement, le secteur de Lagadgé se trouve sous l'influence du système hydrologique "amont" caractérisé par un fonctionnement saisonnier avec des écoulements uniquement superficiels sur le socle, puis superficiels avec de nombreuses pertes dans les sédiments sableux, et enfin sous la forme de sous-écoulements dans des chenaux enterrés. Lors de phases paléoclimatiques plus humides, il est vraisemblable que le secteur de Lagadgé ait été placé sous l'influence du système hydrologique "aval" caractérisé par une nappe permanente et une inondation saisonnière.

Le hardé Lagadgé peut être considéré comme un secteur ayant connu une faible occupation et une faible influence humaine. On observe une juxtaposition très contrastée de zones arborées, de zones herbacées, de zones nues et de zones de mares. Des espèces herbacées et ligneuses spécifiques leurs sont associées : steppe à *Asparagus flagellaris*, *Balanites aegyptiaca* et *Lannea humilis* pour les zones nues ou herbacées, et boisements à *Guiera senegalensis* dominants pour les zones arborees. Cette distribution de la végétation, qui a déjà été observée par HUMBEL (1965) et par TOBIAS et VANPRAET (1982) a les caractères de l'écosystème "brousse tigrée", où alternent des zones nues et des zones arborées. La formation et la dynamique de l'écosystème "brousse tigrée" seraient liées selon CASENAVE et VALENTIN (1989) à des caractères de topographie favorisant des phénomènes de ruissellement et de réorganisations superficielles, et conduisant à des conditions hydrauliques différentes pour les zones nues et pour les zones arborees. À Lagadgé, la forte différenciation du recouvrement végétal ne coïncide pas avec une différenciation systématique de la topographie.

PRÉSENTATION DES SOLS DU HARDÉ

1. INTRODUCTION

Les sols ont été étudiés sur une séquence de 270 m de longueur, qui recoupe les quatre types de zone distingués sur le *hardé* Lagadgé (figure III.5) : zone arborée (ZA), zone herbacée (ZH), zone nue (ZN), zone de mares (ZM).

Les sondages à la tarière ont révélé la présence (figure IV.1) :

- dans la zone arborée, d'un sol à horizons sableux peu cohérents (SPC) jusqu'à 3,5 m de profondeur (S1) ;
- dans les zones herbacées, d'un sol où la sonde bloque à environ 0,50 m sur un horizon sableux très cohérent (STC), après avoir traversé des horizons SPC (S2 à S5) ;
- dans les zones nues, d'un sol à horizon STC rencontré à moins de 0,10 m de profondeur (S6 et S7) ;
- dans les zones de mares, d'un sol à horizons argileux peu cohérents (S8).

Un horizon sableux très cohérent est observé à moyenne ou faible profondeur dans les zones herbacées et les zones nues. Les sondages à la tarière ne permettent pas de transpercer cet horizon alors que sa caractérisation constitue le principal objectif de l'étude. Par conséquent, l'étude des horizons sableux très cohérents a été faite à partir de fosses.

2. PRINCIPALES DIFFÉRENCIATIONS PÉDOLOGIQUES

Les organisations verticales seront présentées, dans la partie est de la séquence, à partir de la zone arborée vers la zone de mares (figure IV.1). La description des organisations est faite à l'aide d'une terminologie qui s'inspire de celle proposée par MALIGNIEN (1980) et du glossaire STIPA (1982).

Plusieurs fosses ont été creusées de façon à étudier les sols dans les différentes zones du *hardé* : une fosse dans la zone arborée (fosse F1), deux fosses dans la zone herbacée (fosses A et B, planche IV.1), deux fosses dans la zone nue (fosses F2 et F3) et une fosse dans la zone de mares (fosse F4). De nombreux échantillons seront par la suite prélevés dans les fosses A et B pour

Zone Nue (ZN) // ZH // Zone Arbuste (ZA) // Zone Herbeuse (ZH) // Zone Nue (ZN) // Zone de Mare (ZM)

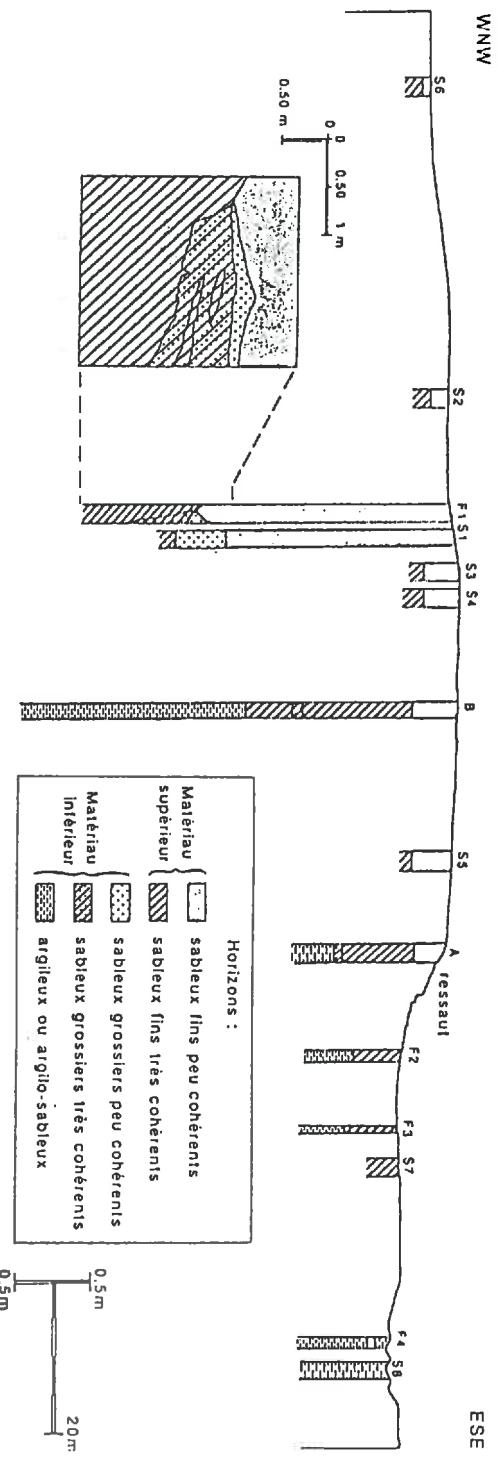


Figure IV.1 Présentation des sols (séquence I, localisation sur la figure III.5)

l'analyse des caractéristiques de la constitution expliquant la très forte cohésion de certains horizons. Par ailleurs, une présentation sommaire des micro-organisations superficielles permettra de discuter du fonctionnement actuel à la surface des sols (infiltration ou ruissellement, érosion éolienne et hydrique ou dépôt).

2.1. Sol observé dans la zone arborée

2.1.1. Micro-organisation superficielle

En surface, on observe une superposition de microlits sableux ou sablo-limoneux sur une épaisseur totale qui varie d'un à plusieurs centimètres. La description détaillée est présentée en annexe IV. Selon la terminologie proposée par CASENAVE et VALENTIN (1989), cette micro-organisation est interprétée comme une "crouûte de dépôts éoliens". La présence d'une pellicule squameuse est liée à l'existence d'algues. Cette pellicule limite vraisemblablement l'infiltrabilité de l'eau, mais la forte activité de la mésofaune (termites et vers) entretient une porosité macroscopique qui s'oppose à cette réduction de l'infiltrabilité. De plus, cette activité faunique (et les piétinements du bétail) façonnent un microrelief qui ralentit le ruissellement en amplifiant les phénomènes de détention superficielle.

2.1.2. Organisation verticale du sol

Les observations morphologiques ont été effectuées jusqu'à 4,7 m de profondeur (fosse F-1). Elles ont montré la présence de deux matériaux sédimentaires superposés : un matériau supérieur homogène à sable fin (épais de 3,15 m) repose sur un matériau inférieur hétérogène à sable grossier ou à sable fin (observé sur une épaisseur de 1,55 m). La discontinuité sédimentaire entre ces deux matériaux est révélée par la présence d'un chenal de sable grossier, interstratifié, discontinu, et dans lequel se disposent de minces lentilles de sable fin (figure IV.1).

On distingue des horizons sableux peu cohérents SPC (épais de 3,2 m) développés principalement au sein du matériau supérieur et des horizons sableux très cohérents STC sous-jacents développés au sein du matériau inférieur.

a) Horizons sableux peu cohérents

Les horizons SPC présentent une structure massive ou particulaire, une forte porosité macroscopique et un humectage rapide. Sur environ 3 m d'épaisseur, ils se caractérisent par leur homogénéité granulométrique (horizons sablo-limoneux à

sable fin) et par l'absence de différenciation pédologique marquée. Les seules différenciations observées sont liées à la variation de la concentration en matière organique (dans l'horizon de surface) et à celle des formes de ségrégation du fer (filaments, volumes centimétriques de teinte brun rouille et nodules ferrugineux). Des volumes cohérents apparaissent à partir de 3 m de profondeur, tout d'abord sous la forme de volumes centimétriques peu abondants puis sous la forme d'un horizon discontinu sablo-argileux. L'augmentation de la cohésion est associée à une faible augmentation de la teneur en argile.

• Horizon sablo-limoneux brun humide (2 à 20 cm)

Brun plus gris que 10 YR 5/3 (1) et brun rouille 7,5 YR 5/8 (5 %). Matière organique peu abondante intimement associée à la matière minérale. Sable fin, quartzé, translucide ou rougeâtre, non lié. Massif. Cohésion faible. Humectage rapide. Porosité forte, intergranulaire et tubulaire très fine. Filaments brun rouille très fins à contours nets et à répartition homogène non liée aux racines. Racines (0,3 à 1 cm) (2), peu nombreuses, sans orientation privilégiée, saines, exceptionnellement décomposées. Galeries peu nombreuses de termites ou de vers de terre. Limite nette (teinte), transition sur 5 cm.

• Horizon sablo-limoneux brun et brun rouille (20 à 70 cm)

Brun 10 YR 5/4 et brun rouille 10 YR 5/8 (20 %). Sable fin. Massif et polyédrique (1 cm). Cohésion faible. Humectage rapide. Porosité forte, intergranulaire et tubulaire très fine. Volumes (3) brun rouille centimétriques, arrondis irréguliers, à contours peu nets, à répartition homogène (individualisation rare en nodules ferrugineux friables). Racines (1 mm) peu nombreuses, sans orientation privilégiée. Galeries de vers de terre (2 mm) peu nombreuses. Charbons de bois (3 cm au maximum) abondants entre 25 et 40 cm de profondeur. Limite peu nette (teinte), sur 5 cm.

• Horizon sablo-limoneux brun et brun rouille (70 à 170 cm)

Brun 10 YR 5/4 et brun rouille 10 YR 5/8 (40 %). Sable fin. Massif. Cohésion faible. Humectage rapide. Porosité forte, intergranulaire et tubulaire très fine. Fentes verticales rares (ouverture inférieure à 0,5 mm, sable blanchâtre à sec et radicales le long des parois). Volumes brun rouille centimétriques, arrondis irréguliers, à contours nets. Nodules ferrugineux, rares, friables, brun foncé homogènes 7,5 YR 3/4 et sphériques (1 cm). Racines (1 mm) peu nombreuses. Peu de traces d'activité faunique. Limite inférieure peu nette (teinte), sur 10 cm.

• Horizon sablo-limoneux blanchâtre à nodules ferrugineux (170 à 255 cm)

Brun pâle 10 YR 7/3 (blanchâtre à sec) et brun plus jaune que 10 YR 5/4 (40 %). Sable fin. Massif. Cohésion faible. Humectage rapide. Porosité forte, intergranulaire et tubulaire très fine. Volumes blanchâtres, sphériques (1 cm) non cohérents. Nodules ferrugineux brun foncé homogènes 7,5 YR 3/4, sphériques (1 cm), peu friables et peu abondants. Racines (1 mm) peu nombreuses. Limite peu nette (trait ferrugineux, granulométrie), sur 10 cm.

• Horizon sablo-limoneux à volumes cohérents (255 à 295 cm ou 255 à 315 cm)

Brun pâle 10 YR 7/3 (blanchâtre à sec), brun 10 YR 6/4 (25 %). Sable fin. Massif. Cohésion faible. Humectage rapide. Porosité forte, intergranulaire et tubulaire très fine. Volumes gris 5 Y 6/2, peu abondants, sablo-argileux, cohérents, à contours peu nets, sphériques (5 à 10 mm) ou cylindriques et obliques (1 x 4 cm à 3 x 25 cm). Nodules ferrugineux noirs N 2/0 et brun foncé, friables ou non, sphériques (5 mm), peu nombreux. Racines très fines, verticales, peu nombreuses. Limites nettes (teinte, granulométrie), sur 2 cm.

• Horizon discontinu gris sablo-argileux cohérent (entre 295 et 315 cm)

Gris 5 Y 6/2. Sable fin. Massif. Humectage rapide. Limite inférieure nette (teinte, granulométrie, cohésion), sur 5 mm.

• Horizon discontinu sablo-grossier blanchâtre (entre 315 et 320 cm)

Forme localement lenticulaire. Épaisseur décimétrique. Brun pâle 10 YR 6,5/3 (blanchâtre à sec). Sable quartzé translucide ou rougeâtre, exceptionnellement blanc feldspathique. Particulaire. Humectage très rapide. Porosité très forte intergranulaire. Limite régulière, plane et très nette (teinte, cohésion, porosité, propriétés d'humectage), sur 2 mm.

(1) Teinte Munsell en humide (sauf mention contraire)

(2) Les dimensions indiquées pour les racines, les galeries, les volumes et les nodules sont des diamètres

(3) La distinction entre horizon et volume repose essentiellement sur un critère de dimension (volume : extension infra-décimétrique à décimétrique et horizon : extension latérale métrique à décimétrique)

b) Horizons sableux très cohérents

Les horizons STC sont développés au sein du matériau inférieur. Ils se caractérisent par une structure massive, un humectage lent et une très faible porosité macroscopique. Ils présentent une forte hétérogénéité de teinte (brun sombre à brun clair) et de granulométrie (sable fin ou sable grossier) :

- Horizon marbré sableux grossier (320 à 415 cm)
Brun sombre 7,5 YR 5/6 et brun clair 2,5 Y 6/4. Massif. Humectage lent. Porosité macroscopique très faible. Volumes brun clair et volumes brun sombre de forme irrégulière centimétrique à plucentimétrique. Lentilles interstratifiées de sable fin. Limite nette (disparition du sable grossier), sur moins de 5 cm.
- Horizon sableux fin (observé de 415 à 470 cm)
Brun pâle 2,5 Y 6/4 et brun rouille 7,5 YR 5/6 (5 %). Massif. Humectage lent. Porosité macroscopique très faible. Volumes brun rouille sous forme de filaments très fins à contours nets.

Les études effectuées dans la fosse F1 confirment la présence d'horizons SPC peu différenciés sur une grande épaisseur dans la zone arborée. Le sol étudié s'apparente aux sols ferrugineux tropicaux étudiés dans le Nord-Cameroun en particulier par BRABANT (1968), MARTIN (1969 a et b), HUMBEL (1972) et SEINY-BOUKAR (1990). Dans la fosse F1, la limite entre les horizons SPC et les horizons STC est discordante par rapport à la limite séquentielle (figure IV.1).

2.2. Sol observé dans la zone herbacée

2.2.1. Micro-organisation superficielle

En surface, on observe la superposition de microhorizons sableux grossiers, sableux fins puis sablo-limoneux (description détaillée en annexe IV). La micro-organisation superficielle s'apparente aux "crouûtes structurales" décrites par VALENTIN (1981 et 1989) et CASENAVE et VALENTIN (1989). Ces crouûtes, qui sont observées dans de nombreux contextes de savanes sur sols sableux correspondent à une réorganisation sur place des particules sous l'action de la pluie. Alors que la surface du sol est plane, la présence de monticules sableux au pied de touffes d'herbe témoigne de déplacements éoliens interceptés par la végétation.

2.2.2. Sol à discontinuité de cohésion très contrastée

Les observations effectuées dans la fosse A (planche IV) ont mis en évidence, comme dans la fosse F1, la superposition d'un matériau supérieur homogène à sable fin (épais de 1,3 m) et d'un matériau inférieur hétérogène à sable grossier ou à sable fin. Le matériau inférieur présente ici une granulométrie argilo-sableuse.

a) Horizons sableux peu cohérents

Ces horizons, sablo-limoneux et épais de 0,35 m sont peu différenciés. Ils présentent une structure massive, une forte porosité intergranulaire et un humectage rapide. Ils s'apparentent aux horizons SPC décrits dans la fosse F1. En revanche, ils sont ici nettement moins épais et développés exclusivement au sein du matériau supérieur homogène à sable fin.

• Horizon sablo-limoneux peu humifière (2 à 15 cm)

Brun jaune 10 YR 4/4. Matière organique peu abondante. Sable fin. Massif. Cohésion faible. Humectage rapide. Porosité intergranulaire forte. Fentes verticales rares (ouverture inférieure à 0,5 mm). Nodules ferrugineux à partir de 7 cm de profondeur (noirs N 2/0, sphériques irréguliers (1 cm) et peu abondants). Tessons de céramique (0,5 à 3 cm), friables ou non. Charbons de bois millimétriques peu abondants. Racines (2 mm) peu nombreuses. Galeries de termites peu nombreuses. Limite peu nette (teinte), sur 5 cm.

• Horizon sablo-limoneux à volumes blanchâtres (15 à 32 cm)

Brun 10 YR 5/4 à 6/4. Sable fin. Massif. Cohésion faible. Humectage rapide. Porosité forte intergranulaire (et tubulaire fine). Volumes blanchâtres à sec, sphériques (1 cm) et peu abondants. Limite nette (cohésion, teinte), sur 2 cm.

• Horizon sablo-limoneux mince, particulaire et blanchâtre (32 à 35 cm)

Brun 10 YR 6/6 (blanchâtre à sec). Sable fin. Humectage très rapide. Porosité intergranulaire très forte. Limite régulière, plane et très nette (cohésion, teinte, humectage), sur 1 mm.

b) Horizons sableux très cohérents

Les horizons STC sont épais de 0,95 m. Ils présentent une très faible porosité macroscopique et un humectage lent. Ils sont développés essentiellement au sein du matériau supérieur homogène à sable fin. Seul, un mince horizon situé à la base des horizons STC est développé au sein du matériau inférieur : la granulométrie du squelette s'apparente alors à celle observée dans la fosse F1 pour le chenal interstratifié entre les deux matériaux sédimentaires. Les horizons STC identifiés se distinguent par leur teinte (soit homogène brun jaune ou grise, soit hétérogène brun jaune, brun rouille ou grise), par leur teneur en argile et par le développement de concentrations ferrugineuses ou carbonatées.

• Horizon sablo-limoneux mince et gris (35 à 37 cm)

Brun 10 YR 5/3 (gris à sec). Sable fin. Massif (fentes verticales espacées de 30 cm). Humectage très lent. Porosité macroscopique très faible. Racines traçantes (5 mm) peu abondantes. Limite peu nette (teinte), sur 2 cm.

• Horizon sablo-limoneux marbré (37 à 45 cm)

Brun jaune 10 YR 5/6, brun 10 YR 5/3 et gris 2,5 Y 5/2. Sable fin. Massif (fentes verticales espacées de 30 cm, ouvertes de 0,5 mm à racines fines et décomposées). Humectage très lent. Porosité macroscopique très faible. Marbrures brun jaune, brunes ou grises, horizontales et discontinues (épaisse de 2 cm au maximum). Nodules ferrugineux noirs N 2/0 peu abondants. Limite nette (teinte), sur 5 cm.

• Horizon sablo-limoneux à nodules ferrugineux (45 à 60 cm)

Brun 2,5 Y 5/4. Sable fin. Massif. Humectage très lent. Porosité macroscopique très faible. Nodules ferrugineux abondants, sphériques (5 mm), à cœur noir N 2/0 et cortex brun rouille 7,5 YR 5/8. Galeries de termites assez nombreuses, cylindriques (5 mm), à remplissage sableux blanchâtre à sec. Limite peu nette (apparition vers le bas de concentrations carbonatées peu abondantes), sur 10 cm.

• Horizon sablo-limoneux, à pseudomycéliums carbonatés peu abondants (60 à 90 cm)
Brun 2,5 Y 5/4. Sable fin. Massif. Humectage très lent. Porosité macroscopique très faible. Nodules ferrugineux peu abondants sphériques (5 mm), à cœur noir N 2/0 et cortex brun rouille 7,5 YR 5/8. Concentrations carbonatées peu abondantes. Galeries de termites peu nombreuses, cylindriques (5 mm), à remplissage argileux gris 2,5 Y 4/2. Limite nette (teinte et granulométrie), sur 3 cm.

• **Horizon sablo-argileux tacheté à nodules ferrugineux et charbons de bois** (90 à 120 cm)

Gris 2,5 Y 6/2 (50 %) et jaune 2,5 Y 7/6 (50 %). Sable fin. Massif. Humectage lent. Porosité macroscopique très faible. De 90 à 100 cm : nodules ferrugineux peu abondants, friables, sphériques (2 mm), brun rouille 7,5 YR 5/8. De 100 à 120 cm : nodules ferrugineux abondants, non friables, sphériques (1 à 4 mm) et noirs N 2/0, et nombreux charbons de bois, quadangulaires (1 cm) à arêtes vives. Limite nette (teinte et apparition vers le bas de concentrations carbonatées peu abondantes), sur 5 cm.

• **Horizon argilo-sableux à nodules carbonatés peu abondants** (120 à 130 cm)

Gris 2,5 Y 5/2 (80 %) et brun rouille 5 YR 5/8 (20 %). Sable fin. Massif. Humectage lent. Porosité macroscopique très faible. Volumes brun rouille de forme irrégulière (2 cm). Nodules ferrugineux abondants, sphériques (2 à 5 mm) et noirs N 2/0. Nodules carbonatés peu abondants, gris 10 YR 6/2 et sphériques irréguliers (1 cm). Galeries de termites peu abondantes. Limite nette (granulométrie), sur 1 cm.

• **Horizon sablo-argileux à sable grossier** (130 à 135 cm)

Gris 2,5 Y 6/2 (80 %) et brun rouille 5 YR 5/8 (20 %). Massif. Humectage lent. Porosité macroscopique très faible. Nodules ferrugineux peu abondants, sphériques (2 à 10 mm). Nodules carbonatés peu abondants, gris 10 YR 6/2 et sphériques irréguliers (1 cm). Galeries de termites peu abondantes. Limite nette (granulométrie), sur 5 cm.

c) **Horizon argileux peu cohérent**

Cet horizon appartient au matériau inférieur. Il est observé sur une épaisseur de 0,65 m (à partir de 1,35 m de profondeur). Il se caractérise par une faible cohésion, un humectage rapide et une absence de différenciation marquée (horizon brun pâle 10 YR 6/4 et brun rouille 7,5 YR 5/8, massif, à sable fin, à porosité macroscopique très faible, à galeries de termites peu nombreuses).

Dans la fosse A comme dans la fosse F1, les horizons SPC sont peu différenciés. Les horizons STC apparaissent à faible profondeur (0,4 m), ils sont épais de 1 m environ et ils sont principalement développés au sein du matériau supérieur homogène à sable fin. La discontinuité entre les horizons SPC et les horizons STC sous-jacents est une limite régulière, plane et très contrastée. D'une manière générale, c'est-à-dire si l'on considère l'ensemble de nos observations (sondages et fosses), il apparaît que la superposition d'horizons SPC et STC représente l'organisation verticale la plus courante des sols du *hardé Lagadgé*.

2.2.3. Sol à discontinuité de cohésion peu contrastée

Dans une seule fosse (fosse B, description en annexe IV), nous avons observé un sol présentant une superposition d'horizons SPC et STC avec des caractéristiques morphologiques particulières. Les horizons SPC présentent une structure polyédrique, prismatique ou columnaire et une différenciation en volumes de teinte rougeâtre ou blanchâtre juxtaposés. Les horizons STC montrent dans leur partie supérieure une structure polyédrique ou prismatique et des volumes blanchâtres particulaires. Le contact entre les horizons SPC et STC est peu contrasté (planche IV). L'étude morphologique de cette fosse B a aussi montré la

superposition des deux matériaux sédimentaires supérieur et inférieur. Les horizons STC sont développés principalement au sein du matériau supérieur homogène à sable fin. La découverte, au sein de ce matériau et à une profondeur de 1,7 m d'éclats de quartzite taillés par l'Homme est un indice d'occupation anthropique entre deux phases du dépôt de ce matériau (bien que ne soient observées, ni marque de rupture sédimentaire, ni structure archéologique). Comme dans la fosse A, les horizons STC sont développés sur une grande épaisseur (2,3 m) et ils sont superposés à des horizons argileux (matériau inférieur).

Dans la zone herbacée, le sol présente à environ 0,5 m de profondeur une discontinuité de cohésion généralement très contrastée. Les horizons STC sont massifs sur une grande épaisseur et leur humectage est lent. Dans le Nord-Cameroun, des sols de morphologie semblable ont été étudiés par SIEFFERMANN (1963), HUMBEL (1965) et BRABANT (1967). Ces sols s'apparenteraient à des planosols (GAVAUD, 1968 ; MARTIN, 1969 a et b ; BOCQUIER, 1971 a ; GUIS, 1972 et 1976). A Lagadgé, la discontinuité de cohésion est associée à un faible gradient granulométrique. Elle coïncide surtout avec des différences de propriétés d'humectage et de structure.

2.3. Sol observé dans la zone nue

2.3.1. Micro-organisation superficielle

La micro-organisation superficielle montre une superposition de microhorizons sableux grossiers, sableux fins, puis limono-sableux (description en annexe IV). Cette superposition s'apparente aux "croûtes structurales" (§ 2.2.1), mais elle peut aussi s'interpréter comme résultant d'un dépôt de sable fin ou grossier en relation avec l'érosion observée au niveau du ressaut topographique. En surface, ce dépôt serait l'objet ensuite d'un tri sous l'action du vent, qui laisserait sur place les particules les plus grossières. En s'éloignant du ressaut, la diminution des remaniements hydriques permettrait le développement des algues qui limitent l'érosion éolienne.

2.3.2. Organisation verticale du sol

Dans la zone nue, le sol est caractérisé par la présence des horizons sableux très cohérents à faible profondeur (fosses F2 et F3, figure IV.1). A proximité du ressaut topographique (fosse F2), les horizons très cohérents apparaissent dès la surface du sol. Dans la fosse F3, un horizon SPC épais de 5 cm, particulaire et blanchâtre repose sur des horizons STC épais de 60 cm (description en

annexe IV). Les horizons STC présentent une structure en plaque dans leur partie supérieure et des pseudomycéliums carbonatés en profondeur. Des volumes argilo-sableux à sable grossier sont observés à la base des horizons STC, c'est-à-dire au contact avec des horizons argileux peu cohérents. La présence de ces volumes à sable grossier souligne la limite inférieure du matériau homogène sableux fin (comme dans les fosses F1, A; et B). Reconnu par sa végétation particulière à *Lannea humilis*, le sol à horizons sableux très cohérents superficiels représente le terme le plus typique et le plus aride des sols associés aux zones hardé (PIAS et BACHELIER, 1952 ; GAVAUD, 1971).

2.4. Sol observé dans la zone de mares

Le sol de la fosse F4 (description en annexe IV) diffère fortement des autres sols décrits sur la séquence par ses caractères argileux et hydromorphes. La morphologie mamelonnée de la surface peut s'interpréter par le développement de caractères vertiques (DUCHAUFOUR, 1983 ; JAILLARD et CABIDOCHÉ, 1984). Néanmoins, en l'absence de faces obliques caractéristiques, nos observations indiquent que la morphologie mamelonnée serait due à une intense activité de vers de terre. La présence d'un mince horizon sableux lité sous l'horizon mamelonné de surface a vraisemblablement pour origine des épandages sableux (érosion observée près du ressaut topographique). La prédominance des horizons argileux pourrait résulter du développement des horizons d'accumulation selon le modèle proposé par BOQUER (1971 a) ou correspondre à des sédiments plus argileux appartenant au matériau inférieur.

3. ÉLÉMENTS SUR LA DYNAMIQUE HYDRIQUE ET ÉROSIVE

3.1. Fonctionnement hydrique à la surface des sols

Des observations qualitatives concernant le fonctionnement hydrique au cours de la saison pluvieuse ont permis de distinguer, à partir de la zone arborée vers la zone de mares (figure IV.2) :

- (1) une zone d'infiltration dès imbibition, sur le replat supérieur ;
- (2) une zone de ruissellement où les horizons sableux peu cohérents sont érodés, à proximité du ressaut topographique ;
- (3) une zone de ruissellement en nappe et de stagnation de l'eau s'étendant sur les trois quarts du replat inférieur ;
- (4) une zone d'accumulation superficielle d'eau, dans les mares.

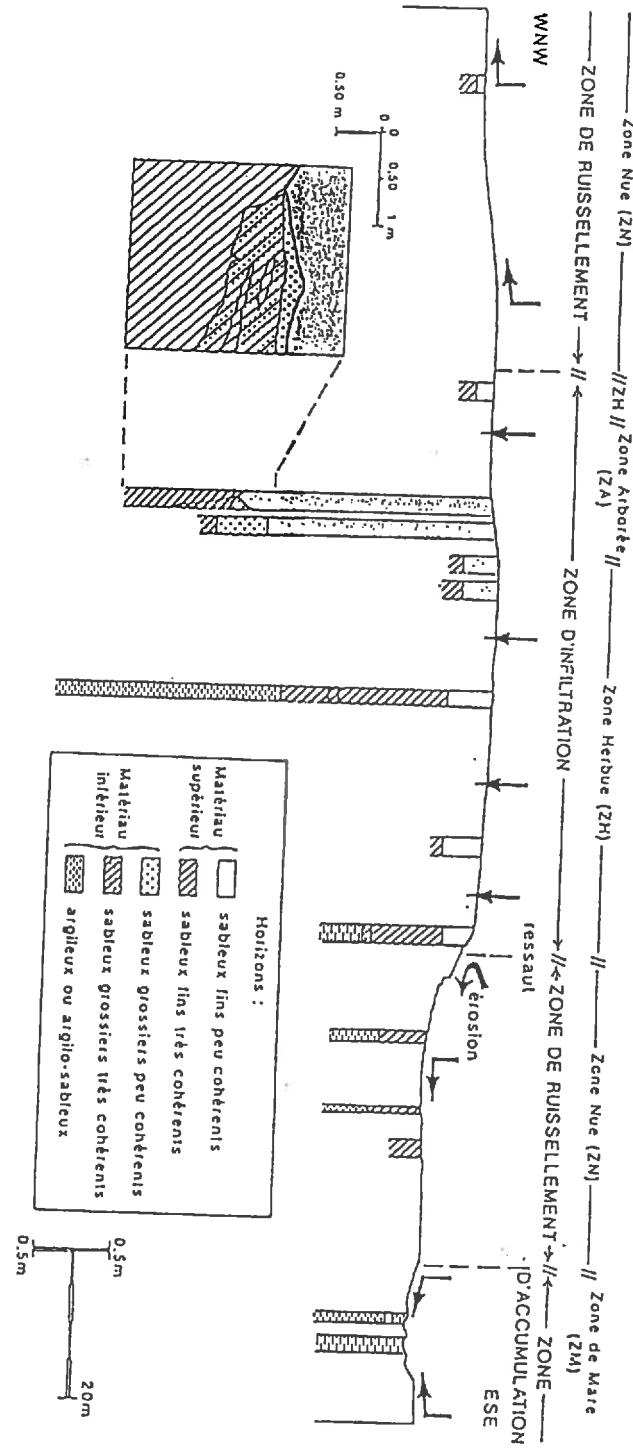


Figure IV.2 Schéma de la dynamique hydrique et érosive à la surface des sols

Les observations portant sur les micro-organisations superficielles permettent de préciser les caractéristiques du fonctionnement actuel à la surface des sols. Ainsi, le sol associé à une végétation arborée est soumis à une forte activité biologique et à des dépôts d'origine éolienne. Le sol associé à une végétation herbacée saisonnière présente une surface plane, des croûtes structurales de réorganisation sur place, des indices d'entraînement ou de dépôt éolien et une forte activité de termites en fin de saison des pluies.

Le ressaut topographique correspond à une dénivellation de 0,6 m sur une distance de 1,5 m avec une pente régulière ou une morphologie en "marche d'escalier" (de 2 à 5 cm de hauteur). Ce ressaut topographique s'accompagne localement de griffes d'érosion s'étendant sur une distance de 1 à 2 m. Il est situé à la limite entre la zone herbacée et la zone nue. Au cours de fortes averses, l'érosion hydrique se manifeste en décapsant les horizons SPC et en faisant apparaître la partie supérieure des horizons STC. Ce ressaut topographique est donc interprété comme une limite d'érosion régressive, comparable à celle décrite par BOULET (1978) dans le cas de la toposéquence de Tassamakat au Burkina-Faso.

Au delà de ce ressaut et vers la zone nue, l'eau ne s'infiltra que dans les premiers centimètres du sol, en raison de la proximité des horizons STC. La nudité du sol permet un ruissellement en nappe qui est cependant limité par la très faible pente. Les mares sont des zones de concentration et de stagnation de l'eau.

3.2. Profils hydriques saisonniers

3.2.1. Profil hydrique du sol de la zone arborée

Les profils hydriques concernent le sol à horizons SPC épais d'environ 3 m. Le régime hydrique se caractérise par la présence temporaire d'une nappe au sein des horizons SPC. Le toit de cette nappe est à 1,8 m de profondeur, en 1989 au début de la saison sèche (figure IV.3). Dans les horizons situés au-dessus de cette nappe, la teneur en eau massique était de 3 à 15 %, avec un taux de saturation en eau de la porosité de 10 à 40 % respectivement. La nappe n'est pas alimentée par un flux associé à l'existence de la discontinuité (aucun écoulement n'étant observé en relation avec cette discontinuité). Le profil hydrique de 1989 (figure IV.3) ressemble à un profil hydrique de sol ferrugineux en saison humide, comme celui décrit dans la région de Garoua par HUMBEL (1972) et caractérisé par une nappe à 1,5 m de profondeur. Au début de la saison sèche en 1990, aucune nappe n'est observée (figure IV.3). Sur toute l'épaisseur des horizons SPC (3,1 m), la teneur en eau massique varie alors de 1 à 11 %, avec un taux de saturation correspondant de 3 à 30 %. En l'absence de nappe, le profil

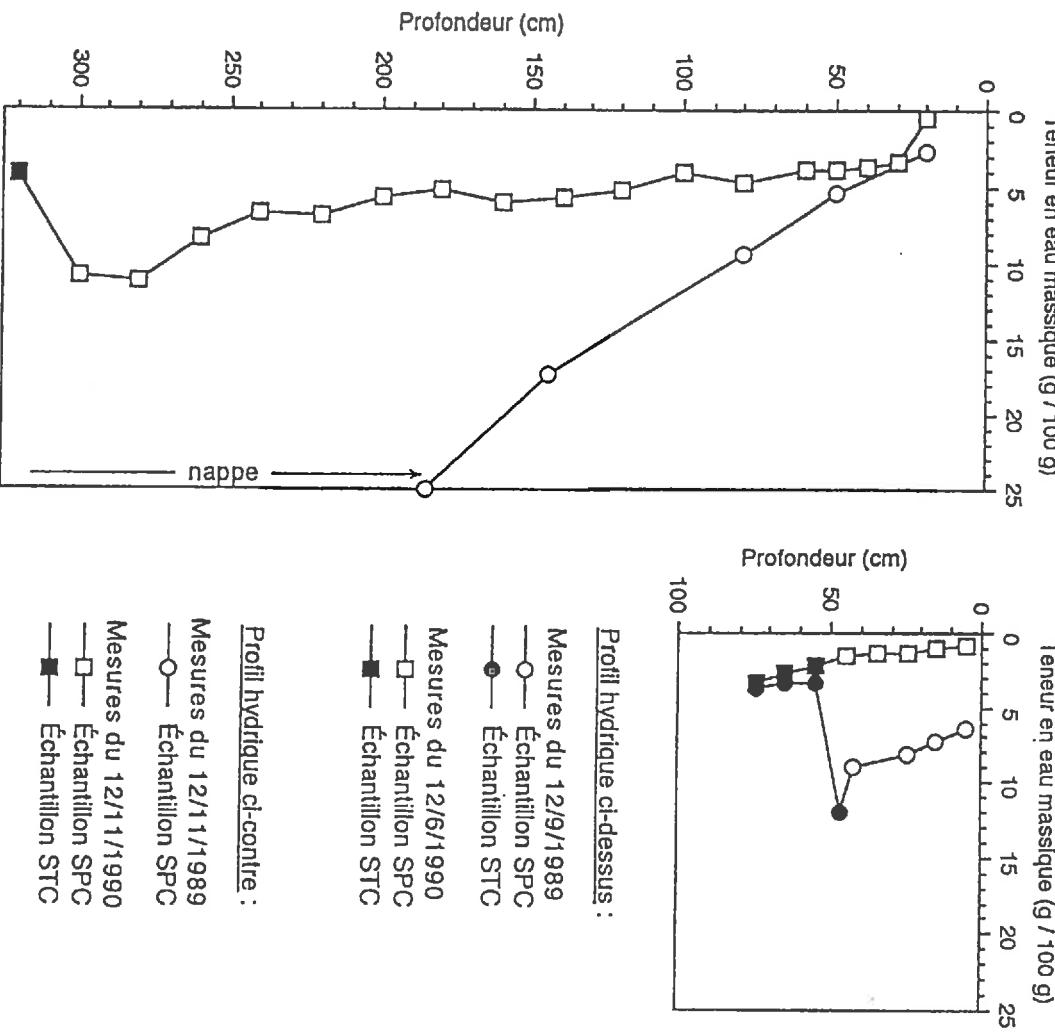


Figure IV.3 Profils hydriques saisonniers : à gauche d'un sol à horizons sableux peu cohérents épais de 3 m (zone arborée) et à droite d'un sol à horizons sableux très cohérents présents à 0,5 m de profondeur (zone herbacée)

hydrique est semblable au profil hydrique de saison sèche qui caractérise le même sol ferrugineux de la région de Garoua (HUMBEL, 1972).

3.2.2. Profil hydrique du sol de la zone herbacée

Le sol présente une discontinuité très contrastée entre les horizons SPC épais de 0,5 m et les horizons STC sous-jacents. Pour les horizons SPC, la teneur en eau massique est de 6 à 9 % en fin de saison humide et de 1 % en fin de saison sèche (figure IV.3). Les taux de saturation correspondants sont de 25 à 40 % en saison humide et de 5 % en saison sèche. Des teneurs en eau maximales de 15 % sont enregistrées pour ces horizons (sur d'autres profils hydriques). Pour les horizons STC, seule la partie située à moins de 10 cm sous la discontinuité de cohésion montre une variation hydrique saisonnière (figure IV.3) : la teneur en eau est de 12 % en fin de saison humide (taux de saturation de 75 %) et de 2 % en fin de saison sèche (taux de saturation de 5 %). Plus en profondeur, la teneur en eau (3 %) ne varie pas de manière significative au cours de l'année.

Les caractéristiques hydriques de ce sol se rapprochent de celles qui sont décrites pour des planosols et des sols halomorphes du Nord-Cameroun (HUMBEL, 1968 et 1972 ; GUIS, 1972, 1973 et 1976 ; EYOG-MATIG, 1989). L'existence d'une nappe temporaire dans les horizons situés immédiatement au-dessus de la discontinuité de cohésion a été décrite pour des sols à morphologie semblable (BRABANT, 1967 et 1991 ; GAVAUD et al., 1976 ; BOULET, 1978). A Lagadgé, nous n'avons jamais observé d'écoulement au contact entre les horizons SPC et les horizons STC.

4. CONCLUSION

Les observations ont concerné chacune des zones du *hardé* (zone arborée, zone herbacée, zone nue, zone de mares) et nous ont conduit à distinguer deux matériaux sédimentaires : un matériau supérieur homogène à sable fin surmontant un matériau hétérogène à sable fin ou grossier. L'origine sédimentaire de la limite entre ces matériaux est attestée par la présence d'un chenal de sable grossier interstratifié. Le matériau inférieur présente une dominante sableuse dans le sol de la zone arborée et une dominante argileuse dans le sol des zones herbacées ou nues.

Au sein de ces matériaux sédimentaires, la différenciation pédologique porte essentiellement sur la présence ou non d'horizons à forte cohésion et sur leur épaisseur. Deux principaux types d'horizons sont reconnus de haut en bas.

(1) Des horizons sableux peu cohérents (SPC) sont généralement bruns, massifs et sablo-limoneux à sable fin ou grossier. Leurs caractères secondaires tiennent à l'existence d'un horizon faiblement humifère en surface, d'un horizon particulaire et blanchâtre vers la base, d'une activité biologique faible, de volumes cohérents discontinus et de nodules ferrugineux. Ces horizons sont humectés de manière saisonnière.

(2) Des horizons sableux très cohérents (STC) sont généralement bruns, massifs (prismatique large) et sablo-argileux ou argilo-sableux à sable fin ou grossier. Ils présentent de manière ponctuelle des nodules ferrugineux, des pseudomycéliums carbonatés et quelques traces d'activité biologique. La teneur en eau ne varie pas sensiblement au cours de l'année (excepté dans les premiers centimètres sous la discontinuité de cohésion).

La différenciation des horizons SPC ou STC est discordante par rapport aux matériaux sédimentaires, et le contact entre ces deux types d'horizons se présente en règle générale comme une limite régulière, plane et très contrastée.

A partir de la zone arborée vers la zone nue, les observations mettent en évidence plusieurs gradients : développement des horizons sableux très cohérents et corrélativement, réduction des horizons sableux peu cohérents, diminution de l'infiltration et augmentation de l'érosion, et diminution de l'activité végétale et faunique. Cette différenciation de la couverture pédologique correspond à des séquences régionales où l'on rencontre d'amont en aval, des sols ferrugineux tropicaux, des planosols, des solonetz et des vertisolos ou sols hydromorphes. L'ordre de la superposition verticale des horizons et de leur succession latérale présente de nombreuses analogies avec la séquence décrite à Mindéra par BOCQUIER (1971 a et b). Néanmoins, les différenciations latérales de la couverture pédologique à Lagadgé s'observent sur de beaucoup plus courtes distances. La distinction avec celle de Mindéra repose sur trois points qui concernent la présence de deux matériaux sédimentaires, d'indices anthropiques (éclats de quartzite taillés par l'Homme au sein des horizons STC) et d'un ressaut topographique interprété comme une limite d'érosion (responsable de l'affleurement des horizons STC dans la zone nue, où les sols sont donc des sols tronqués).

Enfin, cette étude des sols présents dans chaque zone du *hardé* Lagadgé montre clairement que le fonctionnement hydrique et l'existence de la végétation varient en même temps que la profondeur d'apparition des horizons sableux très cohérents.

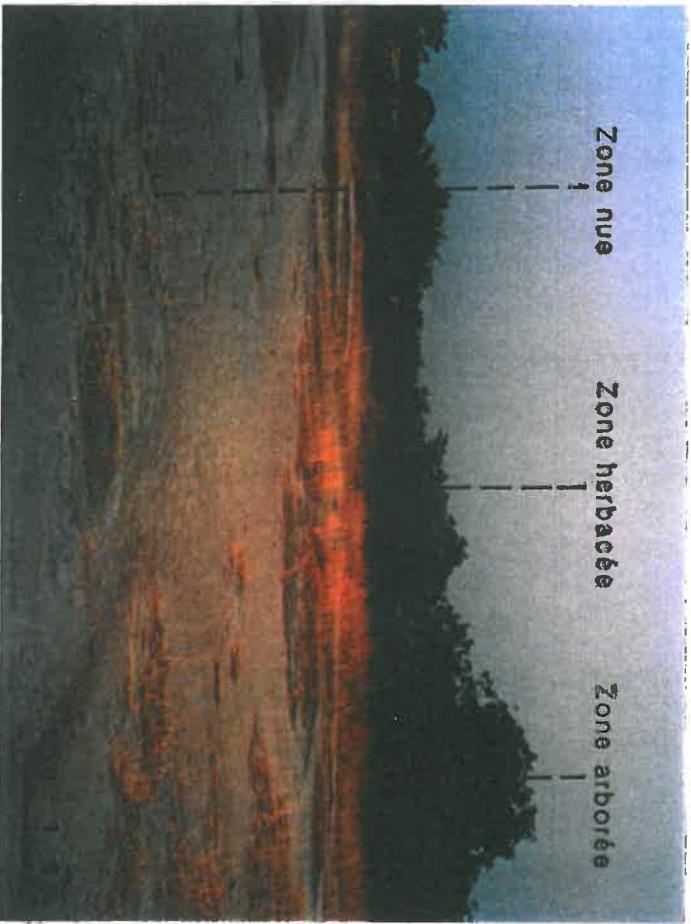


Planche IV

- A) Distribution des zones de végétation à la surface du hardé Lagadgé
- B) Sol présentant une limite très contrastée entre les horizons SPC et les horizons STC (fosse A)
- C) Sol présentant une limite peu contrastée entre les horizons SPC et les horizons STC (fosse B)
- D) Interruption latérale des horizons STC (de droite à gauche sur la photo)

ÉTUDE DE L'ORGANISATION DES HORIZONS

Approche par cartographie de résistivité apparente et observations morphologiques le long de séquences

1. INTRODUCTION

L'objectif est d'analyser l'organisation tridimensionnelle de la couverture pédologique et plus particulièrement des horizons sableux très cohérents (STC) et des horizons sableux peu cohérents (SPC). Dans les zones de mares, les sols sont constitués principalement d'horizons argileux peu cohérents, et dans les zones nues, les sols sont tronqués par l'érosion. L'étude est donc focalisée dans les zones arborées et dans les zones herbacées où des horizons SPC sont superposés à des horizons STC apparaissant à différentes profondeurs.

L'analyse des relations entre les horizons SPC et STC, ainsi que des structures pédologiques associées, implique d'étudier les horizons verticalement sur quelques mètres et latéralement sur plusieurs décamètres. Une démarche basée sur les travaux d'analyse structurale pourrait être envisagée (BOCQUIER, 1971 a et b ; BRUAND, 1980 ; BOULET *et al.*, 1982 a, b et c, 1984 ; HUMBEL, 1984 ; FRITSCH *et al.*, 1986 ; LAMOTTE *et al.*, 1988 et 1990 ; LUCAS, 1989...). La mise en œuvre d'une telle démarche est irréalisable pour les sols du *hardé Lagadgé* en raison des difficultés d'investigation liées aux propriétés mécaniques des horizons très cohérents (traversée des horizons STC impossible à la tarière, difficulté de creusement de fosses).

Pour suivre les organisations pédologiques dans les trois dimensions, nous avons procédé indirectement en effectuant des mesures géophysiques à partir de la surface du sol. La mise en œuvre de ces mesures s'appuie sur une expérience acquise dans des situations similaires (taille des organisations et profondeur d'investigation de quelques mètres), mais dans le cadre de recherches essentiellement archéologiques (HESSE, 1966 et 1978).

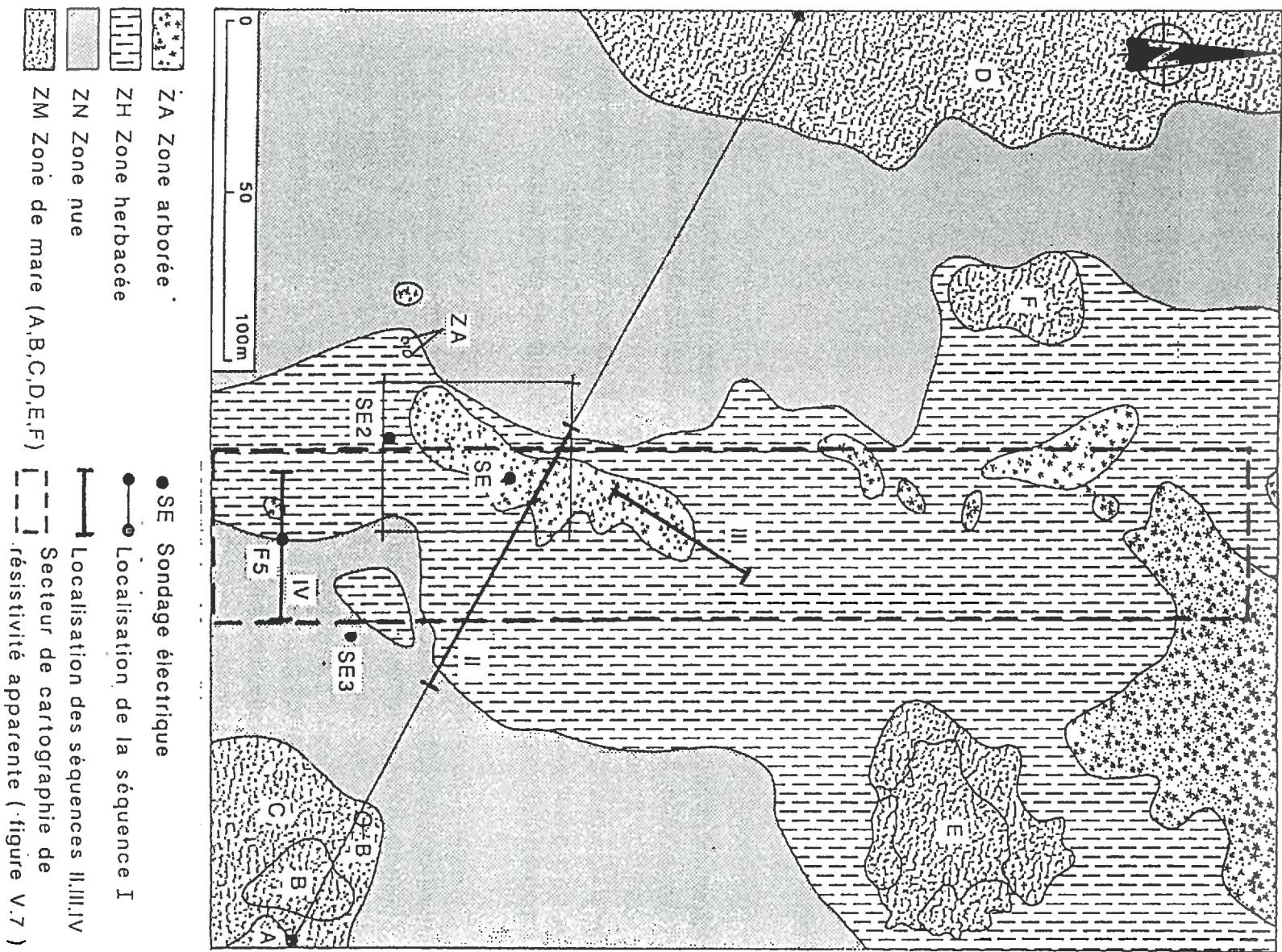


Figure V.1 Localisation du secteur de cartographie de résistivité apparente et localisation des séquences II, III et IV sur la carte des associations végétales (figure III.5)

2. MÉTHODOLOGIE

2.1. Choix du secteur d'investigation

Le choix du secteur d'investigation s'appuie sur les connaissances acquises après l'étude des sols dans les différentes zones du *hardé* et sur l'hypothèse d'une correspondance entre les associations végétales repérées à la surface du sol et les organisations pédologiques sous-jacentes (figure V.1) : apparition d'horizons STC à moins de 0,1 m dans les zones nues (ZN), à environ 0,5 m dans les zones herbacées (ZH) et approfondissement ou absence de ces horizons STC dans les zones arborées (ZA). Sur la base de cette hypothèse, le secteur de prospection recoupe des zones herbacées, des zones arborées de différente taille et une portion de zone nue pour une part moins importante (figure V.1). Pour des raisons pratiques de mise en place et d'utilisation du carroyage, ce secteur est de forme rectangulaire (50 x 300 m) et il est orienté dans sa plus grande longueur sur le nord magnétique.

2.2. Choix de la méthode géophysique

Étudier l'organisation des horizons STC et SPC équivaut à suivre latéralement et verticalement la géométrie de la discontinuité de cohésion. Celle-ci coïncide non seulement avec une discontinuité de structure, de propriété d'humectage, et pour une moindre mesure, de granulométrie et de teinte, mais elle correspond aussi à une discontinuité de densité apparente, de teneur en eau (§ IV.3.2), d'acidité et de conductivité électrique en solution (tableau V.1).

Tableau V.1 : Caractéristiques physico-chimiques des horizons sablo-sableux peu cohérents et des horizons sablo-limoneux très cohérents (fosse B, localisation sur la figure IV.1)

Type [1]	Prof. [2]	Granul. [3]	Cohésion [4]	Humect. [5]	HSS [6]	HSH [7]	Da [8]	pH [9]	γ_{25} [10]	σ
SPC	2 à 15	SL	1	rapide	1	8	1,5			
SPC	15 à 40	SL	1	rapide	1	12	1,4	4,9	< 0,1	
SPC	40 à 56	SL	1 à 2	rapide	1	14	1,5			16,1
SPC	56 à 57	S	0	rapide	1	15		5,7	< 0,1	
STC	57 à 70	SA	3	lent	2	10	1,8	7,5	0,3	15,6
STC	70 à 205	SA	3	lent	3	6	1,8	7,8	0,2	

[1] Type d'horizon : SPC sablo-sableux peu cohérent et STC sablo-sableux très cohérent, [2] Profondeur (cm), [3] Granulométrie : SL sablo-limoneuse, S sableuse et SA sablo-argileuse, [4] Cohésion d'un échantillon sec : 0 sans cohésion, 1 cohésion faible, 2 cohésion forte, 3 cohésion très forte, [5] Humectage, [6] Teneur en eau massique (g. 100 g⁻¹) de saison sèche (Hss) ou de saison humide (Hsh) mesurée par "perte de poids" (HENIN, 1977), [7] Densité apparente mesurée à l'aide de cylindres (HENIN, 1976), [8] pH mesuré avec un rapport échantillon/eau = 1/2,5 (AFNOR, 1987 a), [9] Conductivité électrique en solution ($\times 10^{-1}$ S m⁻¹) mesurée avec un rapport échantillon/eau = 1/5 (AFNOR, 1987 b), [10] Susceptibilité magnétique ($\times 10^{-5}$ USI)

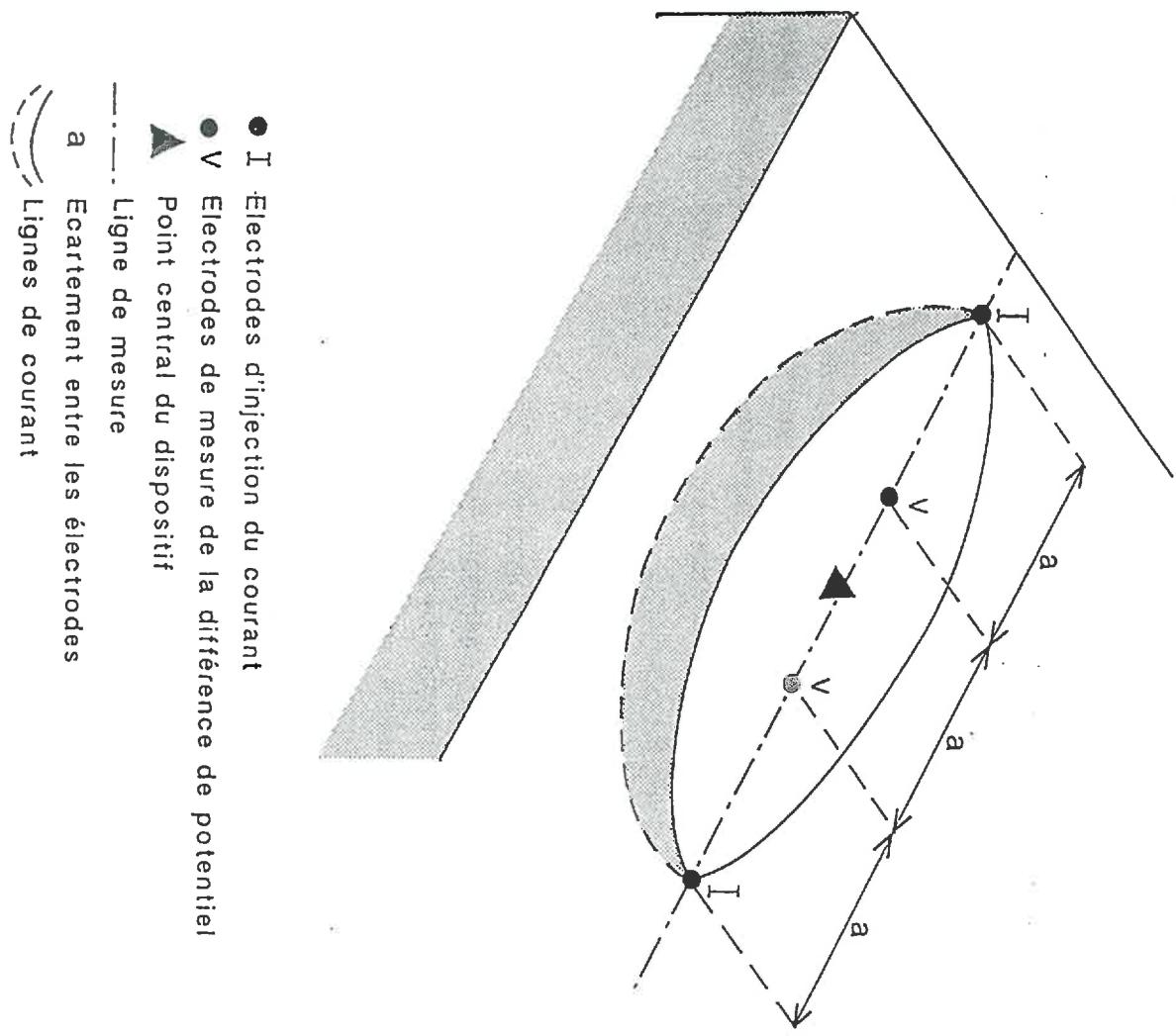


Figure V.2 Schéma du dispositif de mesure de la résistivité apparente en Wenner normal

Les principales méthodes géophysiques appliquées au domaine des couvertures superficielles et concernant des surfaces hectométriques sont les méthodes suivantes (HESSE, 1987 ; TELFORD et al., 1990) : électrique, électromagnétique, gravimétrique, magnétique, radar-sol, sismique et thermique. En considérant les variations verticales de granulométrie (S à SA), de conductivité électrique en solution (0,001 à 0,025 S·m⁻¹), de densité apparente (1,5 à 1,8) et de teneur en eau massique (rapport x 0,5 en fin de saison des pluies et x 2 en fin de saison sèche), il paraît approprié d'utiliser des mesures de résistivité pour suivre la discontinuité de cohésion.

Les mesures de résistivité conviennent à une reconnaissance tridimensionnelle (HESSE et al., 1986). La mise en œuvre et l'interprétation de mesures de résistivité bénéficient d'une grande expérience en pédologie : pour des travaux de cartographie (GAUSSEN, 1977 ; CABIDOCHE et SERVANT, 1980 ; BOTTRAUD et al., 1984 a et b ; ANDRIEUX et al., 1986 ; DABAS et al., 1989 ; HESSE et REKACEWICZ, 1990), de caractérisation d'altérite ou de roche-mère (ALBOUY et al., 1970 ; BOULANGE et CARN, 1971 ; AUROUSSEAU, 1976 ; BLOT, 1980), d'étude de sol halomorphe (SERVANT, 1975 ; HALVORSON et RHOADES, 1976 ; EL IDRISI, 1977 ; EL OUMRI, 1981 ; RHOADES et INGVALSON, 1984) ou de caractérisation hydrique (HUMBEL, 1969 ; BOTTRAUD, 1983 ; CABIDOCHE, 1985). L'hypothèse d'une prospection magnétique n'est pas retenue en raison de l'absence de contraste de susceptibilité magnétique de part et d'autre de la discontinuité de cohésion (tableau V.1).

2.3. Rappel méthodologique

Les mesures de résistivité sont obtenues en appliquant la "méthode électromagnétique" (émission d'un champ électromagnétique) ou la "méthode électrique" (injection de courant). La méthode électrique est préférée. Elle s'applique particulièrement bien à des études sur des surfaces hectométriques, dans des contextes à fort contraste de résistivité. La mise en œuvre du dispositif de mesure nécessite l'emploi d'un matériel léger (résistivimètre, électrodes, câbles). Des profondeurs d'investigations croissantes sont atteintes en augmentant la dimension du dispositif, c'est-à-dire en augmentant la distance entre les électrodes.

Dans la configuration de mesure utilisée, le dispositif de la méthode électrique comprend un résistivimètre, 2 électrodes d'injection du courant (intensité I) et 2 électrodes de mesure de la différence de potentiel ($\Delta V/I$). Les électrodes sont reliées au résistivimètre (RMCA 3, Septa) sur lequel les résistances ($R = \Delta V/I$) lues directement sont enregistrées manuellement. La résistivité ρ est calculée suivant la formule : $\rho = 2 \pi k R$ (k étant un coefficient déterminé en fonction de la disposition des électrodes plantées dans le sol).

Les électrodes sont implantées selon le dispositif "Wenner normal" (figure V.2). Elles sont ainsi disposées en ligne selon la configuration I-V-V-I et à une distance égale (désignée couramment par a). La géométrie et la composition des volumes qui sont pris en compte n'étant pas connues, les résistivités mesurées sont des résistivités dites "apparentes".

Par convention, la mesure de résistivité apparente est attribuée au point central du dispositif bien qu'elle concerne un volume de sol compris entre les électrodes les plus éloignées et dont la géométrie précise est variable en fonction des propriétés du sol. La profondeur d'investigation est de l'ordre de 3 à 4, soit par exemple 0,75 m pour $a = 1$ m (quadripôle en 1 m). Ce dispositif peut être utilisé en "sondage électrique" ou en "cartographie de résistivité".

Le sondage électrique s'apparente à une coupe verticale de résistivité apparente. Le dispositif est centré à l'aplomb d'un point et la valeur de a est progressivement augmentée, ce qui revient donc à atteindre des profondeurs croissantes. Les organisations étant considérées comme tabulaires, l'interprétation permet de déterminer une succession verticale de couches uniformes horizontales dont la résistivité et l'épaisseur sont estimées.

La cartographie de résistivité apparente consiste à déplacer un quadripôle à écartement constant a des électrodes le long de lignes parallèles et équidistantes. Les mesures sont portées sur des cartes où sont tracées des courbes dégagées valeur de résistivité apparente. Ces cartes mettent en évidence des structures, que l'on appelle "anomalies", caractérisées par leur géométrie et leurs gradients de résistivité apparente. Ces anomalies sont situées dans un volume de sol atteignant la profondeur maximale de 3 $a/4$ environ.

2.4. Modalité de mise en œuvre de la méthode électrique

La mise en œuvre de la méthode électrique nécessite de procéder à des essais de reconnaissance par sondage électrique. Pour la cartographie de résistivité apparente, il convient ensuite de choisir les profondeurs d'investigation (et les valeurs de a qui leur sont liées) et la maille de mesure. Enfin, il faut contrôler la validité des mesures et effectuer des calages par rapport aux organisations pédologiques.

2.4.1. Sondages électriques de reconnaissance

Au premier stade de l'investigation sur le terrain, un sondage électrique est réalisé dans chacune des zones ZA, ZH et ZN. Le but de cette opération est de vérifier l'hypothèse selon laquelle la différence de cohésion entre des horizons coïncide avec un contraste significatif de résistivité apparente. Il s'agit moins dans cette étape de reconnaître des structures que de tester les conditions de mesure.

Les sondages SE 1, SE 2 et SE 3 sont respectivement situés dans une zone arborée, dans une zone herbacée et dans une zone nue (figure V.1). Les sondages sont réalisés avec des valeurs de a comprises entre 0,2 m et 8 m. L'interprétation des mesures suggère les conclusions suivantes :

- dans la zone arborée (SE 1), des résistivités apparentes très fortes (supérieures à 5000 Ωm) sont mesurées en présence d'horizons SPC très épais (fosse F1, figure IV.1) ;
 - dans la zone herbacée, le sondage SE 2 s'interprète par une succession verticale de trois ensembles dont les résistivités apparentes (et les épaisseurs estimées) sont : 3250 Ωm (0,20 m), 215 Ωm (0,7 m) et 15 Ωm . Des sondages à la tarière effectués dans la même zone confirment que cette succession s'apparente à la superposition d'horizons SPC "résistants" sur des horizons STC "conducteurs" ;
 - dans la zone nue, le sondage électrique SE 3 fait apparaître de faibles résistivités apparentes (inférieures à 80 Ωm) dans les volumes proches de la surface du sol comme en profondeur. La difficulté de planter les électrodes et une vérification à la sonde montrent qu'un horizon STC est observé à environ 5 cm de profondeur.

L'expérience des sondages électriques a montré que les mesures sont difficiles à réaliser. En effet, il s'avère nécessaire dans certains cas d'arroser très

localement les électrodes pour améliorer leur contact avec les horizons qui sont secs. Des contrastes de résistivité apparente apparaissent en sondage électrique. Ils correspondent à des différences de cohésion : les faibles résistivités apparentes sont associées aux horizons STC. La cartographie permettra de suivre latéralement les variations de résistivité apparente.

2.4.2. Choix des profondeurs d'investigation et de la maille de mesure

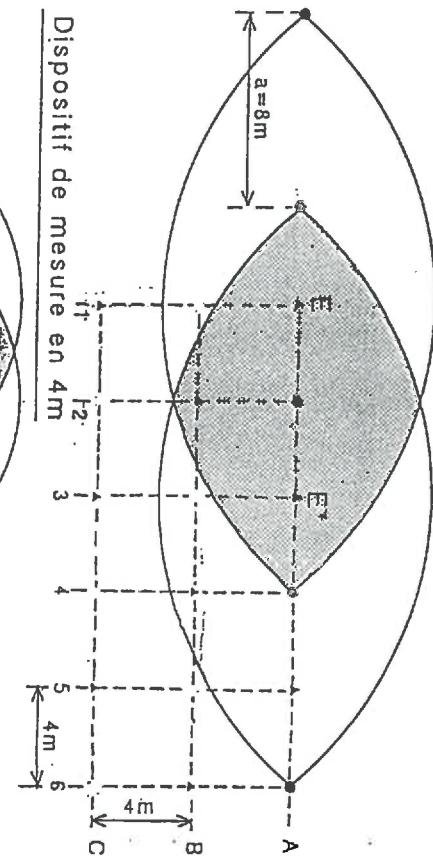
Quatre cartes de résistivité apparente ont été dressées avec un écartement différent des électrodes. Les valeurs d'écartement ont été choisies sur la base des données fournies par les sondages électriques : 1 m, 2 m, 4 m et 8 m. Le dispositif en 1 m est utilisé pour suivre la discontinuité de cohésion quand elle apparaît à faible profondeur (0,5 m en moyenne dans la zone herbacée). Les mesures avec les quadripôles en 2 m et en 4 m révèlent d'éventuels approfondissements de cette discontinuité. Enfin, un dispositif plus large en 8 m est utilisé afin de repérer des différenciations au sein du matériau sédimentaire inférieur. Les mesures effectuées avec ces dispositifs permettent de dresser quatre cartes en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m atteignant des profondeurs respectives d'environ 0,75 m, 1,5 m, 3 m et 6 m.

Les profondeurs d'investigation étant fixées, la maille de mesure est déterminée en fonction de la dimension supposée des structures. Il faut pour cela chercher un compromis entre une maille serrée synonyme de finesse dans la délimitation des objets et une maille plus large permettant de prospecter une plus grande surface avec le même nombre de mesures. De plus, pour les couvertures superficielles, les expériences acquises en cartographie de résistivité apparente par HESSE (1978) et par BOTTRAUD *et al.* (1984 a) montrent la nécessité de procéder à des mesures serrées sur des surfaces dépassant largement la taille de l'objet étudié afin de discerner des influences liées à des hétérogénéités locales (telles que des termitières par exemple). Enfin, les quatre cartes à profondeurs différentes doivent être superposables c'est-à-dire que leurs points de mesures respectifs doivent être situés à l'aplomb les uns des autres. La dimension de cette maille est alors fixée d'après l'amplitude des ondulations de la discontinuité verticale de cohésion et de la largeur de l'interruption latérale des horizons STC (figure IV.1). Comme cette amplitude et cette largeur sont d'ordre décimétrique, une maille de 4 m est appropriée.

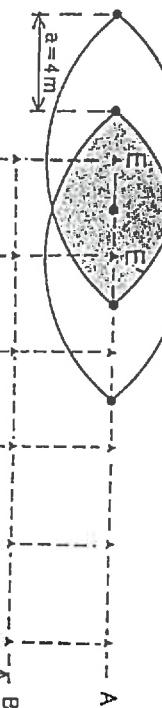
La maille normale pour un dispositif Wenner est carrée (distance a entre les points de mesure sur une ligne et distance a entre les lignes). Cette maille permet un déplacement simple et rapide sur le terrain et assure un recouvrement satisfaisant entre les mesures contiguës. Dans le protocole adopté à Lagadgé, la carte en 4 m est la seule qui corresponde à cette disposition.

La maille de 4 m est appliquée aux autres cartes pour trois raisons : cohérence avec la dimension des structures étudiées en surface comme en profondeur, économie de temps de mesure pour l'établissement des cartes en 1 m et 2 m, homogénéité de la densité d'information sur chaque carte et du détail des tracés finaux. Il résulte de ce choix que la carte en 2 m et, plus encore, celle en 1 m sont sous-échantillonées ; les structures peuvent alors être insuffisamment décrites. Le contraire devrait se produire sur la carte en 8 m, mais on réduit l'échantillonnage en sautant une mesure sur deux en quincunce. Le maillage de 4 m est cependant reconstitué par un programme

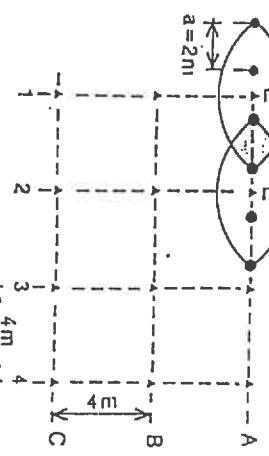
Dispositif de mesure en 8m



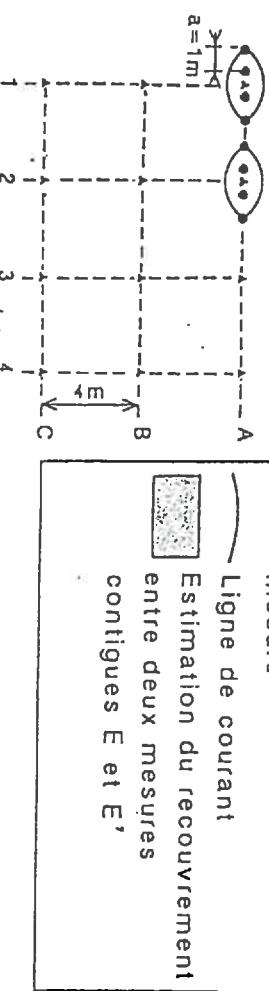
Dispositif de mesure en 4m



Dispositif de mesure en 2m



Dispositif de mesure en 1m



—○— Ligne de courant

Estimation du recouvrement entre deux mesures contigües E et E'

Figure V.3 Schéma en plan des dispositifs de mesure mis en œuvre pour la cartographie de résistivité apparente en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m

d'interpolation au moment du tracé de la carte. Toutes ces observations pourraient être discutées de manière plus approfondie en considérant les variogrammes des données de chaque carte (HESSE et TABBAGH, 1981).

La figure V.3 schématise les quatre dispositifs mis en place successivement sur le terrain, avec les volumes de sol associés à chacune des mesures. Par rapport à la maille constante de 4 m, la figure V.3 montre que les mesures en 1 m concernent des volumes ne se recouplant pas. Ces volumes sont de petite taille, ils sont proches de la surface et leur résistivité apparente est fortement influencée par les variations des facteurs externes (événement pluvieux, intensité de la dessication, variation de température...). Plus l'écartement entre les électrodes est grand, plus les mesures sont intégratrices et plus les volumes pris en compte se recoupent entre deux mesures adjacentes. Les cartes associées à ces grands dispositifs sont donc *a priori* les moins contrastées.

2.4.3. Calage par des observations morphologiques

Des cartes préliminaires dressées sur le terrain permettent une première interprétation des mesures. La confrontation avec les connaissances pédologiques antérieures suggère de procéder à des calages ponctuels. Il s'agit d'une part d'observations par sondages à la tarière ou dans des fosses, et d'autre part de mesures de résistivité apparente dans les fosses. Les mesures de résistivité apparente sont alors effectuées sur les parois des fosses à l'aide d'un petit dispositif Wenner ($\alpha = 6$ cm). Ces mesures permettent de vérifier les contrastes de résistivité apparente entre les horizons.

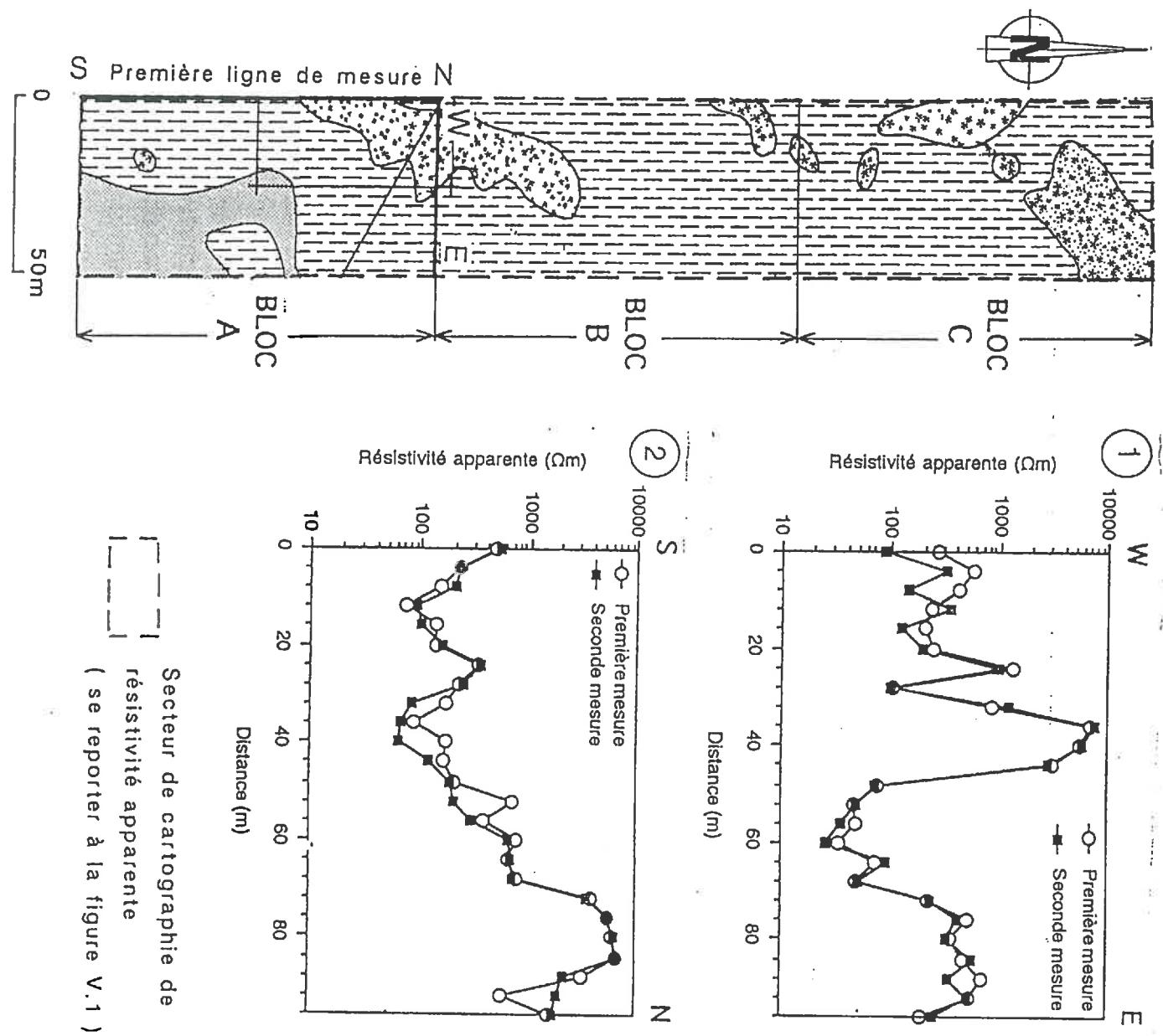
Par ailleurs, la topographie a fait l'objet d'un relevé au niveau optique avec une précision de ± 1 cm, sur une maille coïncidant avec la précédente pour un point sur deux décalé en quinconce (maille équivalente à celle des mesures de résistivité apparente en 8 m). La confrontation du relevé topographique avec les cartes de résistivité apparente permet de cerner des variations de résistivité apparente dues à des structures superficielles telles que des termitières.

3. QUALITÉ DES MESURES

3.1. Éventualité d'une dérive au cours de la période de mesure

Pendant la prospection, l'évolution des conditions climatiques peut provoquer une dérive de la résistivité apparente du sol, en particulier dans les volumes proches de la surface (HESSE, 1966). Cette dérive peut intervenir à différents intervalles de temps, au cours de la journée (conséquences de variations diurnes

Figure V.4 Répétition des mesures de résistivité apparente ($a = 1$ m) : à la frontière entre les deux blocs de mesure A et B (1) et sur la première ligne de mesure (2)



de température ou d'un événement pluvieux) et sur plusieurs semaines (effets d'une période de dessiccation). L'éventualité d'une telle dérive de résistivité apparente a été envisagée dans le cas des mesures en 1 m (forte dessiccation pendant la période de prospection en octobre 1990).

Afin de se prémunir contre une telle dérive, la prospection a été effectuée le plus rapidement possible (48 h pour les mesures en 1 m) et par "bloc" de 0,5 ha (figure V.4). A la fin de cette prospection, certaines mesures ont été doublées pour tester les conditions de répétition : il s'agit des mesures sur les frontières communes à deux blocs contigus et des mesures sur la première ligne. La comparaison des mesures en début puis en fin de prospection révèle des écarts moyens de 15 % sur les frontières de blocs contigus et de 14 % sur la première ligne. Ces écarts sont faibles et ne remettent pas en cause la validité des mesures. Par ailleurs, le suivi quotidien d'un dispositif permanent ($a = 0,8$ m) révèle des fluctuations dans les fortes valeurs (540 Ωm à 2100 Ωm) sans faire apparaître de dérive régulière au cours de la prospection en 1 m.

3.2. Variation de résistivité apparente en fonction de la teneur en eau

La résistivité apparente d'un horizon varie en fonction de la teneur en eau. Par conséquent, il convient de vérifier que les contrastes de résistivité apparente qui sont enregistrés correspondent à des horizons différents (et non à des teneurs en eau différentes d'un même horizon). Pour cela, des mesures conjointes de teneur en eau et de résistivité apparente sont effectuées dans des fosses.

La résistivité apparente est mesurée sur des parois de fosse en implantant horizontalement un petit dispositif Wenner normal ($a = 6$ cm). Les mesures ont été effectuées pour un sol présentant une discontinuité de cohésion très contrastée entre des horizons SPC épais de 0,7 m et des horizons STC sous-jacents (figure V.5). Les horizons SPC présentent une teneur en eau volumique plus faible (0,5 à 8 %) que celle des horizons STC sous-jacents (8,5 à 12,5 %). Les résistivités apparentes associées aux deux types d'horizon se distinguent très nettement (figure V.5) : 400 à 7000 Ωm pour les horizons SPC et 17 à 120 Ωm pour les horizons STC. Les mesures sur des parois de fosse confirment que les horizons SPC et STC présentent un très fort contraste de résistivité apparente, y compris lorsque leur teneur en eau est du même ordre de grandeur. Une telle différence est attribuée à une forte continuité de la phase solide hydratée dans les horizons STC qui présentent une teneur en argile plus élevée et un taux de saturation de la porosité plus élevé (figure V.6).

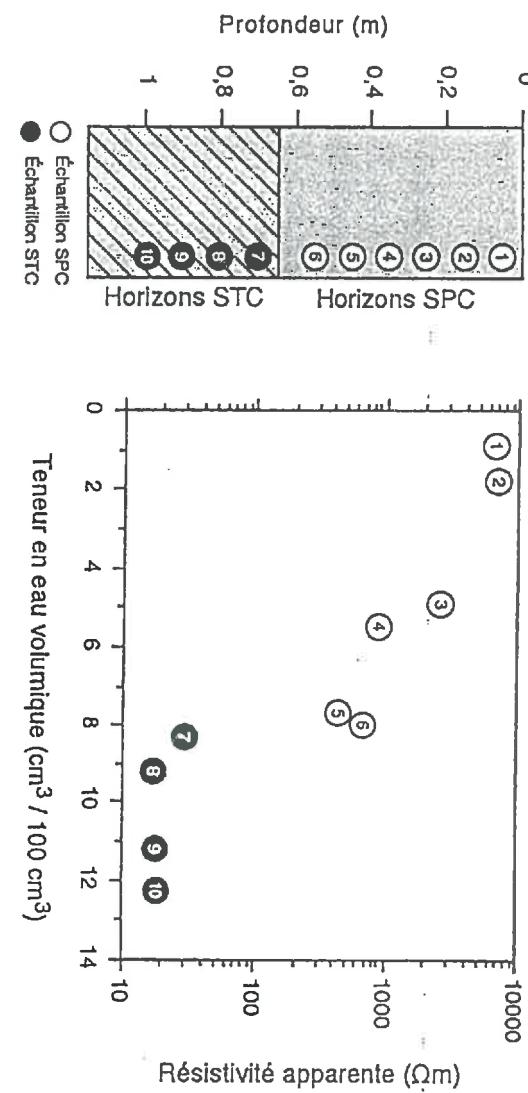


Figure V.5 Variation de la résistivité apparente d'horizons sableux peu cohérents et d'horizons sableux très cohérents en fonction de la teneur en eau volumique (mesures du 18/10/1990 : teneur en eau mesurée par "perte de poids" à 105 °C et résistivité apparente mesurée en $a = 0,6$ m sur les parois de la fosse F5, figure V.1)

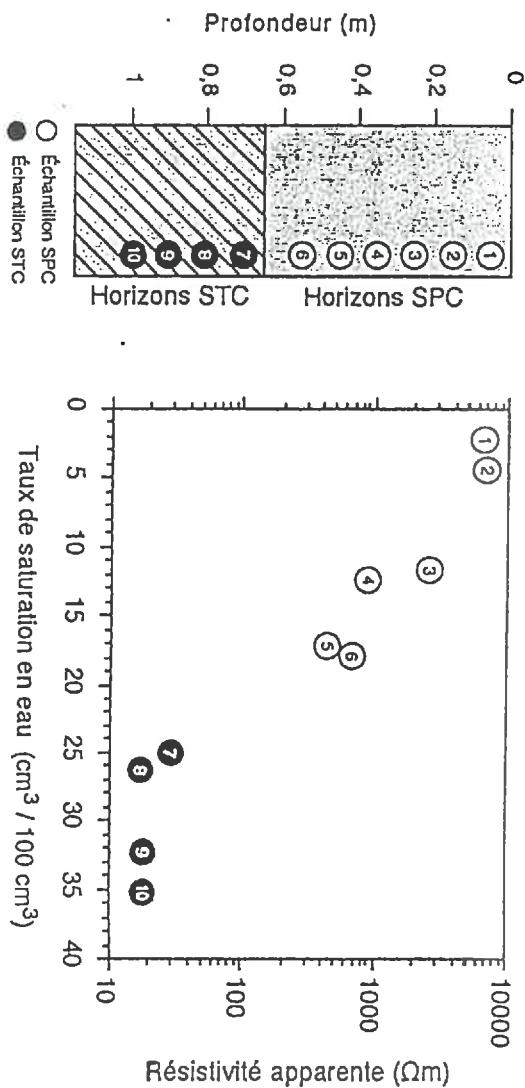


Figure V.6 Variation de la résistivité apparente d'horizons sableux peu cohérents et d'horizons sableux très cohérents en fonction du taux de saturation en eau de la porosité (mesures du 18/10/1990 : teneur en eau mesurée par "perte de poids" à 105 °C et résistivité apparente mesurée en $a = 0,6$ m sur les parois de la fosse F5, figure V.1)

4. DISTRIBUTION SPATIALE DES RÉSISTIVITÉS APPARENTES

Quatre cartes de résistivité apparente correspondant chacune à un écartement différent des électrodes ont été établies (figure V.7). Les résistivités apparentes s'échelonnent sur une très large gamme de valeurs comprises entre 7 Ωm et 10 000 Ωm (figure V.8). Une telle gamme de variation est rarement observée. Afin de rendre compte des variations relatives, à la fois sur les faibles et sur les fortes valeurs (HESSE, 1966 et 1978), les isovaleurs sont en progression géométrique (figure V.7).

Pour l'ensemble des valeurs obtenues avec les dispositifs en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m, il apparaît une très nette dominance des faibles résistivités apparentes inférieures à 500 Ωm . Ces faibles résistivités apparentes représentent en effet 90 % des mesures, et elles se répartissent en continu sur de grandes étendues (figures V.7 et V.8). Les fortes résistivités apparentes (supérieures à 500 Ωm) sont mesurées avec les dispositifs en 1 m, 2 m et 4 m (figure V.9). Seules les cartes en 1 m et 2 m présentent de très fortes valeurs, c'est-à-dire supérieures à 5 000 Ωm . L'analyse de la distribution des valeurs de résistivité apparente associées aux différentes cartes montre une diminution progressive des valeurs les plus élevées au profit des faibles valeurs, lorsque l'écartement des électrodes augmente (figure V.9). Ces caractéristiques sont en relation à la fois avec les propriétés des dispositifs mis en œuvre et avec l'absence de structure nouvelle dans les volumes de sol profonds par rapport aux volumes de sol superficiels. Sur la carte en 1 m, l'étalement des valeurs entre 20 Ωm et 10 000 Ωm est vraisemblablement dû à un sous-échantillonnage des mesures (§ V.2.4).

4.1. Carte de résistivité apparente en 1 m

Des anomalies correspondant à des valeurs de résistivité apparente supérieures à environ 1 000 Ωm s'étendent sur des distances de plusieurs décamètres (figure V.7). Au milieu de la carte, on distingue une anomalie A, large de 20 à 30 m, allongée dans l'axe NE-SW sur 50 m, présentant des valeurs de résistivité apparente supérieures à 5 000 Ωm , caractérisée sur ses bordures par de très forts gradients (6500 Ωm à 35 Ωm sur 10 m de distance) et paraissant se prolonger vers le NE et vers le NW. Dans la partie NW de la carte, une anomalie A' large de 20 m, longue de 100 m, de forme arquée et interrompue localement par de faibles valeurs de résistivité apparente se caractérise par des valeurs maximales de 2 000 Ωm et par des gradients de 900 Ωm à 50 Ωm sur 10 m de distance. À l'extrémité nord de la carte, on observe la bordure d'une anomalie A'' qui est caractérisée par des valeurs maximales de 3 000 Ωm et par des gradients de 3 000 à 30 Ωm sur 20 m de distance.

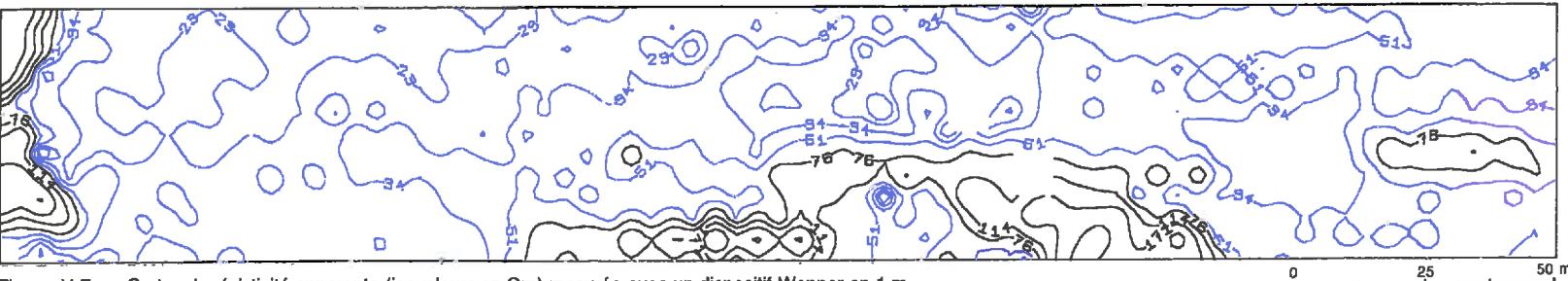
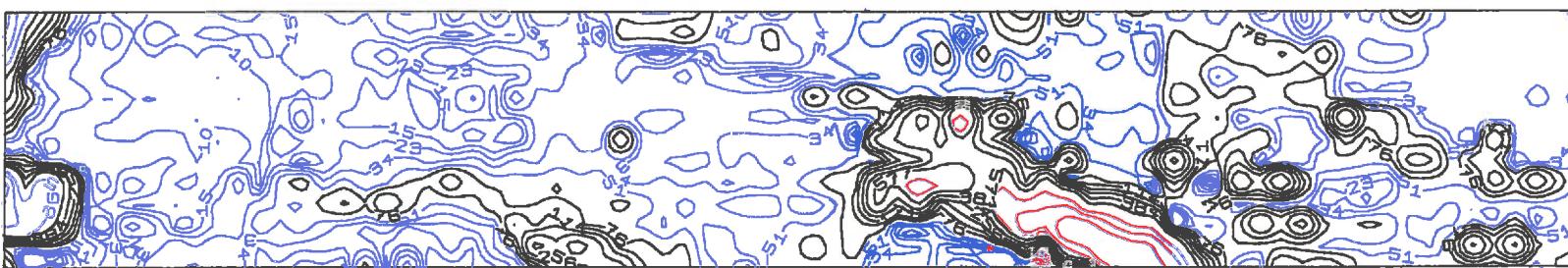
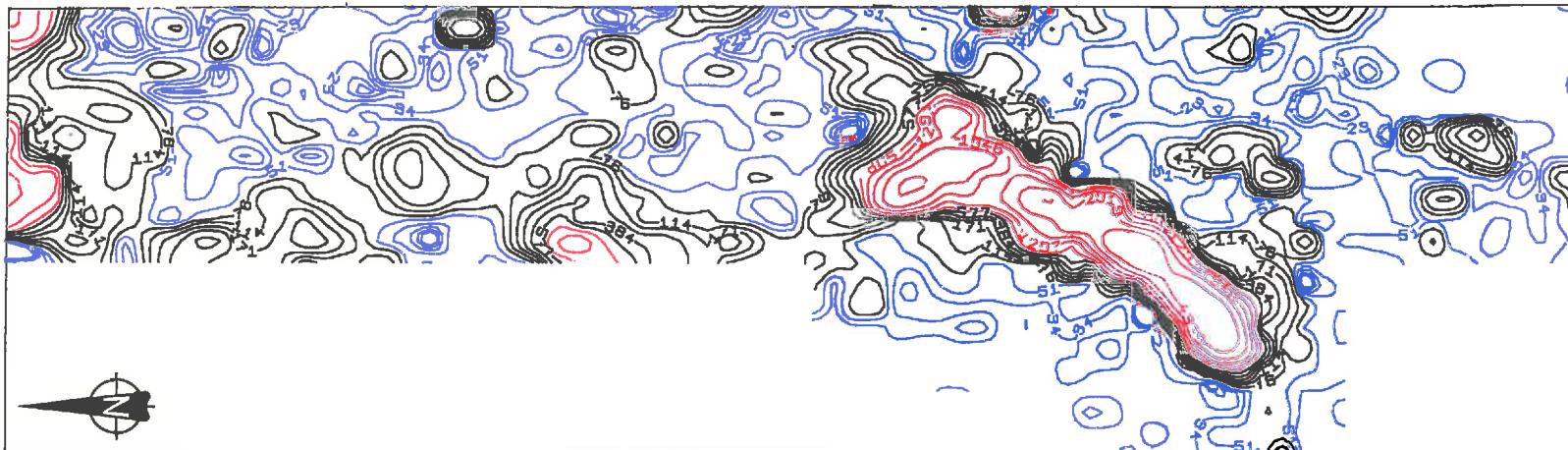
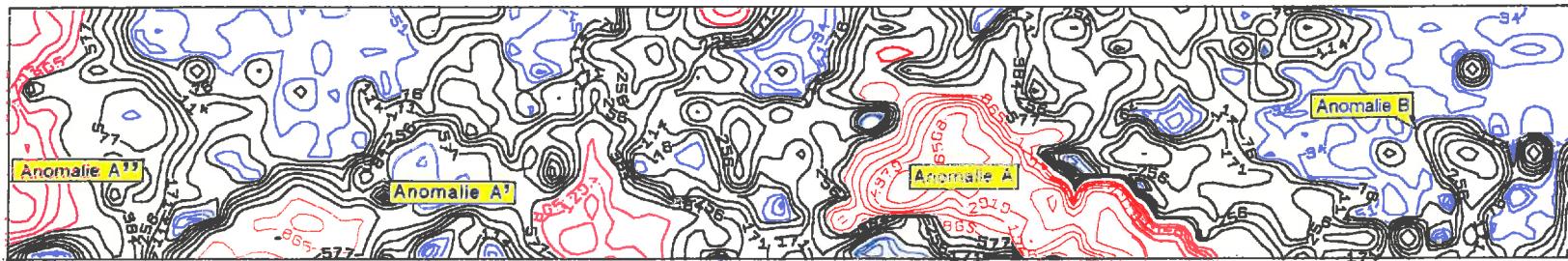
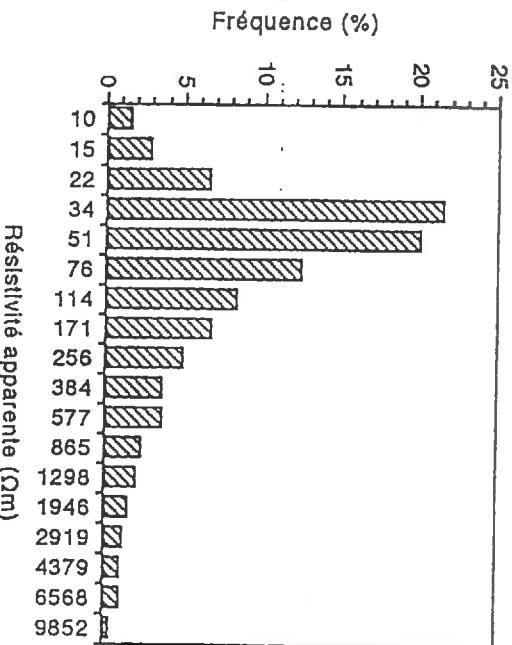
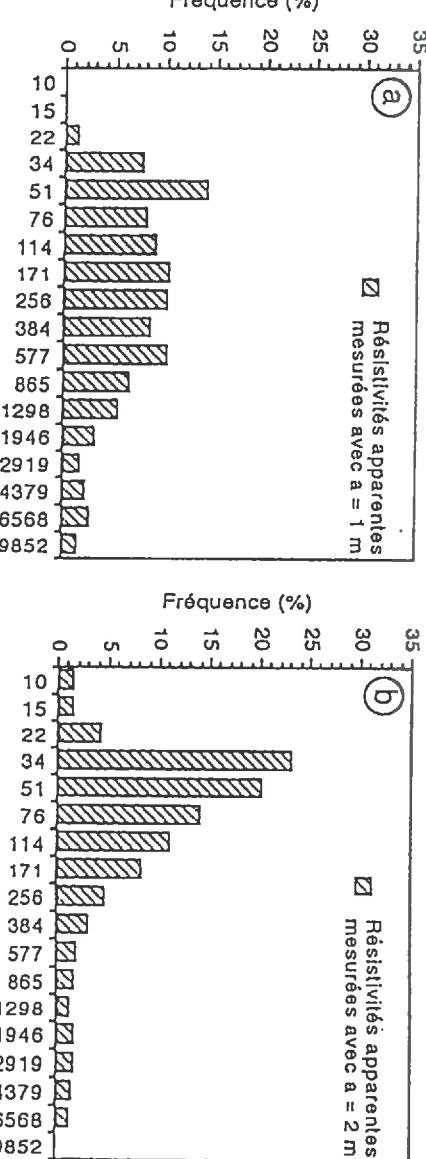


Figure V.7 Cartes de résistivité apparente (isovaleurs en Ωm) mesurée avec un dispositif Wenner en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m (LAMOTTE, DABAS, GABALDA, HESSE et ROBAIN, non publiée). Se reporter à la figure V.1 pour la localisation du secteur



Résistivité apparente (Ωm)

Figure V.8 Distribution des valeurs de résistivité apparente pour l'ensemble des mesures en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m



Résistivité apparente (Ωm)

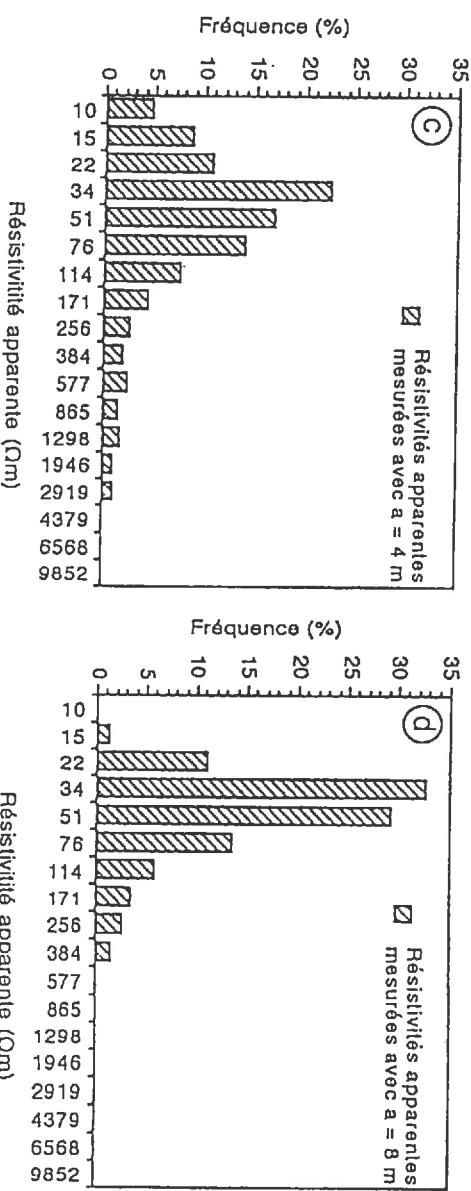


Figure V.9 Distribution des valeurs de résistivité apparente sur les cartes en 1 m (a), 2 m (b), 4 m (c) et 8 m (d)

Les faibles valeurs de résistivité apparente, inférieures à 500 Ωm , se répartissent en continu sur les trois-quarts de la surface étudiée (figure V.7) : la distribution de ces valeurs est hétérogène, excepté dans la partie sud et dans la partie nord-est de la carte où deux étendues homogènes sont constituées par de très faibles valeurs comprises entre 30 et 90 Ωm . Des anomalies de taille décimétrique présentant des valeurs maximales de 600 Ωm environ sont présentes localement. Elles sont caractérisées par des gradients de 600 Ωm à 35 Ωm sur 10 m de distance. L'anomalie B, située au sud de la carte, est un exemple de ces anomalies décimétriques. Elle s'interrompt nettement vers l'est mais elle paraît se prolonger vers l'ouest (figure V.7). Enfin, on distingue des structures de 5 à 10 m, de forme circulaire et présentant de faibles gradients de résistivité apparente (200 Ωm à 40 Ωm sur une distance de 4 m). Ces structures correspondent à 1 ou 2 points de mesure et elles sont d'une importance secondaire (artefact, bruit de fond, terminière).

4.2. Carte de résistivité apparente en 2 m

Sur la carte en 2 m, les résistivités apparentes s'échelonnent entre 7 Ωm et 8000 Ωm (figures V.7 et V.9). Les valeurs supérieures à 1000 Ωm , qui représentent environ 5 % de la surface, sont disposées principalement au centre de l'anomalie A (déjà présente sur la carte en 1 m). Le secteur de prospection électrique a été élargi, vers le NE et le SW de manière à préciser la forme et la taille de cette anomalie. Elle s'étend sur une largeur de 15 m, sur une longueur de 80 m et avec des contours réguliers et ondulés. Vers l'est et l'ouest, son interruption est nette et marquée par de très forts gradients (les plus forts sont de 4500 Ωm à 10 Ωm sur 5 m de distance). Vers le NE, le NW et le SE, les gradients de résistivité sont nettement plus faibles et l'anomalie A se prolonge sur une distance de 15 à 20 m.

Les anomalies A' et A'' sont aussi observées. L'anomalie A' présente encore sa forme arquée, mais la largeur (15 m), les valeurs maximales de résistivité (1300 Ωm) et les gradients (400 à 40 Ωm sur 10 m) sont nettement plus faibles que sur la carte en 1 m. Vers le nord, cette anomalie A' est interrompue alors que vers le sud elle se prolonge et elle paraît se raccorder à l'anomalie A.

Les faibles résistivités apparentes s'étendent en continu sur de grandes distances (150 m à partir de l'anomalie A vers le nord par exemple). Les très faibles valeurs inférieures à 90 Ωm sont encore présentes dans les parties sud et nord-est de la carte, mais avec une plus grande extension (75 % de la surface) que sur la carte en 1 m (25 %). L'anomalie décimétrique B décrite sur la carte en 1 m est aussi observée, mais sur la carte en 2 m elle est interrompue vers l'ouest.

4.3. Carte de résistivité apparente en 4 m

Les valeurs de résistivité apparente mesurées avec le dispositif en 4 m sont comprises entre 7 Ωm et 4500 Ωm (figure V.9). Les faibles résistivités apparentes (inférieures à 500 Ωm) représentent 95 % de la superficie totale.

Les grandes anomalies A, A' et A'' sont encore présentes (figure V.7). Comme sur la carte en 2 m, l'anomalie A est large de 15 m environ et elle se prolonge localement vers le NE et le NW (sur une dizaine de mètres), mais son pourtour est ici irrégulier et les résistivités apparentes au centre de l'anomalie sont nettement hétérogènes. L'anomalie A' de forme arquée et de 10 m de large est associée à de faibles gradients de résistivité apparente (400 Ωm à 50 Ωm sur une distance de 15 m). L'anomalie A'' présente, avec l'anomalie A, les plus forts gradients observés sur la carte (2000 Ωm à 20 Ωm sur 10 m de distance). Pour cette anomalie A'', les gradients sont plus forts que sur les cartes en 1 m et 2 m et l'extension spatiale est réduite de moitié. L'anomalie décamétrique B est aussi présente. Elle s'inscrit dans une anomalie allongée NE-SW, alors qu'elle est isolée sur les cartes en 1 m et 2 m.

Comme sur la carte en 2 m, les résistivités apparentes inférieures à 90 Ωm se répartissent sur de grandes étendues (80 % de la surface). Cependant, la carte en 4 m se distingue de la carte en 2 m par la présence et l'extension de résistivités apparentes inférieures à 25 Ωm . Celles-ci s'étendent en continu dans la partie NE de la carte et elles occupent ici 25 % de la superficie totale (moins de 5 % sur les cartes en 1 m et 2 m).

4.4. Carte de résistivité apparente en 8 m

Les résistivités apparentes mesurées avec le dispositif en 8 m sont comprises entre 15 Ωm et 400 Ωm , la gamme des valeurs est donc nettement plus étroite que pour les cartes en 1 m, 2 m et 4 m (figure V.9). La carte en 8 m présente très localement des alignements est-ouest des courbes d'égale résistivité apparente (figure V.7). Ces alignements sont situés aux frontières communes à des blocs de mesures et ils sont considérés comme des artefacts (contact médiocre entre les électrodes et le sol).

Les anomalies A, A' et A'' sont encore présentes (figure V.7). L'anomalie A est caractérisée par des résistivités apparentes de 250 Ωm au maximum. Elle s'étend sur une largeur de 5 à 20 m et elle se raccorde vers le NW avec l'anomalie A'. L'anomalie A s'interrompt vers le NE et vers le SE (alors qu'elle s'y prolonge sur les cartes en 1 m, 2 m et 4 m). L'anomalie A'' est allongée sur une

distance de 50 m vers le nord. Son allongement vers le nord est diminué de moitié par rapport aux cartes en 1 m, 2 m et 4 m. L'anomalie A" présente la même extension que sur la carte en 4 m, la résistivité apparente maximale (250 Ω m) et les gradients (250 Ω m à 22 Ω m sur 10 m) sont toutefois nettement plus faibles. L'anomalie B n'apparaît pas. Excepté les anomalies A, A' et A" (10 % de la surface totale), les très faibles résistivités apparentes (inférieures à 90 Ω m) occupent toute la surface prospectée.

4.5. Conclusion

La prospection électrique a permis de décrire et de localiser des anomalies à forte résistivité apparente qui constituent des structures contrastées disposées ponctuellement dans un contexte de faible résistivité apparente.

Sur la carte en 1 m, de grandes anomalies s'étendant sur des distances de plusieurs décamètres sont caractérisées par des résistivités apparentes supérieures à 1000 Ω m. Ces anomalies sont également observées avec de fortes résistivités apparentes sur les cartes en 2 m, 4 m et 8 m, mais les dimensions et les gradients de résistivité apparente sont alors fortement réduits. Ces anomalies concerneraient des volumes de sol atteignant 3 m d'épaisseur ($a = 4$ m) et vraisemblablement 6 m d'épaisseur ($a = 8$ m). L'une de ces anomalies (anomalie A) se caractérise par une forme allongée et irrégulière, par de très fortes résistivités apparentes au centre de l'anomalie et par de forts gradients d'intensité variable sur le pourtour. La surface occupée par cette anomalie diminue de moitié entre la carte en 1 m et la carte en 4 m. Sur la carte en 8 m, cette anomalie se raccorde à une autre grande anomalie (A') située à proximité. L'ensemble de ces deux anomalies présente une forme sinuuse.

Sur les cartes en 1 m et 2 m qui intègrent des volumes de sol peu épais, les faibles résistivités apparentes inférieures à 500 Ω m se répartissent en continu dans de grandes zones qui sont, soit hétérogènes à résistivité apparente variant entre 20 Ω m et 500 Ω m, soit homogènes à résistivité apparente inférieure à 90 Ω m. De petites anomalies de taille décimétrique et présentant des résistivités apparentes de 600 Ω m au maximum sont observées au sein des zones hétérogènes (anomalie B par exemple). Ces anomalies ne paraissent concerner que des volumes peu profonds de sol. Sur les cartes en 4 m et en 8 m qui se rapportent à des volumes de sol de plusieurs mètres d'épaisseur, les étendues à résistivité apparente très faible (inférieure à 90 Ω m) tendent à occuper toute la superficie (excepté à l'aplomb des grandes anomalies).

5. ORGANISATIONS ASSOCIÉES AUX PRINCIPALES ANOMALIES

L'interprétation pédologique des cartes de résistivité apparente s'appuie tout d'abord sur les relations que nous avons établies lors des sondages électriques de reconnaissance (§ V.2.4) : dans les volumes proches de la surface du sol, les horizons sableux peu cohérents sont associés à de fortes résistivités apparentes (supérieures à $1000 \Omega\text{m}$) et les horizons sableux très cohérents à de faibles résistivités apparentes (inférieures à $80 \Omega\text{m}$). Ces relations établies ponctuellement sont insuffisantes pour décrire les organisations de la couverture pédologique à partir des variations spatiales de résistivité apparente. Il est alors nécessaire d'analyser aussi les variations de résistivité apparente en fonction de l'épaisseur des horizons. A cette fin, on se propose d'étudier en détail trois séquences localisées dans des zones à fort gradient de résistivité apparente (figure V.7). Les séquences étudiées concernent, d'une part l'anomalie A (séquence II et séquence III), et d'autre part l'anomalie B (séquence IV). Dans les trois plans de coupe verticaux, on comparera les organisations pédologiques et les variations de résistivité apparente déduites des cartes en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m.

5.1. Étude de séquences recouvrant l'anomalie A

L'anomalie A est située à l'aplomb d'une grande zone arborée (ZA). Sur les cartes en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m, elle constitue la principale anomalie observée (figure V.10). Les organisations pédologiques sont étudiées successivement sur deux séquences (II et III) : la première est transversale au plus grand axe de l'anomalie et la seconde est située sur la limite nord de l'anomalie (figure V.10). On précisera pour chacune de ces séquences, la géométrie de la discontinuité entre les horizons SPC et STC et les caractères morphologiques qui lui sont associés.

5.1.1. Séquence transversale à l'anomalie

La séquence II coïncide avec la partie centrale de la séquence I, le long de laquelle les sols des différentes zones du *hardé* ont été présentés (figure IV.1). Elle est située dans une zone de transition entre le sol à horizons SPC épais (fosse F1 située au centre de l'anomalie A) et le sol à horizons SPC peu épais et à horizons STC sous-jacents (fosses A et B et sondages S2 et S3 situés en dehors de l'anomalie vers l'est et vers l'ouest). L'étude de l'organisation des horizons s'appuie sur 13 sondages à la tarière et sur 5 fosses d'observations. La position des points d'étude a été fixée en tenant compte des variations de résistivité apparente dans le plan de coupe.

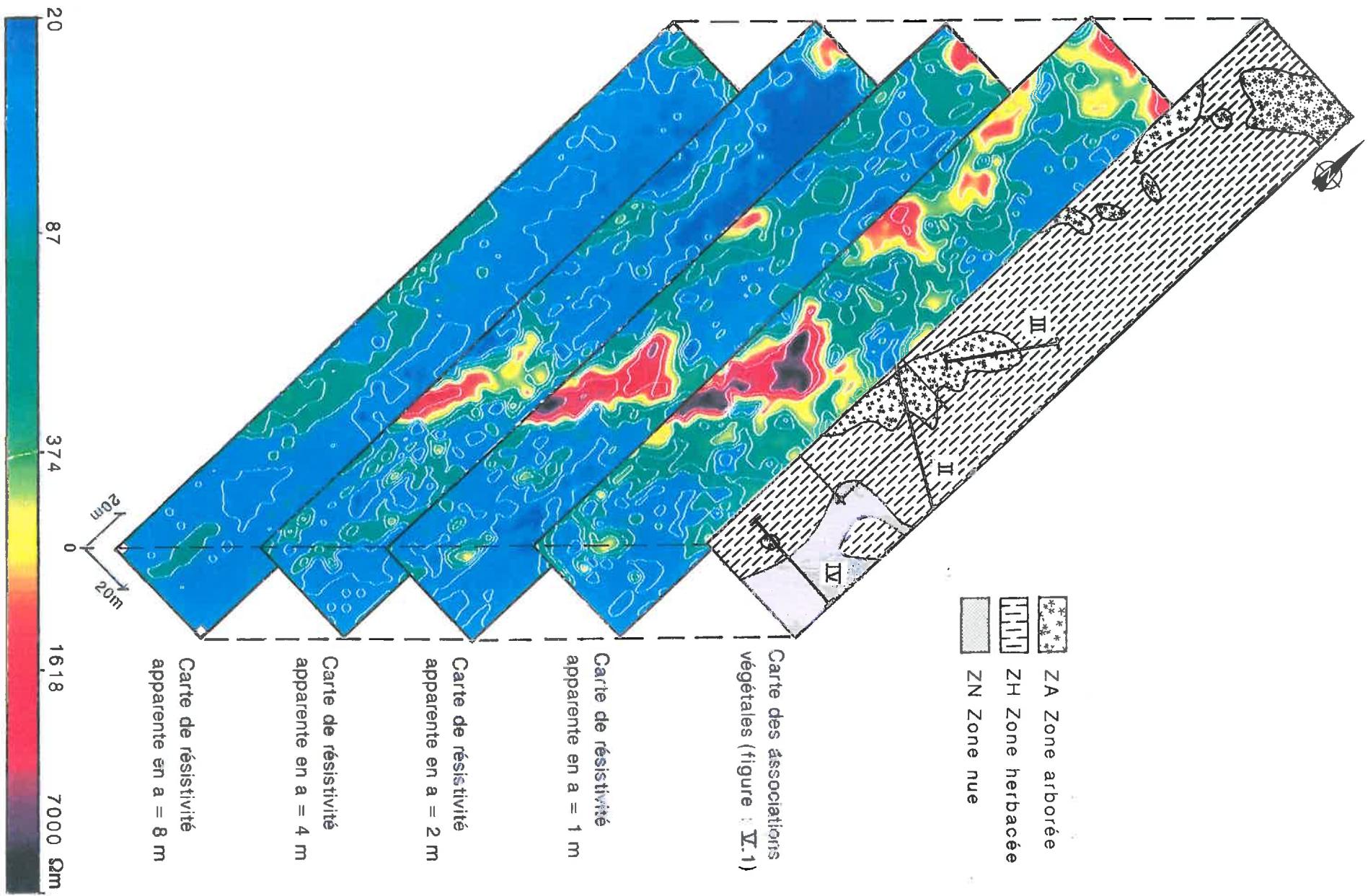
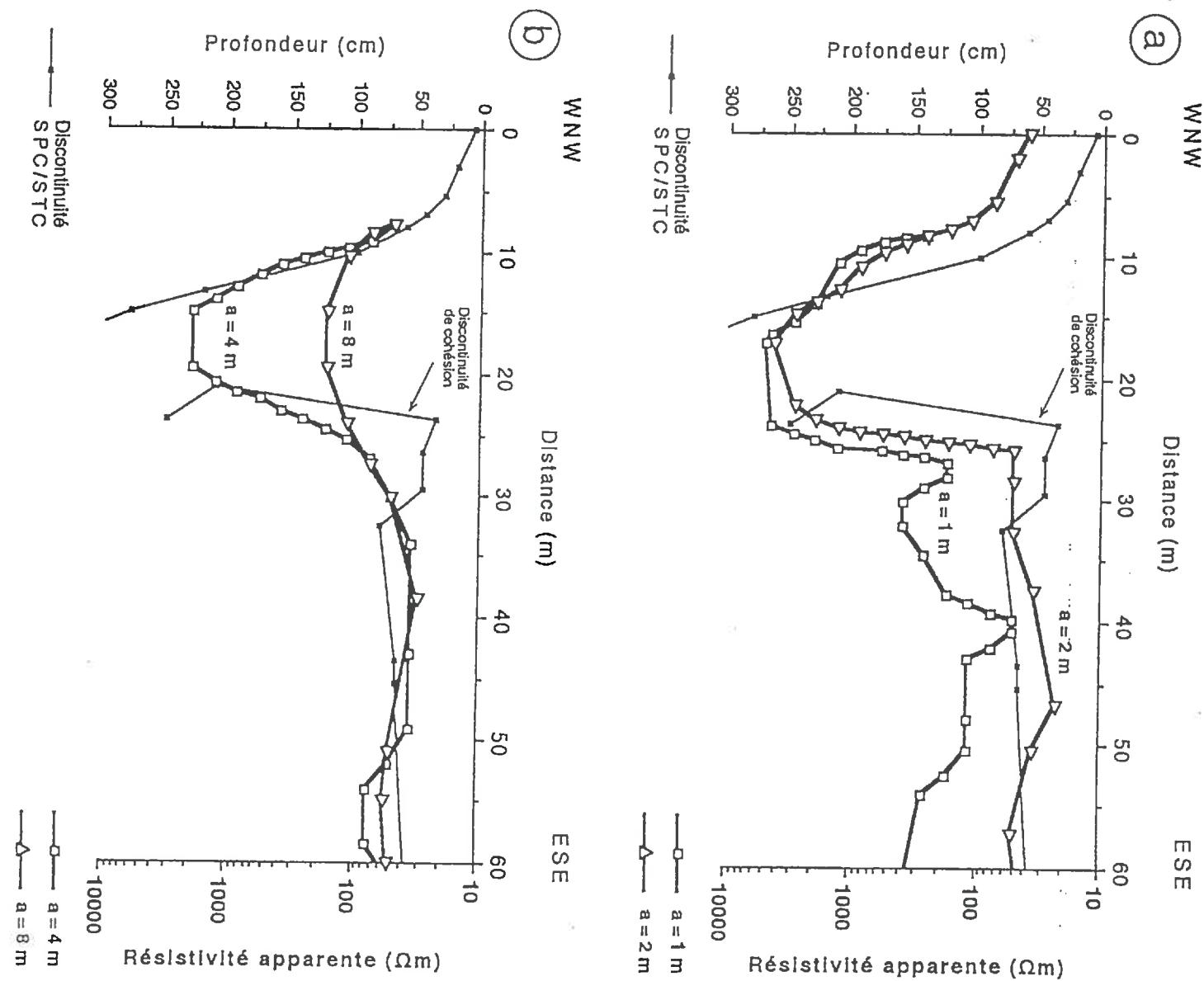


Figure V.10 Cartes de résistivité apparente en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m et localisation des séquences II, III et IV sur un extrait de la carte des associations végétales (figure V.1)

Figure V.11 Séquence II : variation de la résistivité apparente en 1 m et en 2 m (a), en 4 m et en 8 m (b), et variation de la profondeur de la discontinuité entre les horizons SPC et STC (a) et (b) (les valeurs de résistivité apparente sont déduites des cartes de la figure V.7)



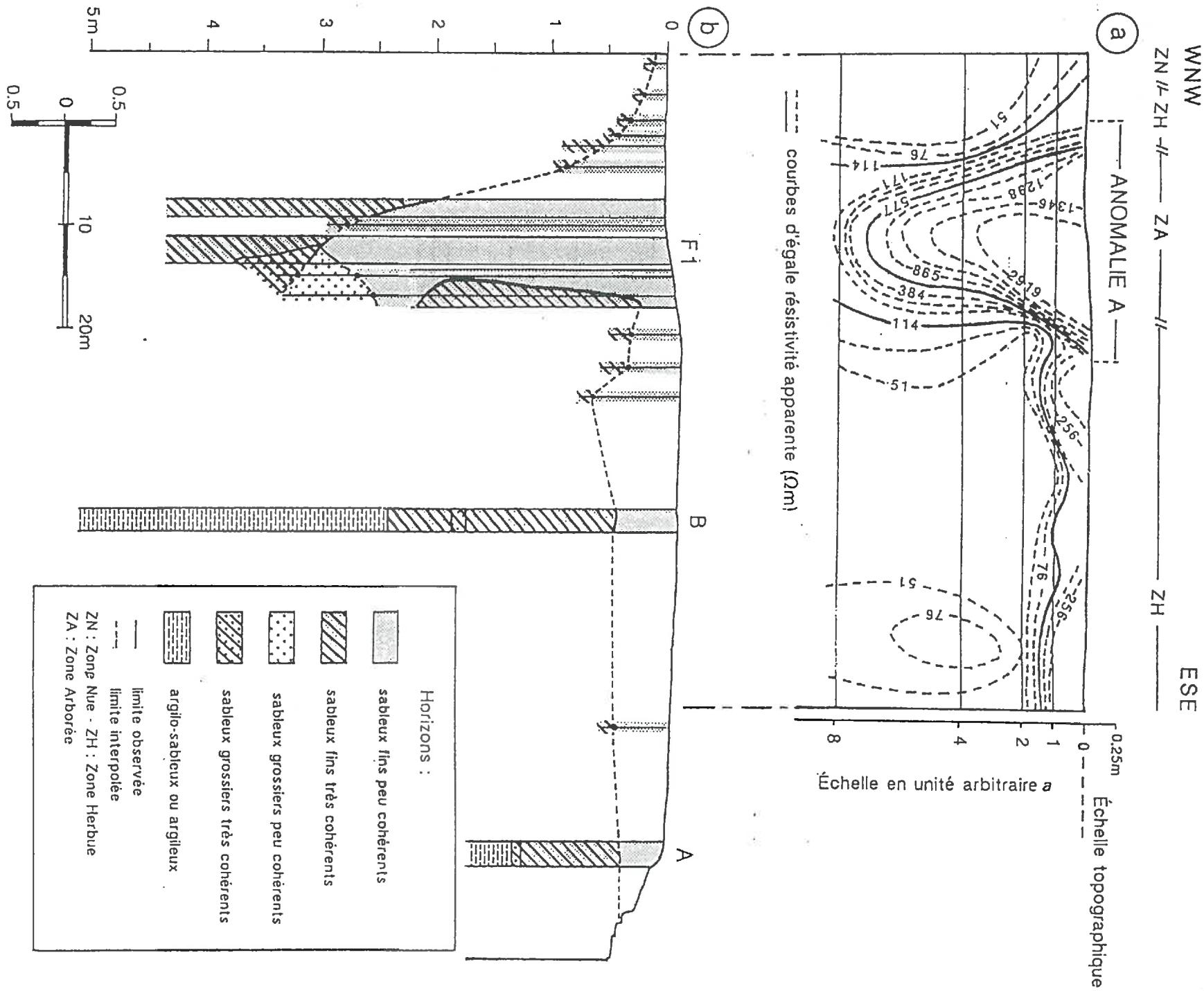


Figure V.12 Séquence II : (a) pseudo-section et (b) coupe des organisations pédologiques (les valeurs de résistivité apparente sont déduites des cartes de la figure V.7)

a) Géométrie de la discontinuité de cohésion

Au centre de l'anomalie A et en présence d'horizons SPC épais de 3 m (figure V.11), les résistivités apparentes mesurées en 1 m, 2 m et 4 m sont très fortes (3000 à 5000 Ωm avec $a = 1 \text{ m}$ et 2000 Ωm avec $a = 4 \text{ m}$). A l'ouest de l'anomalie, les résistivités apparentes sont nettement plus faibles (50 à 500 Ωm en 1 m et 20 à 80 Ωm en 2 m, 4 m et 8 m) alors que les horizons SPC sont épais de 0,4 m et 0,8 m. Une correspondance apparaît entre les variations de résistivité apparente en 1 m et les ondulations de la discontinuité de cohésion (figure V.11).

La pseudo-section (figure V.12) montre que la largeur de l'anomalie diminue depuis les mesures en 1 m (largeur de 20 m) jusqu'aux mesures en 4 m (largeur de 12 m). Les gradients latéraux de résistivité apparente sont moins forts à l'ouest de l'anomalie qu'à l'est.

A partir de la limite ouest et vers le centre de l'anomalie, la résistivité apparente en 1 m varie de 170 Ωm à 4400 Ωm sur une distance de 10 m (figure V.11). En profondeur, les courbes d'égal résistivité apparente sont convexes vers l'est. Les observations à la tarière montrent que la profondeur de la discontinuité entre les horizons SPC et STC augmente progressivement de 0,5 m à l'ouest de l'anomalie à 3,5 m au centre de l'anomalie (figure V.12). La discontinuité de cohésion observée principalement dans des horizons sableux fins (matériau supérieur) traverse localement des horizons sableux grossiers (matériau inférieur).

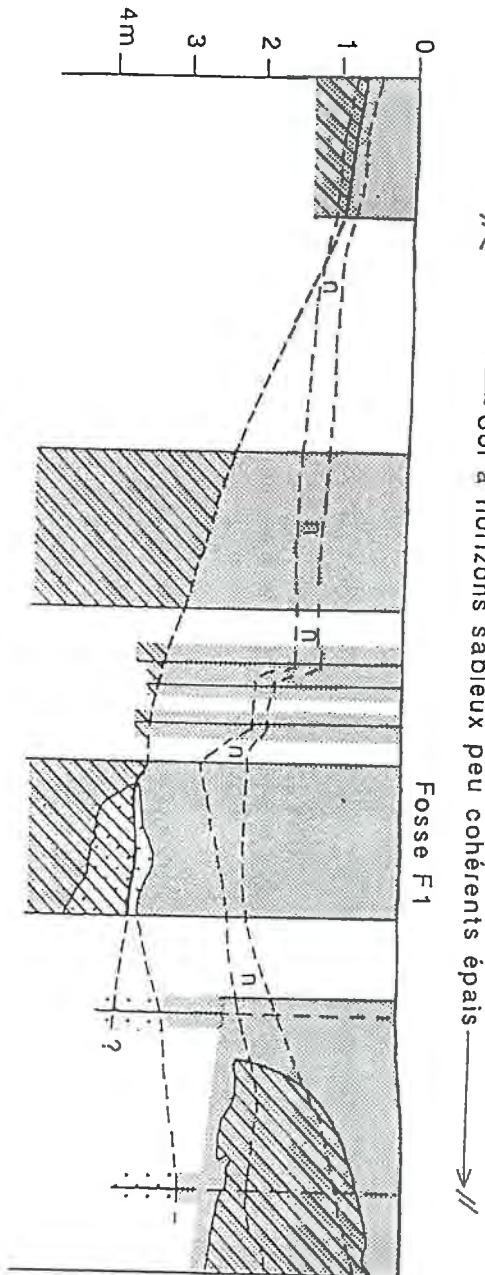
A partir de la limite est et vers le centre de l'anomalie, les gradients latéraux de résistivité apparente mesurée en 1 m sont très forts : 170 à 4400 Ωm sur 3 m de distance (figure V.11). Les courbes d'égale résistivité apparente montrent en profondeur une concavité vers l'est en relation avec une interruption des horizons STC en forme de langue (figure V.13, planche IV). La limite supérieure des horizons STC est régulière et se raccorde à la limite inférieure irrégulière (figure V.14).

La transition entre le sol à horizons STC peu profonds (zone herbacée) et le sol à horizons STC très profonds (zone arborée) est donc décrite par les variations de résistivité apparente : les gradients de résistivité apparente sur la limite ouest de l'anomalie A sont dus à un approfondissement des horizons STC de 0,5 à 3 m et les gradients plus forts sur la limite est de l'anomalie sont associés à une interruption latérale des horizons STC.

b) Caractères morphologiques associés à la discontinuité de cohésion

Les observations effectuées lors de l'étude de la séquence II complètent notre connaissance des relations de concordance ou de discordance entre les caractères morphologiques.

Un horizon particulaire et blanchâtre est situé parallèlement à la discontinuité de cohésion. Son épaisseur augmente cependant avec la pente. Dans les horizons STC, deux alignements de nodules ferrugineux sont observés (figure V.14) : l'un de ces alignements situé à 1,80 m de profondeur est subhorizontal et l'autre à 1,20 m possède une pente de 30 % environ. La discontinuité de cohésion est subverticale recoupe ces alignements de nodules. Les alignements se rejoignent dans les horizons SPC situés latéralement. Les nodules de teinte brun sombre 10 YR 5/8 ou noir N 2/0 et



- Horizon sableux fin peu cohérent
- Horizon sableux fin très cohérent
- Horizon sableux grossier peu cohérent
- Horizon sableux grossier très cohérent
- Limite observée
- - - Limite interpolée
- n Nodules ferrugineux

Figure V.13 Détail de la séquence II montrant les organisations pédologiques associées à la principale anomalie de résistivité apparente A. Coupe dressée à l'échelle de 1 / 20 pour les hauteurs, les profondeurs et les distances (mesure des dénivellées à l'aide d'un niveau optique et relevé des organisations pédologiques à l'aide de décamètres)

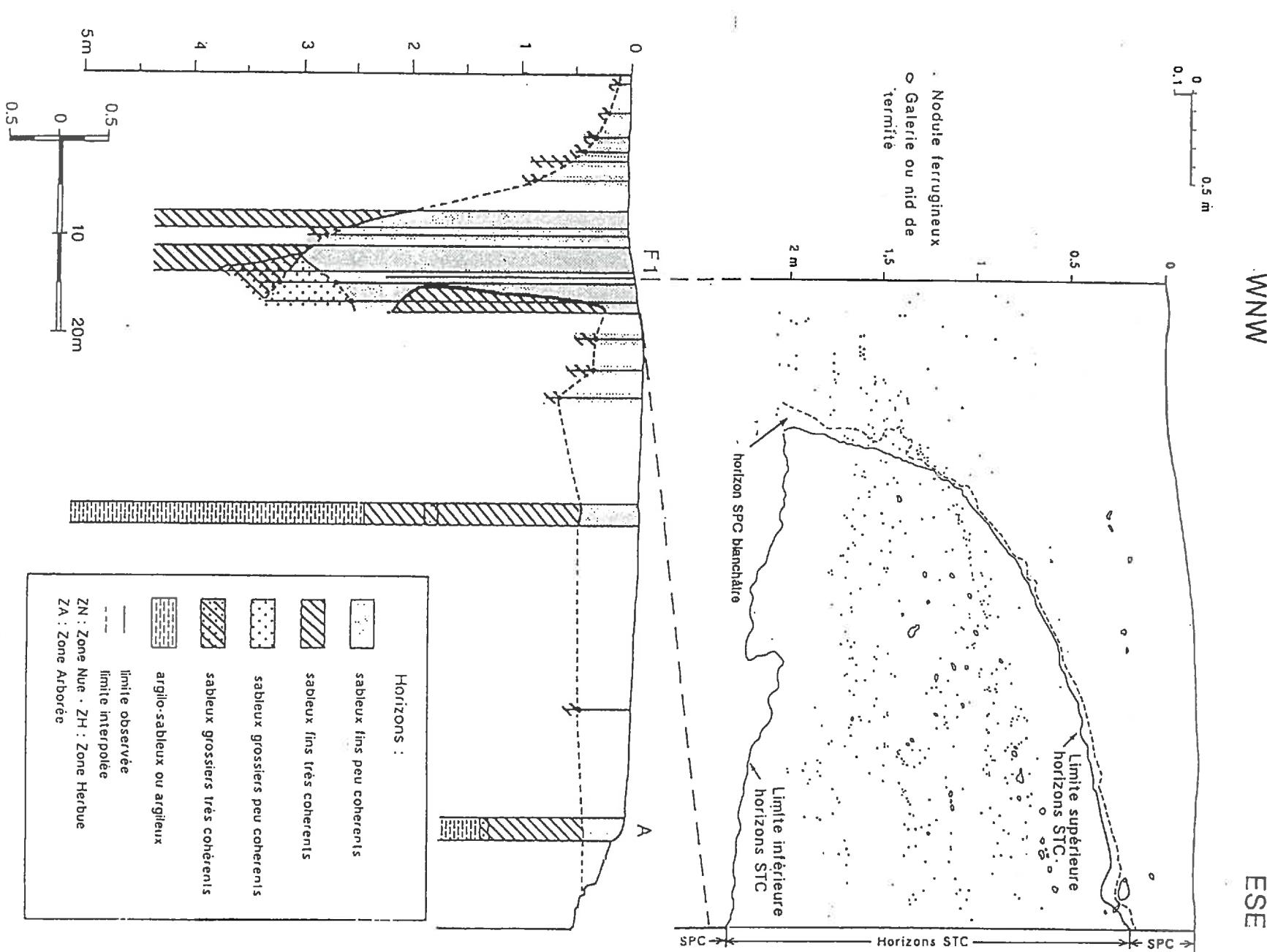


Figure V.14 Détail de la séquence II : coupe verticale montrant la distribution des nodules ferrugineux à proximité d'une interruption latérale des horizons sableux très cohérents STC. Coupe dressée à l'échelle de 1/10 pour les hauteurs, les profondeurs et les distances (relevé effectué selon la technique du carroyage, le niveau horizontal étant défini à l'aide d'un niveau d'eau)

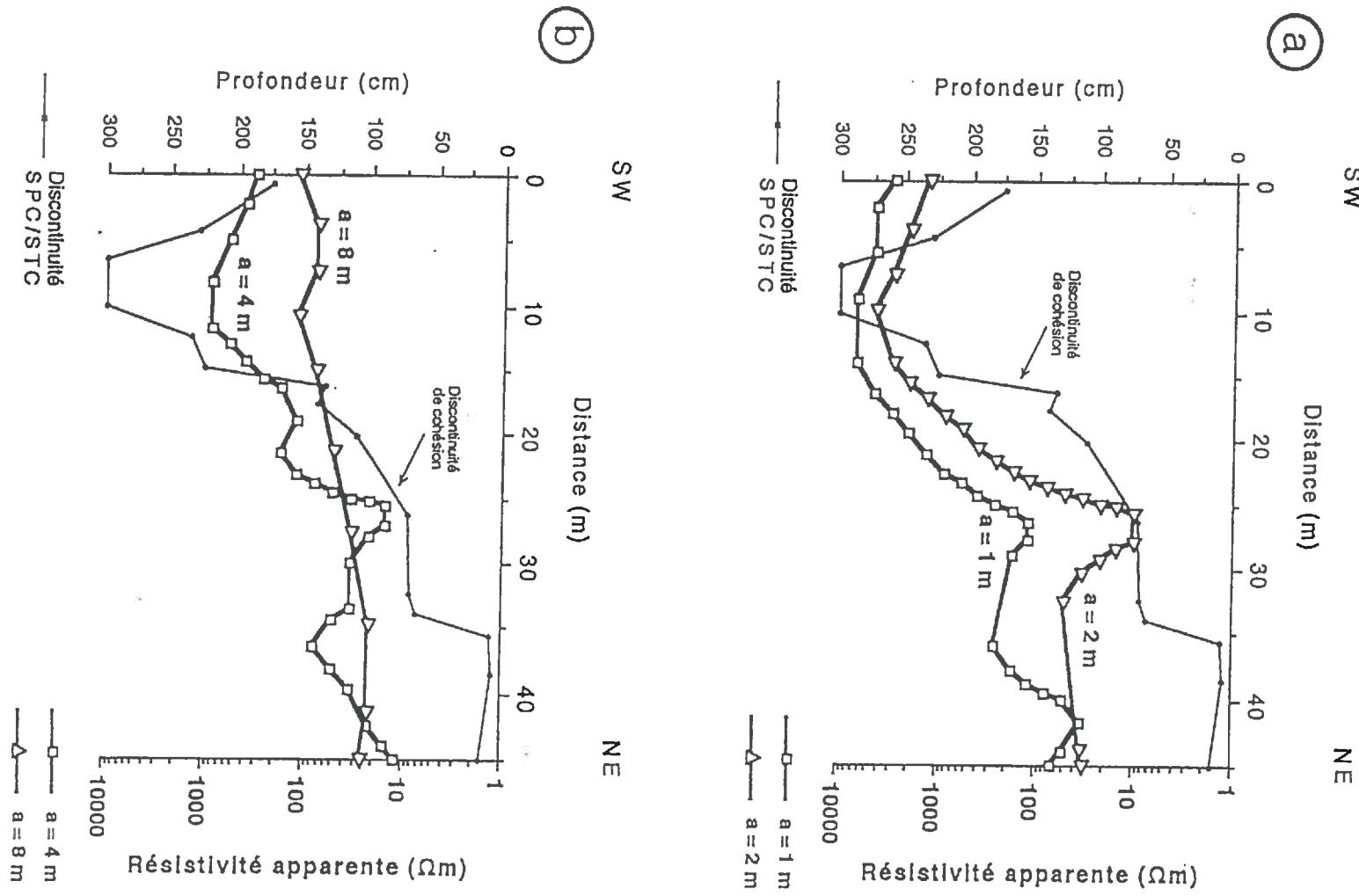


Figure V.15 Séquence III : variation de la résistivité apparente en 1 m et en 2 m (a), en 4 m et en 8 m (b) et variation de la profondeur de la discontinuité entre les horizons SPC et STC (a) et (b) (les valeurs de résistivité apparente sont déduites des cartes de la figure V.7)

de 2 à 10 mm de diamètre paraissent être identiques de part et d'autre de la discontinuité de cohésion. Par ailleurs, de nombreux nids et galeries de termites sont présents dans les horizons STC entre 1 m et 1,5 m de profondeur, mais aucun n'est observé dans les horizons SPC situés latéralement.

Ainsi, la disposition de l'horizon blanchâtre particulaire et la géométrie du contact sont concordantes. De même, il semble y avoir concordance entre les horizons SPC et les indices d'activités de termites. En revanche, la discontinuité de cohésion entre les horizons SPC et STC recoupe les alignements de nodules ferrugineux et les limites de matériau sédimentaire (figure V.13).

5.1.2. Séquence sur la terminaison nord de l'anomalie

a) Géométrie de la discontinuité de cohésion

La séquence III orientée SW-NE recoupe la limite nord de l'anomalie A (figure V.10). La connaissance des organisations morphologiques s'appuie sur 14 sondages à la tarière et sur une fosse d'observation.

Du NE vers le SW, c'est-à-dire en se dirigeant vers le centre de l'anomalie, l'augmentation des résistivités apparentes en 1 m, 2 m et 4 m est associée à une augmentation de 0,1 à 3 m de la profondeur d'apparition des horizons STC (figure V.15). La discontinuité de cohésion présente une pente irrégulière marquée par deux convexités, dont rendent compte les variations de la résistivité apparente. La largeur de l'anomalie diminue fortement vers la profondeur (25 m de large avec $a = 1$ ou 2 m et 15 m avec $a = 4$ m) en relation avec une diminution de l'extension latérale des horizons SPC (figure V.16).

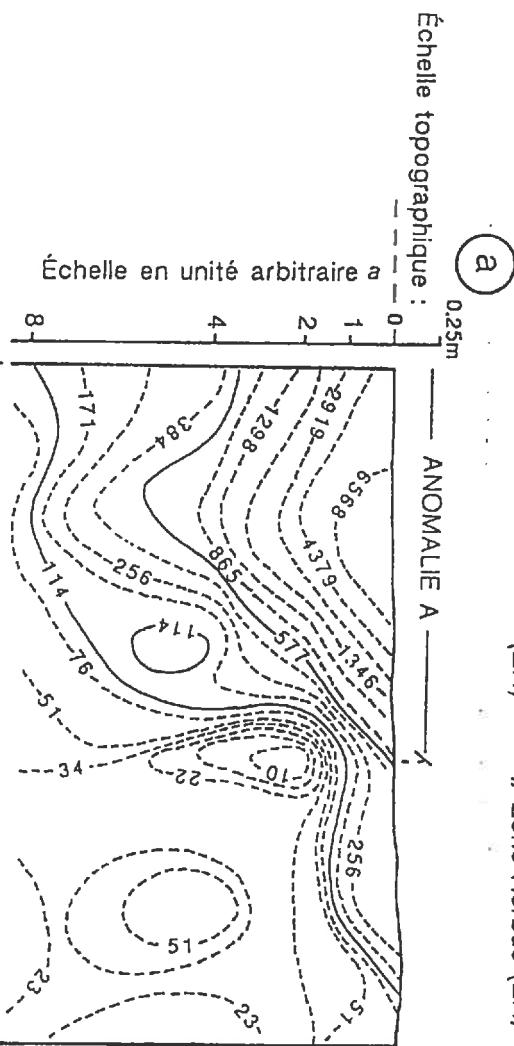
b) Caractères morphologiques associés à la discontinuité de cohésion

Comme sur la séquence II, la limite supérieure des horizons STC est discordante par rapport à la limite des nodules ferrugineux et par rapport au matériau inférieur sableux grossier (figures V.13 et V.16). Par ailleurs, les observations effectuées sur la séquence III ont montré que la limite supérieure des horizons STC est discordante par rapport à une concentration d'éclats de quartzite taillés par l'Homme (atelier de débitage *in situ*) :

Dans les horizons SPC situés au droit de la zone arborée, les sondages à la tarière ont en effet révélé la présence d'éclats de quartzite taillés entre 1,25 m et 2 m de profondeur (figure V.16). Dans une fosse, une fouille a été effectuée par décapage horizontal jusqu'à 1,3 m de profondeur. Au total, 85 éclats de taille centimétrique ont été mis au jour. Le décapage accompagné d'un tamisage des déblais a montré que les éclats de taille centimétrique sont associés à des esquilles anguleuses de taille millimétrique. En l'absence de tout autre élément grossier, ces esquilles sont interprétées comme des fragments d'un débitage réalisé sur place. Or, la fouille réalisée de part et d'autre de la discontinuité de cohésion a permis de découvrir des esquilles de quartzite dans les horizons SPC et dans les horizons STC. Le caractère de très forte cohésion est par conséquent discordant par rapport à l'atelier de débitage (l'intégration d'esquilles dans les horizons très cohérents postérieurement au débitage étant peu probable).

SW

NE



(a)

0

1

2

3

4

5

6

7

8

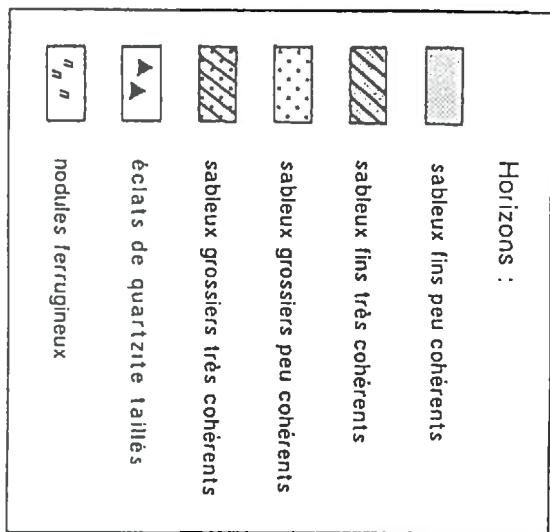
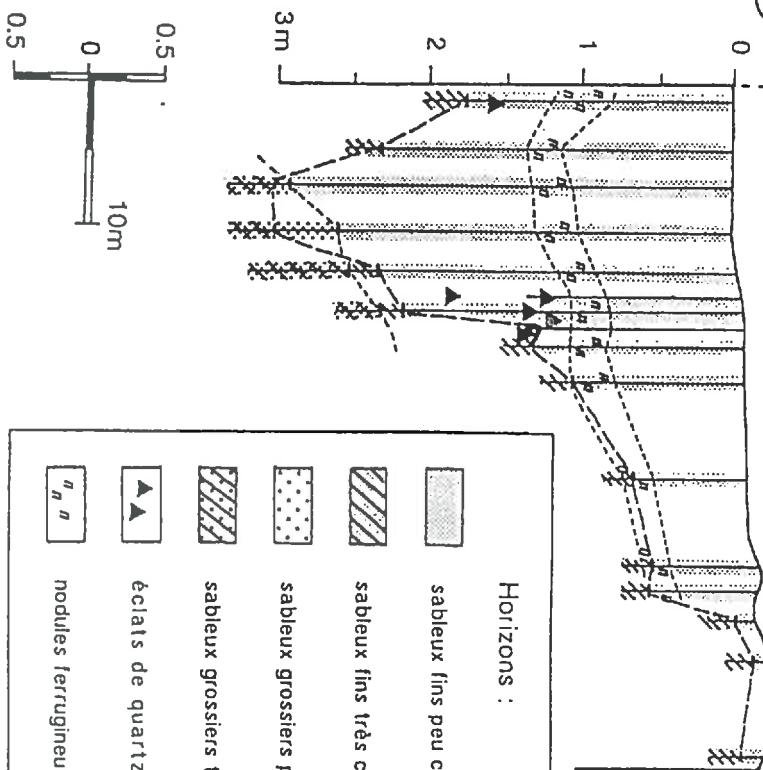


Figure V.16 Séquence III : (a) pseudo-section et (b) coupe des organisations pédologiques (les valeurs de résistivité apparente sont déduites des cartes de la figure V.7)

Une nappe d'eau a été observée dans les horizons SPC (soit à 2,4 m de profondeur le 23/10/90). L'existence de cette nappe pourrait expliquer que les résistivités apparentes (80 à 100 Ω m) mesurées en 8 m soient plus faibles que sur la séquence II (250 Ω m), où aucune nappe n'a été observée au cours de la prospection électrique.

5.2. Étude d'une séquence recouplant l'anomalie B

L'anomalie B est localisée à l'aplomb d'une zone arborée de 6 m de diamètre (figure V.10). Les observations morphologiques sont effectuées le long de la séquence IV qui recoupe les plus forts gradients de résistivité apparente. L'anomalie apparaît essentiellement dans les mesures en 1 m et en 2 m (figure V.17).

A l'est de l'anomalie B, les résistivités apparentes mesurées avec les quatre dispositifs sont généralement comprises entre 25 et 50 Ω m (figure V.17). Les horizons SPC sont proches de la surface du sol, l'épaisseur des horizons SPC étant inférieure à 5 cm. Une anomalie mineure apparaît dans les mesures en 1 m ; elle est caractérisée par de faibles gradients de résistivité apparente (50 à 250 Ω m sur 3 m de distance) et elle correspond à un épaissement local des horizons SPC (0,20 m).

L'augmentation de la résistivité apparente vers le centre de l'anomalie B correspond à un épaissement des horizons SPC : 0,25 m sur la limite à l'est de l'anomalie, 1,25 m au centre et 0,50 m à l'ouest. L'anomalie B apparaît nettement dissymétrique (figure V.18). En effet, les gradients de résistivité apparente sur la limite à l'est sont plus forts qu'à l'ouest (260 Ω m à 580 Ω m sur 2 m de distance à l'est et sur 8 m à l'ouest). La dissymétrie de résistivité apparente coïncide avec une pente différente de la discontinuité de cohésion (pente de 15 % à l'est et de 5 % à l'ouest).

A l'ouest de l'anomalie, la résistivité apparente varie de 170 à 380 Ω m pour les mesures en 1 m et de 30 à 80 Ω m pour les mesures en 2 m (figure V.17). De telles valeurs mesurées en 1 m et en 2 m correspondent à une épaisseur des horizons SPC de 0,5 m environ. La relation entre les valeurs de résistivité apparente et l'épaisseur des horizons SPC rend compte du principal caractère étudié, à savoir la géométrie de la discontinuité de cohésion. Des investigations complémentaires seraient nécessaires pour expliquer l'origine de l'anomalie observée localement en 4 m avec des valeurs de 250 Ω m (figure V.18).

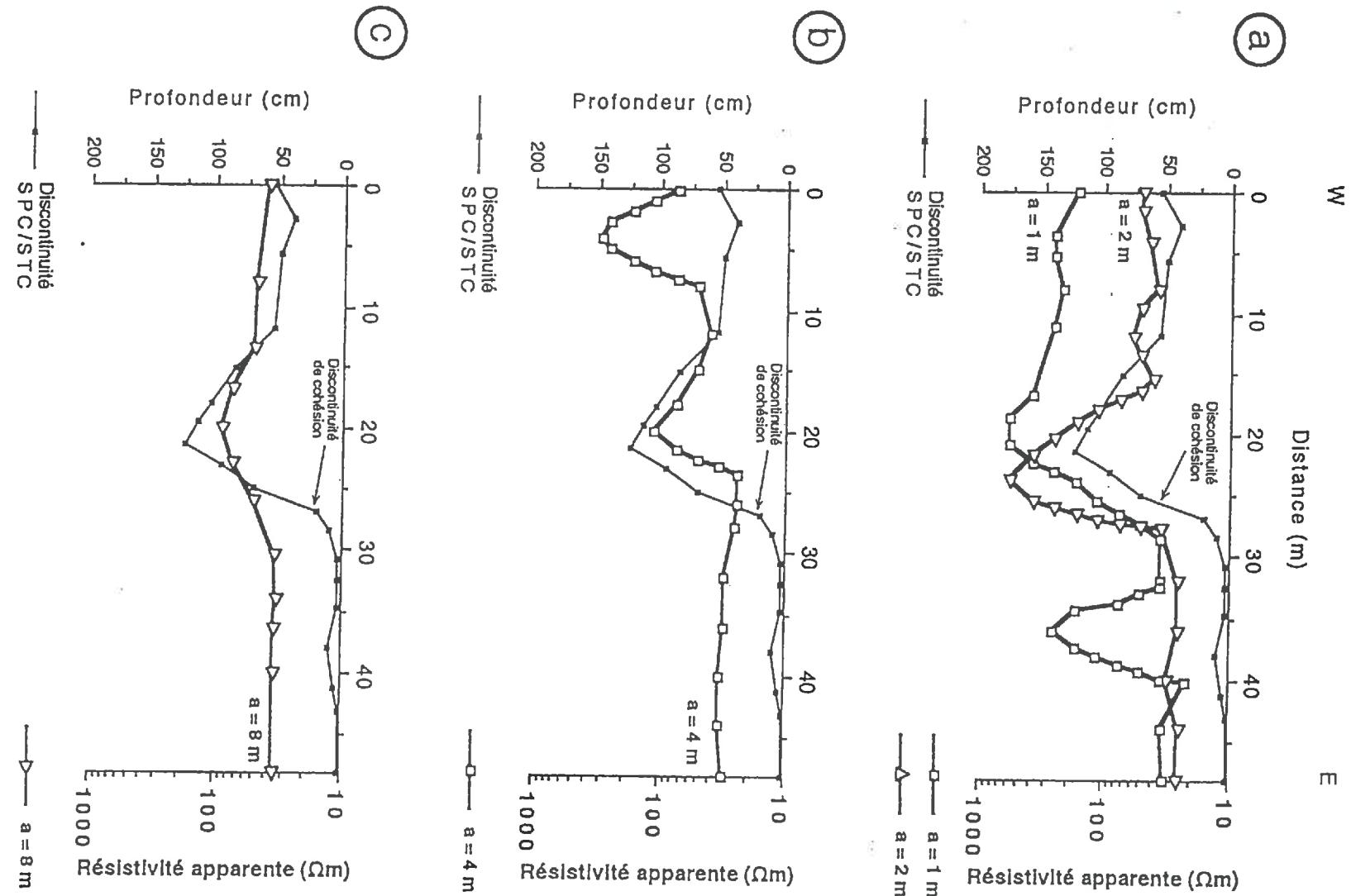
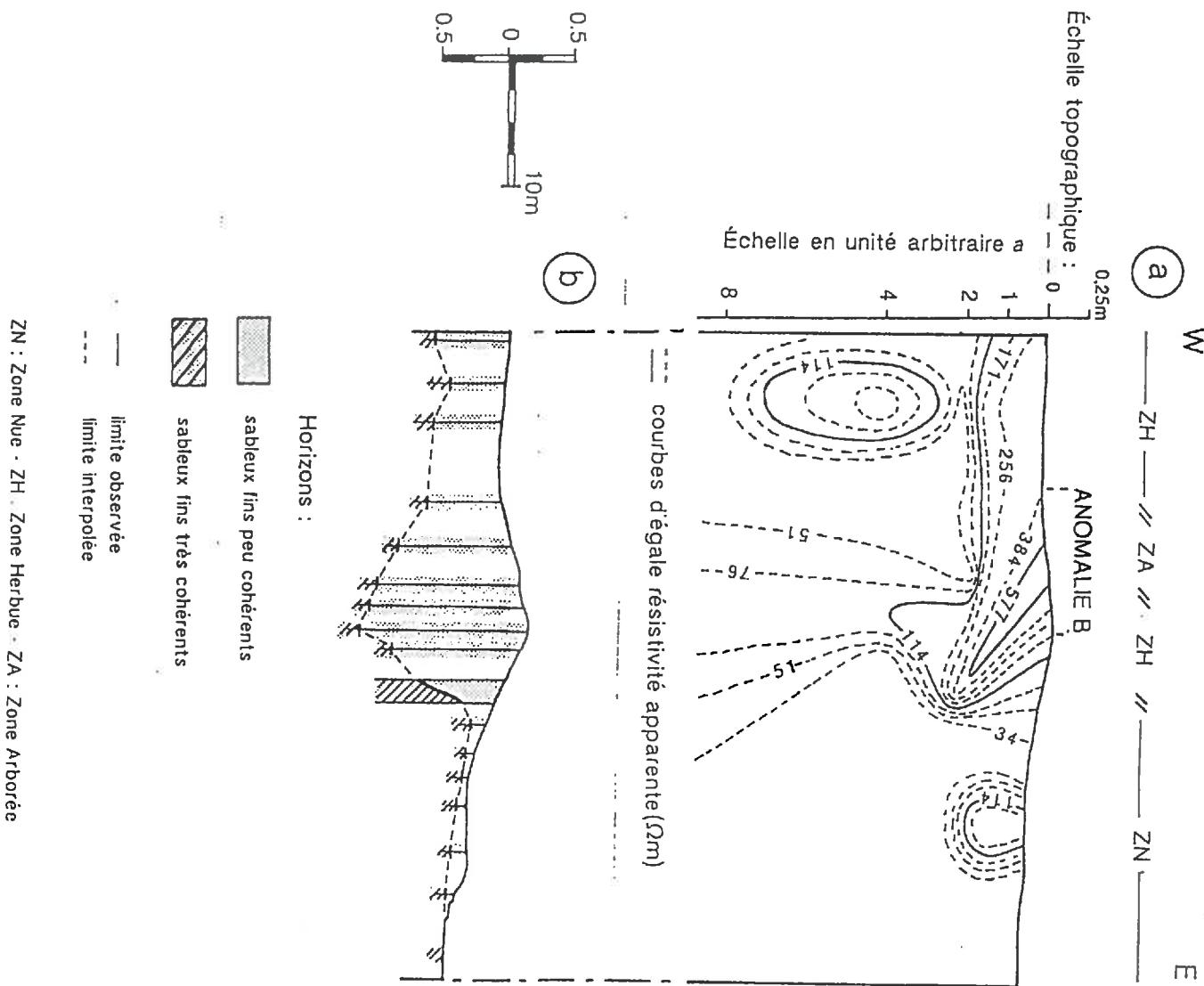


Figure V.17 Séquence IV : variation de la résistivité apparente en 1 m et 2 m (a), en 4 m (b), en 8 m (c), et variation de la profondeur de la discontinuité de cohésion entre les horizons SPC et STC (a), (b) et (c) (les valeurs de résistivité apparente sont déduites des cartes de la figure V.7)

Figure V.18 Séquence NW : (a) pseudo-section et (b) coupe des organisations pédologiques (les valeurs de résistivité apparente sont déduites des cartes de la figure V.7)



6. INTERPRÉTATION DES CARTES DE RÉSISTIVITÉ APPARENTE

Les principales variations de résistivité apparente sont observées sur les cartes en 1 m et 2 m, et concernent donc des volumes de sol présents dès la surface :

- L'anomalie principale A est présente sur les cartes en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m. Les observations morphologiques ont révélé que cette anomalie est associée à la présence d'horizons SPC très épais (3 m). Les différents gradients observés sur son pourtour correspondent à un approfondissement de la limite supérieure des horizons STC ou à une interruption latérale des horizons STC (séquence II et séquence III). Par ailleurs, l'étude des différentes cartes de résistivité apparente a montré que les grandes anomalies A' et A'' présentent les mêmes caractéristiques que l'anomalie A (extension latérale sur plusieurs décamètres, présence sur les quatre cartes, valeurs maximales dépassant 5000 Ωm et très forts gradients sur le pourtour). Ces anomalies sont vraisemblablement aussi associées à des horizons SPC très épais, c'est-à-dire à une discontinuité de cohésion très profonde (ou absente). Sur le secteur prospecté, les sols à horizons SPC épais s'étendraient dans une zone allongée en forme de boutonnière de 90 m de long et de 20 m de large (anomalie A au centre du secteur), dans une zone arquée de 80 m de long et de 15 m de large (anomalie A' dans la partie nord-ouest du secteur) et dans une zone non entièrement délimitée s'étendant sur au moins 20 m de distance (anomalie A'' au nord du secteur). L'anomalie B d'extension déciamétrique et de résistivité apparente atteignant 600 Ωm au maximum est observée principalement sur les cartes en 1 m, 2 m et dans une moindre mesure sur la carte en 4 m. Elle correspond à un approfondissement local de la discontinuité de cohésion, l'épaisseur des horizons SPC est au maximum de 1,25 m à cet endroit (séquence IV).
- Sur les cartes en 1 m et 2 m, on distingue de grandes zones présentant une distribution hétérogène de résistivités apparentes très faibles (inférieures à 500 Ωm). Les variations de résistivité apparente sont liées à des variations de l'épaisseur des horizons SPC entre 0,25 m et 0,75 m. Dans ces zones, la profondeur de la discontinuité de cohésion présente effectivement des ondulations de faible amplitude (séquences II, III et IV).
- De grandes zones homogènes caractérisées par de très faibles valeurs de résistivité apparente sont aussi présentes sur les cartes en 1 m et en 2 m. Dans ces zones, les résistivités apparentes sont généralement inférieures à 50 Ωm . Les observations morphologiques ont montré que les horizons STC sont présents à moins de 5 cm de profondeur et très localement à 20 cm de profondeur (séquence IV).

Les principales variations de résistivité apparente sont liées à des variations de la profondeur et de la morphologie de la discontinuité entre les horizons SPC et les horizons STC. Tout approfondissement et toute interruption des horizons STC "conducteurs" sont associés à un fort gradient de résistivité apparente. La cartographie de résistivité apparente montre que, excepté sur les grandes anomalies (A, A' et A''), les horizons STC s'étendent en continu à faible profondeur sur l'ensemble de la surface prospectée, et que ces horizons sont disposés à la base d'horizons SPC de différentes épaisseurs. Les études morphologiques effectuées le long de séquences montrent que les mesures en 2 m rendent fidèlement compte des variations relatives de la profondeur de la discontinuité entre les horizons SPC et les horizons STC (séquences II, III et IV).

Les cartes en 4 m et en 8 m présentent des variations plus faibles que celles en 1 m et en 2 m. Ceci tient au caractère intégrateur des grands dispositifs et à l'absence de nouvelles anomalies très contrastées en profondeur. La carte en 4 m montre la continuité des anomalies A, A' et A'' en profondeur et l'apparition d'une anomalie de très faible résistivité apparente dans la partie nord-est du secteur prospecté. La carte en 8 m montre que les anomalies A et A' se prolongent partiellement vers la profondeur et qu'elles se raccordent en constituant une forme allongée et sinuose (figure V.10). Ces anomalies se caractérisent par des résistivités apparentes de 80 à 250 Ωm , nettement supérieures aux très faibles valeurs mesurées sur de grandes étendues ailleurs sur la carte. Une étude statistique de ROBAIN (1991) montre que les mesures en 1 m, 2 m et 4 m sont étroitement corrélées entre elles et que les mesures en 8 m sont faiblement corrélées aux autres. De notre point de vue, les mesures en 1 m, 2 m et 4 m rendent compte de l'organisation des horizons SPC et STC tandis que les mesures en 8 m révèlent des différences tenant à cette organisation et aux caractéristiques granulométriques du matériau sédimentaire inférieur. Les grandes étendues à très faible résistivité apparente seraient associées à une granulométrie argileuse et les anomalies seraient dues à une granulométrie sableuse. En fait, les anomalies en 8 m révèleraient l'extension du chenal interstratifié observé localement à la base des horizons SPC épais. L'organisation de la couverture pédologique n'est pas favorable à la mise en évidence de différenciations au sein des matériaux sédimentaires du fait de l'absence de contraste de résistivité : le matériau inférieur à caractère argileux ("conducteur") est situé à la base d'horizons STC (également "conducteurs") et le matériau sableux ("résistant") est situé à la base d'horizons SPC (également "résistants").

Par ailleurs, les cartes de résistivité apparente ont été dressées sur une surface suffisamment grande pour analyser l'organisation des horizons en fonction d'éventuelles différences de topographie ou de végétation. Du point de vue topographique, l'étude de la séquence I (figure IV.1) a montré que les sols

argileux correspondent à de petites dépressions (mares) et que les sols à horizons très cohérents proches de la surface du sol sont situés sur un replat inférieur (résultant d'une dynamique érosive). Mais les principales différenciations pédologiques portant sur les variations de profondeur de la discontinuité de cohésion ne sont pas associées à des différences topographiques. La confrontation de la distribution des zones de végétation par rapport aux variations de profondeur de la discontinuité de cohésion montre que :

- les zones arborées sont systématiquement associées à une épaisseur des horizons SPC supérieure à 1 m (anomalies A, A', A'' et B). Des décalages sont observés localement entre le contour des zones arborées et l'approfondissement de la discontinuité de cohésion (par exemple entre l'anomalie A'' et le contour de la zone arborée à l'angle nord-ouest du secteur prospecté),
- les zones herbacées correspondent généralement à des sols présentant une discontinuité de cohésion entre 0,25 et 0,75 m de profondeur (zone à distribution hétérogène de faible résistivité apparente sur les cartes en 1 m et 2 m),
- les zones nues s'étendent dans les zones à horizons STC proches de la surface du sol (zone à distribution homogène de très faible résistivité apparente située au sud-est des cartes en 1 m et 2 m).

7. CONCLUSION

La cartographie de résistivité apparente associée à des observations morphologiques le long de séquences a montré que les horizons sableux très cohérents (STC) s'étendent, en continu et à faible profondeur, sur une distance décimétrique à hectométrique. La présence et l'extension de ces horizons à forte cohésion constituent la principale caractéristique de la couverture pédologique (excepté dans les zones de mares associées à des sols argileux peu cohérents).

Les horizons STC apparaissent en règle générale à la base d'horizons sableux peu cohérents (SPC) épais de 1 à 3 m dans les zones arborées, de 0,25 à 0,75 m dans les zones herbacées et de moins de 5 cm dans les zones nues. L'étude montre la continuité latérale et verticale des horizons STC depuis les zones nues jusqu'à proximité des zones arborées. En outre, cette étude révèle un approfondissement ou une interruption latérale des horizons STC localement à l'aplomb des zones arborées. A l'échelle des séquences, c'est-à-dire sur une distance de plusieurs décimètres, la limite supérieure des horizons STC est plane et horizontale dans les zones nues, ondulée et sans pente générale dans les zones herbacées et fortement inclinée à proximité des zones arborées.

Les principales différenciations de la couverture pédologique ne correspondent à aucune variation topographique systématique. Le hardé Lagadgé

se présente en effet comme une étendue plane et horizontale. Les faibles différenciations du modèle concernent la distinction d'un replat supérieur et d'un replat inférieur, la présence de dépressions fermées de faible dénivellation (mares) et l'existence de termitières (nids de *Odontotermes magdalenæ*). L'affleurement des horizons STC dans les zones nues est la seule caractéristique qui soit associée à une variation du modèle (replat inférieur résultant de l'érosion des horizons SPC).

La confrontation des mesures de résistivité apparente avec des observations morphologiques a permis de décrire la géométrie de la limite supérieure des horizons STC. D'un point de vue qualitatif, les variations relatives de la profondeur de cette limite peuvent être déduites des mesures de résistivité apparente qui concernent les volumes superficiels de sol (tout particulièrement des mesures en 2 m). Les connaissances concernant la limite inférieure des horizons STC et l'organisation des matériaux sédimentaires sous-jacents sont moins précises que pour la limite supérieure des horizons STC. En raison des difficultés rencontrées pour les observations morphologiques et pour les mesures de résistivité apparente, seuls des faits marquants sont connus ponctuellement. D'une part, l'épaisseissement des horizons SPC (3 m), c'est-à-dire l'approfondissement des horizons STC (ou l'absence de ces horizons), est associé à la présence d'un matériau sédimentaire inférieur sableux grossier et à l'existence d'une nappe temporaire au sein des horizons SPC. D'autre part, la présence d'horizons sableux très cohérents épais de plusieurs mètres est associée à une granulométrie argileuse du matériau sédimentaire inférieur. La carte de résistivité apparente correspondant à des volumes profonds de sol (carte en 8 m) indique une très nette prédominance des faibles valeurs et la présence d'une anomalie peu contrastée et de forme sinuose. De notre point de vue, ces valeurs correspondent au matériau sédimentaire argileux s'étendant sur de grandes surfaces, tandis que les valeurs plus fortes associées aux anomalies peu contrastées correspondent à un matériau plus sableux se disposant sous la forme d'un chenal.

Enfin, les observations morphologiques ont montré que la distribution des associations végétales correspond à l'organisation des horizons SPC et STC. En revanche, la limite des horizons sableux très cohérents est discordante : (1) par rapport aux limites des matériaux sédimentaires, (2) par rapport à une concentration d'éclats de quartzite taillés par l'Homme (atelier de débitage *in situ*), et (3) par rapport à des alignements de nodules ferrugineux. Ces observations indiquent que la différenciation des horizons SPC et STC ne correspond pas directement à une différence de dépôt sédimentaire et que cette différenciation intervient indépendamment du caractère fin ou grossier des sables.

Troisième partie

NATURE ET ASSEMBLAGE DES CONSTITUANTS
DANS LES HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS
DU HARDÉ LAGADGÉ

Les observations morphologiques et l'analyse par cartographie de résistivité apparente ont montré que la couverture pédologique du *hardé* Lagadgé est caractérisée par la présence quasi-générale d'horizons sableux à très forte cohésion. Ces horizons sont présents, soit dès la surface du sol, soit à quelques décimètres de profondeur sous des horizons à faible cohésion. Les caractéristiques physico-chimiques des horizons peu cohérents et des horizons très cohérents sont indiquées en annexe VI.

L'un de nos objectifs est d'identifier la nature et le mode d'assemblage des constituants qui sont associés à la variation de cohésion entre les deux types d'horizons. Nous procéderons tout d'abord à une analyse granulométrique détaillée des deux types d'horizons. Cette analyse nous indiquera comment évolue la distribution de la taille des particules élémentaires lorsque l'on passe de façon tranchée ou de façon graduelle des horizons peu cohérents aux horizons très cohérents. L'analyse du mode d'assemblage des constituants et de la porosité qui en résulte sera effectuée en procédant par porosimétrie et par observations microscopiques. L'objectif sera alors de préciser si l'existence du caractère de très forte cohésion est associée à un mode d'assemblage particulier des constituants. Enfin, nous étudierons la minéralogie des constituants fins en les étudiant globalement par diffraction des rayons X après extraction, puis localement au sein des assemblages à l'aide de microanalyses sur des lames-minces. Ainsi, nous pourrons préciser quelle est la nature des constituants responsables de la très forte cohésion. Cette troisième partie nous permettra donc de mieux apprêhender les caractéristiques de la constitution qui sont spécifiques des horizons très cohérents.

ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE DÉTAILLÉE

Étude de la distribution de taille des particules par sémentation et tamisage

1. INTRODUCTION

Les appréciations tactiles de granulométrie ont montré que les horizons sableux peu cohérents (SPC) et les horizons sableux très cohérents (STC) sont développés principalement dans un matériau sablo-limoneux à sable fin. Le passage d'un type d'horizon à l'autre correspondrait à une faible variation granulométrique.

L'objectif de l'analyse granulométrique des horizons SPC et STC est de déterminer dans quelle mesure le développement de la cohésion est associé à une variation de la distribution de taille des particules. Cette analyse permettra en outre de caractériser les matériaux sédimentaires au sein desquels les horizons SPC et STC sont différenciés. Nous procéderons à une analyse granulométrique détaillée en mettant en œuvre des méthodes permettant de suivre en continu la distribution de taille des particules (DTP), sans procéder *a priori* à des coupures arbitraires ("sable", "limon", "argile").

2. MÉTHODOLOGIE

L'analyse granulométrique concerne des horizons pédologiques dont certains présentent une très forte cohésion à l'état sec. Par conséquent, il convient de prendre garde aux conditions de mise en suspension afin d'éviter que des agrégats ne subsistent à la fin des traitements de dispersion.

Des essais ont été effectués avec des échantillons d'horizons SPC et STC. Ces échantillons ont été immersés dans de l'eau permutee avec quelques gouttes d'ammoniaque, puis agités mécaniquement par retournement pendant 16 h. Après tamisage à 50 µm sur tamis à maille carrée, les particules supérieures à 50 µm ont été séchées, puis observées à la loupe binoculaire. L'observation avec des grossissements variant entre $\times 10$ et $\times 50$ a montré l'absence de pseudo-sable. Les particules supérieures à 50 µm sont constituées de grains de quartz, de quelques

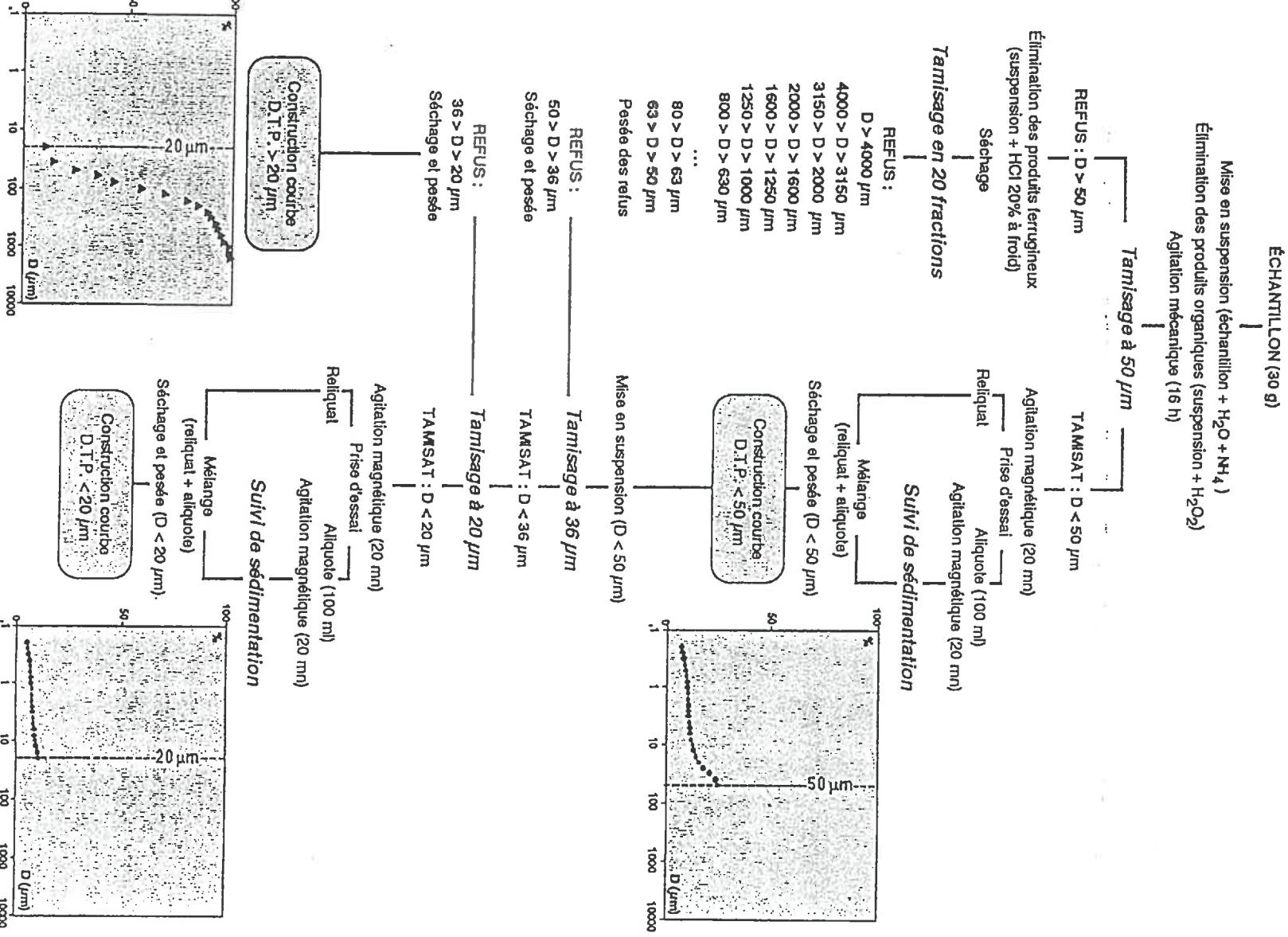


Figure VI.1 Protocole d'analyse granulométrique conduisant aux courbes de la distribution de taille des particules (DTP)

feldspaths, de quelques minéraux lourds (ilménite, tourmaline et épidote) et de quelques petits fragments de quartzite ou de nodules ferrugineux.

La mise en suspension des échantillons par immersion et agitation dans de l'eau permutée est donc considérée comme étant suffisante pour l'analyse granulométrique, qui sera effectuée après l'élimination des produits organiques et des produits ferrugineux.

2.1. Principe d'analyse

L'analyse granulométrique est effectuée en combinant différentes méthodes : par tamisage à sec pour les particules de diamètre supérieur à $50 \mu\text{m}$, par tamisage en suspension aqueuse pour les particules de diamètre compris entre 50 et $20 \mu\text{m}$, et par suivi automatisé de sémination en utilisant la technique du SEDIGRAPH (MICROMERITICS, 1978) pour les particules de diamètre inférieur à $50 \mu\text{m}$.

Le tamisage consiste à fractionner un mélange de particules sur une colonne de tamis à maille carrée. Les ouvertures successives des tamis sont en progression géométrique de raison $R = 10^{1/10}$ ($R \approx 1,26$) à partir d'une ouverture minimale de $50 \mu\text{m}$. Les résultats sont représentés sous la forme de courbes du pourcentage massique cumulé exprimé en ordonnée, en fonction du diamètre d'ouverture du tamis porté en abscisse sur une échelle logarithmique décimale (RIVIERE, 1977).

Le principe du SEDIGRAPH est l'analyse de la distribution de taille des particules par des mesures de l'absorption d'un faisceau de rayons X qui traverse une suspension de l'échantillon étudié. L'absorption des rayons X est mesurée en continu au cours du temps (environ 1 h). Les variations de l'absorption sont liées à des changements de la concentration de la suspension au fur et à mesure de la sémination des particules. La loi de Stokes relie la vitesse V de chute des particules dans un liquide en fonction du rayon r des particules :

$$V = C r^2$$

C étant la constante de Stokes, calculée en fonction de l'accélération de la pesanteur, de la densité des particules, de la densité du liquide et de sa viscosité (RIVIERE, 1977).

L'appareil utilisé est de type MICROMERITICS 5000 ET. Un programme de calcul permet d'établir directement une courbe semi-logarithmique du pourcentage massique cumulé, exprimé en fonction du "diamètre équivalent" des particules en appliquant la loi de Stokes dans les conditions qui sont rappelées par GRAS (1988) et en utilisant des formules reliant l'absorption des rayons X à la concentration en particules dans la suspension (MICROMERITICS, 1978).

La technique du SEDIGRAPH est utilisée couramment pour des études séimentologiques (LEVANT *et al.*, 1987 ; DIOP, 1990) et plus rarement pour des études pédologiques (DELAUNE *et al.*, 1991). Les résultats sont étroitement corrélés avec ceux obtenus par la technique de la pipette (VITTURI et RABBITI, 1980 ; STEIN, 1985 ; LEVANT *et al.*, 1987 ; JONES *et al.*, 1988). Les déterminations sont particulièrement fiables quand elles concernent des suspensions à faible et moyenne teneur en argile (teneur inférieure à 15 % d'après SINGER *et al.*, 1988) ce qui est le cas de nos échantillons. De faibles erreurs (de l'ordre de 1 %) sont dues à des variations de la température ou à des effets de paroi sur la cuve de sémentation (KUNST, 1973 - cité par STEIN, 1985).

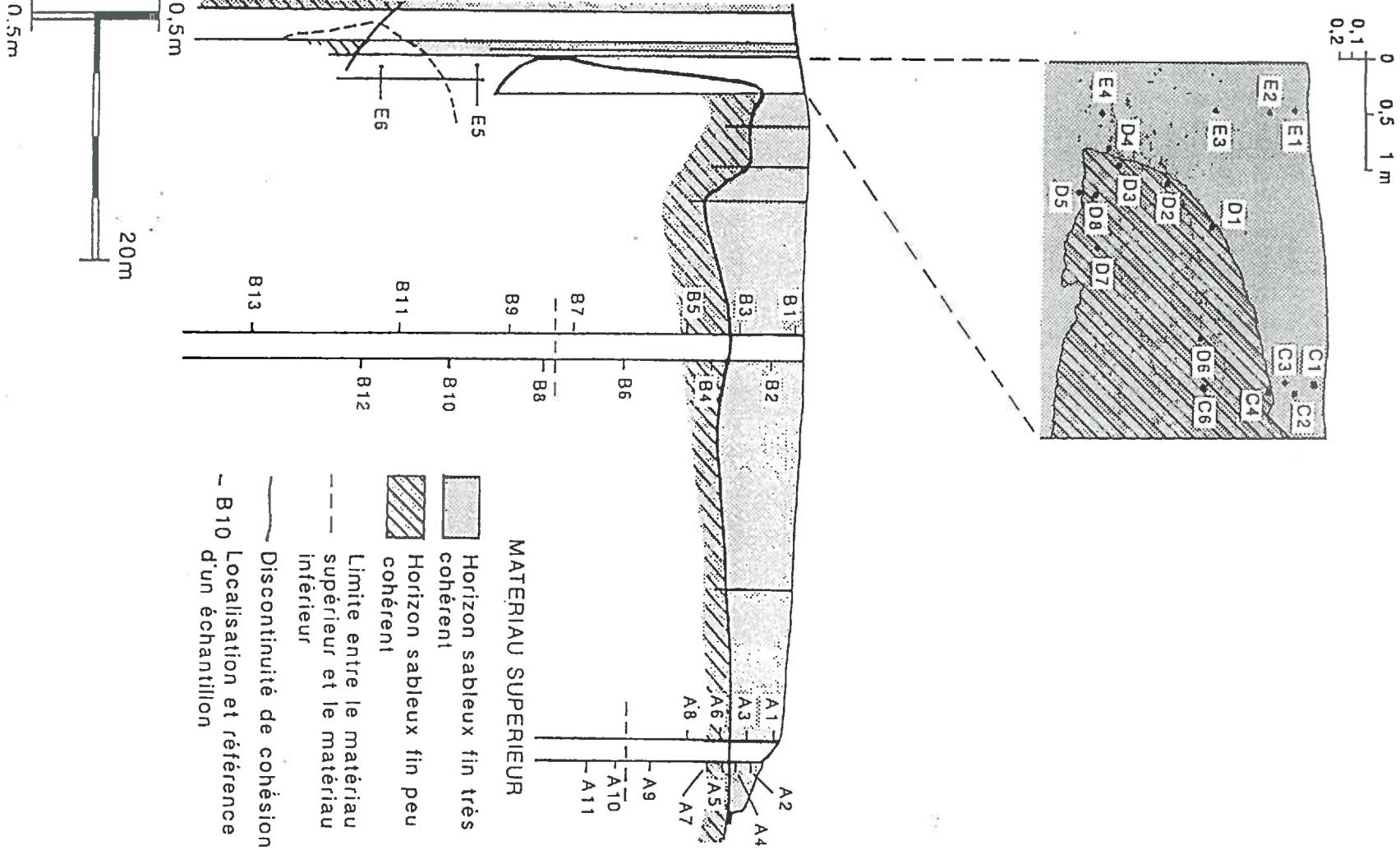


Figure VI.2 Localisation des échantillons le long de la séquence I

2.2. Modalités de mise en œuvre

Les déterminations granulométriques sont effectuées avec des prises d'essais de 30 g (figure VI.1). La mise en suspension est faite dans de l'eau permutée, à laquelle on ajoute quelques gouttes d'ammoniaque. La suspension est soumise à une attaque par H_2O_2 pour éliminer les produits organiques, puis elle est agitée par retournement pendant 16 h. Après un tamisage à 50 μm de la suspension, le refus est soumis à une attaque par HCl (20 %, à froid) afin d'éliminer les produits ferrugineux. Ce refus est destiné à un tamisage à sec en 20 fractions qui permet d'établir une courbe de la distribution de taille des particules de diamètre supérieur à 50 μm . En revanche, le tamisat est destiné à un suivi de sémination à l'aide du SEDIGRAPH qui conduit à une courbe de la distribution de taille des particules inférieures à 50 μm .

Les deux courbes peuvent être associées de façon à construire la courbe complète de la DTP entre 0,2 μm et 10 mm. Or, sur une telle courbe, de nombreux auteurs font observer l'existence d'un palier entre 25 et 50 μm , c'est-à-dire dans la zone de raccord entre les mesures par tamisage et par sémentation (VITTURI et RABITTI, 1980 ; LEBRET *et al.*, 1985 ; LEVANT *et al.*, 1987). Nous avons par conséquent complété le protocole de granulométrie en soumettant les échantillons à une seconde détermination par sémentation pour les particules de diamètre inférieur à 20 μm (figure VI.1).

On dispose finalement de trois courbes de la DTP permettant d'étudier le raccord entre 20 μm et 50 μm :

- une courbe de la distribution de taille des particules grossières de diamètre supérieur à 20 μm (obtenue par tamisage),
- une courbe de la distribution de taille des particules entre 0,2 μm et 50 μm (obtenue par sémentation),
- une courbe de la distribution de taille des particules entre 0,2 μm et 20 μm (obtenue par sémentation).

Les courbes de la DTP sont des courbes cumulatives ; elles sont décomposées en populations de particules dont les limites correspondent aux minimums des courbes dérivées. Cette décomposition est effectuée après avoir lissé les courbes dérivées sur quatre points. Les diamètres équivalents obtenus par tamisage correspondent aux ouvertures des tamis ; les diamètres équivalents obtenus par sémentation sont des diamètres de particules sphériques de quartz (la valeur de 2,65 g cm^{-3} étant attribuée arbitrairement comme masse volumique du solide).

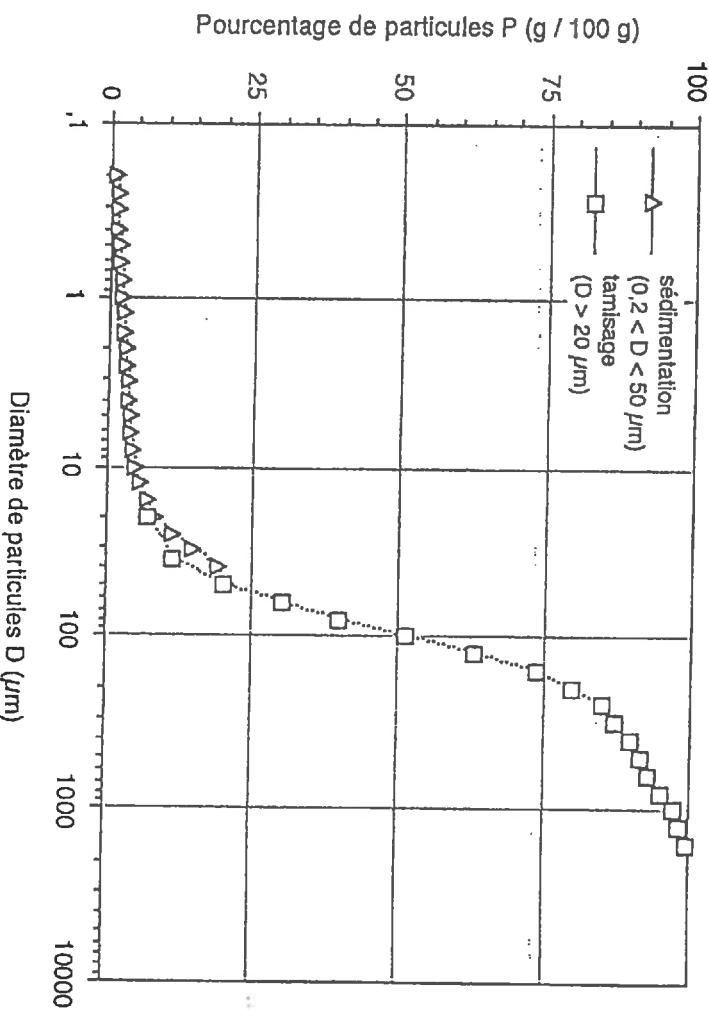


Figure VI.3 Courbes granulométriques cumulatives avec un chevauchement entre 20 et 50 μm . Cas de l'échantillon SPC A4 (localisation de l'échantillon sur la figure VI.2)

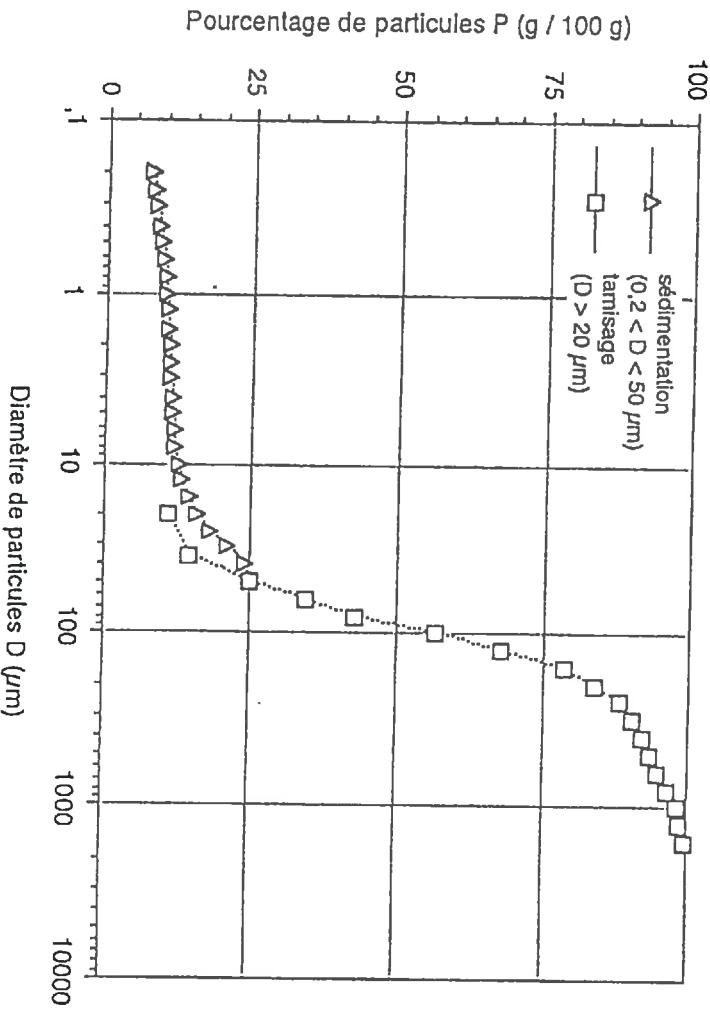


Figure VI.4 Courbes granulométriques cumulatives avec un chevauchement entre 20 et 50 μm . Cas de l'échantillon STC A5 (localisation de l'échantillon sur la figure VI.2)

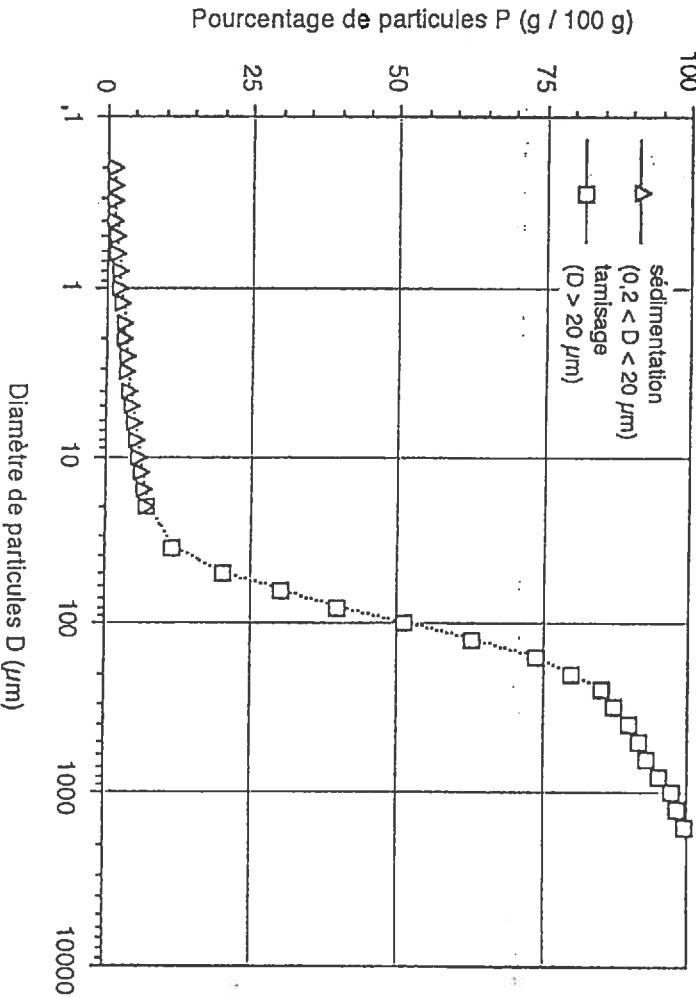


Figure VI.5 Courbes granulométriques cumulatives avec un raccord à 20 µm. Cas de l'échantillon SPC A4 (localisation de l'échantillon sur la figure VI.2)

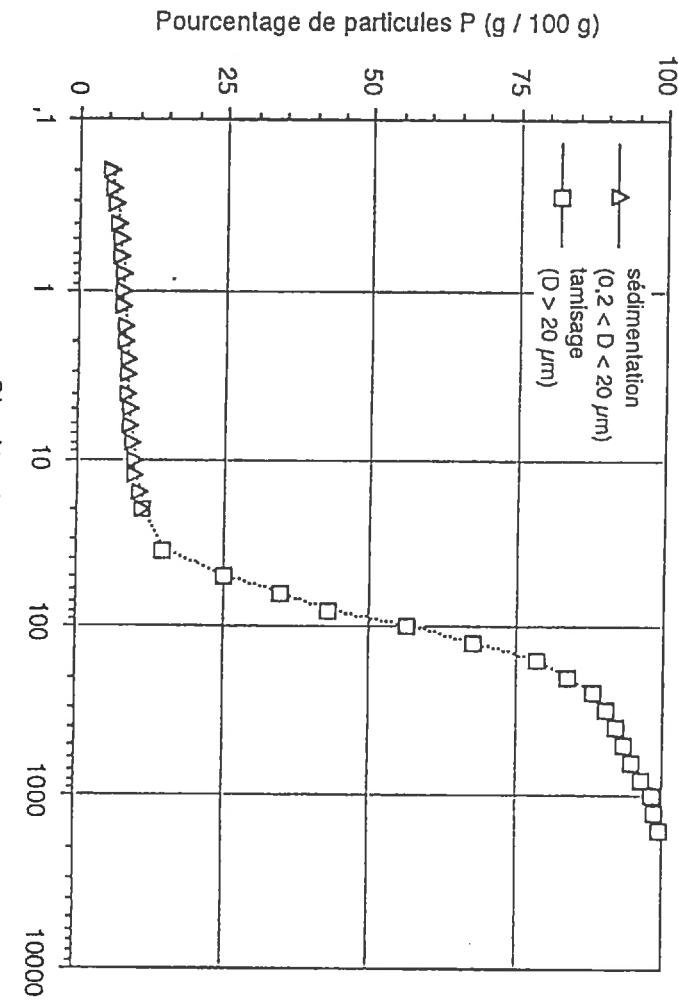


Figure VI.6 Courbes granulométriques cumulatives avec un raccord à 20 µm. Cas de l'échantillon STC A5 (localisation de l'échantillon sur la figure VI.2)

3. RÉSULTATS

Les résultats de l'étude granulométrique sont présentés en deux temps. Dans un premier temps, des courbes granulométriques sont utilisées à titre d'exemple pour étudier le raccord entre les mesures par séimentation et par tamisage, puis pour présenter le mode d'analyse des courbes qui repose sur l'étude des courbes dérivées. Dans un second temps, l'ensemble des résultats est analysé pour comparer les horizons SPC et STC.

3.1. Analyse d'exemples de courbes

3.1.1. Raccord entre les courbes obtenues par séimentation et par tamisage

Des courbes granulométriques d'échantillons SPC (A4) et STC (A5) sont présentées respectivement sur les figures VI.3 et VI.4 (la localisation des échantillons est précisée sur la figure VI.2). Deux courbes apparaissent sur chaque figure : une première courbe obtenue par séimentation qui correspond à des diamètres compris entre $0,2 \mu\text{m}$ et $50 \mu\text{m}$, et une seconde courbe obtenue par tamisage qui correspond à des diamètres supérieurs à $20 \mu\text{m}$. Un net décalage apparaît entre les deux courbes. Il est dû à une séimentation trop rapide des particules les plus grosses qui ne sont pas prises en compte correctement par l'analyse (agitation insuffisante et / ou retard au démarrage de l'enregistrement mécanique). La proportion des particules les plus grosses serait alors sous-estimée, entraînant ainsi une surestimation des particules les plus fines.

Ce décalage entre les deux courbes pourrait aussi avoir pour origine le fait que les diamètres portés en abscisse sur un même graphique sont de nature différente selon la méthode. La courbe obtenue par séimentation se rapporte en effet à des diamètres équivalents calculés pour la chute de particules sphériques et quartzeuses en suspension dans de l'eau à 30°C , alors que la courbe obtenue par tamisage se rapporte à des tailles d'ouverture de tamis. Cette différence de nature de diamètres pourrait expliquer le décalage entre les deux courbes. A la suite d'une étude de BERTHOIS et GENDRE (1967), RIVIERE (1977) recommande de multiplier par 1,15 les valeurs de diamètre correspondant à des tailles d'ouverture de tamis pour obtenir des "diamètres nominaux", qui correspondent statistiquement aux diamètres des particules sphériques franchissant les tamis. Pour construire les courbes complètes, RIVIERE (1977) préconise ensuite de transformer les diamètres nominaux en diamètres équivalents, qui sont homogènes avec ceux calculés à partir des vitesses de séimentation. Les diamètres portés en abscisse sont alors de même nature pour les deux méthodes. En fait, un tel mode de correction des données de tamisage a pour conséquence d'accroître le décalage entre les deux courbes ainsi que BALTZER (1982) l'a montré sur d'autres matériaux sédimentaires.

Les figures VI.5 et VI.6 présentent les courbes obtenues par tamisage pour les particules supérieures à $20 \mu\text{m}$ et par séimentation pour les particules entre $0,2 \mu\text{m}$ et $20 \mu\text{m}$. Les échantillons étudiés sont les mêmes que précédemment (SPC A4 et STC A5). Les courbes obtenues par tamisage et par séimentation

sont en continuité. Avec une suspension de particules de taille inférieure à $20 \mu\text{m}$, les déterminations par sédimentation prennent en compte toutes les particules, mais on ne dispose alors plus d'une zone de chevauchement entre les deux méthodes.

Par la suite, les dimensions de particules seront exprimées indistinctement en "diamètres", qu'il s'agisse de taille de tamis ou de diamètre équivalent de sédimentation. Les courbes analysées correspondent à des déterminations par sédimentation pour les diamètres de particules compris entre $0,2$ et $20 \mu\text{m}$ et à des déterminations par tamisage pour les diamètres de particules supérieurs à $20 \mu\text{m}$.

3.1.2. Caractères généraux des courbes

Les deux courbes granulométriques des échantillons SPC A4 et STC A5 (figures VI.5 et VI.6) se rapprochent du faciès parabolique, décrit en particulier par RIVIERE (1977) et BALTZER (1982). Ces échantillons sont constitués respectivement de 95 % et de 90 % de particules supérieures à $10 \mu\text{m}$. Les deux courbes présentent la même distribution de taille des particules pour les diamètres supérieurs à $10 \mu\text{m}$ avec néanmoins, un très faible décalage pour les particules grossières de l'échantillon SPC A5 (médiane SPC A4 = $95 \mu\text{m}$ et médiane STC A5 = $90 \mu\text{m}$). En se référant à des classes granulométriques, la constitution granulométrique des horizons SPC A4 et STC A5 est indiquée sur le tableau VI.1. La teneur en argile est de 6 % plus élevée pour l'horizon STC A5 et cette différence est essentiellement due aux particules très fines dont le diamètre est inférieur à $0,2 \mu\text{m}$ (figures VI.5 et VI.6).

Tableau VI.1 Constitution granulométrique d'un échantillon SPC A4 et d'un échantillon STC A5, exprimée selon cinq classes (JAMAGNE, 1967 ; ORSTOM, 1969 ; MAIGNEN, 1980 ; STIPA, 1982). Se reporter à la figure VI.2 pour la localisation des échantillons

Horizon	argile (0-2 μm)	limon fin (2-20 μm)	limon grossier (20-50 μm)	sable fin (50-200 μm)	sable grossier (200-2000 μm)
SPC (A4)	3	6	13	59	20
STC (A5)	9	4	12	59	16

3.1.3. Décomposition des courbes granulométriques

Les courbes cumulées sont dérivées de manière à faire apparaître les différentes populations de particules : chaque population est caractérisée par ses

Fraction AF	Population de particules fines	Populations de particules grossières
Fraction AG		
Fraction SL		
Fraction SG		

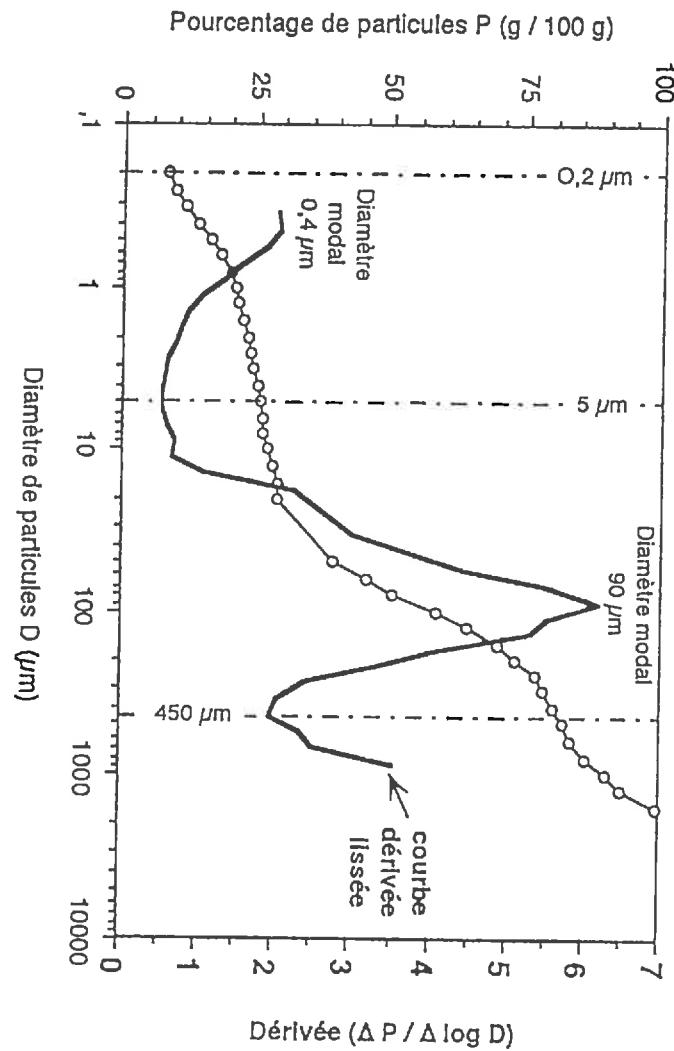


Figure VI.7 Identification de quatre fractions granulométriques sur la courbe cumulée et sur la courbe dérivée obtenue pour l'échantillon STC A10 (localisation de l'échantillon sur la figure VI.2)

limites (minimums sur la courbe dérivée), par un diamètre modal (maximum sur la courbe dérivée) et par un pourcentage (déduit de la courbe cumulative).

Ainsi que le montre à titre d'exemple la figure VI.7 pour l'échantillon STC A10, la décomposition conduit à identifier une population de particules fines et deux populations de particules grossières. La population de particules fines représente 25 % des particules et il s'agit de particules de diamètre inférieur à 5 μm . Les particules grossières dominent très nettement. Une première population de particules grossières est caractérisée par des diamètres compris entre 5 μm et 450 μm et par un diamètre modal voisin de 90 μm . Cette population représente 58 % des particules pour l'exemple présenté sur la figure VI.7. Une seconde population de particules grossières correspond à des particules de diamètre compris entre 450 μm et 2 mm. Elle intervient pour une moindre part dans la constitution de l'échantillon STC A10 (17 % des particules).

3.2. Analyse de l'ensemble des résultats Individualisation de quatre fractions granulométriques

L'étude granulométrique porte sur l'analyse de 41 échantillons dont la localisation est indiquée sur la figure VI.2. Les caractéristiques de la distribution de la taille des particules sont présentées sur le tableau VI.2. L'étude des courbes dérivées obtenues pour l'ensemble de ces échantillons a permis d'identifier une population de particules fines et deux populations de particules grossières.

On ne connaît pas la distribution de la taille des particules (DTP) pour une proportion importante de particules fines qui sont d'un diamètre inférieur à la limite méthodologique de 0,2 μm . Afin de prendre en compte d'éventuelles différences, nous avons distingué une fraction d'argile fine appelée AF pour les diamètres inférieurs à 0,2 μm (DTP inconnue) et une fraction d'argile grossière appelée AG pour les diamètres supérieurs à 0,2 μm (DTP connue). Les deux populations de particules grossières correspondent respectivement à deux fractions, l'une de sable limoneux appelée SL et l'autre de sable grossier appelée SG. Ainsi, quatre fractions granulométriques sont individualisées.

- La limite entre les particules fines et les particules grossières, c'est-à-dire entre AG et SL, est située en moyenne à 3 μm . Compte tenu de la faible pente à proximité du minimum et de la faible proportion de particules fines, cette limite est déterminée avec une précision de 1 à 2 μm . La limite moyenne à 3 μm rend compte des valeurs qui sont fréquemment et significativement supérieures à 2 μm (tableau VI.2).

Tableau VI.2 Décomposition des courbes granulométriques cumulatives (localisation des échantillons sur la figure VI.2)

Réf.	Prof.	Matériau	Horizon	Fraction AF	Limite AF-AG	Fraction AG	Limite AG-SL	Fraction SL	Limite SL-SG	Fraction SG
[1]	[2]	[3]	[4]	% [5]	% [6]	% [5]	% [6]	% [5]	% [6]	% [5]
A 1	5	S ...		0	0,2	6	3,5	85	113	565
A 2	22	S		4	0,2	7	3,2	81	113	565
A 3	25	S		1	0,2	4	3,6	87	90	565
A 4	34	S		1	0,2	3	3,5	89	90	565
A 5	36	S		7	0,2	3	2,0	84	90	550
A 6	42	S		14	0,2	5	2,6	75	113	565
A 7	55	S		18	0,2	8	5,1	71	72	565
A 8	75	S		13	0,2	15	3,9	70	113	565
A 9	105	S		15	0,2	16	4,0	66	—	565
A 10	132	S		6	0,2	17	5,0	58	90	565
A 11	155	I		9	0,2	30	10,0	57	60	565
B 1	7	S		10	0,2	3	3,6	82	90	565
B 2	27	S		12	0,2	5	2,8	79	90	565
B 3	55	S		17	0,2	4	2,3	76	90 à 112	565
B 4	72	S		16	0,2	4	2,3	79	86	565
B 5	95	S		10	0,2	13	2,0	74	90	565
B 6	145	S		6	0,2	18	2,7	74	90	565
B 7	185	S		8	0,2	12	2,8	77	90	565
B 8	205	S		7	0,2	16	3,8	66	112	565
B 9	235	I		5	0,2	9	2,1	77	90 à 142	565
B 10	285	I		10	0,2	16	2,4	69	90 à 142	565
B 11	325	I		25	0,2	4	3,6	65	90 à 142	565
B 12	355	I		24	0,2	5	3,6	64	90 à 142	565
B 13	445	I		19	0,2	5	1,8	72	90 à 142	565
C 1	12	S		5	0,2	4	2,8	86	90	565
C 2	32	S		5	0,2	8	5,7	82	90	565
C 3	47	S		1	0,2	4	2,8	90	90	565
D 1	100	S		14	0,2	5	4,5	74	90	450
D 2	140	S		6	0,2	3	3,5	84	90	450
D 3	180	S		2	0,2	3	1,2	89	72	280
D 4	185	S		0	0,2	0	0,2	97	90	450
D 5	215	S		0	0,2	0	0,5	98	72	280
D 6	120	S		26	0,2	4	2,3	70	69	280
D 7	205	S		21	0,2	6	1,5	68	72	565
D 8	205	S		21	0,2	7	4,5	70	72	565
E 1	12	S		4	0,2	5	4,0	88	90	715
E 2	35	S		7	0,2	3	3,1	86	90	565
E 3	87	S		3	0,2	5	5,0	87	90	565
E 4	187	S		0	0,2	0	0,4	95	90	565
E 5	265	S		2	0,2	2	1,4	88	90	280
E 6	325	I		0	0,2	0	—	—	—	100

[1] Référence de l'échantillon (localisation sur la figure VI.2);

[2] Profondeur (cm)

[3] Matériau sédimentaire : (S) supérieur, (I) inférieur

[4] Type d'horizon :

sableux très cohérent
 sableux peu cohérent
 argileux peu cohérent

[5] Pourcentage de particules (g / 100 g)

[6] Limite de fraction (μm)

[7] Diamètre modal D_m (μm)

- La fraction SL est caractérisée par un diamètre modal compris entre $60 \mu\text{m}$ et $140 \mu\text{m}$ (le diamètre modal moyen est de $90 \mu\text{m}$). La position de la limite entre les fractions SL et SG est située en moyenne à $520 \mu\text{m}$.

- La fraction SG est faiblement représentée (excepté pour l'échantillon E6 qui n'a pas été pris en compte dans les moyennes, sa granulométrie étant uniquement grossière). Le pourcentage moyen est égal à 5 %. Le diamètre modal de cette fraction SG ne peut être défini compte tenu de l'allure des courbes cumulatives (figure VI.7). Le diamètre maximal des particules est de 2,5 mm et le diamètre maximal moyen est de 1,5 mm.

3.3. Caractéristiques granulométriques des matériaux sédimentaires

Les caractéristiques des matériaux sédimentaires sont précisées en étudiant la distribution de la taille des particules grossières de diamètre supérieur à $50 \mu\text{m}$. Les courbes de la distribution de taille des particules supérieures à $50 \mu\text{m}$ sont comparées à l'aide de deux indices : la médiane, comme étant une valeur "centrale" de la distribution, et la pente entre le quartile supérieur et le quartile inférieur, comme étant une caractéristique de l'étalement de la distribution.

3.3.1. Matériau supérieur

Dans le matériau supérieur et sur une épaisseur de 1 à 2 m, la teneur en SG varie faiblement entre 2 et 9 %. La fraction SL présente un mode bien défini situé entre $70 \mu\text{m}$ et $115 \mu\text{m}$ (tableau VI.2). La figure VI.8 montre que les variations de la médiane et de la pente sont faibles, les valeurs étant groupées selon un nuage allongé de points. La médiane varie entre $85 \mu\text{m}$ et $140 \mu\text{m}$ et la pente varie entre 110 et 270. Les faibles variations sont vraisemblablement dues à de faibles variations spatiales des conditions de sédimentation et elles pourraient n'être liées qu'à l'échantillonnage. L'étude confirme ainsi le caractère homogène du matériau supérieur, qui est constitué d'une fraction SL largement dominante et d'une fraction SG en très faible proportion.

3.3.2. Matériau inférieur

Dans le matériau inférieur, la distribution de la taille des particules grossières est très variable comme le montre la figure VI.9 pour 3 échantillons. Sur de courtes épaisseurs, la teneur en SG varie fortement (tableau VI.2) : de 3 à 17 % pour le profil A (échantillons A9 et A10), de 3 à 11 % pour le profil B (échantillons B7 et B8) et de 8 à 100 % pour le profil E (échantillons E5 et E6).

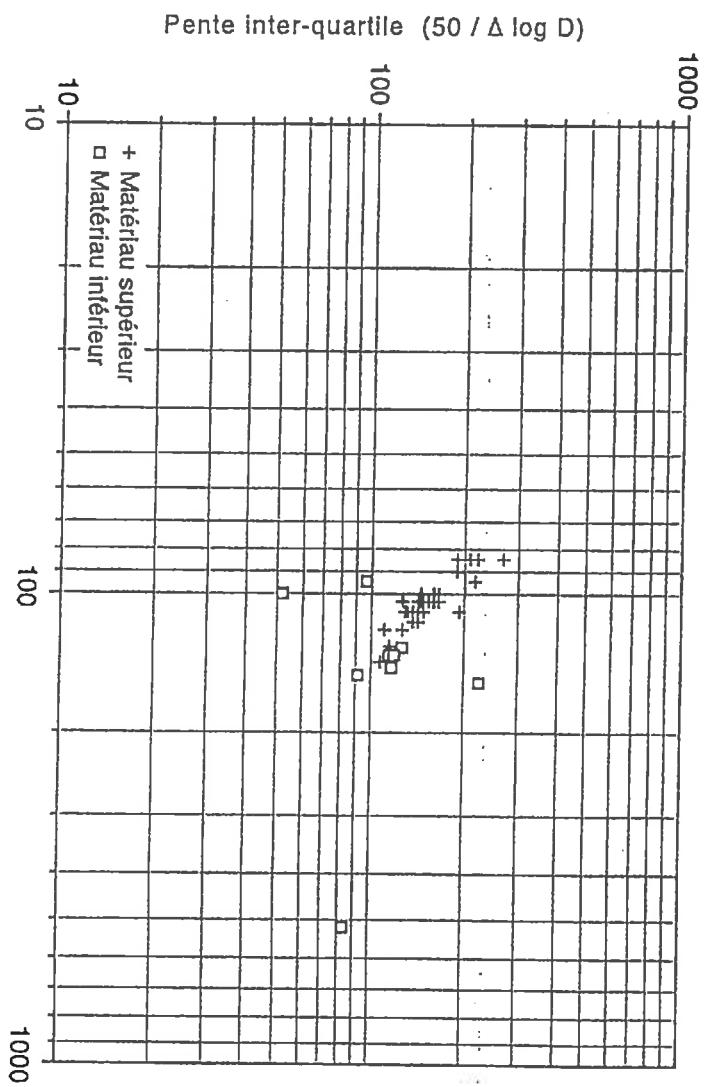


Figure VI.8 Caractérisation des matériaux sédimentaires. Variation de la médiane et de la pente inter-quartile pour les particules supérieures à $50 \mu\text{m}$

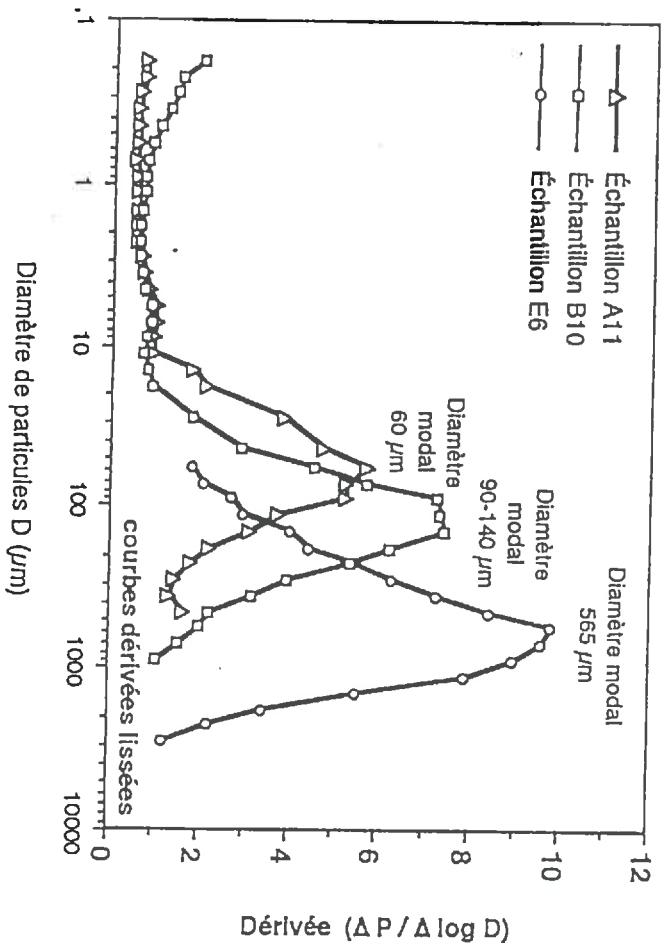


Figure VI.9 Courbes dérivées montrant les différences de distribution de la taille des particules au sein du matériau inférieur (localisation des échantillons sur la figure VI.2)

En considérant la distribution de la taille des particules supérieures à $50 \mu\text{m}$, les valeurs de la médiane ($95 \mu\text{m}$ à $520 \mu\text{m}$) et de la pente inter-quartile (50 à 225) sont plus dispersées que dans le matériau supérieur (figure VI.8). Cette dispersion témoigne d'une hétérogénéité plus forte du matériau inférieur par rapport au matériau supérieur.

3.4. Constitution des horizons SPC et STC du matériau supérieur

La constitution granulométrique des horizons sableux peu cohérents (SPC) et sableux très cohérents (STC) est présentée sur le tableau VI.2. Les échantillons sont localisés sur la figure VI.2. L'analyse qui suit concerne uniquement les horizons développés au sein du matériau supérieur homogène, de façon à ne pas prendre en compte des variations dues à des hétérogénéités séquentielles (figure VI.10).

Dans les horizons SPC, le pourcentage de AF varie de 0 à 17 % (pourcentage moyen de 4 %) et celui de AG varie de 0 à 8 % (pourcentage moyen de 5 %). La teneur en particules fines est donc faible pour l'ensemble des horizons SPC étudiés (tableau VI.2). Le pourcentage de SG varie de 2 à 9 % (teneur moyenne de 5 %).

Dans les horizons STC, les pourcentages moyens de AF et de AG sont respectivement de 13 % et de 8 %. Ces teneurs moyennes indiquent une tendance générale, la teneur en particules fines est plus élevée dans les horizons STC que dans les horizons SPC. Dans les horizons STC, AF et AG varient respectivement de 2 à 26 % et de 3 à 18 %. Ces deux gammes de variations sont comparables pour AF et AG recoupent celles obtenues respectivement pour les mêmes fractions dans les horizons SPC. Certains horizons STC présentent donc les mêmes teneurs en AF et en AG que des horizons SPC (tableau VI.2). Par exemple, la teneur en particules fines de l'horizon STC B9 (AF = 5 % et AG = 9 %) est très proche de celle de l'horizon SPC C2 (AF = 5 % et AG = 8 %).

En considérant l'ensemble des échantillons analysés, les constitutions granulométriques des horizons SPC et STC sont peu différentes. Les teneurs moyennes en particules fines AF et AG sont plus élevées dans les horizons STC que dans les horizons SPC, elles peuvent être néanmoins du même ordre de grandeur pour certains horizons SPC et STC.

Afin de faciliter la discussion, tout en tenant compte des résultats de la décomposition des courbes, nous avons fixé des limites de fraction identiques pour tous les échantillons. Ces limites sont choisies en se référant aux limites moyennes calculées d'après les valeurs présentées dans le tableau VI.2. Ainsi :

- La limite AF-AG est fixée à $0,2 \mu\text{m}$.
- La limite AG-SL est fixée à $3 \mu\text{m}$. Nous retenons la valeur de $3 \mu\text{m}$ plutôt que la valeur de $2 \mu\text{m}$ communément utilisée, de façon à ne pas surestimer le pourcentage de la fraction SL (déjà très nettement dominant dans la DTP).

Tableau VI.3 Constitution granulométrique des principaux horizons selon quatre fractions granulométriques AF, AG, SL et SG (localisation des échantillons sur la figure VI.2)

Réf.	Prof.	Matériau	Horizon	Particules fines			Particules grossières	
				[1]	[2]	[3]	[4]	[5]
A1	5	S		3	4	4	7	84
A2	22	S		4	7	11	81	10
A3	25	S		2	4	6	85	8
A4	34	S		1	3	4	88	9
A5	36	S		5	3	8	85	8
A6	42	S		14	6	20	74	6
A7	55	S		18	8	26	70	3
A8	75	S		13	14	27	70	3
A9	105	S		15	16	31	66	4
A10	132	S		8	16	24	58	18
A11	155	I		9	26	35	61	4
B1	7	S		6	7	13	82	5
B2	27	S		9	8	17	79	4
B3	55	S		13	9	22	74	4
B4	72	S		16	4	20	74	5
B5	95	S		14	11	25	72	3
B6	145	S		10	14	24	74	2
B7	185	S		12	9	21	76	3
B8	205	I		10	13	23	66	12
B9	235	I		7	8	15	76	9
B10	285	I		17	10	27	68	5
B11	325	I		21	8	29	64	7
B12	355	I		22	7	29	63	7
B13	445	I		18	8	26	69	5
C1	12	S		5	4	9	85	5
C2	32	S		6	6	12	83	5
C3	47	S		2	4	6	89	5
D1	100	S		12	6	18	76	6
D2	140	S		6	2	8	86	5
D3	180	S		2	5	7	90	3
D4	185	S		0	6	6	92	2
D5	215	S		0	2	2	96	1
D6	120	S		26	5	31	68	1
D7	205	S		17	13	30	65	5
D8	205	S		22	4	26	71	2
E1	12	S		5	3	8	87	5
E2	35	S		6	4	10	86	5
E3	87	S		4	3	7	87	5
E4	187	S		0	4	4	91	5
E5	265	S		3	2	5	92	3
E6	325	I		0	0	0	49	51

[1] Référence de l'échantillon (localisation sur la figure VI.2)

[2] Profondeur (cm)

[3] Matériau sédimentaire : (S) supérieur, (I) inférieur

[4] Type d'horizon : sableux peu cohérent sableux très cohérent argileux peu cohérent

[5] Pourcentage de particules (g / 100 g)

- La limite SL-SG est fixée à $500 \mu\text{m}$. La valeur de $500 \mu\text{m}$ est choisie car elle correspond à une dimension d'ouverture de tamis. Elle est peu différente de la valeur moyenne de $520 \mu\text{m}$ déterminée à la suite de la décomposition des courbes de la DTP (tableau VI.2).

De telles limites ne modifient pas significativement les teneurs attribuées à chaque fraction (tableaux VI.2 et VI.3). En se référant à ces limites, la constitution granulométrique des horizons SPC et STC développés dans le matériau supérieur est représentée sur un diagramme triangulaire où sont portées les teneurs en AF, AG et SL + SG (figure VI.11). Ce diagramme triangulaire montre que l'on peut distinguer *grossos modo* deux ensembles de points, l'un pour les échantillons SPC ($\text{AF} < 10\%$), l'autre pour les échantillons STC ($10 < \text{AF} < 25\%$) et que ces deux ensembles se recouvrent ($\text{AF} \approx 15\%$ pour un échantillon SPC et $\text{AF} \approx 5\%$ pour trois échantillons STC).

3.5. Analyse de variations locales de granulométrie Transition entre des horizons SPC et STC du matériau supérieur

L'analyse qui vient d'être effectuée ne tient pas compte de la localisation des échantillons, les uns par rapport aux autres, dans les fosses et le long de la séquence. Elle intègre vraisemblablement des différences qui sont liées à la fois au développement du caractère de cohésion et à la nature des matériaux d'origine. Par conséquent, il convient maintenant d'étudier localement la variation de la composition granulométrique des horizons SPC et STC de part et d'autre de la discontinuité de cohésion. L'analyse sera effectuée, comme précédemment, au sein du matériau supérieur qui ne présente que de faibles variations de la distribution des particules grossières (figure VI.10).

3.5.1. Sol à discontinuité de cohésion très contrastée

L'exemple choisi est celui de la fosse A (planche IV et figure VI.2). Le matériau supérieur est à cet endroit épais de 1,3 m. Une discontinuité de cohésion sépare, à 0,35 m de profondeur, des horizons supérieurs SPC et des horizons médians STC. Cette discontinuité est très contrastée, la transition entre les deux types d'horizon se fait sur une distance de 1 mm.

Les horizons SPC présentent une teneur moyenne en particules fines de 7 % (3 % de AF et 4 % de AG). Pour les horizons STC développés dans le matériau supérieur, la teneur moyenne en particules fines est nettement plus élevée puisqu'elle est de 22 % (13 % de AF et 9 % de AG).

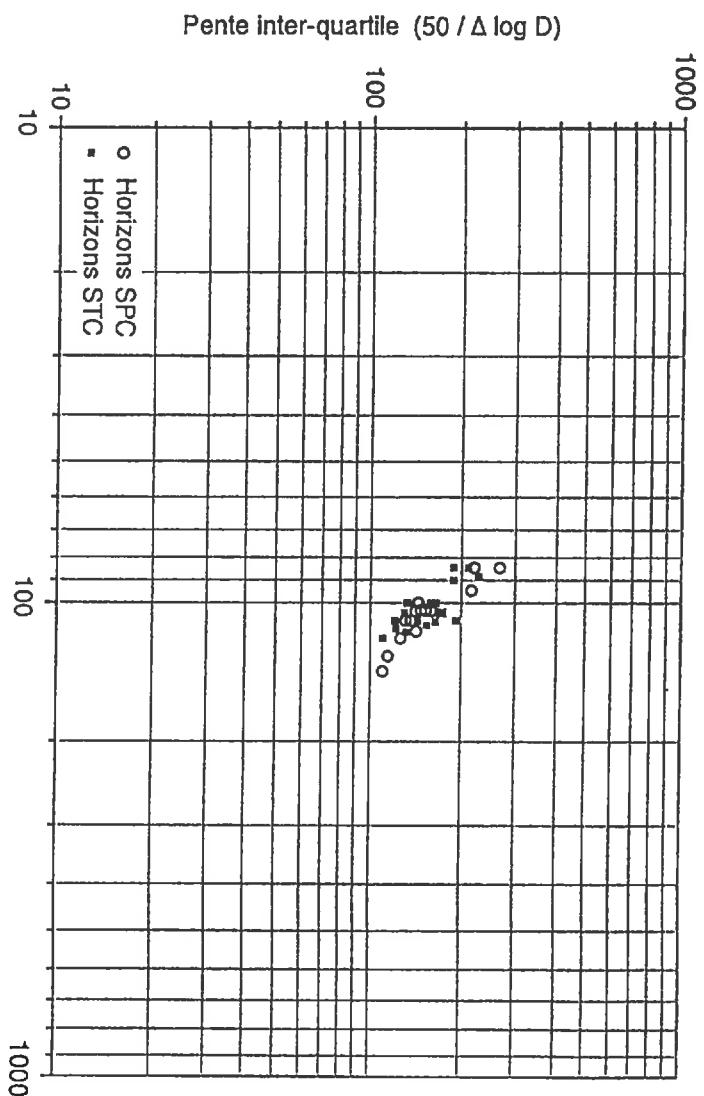


Figure VI.10 Variation de la médiane et de la pente inter-quartile pour les particules supérieures à $50 \mu\text{m}$ des horizons SPC et STC du matériau supérieur

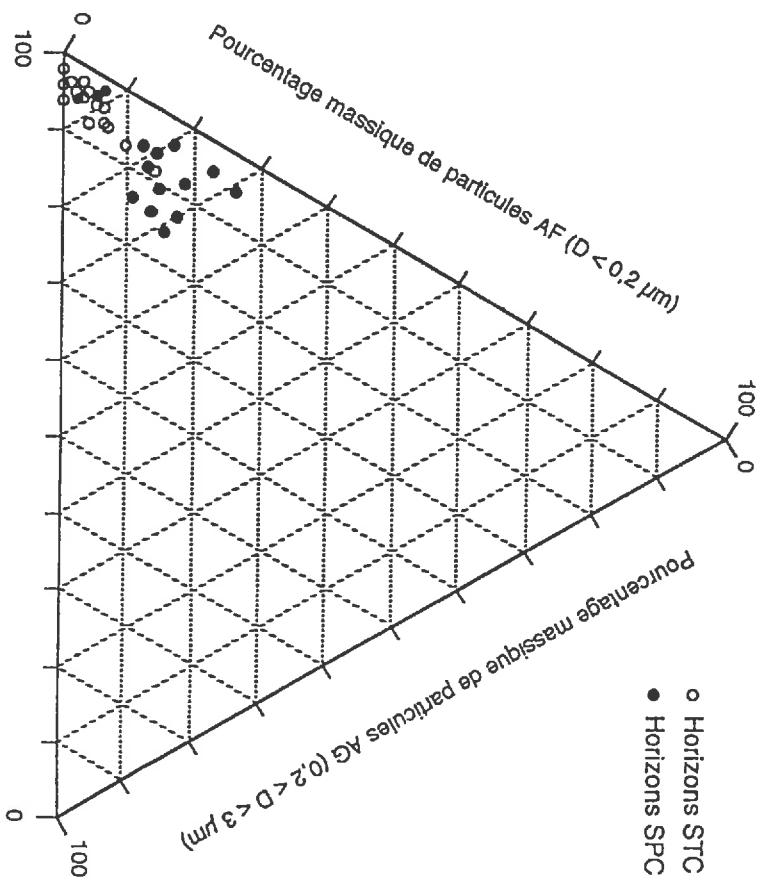


Figure VI.11 Constitution granulométrique des horizons SPC et STC développés au sein du matériau supérieur

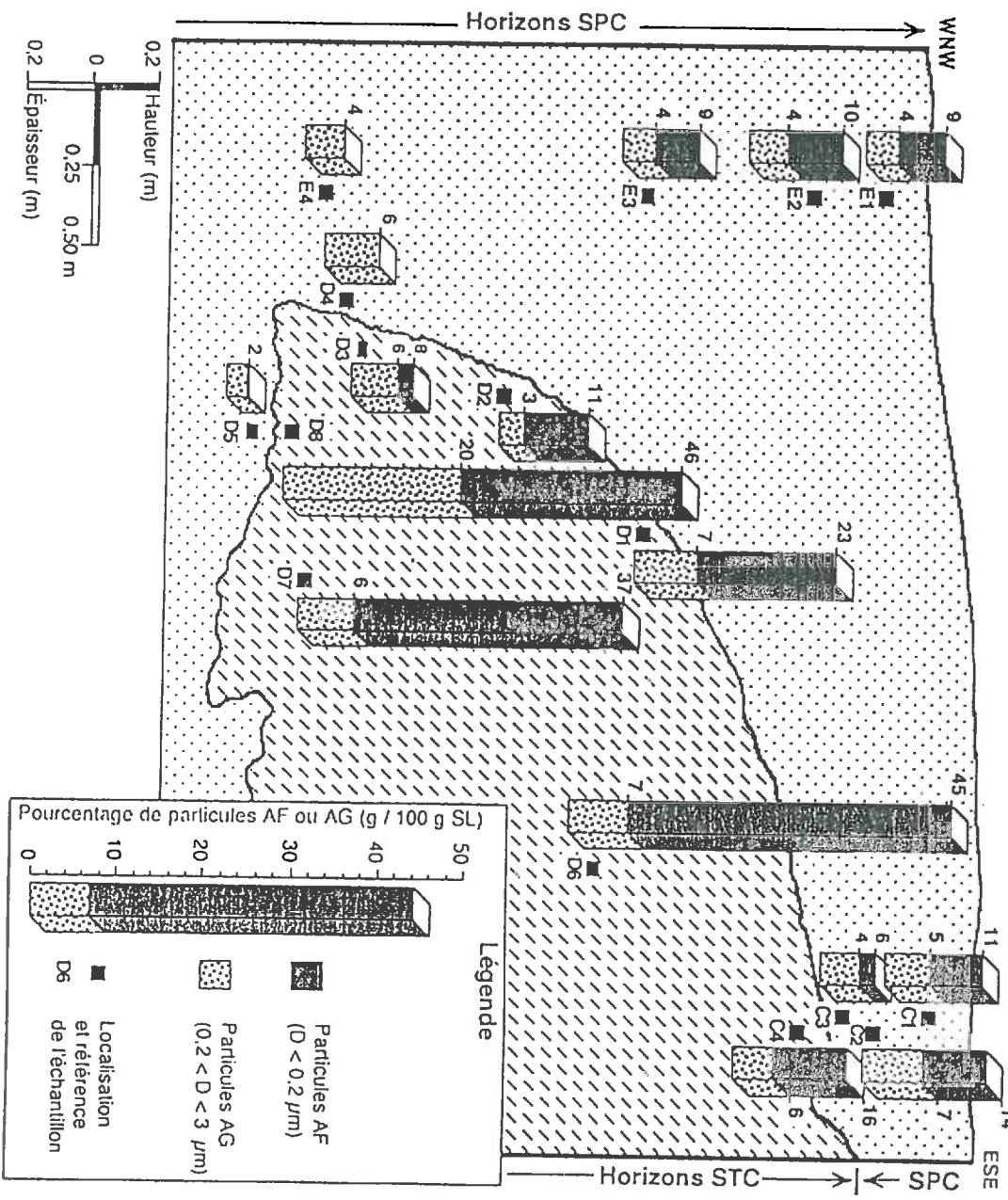


Figure VI.14 Variation de la teneur en AF ($D < 0,2 \mu\text{m}$) et en AG ($0,2 < D < 3 \mu\text{m}$) rapportée à 100 g de SL ($3 < D < 500 \mu\text{m}$). Cas d'un sol à interruption latérale des horizons STC (localisation sur la figure VI.2)

3.5.3. Sol à interruption latérale des horizons STC

Les horizons STC sont interrompus latéralement sur une distance de 2 m environ et selon une forme en "langue" (planche IV et figure VI.14). La limite entre les horizons SPC et STC est marquée par une discontinuité très contrastée, la transition s'effectuant sur une distance de 1 cm (§ V.5).

Dans la zone de transition latérale, la teneur moyenne en particules fines dans les horizons SPC est de 6 % (3 % de AF et 3 % de AG) alors qu'elle est de 20 % dans les horizons STC (14 % de AF et 6 % de AG). Ces valeurs moyennes sont très proches de celles observées pour le sol à discontinuité de cohésion très contrastée de la fosse A.

On exprime à nouveau les quantités de AF et de AG rapportées à 100 g de SL (figure VI.14). Les horizons STC se distinguent par une teneur en particules fines plus élevée que dans les horizons SPC même si certains horizons STC et SPC ont une teneur en particules fines qui est du même ordre de grandeur. L'analyse locale de la transition sur la séquence E4-D4-D3 et sur la séquence C1-C2-C3-C4 (figure VI.14) montre une nouvelle fois que l'augmentation de cohésion est associée à une faible augmentation de AF (2 % pour la séquence E4-D4-D3 et 8 % pour la séquence C1-C2-C3-C4). Dans le cas de la séquence C1-C2-C3-C4, l'augmentation de AF est plus forte que celle observée partout ailleurs de part et d'autre de la discontinuité de cohésion. Ceci s'explique par la distance de 15 cm entre les échantillons C3 et C4, alors qu'elle est de 2 à 5 cm dans les autres cas.

4. CONCLUSION

L'analyse granulométrique a permis de caractériser les deux matériaux sédimentaires supérieur et inférieur. Ceux-ci se distinguent par leurs teneurs en particules grossières ($> 3 \mu\text{m}$) et par la distribution de taille de ces particules grossières. Le matériau supérieur apparaît homogène et les faibles variations de la distribution de taille des particules sont attribuées à des variations spatiales des conditions de sédimentation. La mise en place de ce matériau pourrait résulter de remaniements éoliens. En revanche, le matériau inférieur se distingue par son hétérogénéité marquée par de fortes variations de la teneur en particules SG ($> 500 \mu\text{m}$) et de la teneur en particules fines ($< 3 \mu\text{m}$). Les caractéristiques granulométriques du matériau inférieur sont conformes à l'hypothèse d'une mise en place fluviatile, qui a été suggérée par la présence de structures sédimentaires caractéristiques (chenal et interstratification de sable grossier ou fin).

Les résultats de l'analyse granulométrique des horizons SPC et STC confirment les appréciations tactiles de granulométrie. Ces résultats montrent en effet que la différence de cohésion est associée à de faibles différences de distribution de la taille des particules. En considérant les seuls horizons développés au sein du matériau supérieur, nous avons montré que l'apparition du caractère de très forte cohésion est associée à une augmentation de la teneur en particules fines. Cette augmentation résulte essentiellement d'une augmentation de la teneur en particules AF ($< 0,2 \mu\text{m}$) et nous avons montré que le caractère de très forte cohésion apparaît avec une augmentation de l'ordre de 4 % de la teneur en AF. En revanche, aucune relation n'a été mise en évidence entre la variation de la teneur en AG ($0,2 < \text{AG} < 3 \mu\text{m}$) et l'apparition du caractère de très forte cohésion.

ANALYSE POROSIMÉTRIQUE

Étude de la géométrie de l'espace poral

1. INTRODUCTION

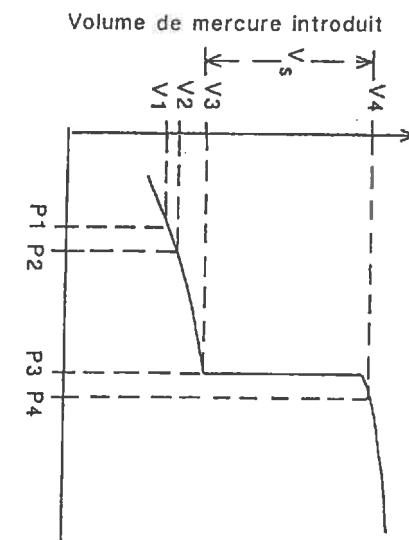
L'étude granulométrique a montré que les horizons SPC et STC ne se distinguent que par de faibles différences de distribution de la taille des particules. L'objectif de l'analyse porosimétrique est de rechercher des variations du mode d'assemblage des particules (révélées par des variations de géométrie de l'espace poral) qui sont associées à la variation de cohésion entre les horizons SPC et STC. La porosimétrie au mercure est une technique qui est maintenant fréquemment employée pour caractériser l'espace poral d'horizons pédologiques ou de matériaux remaniés. Parmi les travaux récents effectués en France, on citera en particulier les études de GRIMALDI (1986), BRUAND et PROST (1987), COULON et BRUAND (1989), BRUAND *et al.* (1990), FIES et BRUAND (1990), DE CARVALHO (1990), LASSAUSSÉ (1991). On s'appuiera sur ces travaux pour caractériser le volume poral total et la distribution des volumes poraux des horizons SPC et STC développés dans le matériau supérieur.

2. MÉTHODOLOGIE

2.1. Principe de la porosimétrie au mercure

Le principe de la porosimétrie au mercure est de déterminer le volume de mercure pénétrant dans un échantillon poreux, sec et dégazé, sous l'effet d'une pression croissante (LOZET et HERBILION, 1971 ; LAWRENCE, 1977 ; VACHIER *et al.*, 1979 ; MORDRY *et al.*, 1981 ; FIES, 1984 ; GRAS, 1988). Ainsi la pression augmentant, le mercure pénètre dans des volumes poraux qui sont accessibles par des pores de taille de plus en plus petite.

En assimilant l'espace poral à un réseau de pores cylindriques, réguliers et à paroi de nature homogène, le diamètre de pore équivalent est calculé en fonction de la pression exercée.



Courbe du volume de mercure introduit en fonction de la pression appliquée

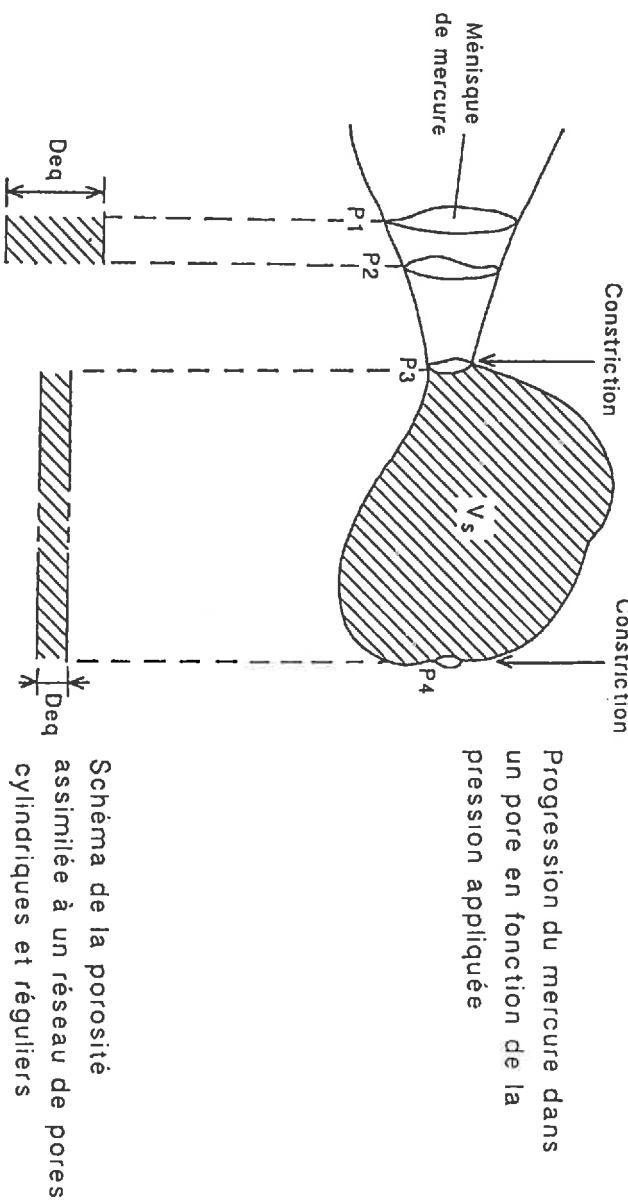


Figure VII.1 Schéma montrant que la représentation de l'espace poral sous la forme d'un réseau de pores cylindriques conduit à privilégier le rôle des diamètres de "constriction" (d'après VACHIER et al., 1979)

Pour chaque pression P, on détermine un diamètre de pore équivalent D en appliquant la loi de LAPLACE :

$$D = -4 \sigma \cos \theta / P$$

avec σ tension superficielle du mercure, θ angle de raccordement entre le mercure et la paroi du pore.

Comme le montrent VACHIER et al. (1979), la représentation de l'espace poral sous la forme d'un réseau de pores cylindriques, réguliers et à paroi de nature homogène privilégie la connaissance de diamètres de "constriction" (figure VII.1). La description de la géométrie de l'espace poral obtenue par porosimétrie au mercure correspond par conséquent à une analyse de la distribution des volumes poraux en fonction de la taille des "constrictions" par lesquelles ils sont accessibles au mercure.

2.2. Conditions de mise en œuvre de la porosimétrie au mercure

Les mesures sont effectuées avec un porosimètre de type MICROMERITICS PORE SIZER 9310 permettant d'appliquer des pressions comprises entre 3 10⁻³ MPa et 200 MPa. Les échantillons d'horizons SPC et STC sont des polyèdres irréguliers (0,5 à 1 cm³) résultant d'une fragmentation artificielle. Après une dessiccation à 105 °C pendant 24 h, ces échantillons sont placés dans des cellules cylindriques. Les volumes de mercure introduits dans les cellules sont mesurés à l'équilibre pour chaque pas de pression. Le détail des opérations de mesure est précisé par FIES (1984).

Les valeurs de tension superficielle du mercure et d'angle de raccordement du mercure sur les parois des pores sont fixées respectivement à 0,484 N m⁻¹ et à 130° (GOOD, 1984 - cité par FIES et BRUAND, 1990). Pour chaque analyse, 53 couples de mesures (volume de mercure introduit et pression associée) sont enregistrés entre 3 10⁻³ MPa et 200 MPa, pour des diamètres de pore équivalent correspondant respectivement à 400 µm et à 6 10⁻³ µm. Par comparaison, les valeurs d'angle de raccordement de 140° ou de 150° utilisées par certains auteurs (HERBILLON et LOZET, 1971 ; VACHIER et al., 1979 ; CAMBIER et PROST, 1981) reviennent à multiplier nos valeurs de diamètre de pore équivalent par un facteur de 1,19 ou de 1,35.

Après des essais effectués par BRUAND (communication orale), les volumes de mercure introduits avec des pressions supérieures à 40 MPa sont corrigés pour tenir compte de la compressibilité du mercure. La compression entre 40 MPa et 200 MPa est de 2 10⁻³ cm³ pour un volume de mercure de 1 cm³. Tous nos résultats tiennent compte de cette compressibilité du mercure.

Toutes les mesures sont doublées (répétitions r1 et r2 sur des échantillons différents). Une troisième répétition (r3) est effectuée si les résultats des deux premières répétitions montrent une forte variation du volume total de mercure introduit ou de la distribution des volumes de mercure. Les résultats sont représentés sous la forme de courbes du volume cumulé de mercure introduit (mm³ g⁻¹) porté en ordonnée, en fonction du diamètre de pore équivalent (µm) en abscisse sur une

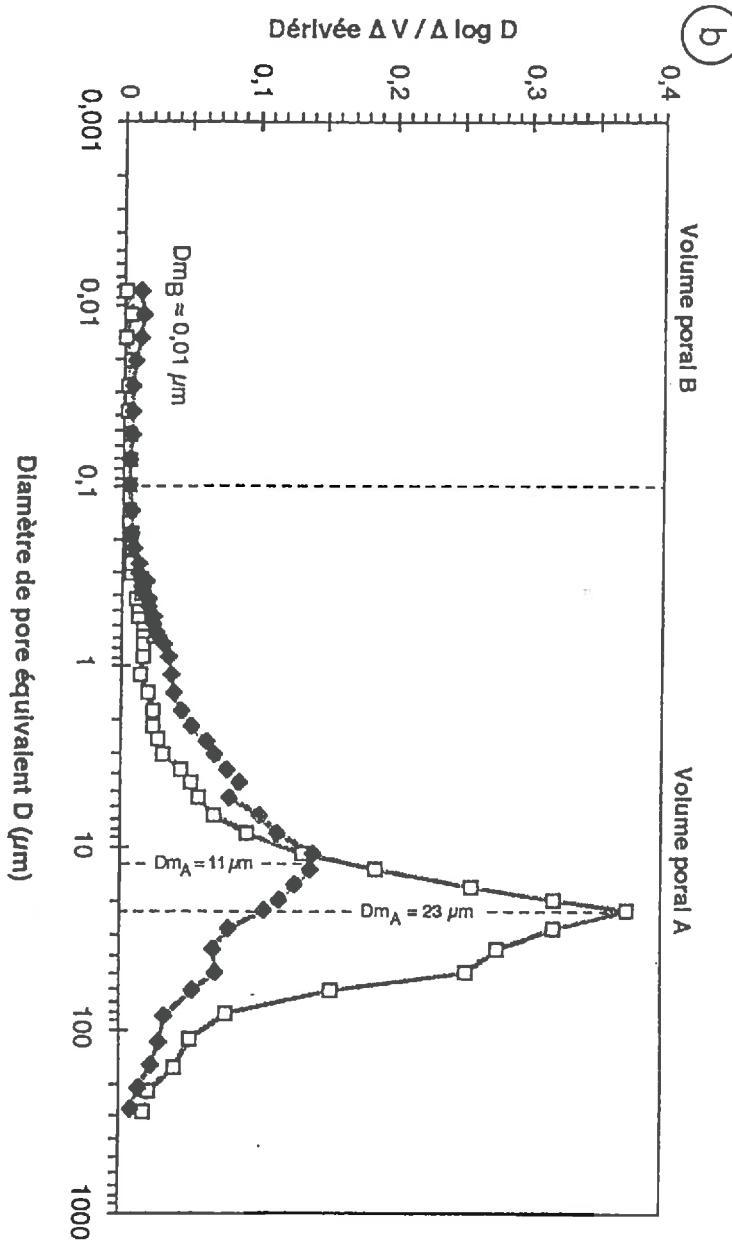
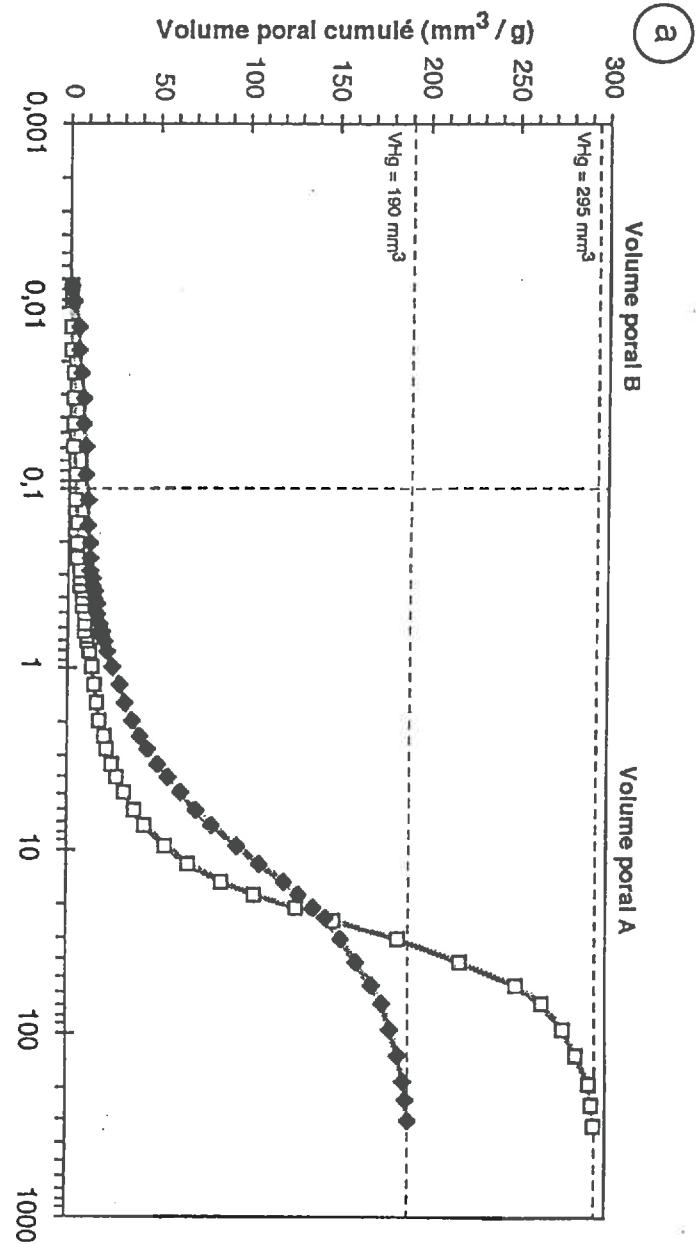


Figure VII.2 (a) Courbes du volume poral cumulé obtenues en porosimétrie au mercure en fonction du diamètre de pore équivalent et (b) courbes dérivées associées. Cas d'un horizon SPC (C3 □) et d'un horizon STC (C4 ◆). Se référer à la figure VI.2 pour la localisation des échantillons

échelle logarithmique décimale. Ces courbes peuvent être construites en cumulant les volumes poraux, soit à partir des pores les plus grands (dans le sens de l'entrée de mercure), soit à partir des plus petits. Or, compte-tenu des résultats d'analyse granulométrique, on peut s'attendre à de faibles variations du volume poral résultant de l'assemblage des particules fines. De telles variations étant plus facilement reconnaissables avec des courbes cumulées à partir des plus petits diamètres, nous avons donc choisi ce dernier type de représentation.

En utilisant un programme de calcul mis au point par LASSAUSSSE (1991), la moyenne des volumes introduits au cours des répétitions (r_1, r_2, r_3) est calculée pour les 53 valeurs de pression ; de plus, les courbes cumulatives (répétitions et moyenne des répétitions) sont tracées après un lissage des volumes cumulés par la méthode des moyennes mobiles (lissage sur trois points).

3. RÉSULTATS

L'analyse porosimétrique porte sur des horizons SPC (4 échantillons) et STC (5 échantillons) développés dans le matériau supérieur. La localisation des échantillons est précisée sur la figure VI.2. Les données étant présentées sur le tableau VII.1, on discutera d'abord les résultats concernant le volume poral total, puis ceux concernant la distribution des volumes poraux.

3.1. Volume poral total des horizons SPC et STC

En considérant l'ensemble des échantillons analysés, le volume total de mercure introduit V_{Hg} varie entre 150 et 320 $\text{mm}^3 \text{ g}^{-1}$ (tableau VII.1) :

- pour les horizons SPC, V_{Hg} est compris entre 230 et 320 $\text{mm}^3 \text{ g}^{-1}$, la valeur moyenne est de 285 $\text{mm}^3 \text{ g}^{-1}$;
- pour les horizons STC, V_{Hg} est plus faible. Il varie de 150 à 215 $\text{mm}^3 \text{ g}^{-1}$ et la valeur moyenne est égale à 175 $\text{mm}^3 \text{ g}^{-1}$.

Les horizons STC se distinguent ainsi très nettement des horizons SPC par une différence d'environ 110 $\text{mm}^3 \text{ g}^{-1}$ du volume total de mercure introduit.

3.2. Analyse de la distribution des volumes poraux

3.2.1. Mode d'analyse présenté à partir de deux exemples

Les courbes d'entrée de mercure présentées sur la figure VII.2 concernent un horizon SPC (C3) et un horizon STC (C4). Ce sont des courbes moyennes calculées à partir des 2 ou 3 répétitions. Ces courbes serviront d'exemple pour illustrer l'analyse de la distribution des volumes poraux. Le mode d'analyse des courbes d'entrée de mercure s'inspire des travaux de VACHIER *et al.* (1979), FIES et STENGEL (1984), BRUAND (1985) et BRUAND et PROOST (1987).

Tableau VII.1 Décomposition de l'espace poral à partir des courbes obtenues par porosimétrie au mercure pour les horizons SPC et STC (localisation des échantillons sur la figure VI.2)

Réf.	Prof.	Horizon	V Hg	Volume poral A			Limite Dm A	Volume poral B			Porosité VB / VHg
				[1]	[2]	[3]	[4]	[5]	[6]	[7]	[9]
A4-r1	34		295	36	290	98	5	2	1		
A4-r2	34		269	23	267	99	2				
A4-r3	34		324	28	304	94	20	6			
A4-M	34		296	28	287	97	0,07	0,011	9	3	44,0
A5-r1	36		151	3	140	93		11		7	
A5-r2	36		159	4	150	94	9	6			
A5-r3	36		161	4	152	94	9	6			
A5-M	36		157	4	147	94	0,10	—	10	6	29,2
A6-r1	42		177	—	169	95		8		5	
A6-r2	42		158	—	154	97	4	3			
A6-r3	42		156	—	144	92	12	8			
A6-M	42		164	—	155	95	0,03	—	9	5	30,2
A7-r1	55		160	5	151	94		9		6	
A7-r2	55		177	14	165	93	12	7			
A7-r4	55		213	23	203	95	10	5			
A7-r5	55		192	14	180	94	12	6			
A7-M	55		186	14	174	94	0,07	0,015	12	6	32,8
C3-r1	40		318	49	312	98	6	2			
C3-r2	40		289	23	289	100	0	0			
C3-r3	40		278	28	277	100	1	0			
C3-M	40		295	23	293	99	—	—	2	1	43,4
C4-r1	50		194	14	188	97		6		3	
C4-r2	50		184	11	175	95	9	5			
C4-r3	50		196	17	185	94	11	6			
C4-M	50		191	11	181	95	0,10	0,011	10	5	33,3
C6-r1	100		192	14	177	92		15		8	
C6-r2	100		197	4	178	90	19	10			
C6-r3	100		155	9	133	86	22	14			
C6-M	100		181	11	162	90	0,07	0,011	19	10	32,0
E3-r1	47		289	28	283	98	6	2			
E3-r2	47		293	49	284	97	9	3			
E3-M	47		291	37	283	97	0,07	0,011	8	3	43,2
E4-r1	77		263	63	251	95		12		5	
E4-r2	77		229	23	216	94	13	6			
E4-r3	77		266	28	257	97	9	3			
E4-M	77		253	49	241	95	0,10	0,011	12	5	40,0

[1] Référence de l'échantillon avec r : répétition et M : moyenne

[2] Profondeur de l'échantillon (cm)

[3] Type d'horizon  sableux peu cohérent  sableux très cohérent

[4] volume total de mercure introduit (mm³ / g)

[5] Diamètre modal (μm)

[6] Volume poral (mm³ / g)

[7] Fraction du volume poral total (mm³ / 100 mm³ V Hg)

[8] Limite entre le volume poral A et le volume poral B (μm)

[9] Porosité totale (%)

La courbe cumulative obtenue pour l'échantillon C4 montre deux intrusions de mercure indépendantes, successives et d'importance très inégale. Elles correspondent à deux volumes poraux A et B distincts. Chaque volume poral est défini (1) par un diamètre équivalent modal D_m correspondant à un maximum d'entrée de mercure et (2) par des limites correspondant à des minimums d'entrée de mercure. Chaque volume poral V exprimé en $\text{mm}^3 \text{g}^{-1}$ est égal au volume de mercure introduit entre deux minimums. Sur la courbe dérivée qui représente la pente de la courbe cumulative, les valeurs de D_m correspondent aux maximums et les valeurs de D limitant chaque volume poral correspondent aux minimums.

Dans le cas de l'échantillon STC C4 (figure VII.2), le volume poral A (V_A) est accessible par des pores tels que $0,1 < D < 300 \mu\text{m}$. Le diamètre équivalent modal D_{m_A} est égal à $11 \mu\text{m}$ et V_A est égal à $181 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit 95 % de V_{Hg} égal à $190 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$). Le volume poral B (V_B) est accessible par des pores tels que $D < 0,1 \mu\text{m}$. Le diamètre équivalent modal D_{m_B} n'est pas identifié avec précision sur la courbe dérivée ; V_B est égal à $10 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$, ce qui représente 5 % de V_{Hg} .

Pour l'échantillon SPC C3 (figure VII.2), le volume poral A est accessible par des pores tels que $0,1 < D < 300 \mu\text{m}$, le diamètre équivalent modal D_{m_A} est de $23 \mu\text{m}$ et le volume V_A est égal à $293 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ (soit 99 % du volume total V_{Hg} égal à $295 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$). Le volume V_B ($2 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$) est tout juste détectable.

Il ressort de l'analyse de ces deux exemples de courbes cumulées que les horizons SPC C3 et STC C4 se distinguent non seulement par leur volume poral total mais aussi par la distribution de leurs volumes poraux :

- le volume poral A, de diamètre modal D_{m_A} de 10 à $25 \mu\text{m}$ est moins développé dans le cas de l'horizon STC. La différence de V_A entre l'horizon SPC et l'horizon STC ($112 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$) est plus élevée que la différence de V_{Hg} ($104 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$) ;
- le volume poral B, qui est accessible par des pores de très petite taille ($D < 0,1 \mu\text{m}$) n'est développé que dans le cas l'horizon STC ;
- la différence de V_{Hg} est associée à une diminution du diamètre modal D_m de $23 \mu\text{m}$ à $11 \mu\text{m}$ entre SPC et STC.

3.2.2. Analyse de l'ensemble des courbes d'entrée de mercure

L'analyse de l'ensemble des courbes a été effectuée comme pour les deux exemples précédents. Les résultats sont présentés sur le tableau VII.1. Deux volumes poraux distincts A et B sont généralement observés. La limite entre ces deux volumes poraux varie de $0,03$ à $0,1 \mu\text{m}$, la limite moyenne est égale à $0,08 \mu\text{m}$. On présentera successivement les résultats concernant les horizons SPC, puis ceux concernant les horizons STC.

a) Horizons SPC

Rappelons que le volume poral total moyen des horizons SPC est de $285 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$. Les courbes dérivées font apparaître un volume poral A très nettement dominant et un volume poral B peu développé, voire absent (tableau VII.1).

- Le volume poral A a un diamètre modal D_{m_A} variant entre 23 et $63 \mu\text{m}$ (sur l'ensemble des répétitions). La valeur moyenne de D_{m_A} est de $34 \mu\text{m}$ et la distribution du volume poral A est groupée autour du diamètre modal D_{m_A} . Le volume V_A moyen est de $275 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ (V_A variant entre 215 et $315 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ environ), ce volume V_A représente en moyenne 97 % du volume poral total.

- Les caractéristiques du volume poral B demeurent imprécises en raison de son faible développement. La valeur moyenne de V_B est de $8 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ (V_B variant entre 0 et $20 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$).

b) Horizons STC

Le volume poral total moyen est de $175 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$. Les courbes dérivées sont nettement bimodales avec un volume poral A qui domine très nettement et un volume poral B peu développé mais toujours présent (tableau VII.1).

- Le volume poral A est caractérisé par un mode étalé et irrégulier (figure VII.1). Le diamètre modal D_{m_A} varie entre 3 et $23 \mu\text{m}$ sur l'ensemble des répétitions (dans le cas de l'échantillon A6, le mode est très étalé au point que le diamètre modal ne peut être défini). Le diamètre modal D_{m_A} moyen est égal à $11 \mu\text{m}$. Le volume V_A moyen est de $165 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ (V_A variant entre 130 et $205 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ environ). En considérant les valeurs moyennes, V_A représente 94 % de V_{Hg} .

- Le volume poral B correspond à des pores de très petite taille dont l'étude n'est vraisemblablement que partielle avec l'équipement utilisé compte tenu de la petite taille des particules constituant les fractions fines (§ VI). Le diamètre modal D_{m_B} est compris entre 0,011 et $0,015 \mu\text{m}$. Le volume V_B varie entre 4 et $22 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$, sa valeur moyenne étant de $12 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$.

3.3. Discussion

L'analyse de l'ensemble des courbes confirme celle effectuée à partir des deux exemples d'horizons. Les répétitions font apparaître des différences de volume poral total V_{Hg} , de diamètre modal D_{mA} , de volume poral V_A et de volume poral V_B (tableau VII.1). Cette variabilité entre les répétitions est suffisamment faible pour ne pas remettre en cause l'analyse des courbes d'entrée de mercure obtenues avec les valeurs moyennes. Les différences entre les répétitions sont vraisemblablement liées à de faibles hétérogénéités de constitution granulométrique et en particulier, de teneur en particules fines. Ces différences sont d'ailleurs plus marquées dans le cas des horizons STC qui possèdent les teneurs en particules fines les plus élevées.

Les résultats de l'analyse porosimétrique peuvent être comparés à ceux obtenus sur des mélanges artificiels de populations de particules. Selon FIES (1984), un mélange de 90 % de particules grossières (100-200 μm) et de 10 % de particules fines (0-2 μm) est associé à un volume poral total de 235 $\text{mm}^3 \text{ g}^{-1}$, dans lequel se distingue un volume poral de 16 $\text{mm}^3 \text{ g}^{-1}$ concernant l'assemblage des particules fines. Si l'on admet que les volumes poraux A et B sont liés respectivement à l'assemblage de 10 % de particules fines (AF et AG) et de 90 % de particules grossières (SL et SG), les caractéristiques de ce mélange de particules et de l'espace poral associé sont proches de celles des horizons SPC. L'analyse granulométrique a montré que l'apparition de la forte cohésion dans la partie supérieure des horizons STC est associée à une augmentation de la teneur en particules fines (AF et AG) de 5 % au plus. D'après les données de FIES (1984), cette augmentation de 5 % devrait être associée à une augmentation de l'ordre de 10 $\text{mm}^3 \text{ g}^{-1}$ du volume poral total. Or, le volume poral total diminue très sensiblement (110 $\text{mm}^3 \text{ g}^{-1}$).

Les processus aboutissant à la différenciation des horizons SPC et STC ne sont certainement pas les mêmes que ceux impliqués dans la fabrication de mélanges artificiels. Nos résultats suggèrent plutôt que l'augmentation de teneur en particules fines (AF et AG) a pour conséquence un encombrement croissant de la porosité résultant de l'assemblage des particules grossières, sans que cet assemblage ne soit modifié. En revanche, dans le cas de mélanges artificiels, l'augmentation du volume poral total résulterait de l'augmentation à la fois, de la teneur en particules fines et de la distance moyenne entre les particules grossières.

L'apparition de la cohésion pourrait aussi résulter d'une diminution de la distance moyenne entre les particules grossières. De la sorte, la teneur en argile augmentant, l'accroissement de cohésion serait d'autant plus important que la distance moyenne entre les particules grossières décroît. Mais, une telle évolution

de la compacité de l'assemblage aurait aussi pour conséquence de réduire la gamme de variation des diamètres des pores (diamètres des constrictions par lesquelles les volumes poraux sont accessibles). Ceci a d'ailleurs été observé expérimentalement par COULON et BRUAND (1989). Or, nos résultats montrent que si le volume poral total et le diamètre modal D_{m_A} diminuent, la gamme de variation des diamètres de constriction augmente au contraire.

4. CONCLUSION

Les résultats de l'analyse porosimétrique suggèrent que la variation de cohésion entre les horizons SPC et STC est associée à une différence d'encombrement par des particules fines, de la porosité entre les particules grossières. L'encombrement par des particules fines serait plus important dans les horizons STC, et ceci, sans que le mode d'assemblage des particules grossières ne soit modifié.

La porosité totale déterminée en porosimétrie au mercure pour les horizons STC (porosité moyenne de 32 %) est nettement inférieure à celle des horizons SPC (porosité moyenne de 43 %). Le volume poral total des horizons SPC et STC est composé de deux volumes poraux distincts A et B. Le volume poral A domine très nettement (94 à 99 % du volume poral total). Ce volume poral A (diamètre modal de 3 à 50 μm) correspondrait à la porosité entre les particules grossières non occupée par des particules fines. Le volume poral B est peu développé, voire absent. Il correspond à des pores de très petite taille ($< 0,1 \mu\text{m}$) et il est dû à l'assemblage des particules fines. La diminution de volume poral total de $110 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ entre les horizons SPC et STC correspond à la seule diminution du volume poral A.

ÉTUDE DE L'ASSEMBLAGE DES CONSTITUANTS

Approche en microscopie optique sur lames-minces et en microscopie électronique à balayage sur fragments

1. INTRODUCTION

Nous avons montré que les horizons sableux très cohérents (STC) sont caractérisés par un volume poral plus faible que celui des horizons sableux peu cohérents (SPC). Ce plus faible volume poral serait lié à une teneur en particules fines plus élevée que dans les horizons SPC, sans variation du mode d'assemblage des constituants grossiers. Dans ce chapitre, nous allons effectuer une étude microscopique du mode d'assemblage des constituants. Cette étude portera essentiellement sur des échantillons issus de la zone de contact entre des horizons SPC et STC développés dans le matériau supérieur. Il convient en effet d'étudier le mode d'assemblage à cet endroit, où une très nette discontinuité de cohésion est associée à un faible gradient de teneur en particules fines.

2. MÉTHODOLOGIE

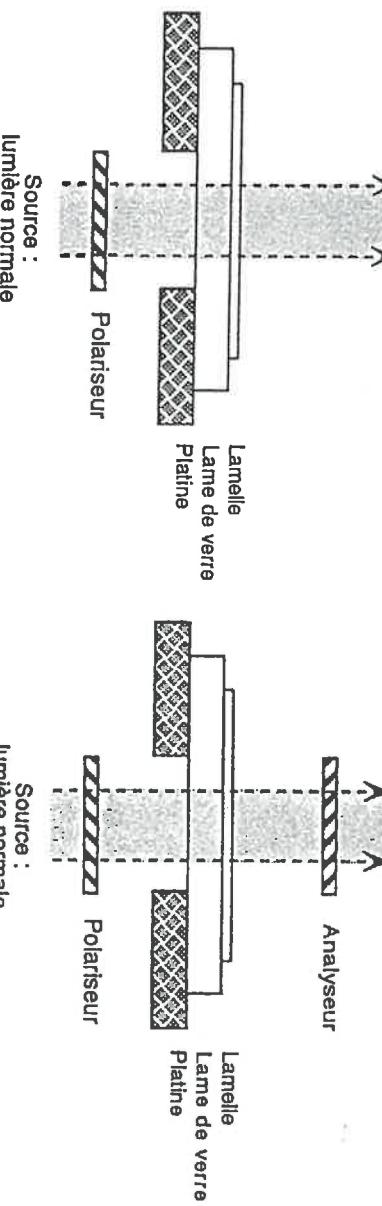
L'étude de l'assemblage des constituants s'appuie sur une description de la micro-organisation observée en lame-mince et de la micro-organisation observée au microscope électronique à balayage sur des surfaces de fragments.

2.1. Mise en œuvre de la microscopie optique

L'étude en microscopie optique concerne des lames-minces observées à l'aide d'une loupe binoculaire à des grossissements variant de $\times 10$ à $\times 50$ et à l'aide d'un microscope de type ZEISS UNIVERSAL à des grossissements variant de $\times 30$ à $\times 500$.

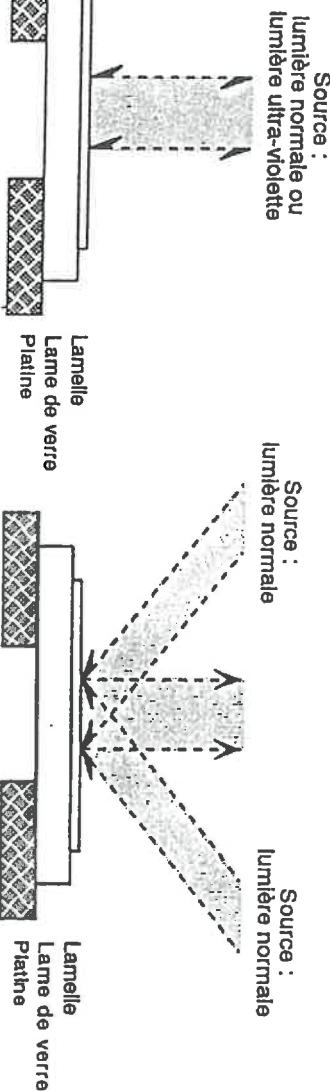
Mode LPP

Lumière transmise
Polarisée dans un Plan



Mode LRN ou LUV

Lumière Réfléchie Normale
ou Lumière réfléchie Ultra-Violette



Mode LIO

Lumière Incidente Oblique

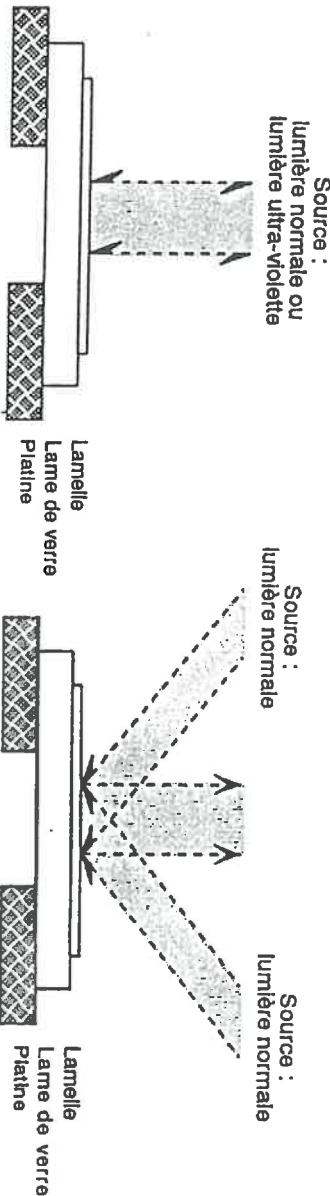


Figure VIII.1 Schéma des différents modes d'observation en microscopie optique

2.1.1. Préparation des lames-minces

La méthode de fabrication des lames-minces s'inspire des travaux de GUILLORE (1980). La dimension des lames est de 30 x 45 mm, de 45 x 60 mm ou de 70 x 140 mm.

Le prélevement d'échantillons STC non perturbés et orientés nécessite de procéder à des découpages à la scie. La technique expérimentée consiste à utiliser un perforateur électrique équipé d'un trépan (scie cloche à pastilles de diamant ou de carbre de tungstène). Les carottes obtenues sont des cylindres de 4,5 cm de diamètre et de 5 cm de longueur. La technique de prélevement à l'aide d'une boîte métallique est utilisée dans le cas d'échantillons situés au contact de deux horizons à cohésion différente.

L'échantillon est séché à 30 °C pendant une semaine. L'imprégnation, qui dure 8 h environ, est effectuée à la température ambiante et sous une dépression de 5 kPa. La porosité est saturée par un mélange de résine polyester de type NORSDYNE STANDARD diluée avec 30 % en volume de styrène monomère, avec 2 % en volume de catalyseur et avec 2 gouttes d'accélérateur pour 2 l de mélange ; un additif fluorescent de type UVITEX-OB est ajouté au mélange à raison de 1 g/l (LELAY, communication orale). Après la polymérisation de ce mélange qui dure 3 semaines environ, des plaquettes de 5 mm d'épaisseur sont taillées, rectifiées et collées à froid sur une lame de verre. La lame-mince est obtenue en diminuant l'épaisseur de la plaque à 25 ou 30 µm. Pour obtenir une surface à planéité maximale, un polissage de la lame est effectué en utilisant des poudres de diamant à grain de plus en plus fin (15 à 0,25 µm).

Pour les échantillons STC, la très faible interconnexion de la porosité a posé de nombreux problèmes de fabrication de lames-minces. Il a été nécessaire de procéder à trois imprégneries successives, d'abord de l'échantillon brut, puis de la plaque (avant sa rectification) et enfin de la lame (au moment de son collage définitif sur une lame de verre). De nombreux artefacts témoignent de ces imprégneries successives. Il s'agit par exemple de l'existence de plusieurs niveaux de fluorescence qui correspondent aux différences de concentration de matière fluorescente introduite dans la résine à chaque imprégnerie.

2.1.2. Mode d'observation

Le microscope utilisé est équipé d'un dispositif à épifluorescence. Ce microscope permet de procéder alternativement à des observations en "lumière transmise polarisée dans un plan" (LPP), en "lumière transmise avec les polariseurs croisés" (LPC), en "lumière naturelle réfléchie normale" (LRN) ou en "lumière ultra-violette réfléchie normale" (LUV). Des observations en "lumière naturelle incidente oblique" (LIO) sont effectuées à l'aide d'un dispositif externe de fibres optiques à lampe halogène. Les différents modes d'observation sont représentés schématiquement sur la figure VIII.1.

L'observation en lumière transmise conduit à des biais d'appreciation de la taille et de la forme des objets. Ceci amène par exemple, à surestimer le diamètre des grains et à sous-estimer la taille des pores (figure VIII.2). De tels biais sont non négligeables quand la taille des objets est voisine ou inférieure à l'épaisseur de la lame (SPECKLIN, 1979). Compte-tenu de la taille des objets que nous étudions, il est préférable d'estimer les tailles et les pourcentages en observant uniquement le plan de la surface de la lame en lumière réfléchie (LRN ou LUV) ou en lumière incidente oblique (LIO).

L'additif fluorescent introduit au cours de l'imprégnation réagit à un éclairage en LUV. La porosité apparaît alors avec une teinte bleue très contrastée par rapport aux constituants en noir (DORRONSORO et al., 1978 ; SPECKLIN, 1979 ; VAN VLIET-LANOË, 1985 ; KOPPI et al., 1992). L'association d'un éclairage en LUV et d'un éclairage en LIO permet de distinguer très nettement dans

le plan de la surface de la lame : la porosité (en bleu), les constituants fins (en brun, en jaune ou en rouge) et les constituants grossiers (en noir). Cependant, l'observation en LUV est limitée à un usage de courte durée car le dopant additionné à la résine perd son caractère fluorescent après une excitation sous U.V. à fort grossissement. L'utilisation combinée d'un éclairage en LPC et en LIO-LUV fournit des images très contrastées mais elle conduit à des biais : les constituants grossiers sont en effet pris en compte dans un volume (l'épaisseur de la lame) alors que les constituants fins et les vides sont considérés dans un plan (la surface de la lame).

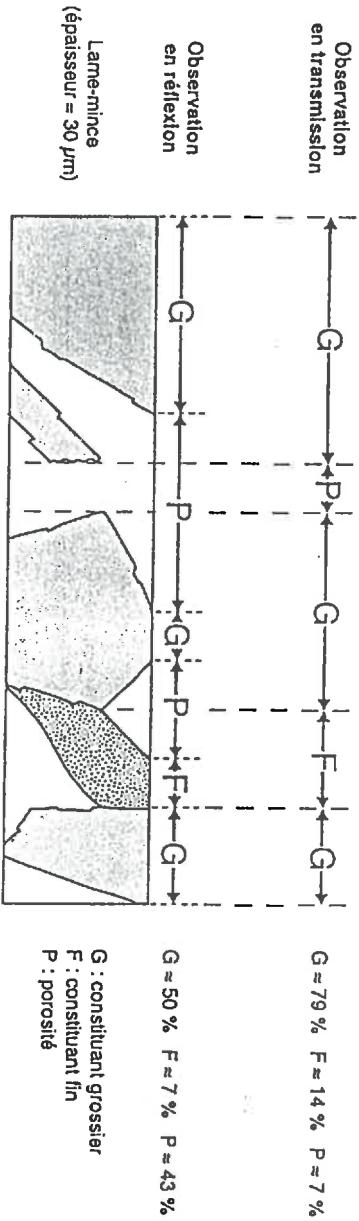


Figure VIII.2 Schéma montrant la surestimation des proportions des constituants (sous-estimation de la porosité) dans le cas d'une observation microscopique en lumière transmise

Dans notre étude, la limite entre les constituants fins et les constituants grossiers a été fixée à $3 \mu\text{m}$, cette valeur correspondant à une division du micromètre à un grossissement de $\times 300$. Les constituants grossiers sont aussi appelés "grains". Avec le microscope optique utilisé, des constituants fins d'un diamètre de $0,5 \mu\text{m}$ au minimum sont individualisés. Ils apparaissent comme de petits grains et sont désignés par le terme "granule".

2.1.3. Mode de description

La description micromorphologique s'inspire de l'approche proposée par BULLOCK *et al.* (1985). Pour chaque lame étudiée, la description porte sur la microstructure (agrégation, porosité), sur le fond matriciel ("masse basale") et sur les "traits" qui se distinguent dans le fond matriciel. Pour le fond matriciel et pour chaque trait, on précise le pourcentage et les caractéristiques des constituants grossiers, des constituants fins et de la distribution relative des constituants. Les pourcentages sont estimés visuellement à l'aide des grilles de référence de FITZPATRICK (1984). La distribution relative des constituants grossiers et des constituants fins est définie selon le diagramme de STOOPS et JONGERIUS(1975) qui est reproduit sur la figure VIII.3.

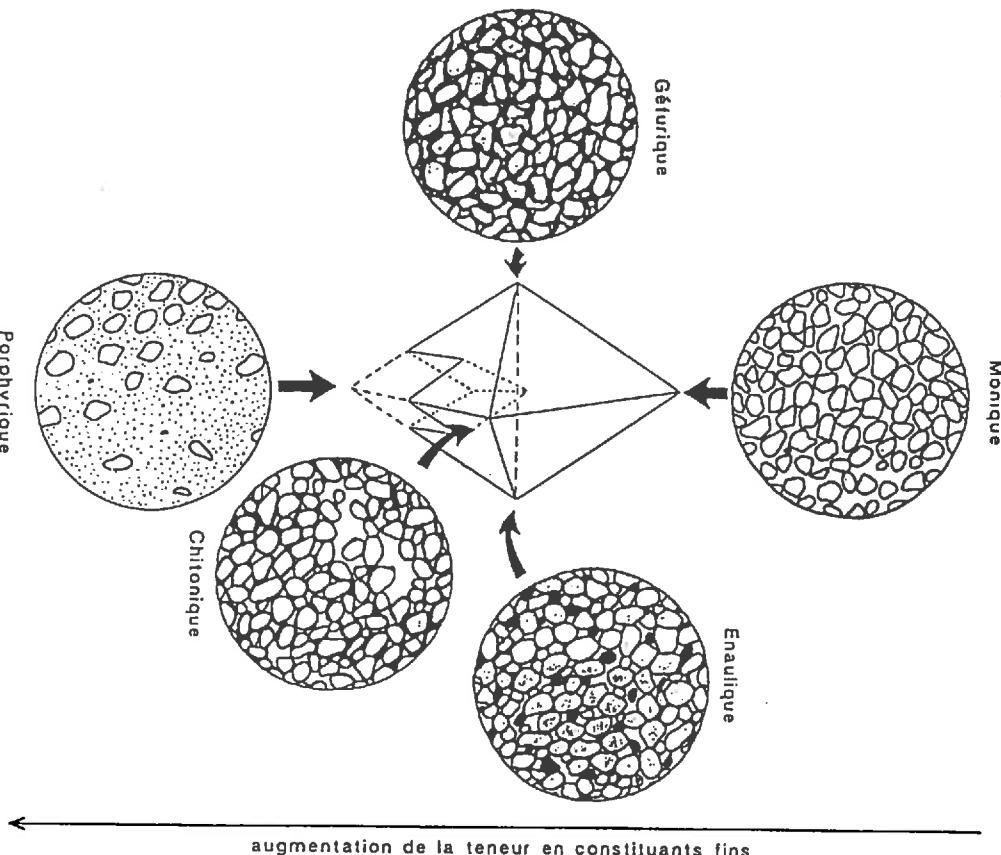


Figure VIII.3 Distribution relative des constituants grossiers et des constituants fins (d'après STOOPS et JONGERIUS, 1975 ; BULLOCK *et al.*, 1985)

2.2. Mise en œuvre de la microscopie électronique à balayage

L'étude en microscopie électronique à balayage est effectuée en utilisant un appareil de type STEREOSCAN CAMBRIDGE 90B équipé d'un détecteur d'électrons rétrodiffusés. L'observation porte sur des surfaces de fragment orienté, afin de décrire la micro-organisation d'objets à trois dimensions (PAYTON, 1983 ; WEST *et al.*, 1987). Les surfaces de fragment préalablement métallisées à l'or sont observées avec une tension d'accélération de 15 kV. Les échantillons étant très peu argileux et ayant été prélevés à l'état sec sur le terrain, aucune précaution n'a été prise quant à leur déshydratation. Les échantillons SPC ont généralement une cohésion trop faible pour que des fragments puissent être observés au microscope électronique à balayage ; aussi les échantillons à faible cohésion ont-ils été enrobés dans une gangue de laque d'argent avant d'être métallisés à l'or.

L'observation à un grossissement variant de $\times 200$ à $\times 25\,000$ est effectuée en combinant la détection des électrons secondaires (ESE) et des électrons rétroréfléchis (ERD), de manière à renforcer le contraste entre la porosité et la phase minérale.

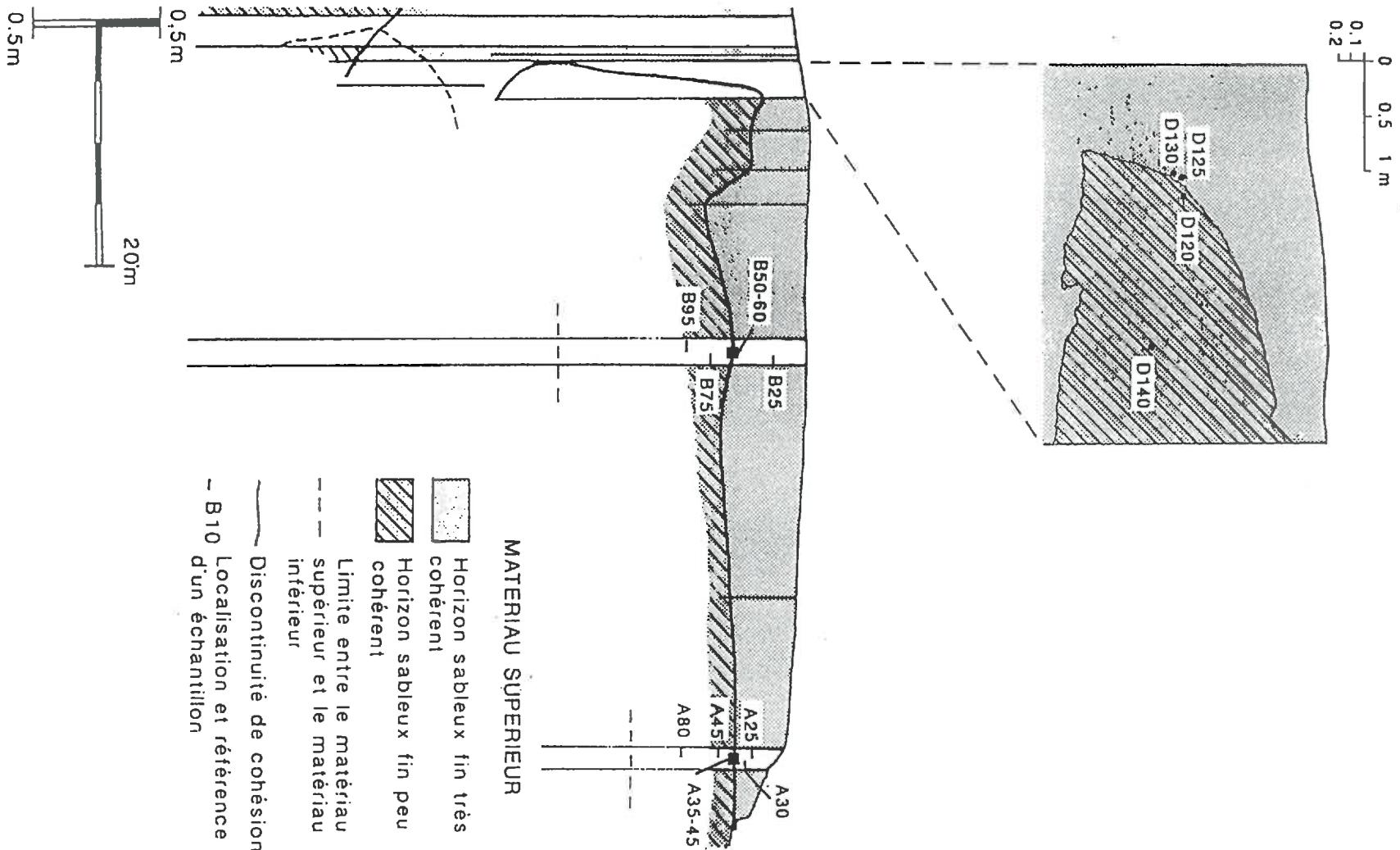


Figure VIII.4 Schéma de localisation des échantillons (séquence I, figure IV.1)

3. ASSEMBLAGES DE PART ET D'AUTRE D'UNE LIMITE DE COHÉSION HORIZONTALE ET TRÈS CONTRASTÉE

L'étude micromorphologique d'un échantillon prélevé à cheval sur une discontinuité de cohésion très contrastée montre que cette discontinuité correspond à une transition entre un assemblage de grains nus et libres vers le haut, et un assemblage de grains revêtus et pontés vers le bas (échantillon A35-45, figure VIII.4). La transition se fait de haut en bas sur une distance de 0,3 mm avec un gradient croissant du nombre de grains revêtus et pontés (LIO-LUV, $\times 10$ à $\times 80$).

3.1. Horizons SPC

La microstructure est caractérisée par un assemblage de grains non agrégés dont la taille moyenne est voisine de $150 \mu\text{m}$ (LIO-LUV, $\times 10$ à $\times 30$). La porosité est de 40 % environ (LIO-LUV). On distingue : 35 % de porosité d'assemblage des grains, fortement interconnectée (20 à $150 \mu\text{m}$ de diamètre⁽¹⁾), 3 à 5 % de porosité de cavité, faiblement interconnectée à la porosité d'assemblage ($0,2$ à 1 mm) et 1 % de porosité de chenal (section de $0,3 \text{ mm}$).

Les observations ont porté sur deux lames-minces de $70 \times 140 \text{ mm}$ situées à cheval sur la discontinuité de cohésion (échantillon A35-45, figure VIII.4) et sur de petites lames-minces de $30 \times 45 \text{ mm}$ fabriquées à partir du même échantillon et situées dans la partie à assemblage de grains nus et libres. Les observations en microscopie optique sont complétées pour ce qui concerne l'assemblage des constituants par des observations en microscopie électronique à balayage sur des fragments (échantillon A25, figure VIII.4).

3.1.1. Fond matriciel

L'observation de l'assemblage des constituants en microscopie optique a montré que les constituants fins représentent 5 % de l'ensemble des constituants. La distribution relative des constituants fins et des constituants grossiers est de type monique (photo VIII.1A).

Les constituants grossiers sont bien triés. Il s'agit de quartz (environ 95 % des grains), de feldspaths (5 %) et de rares minéraux lourds. On note la présence d'amas de kaolinite (amas de 30 à $150 \mu\text{m}$ de diamètre) et de grains de zircon, d'amphibole, de rutile, d'ilmenite, de tourmaline et d'épidote. Les grains sont de forme subanguleuse (80 % des grains) ou de forme arrondie (20 % des grains). La distribution des constituants grossiers est aléatoire.

Les grains de quartz présentent fréquemment des figures d'altération. Leur contour externe est rugueux avec des antitactuosités de 2 à $5 \mu\text{m}$ de profondeur (LRN, $\times 300$). Ils présentent dans leur masse des fissures larges de $1 \mu\text{m}$ et des caries de forme irrégulière (1 à $3 \mu\text{m}$). Cette porosité très fine est partiellement remplie par des constituants ferrugineux. Vers la périphérie des grains, des fragments de quelques microns sont disjoints. Ces fragments sont de forme anguleuse ($20 \times 5 \mu\text{m}$ à $5 \times 2 \mu\text{m}$).

(1) Les dimensions qui sont indiquées dans le texte se rapportent, sauf mention contraire à des diamètres

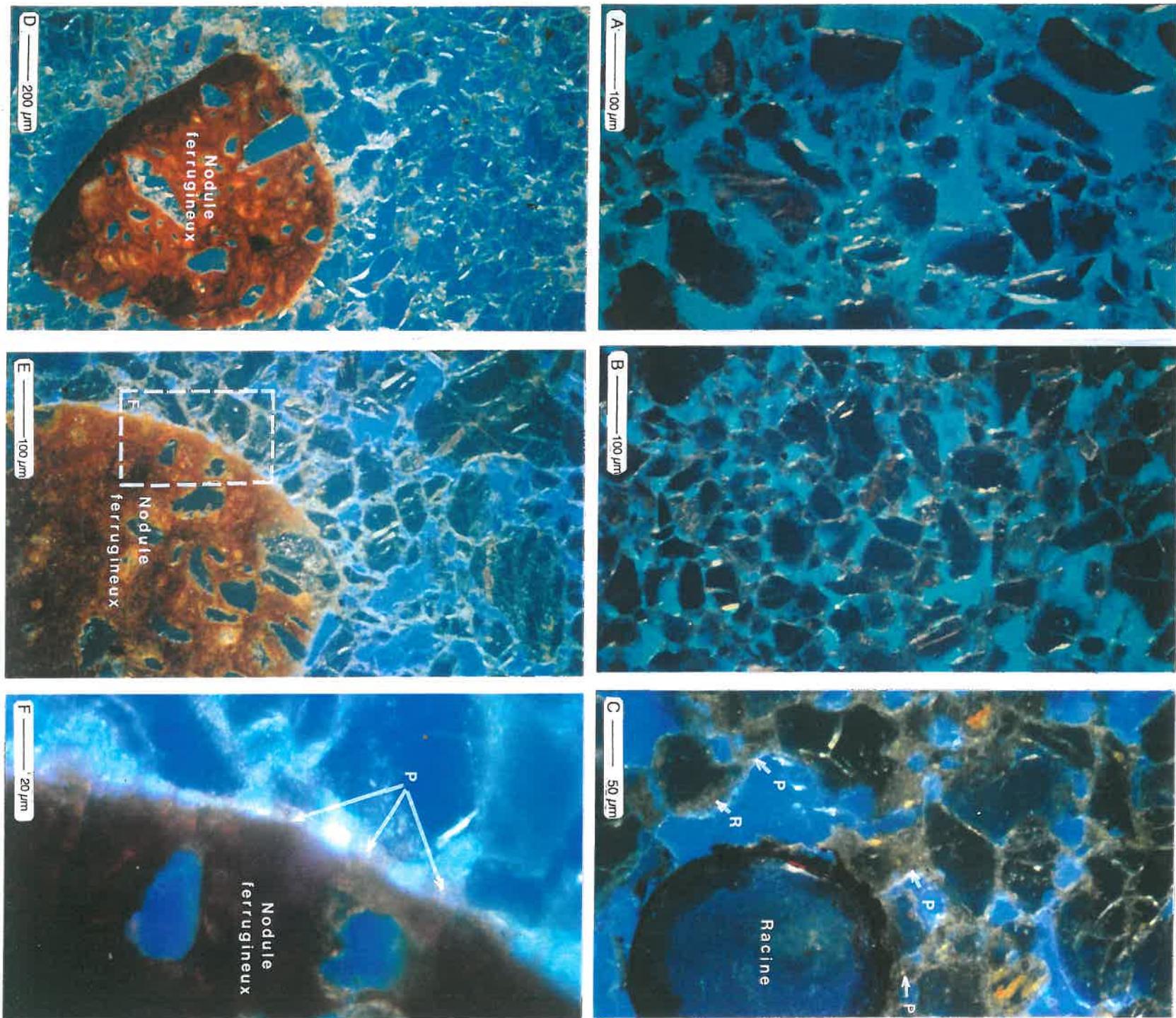


Planche VIII.1 : Photographies de lames-minces en microscopie optique (légende ci-contre)

Légende de la planche VIII.1

- A) Assemblage de grains nus et libres (fond matriciel de l'échantillon SPC A30). Les grains se présentent en bleu foncé, les constituants fins en jaune et la porosité en bleu clair (LIO-LUV, $\times 80$)
- B) Assemblage cloisonné de grains revêtus (fond matriciel de l'échantillon STC A45). Les grains apparaissent en bleu foncé, les constituants fins en jaune et la porosité en bleu clair (LIO-LUV, $\times 80$)
- C) Racine au sein de l'assemblage cloisonné de grains revêtus. Des constituants fins (en jaune) sont disposés en revêtement discontinu (R) sur le pourtour de la racine et sont aussi disposés sous la forme de paroi (P) entre la racine et les constituants grossiers (échantillon STC A45, LIO-LUV, $\times 125$)
- D) Nodule ferrugineux au sein de l'assemblage de grains nus et libres (échantillon SPC A30, LIO-LUV, $\times 30$)
- E) Nodule ferrugineux au sein de l'assemblage cloisonné de grains revêtus (échantillon STC A45, LIO-LUV, $\times 80$)
- F) Détail de la photo E montrant la présence de parois (P) entre le nodule ferrugineux et les constituants grossiers du fond matriciel (LIO-LUV, $\times 300$)

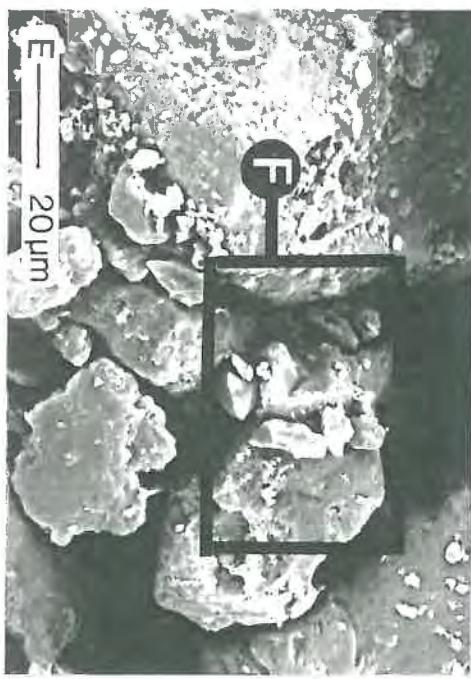
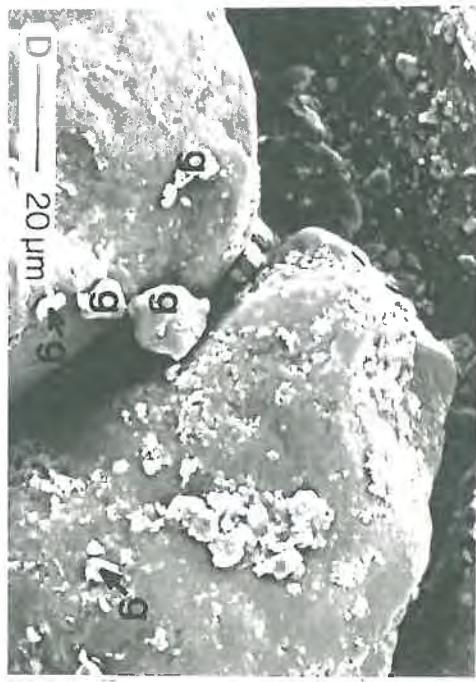
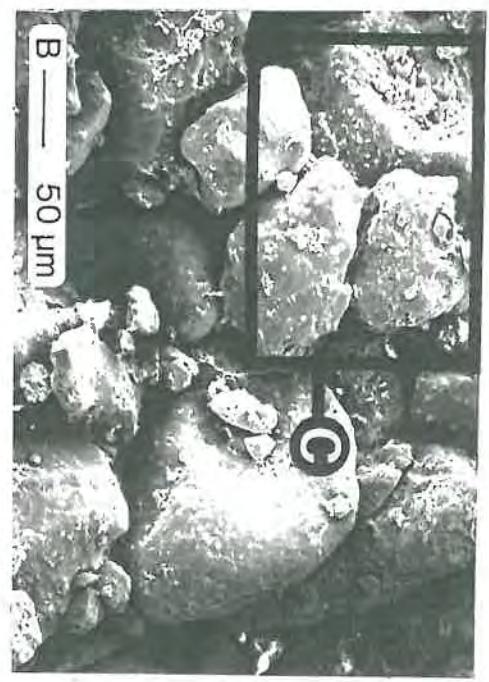


Planche VIII.2

A) Assemblage peu compact de grains nus et libres (MEB sur fragment SPC A30, mode ESE + ERD, $\times 220$)

B) Assemblage compact de grains nus et libres (MEB sur fragment SPC A30, mode ESE + ERD, $\times 240$)

C et D) Détail de la photo B montrant la présence de nombreux granules (g) sur les grains et entre les grains (ESE + ERD, $\times 450$ et $\times 900$)

E et F) Assemblage des constituants élémentaires : agencement de grains ou de granules présentant une surface nue et irrégulière avec des figures de choc (c) (MEB sur fragment SPC A30, ESE + ERD, $\times 860$ et $\times 1970$)

Les constituants organiques sont très peu abondants (moins de 1 % de l'ensemble des constituants). Ce sont essentiellement des charbons de bois de forme anguleuse (10 à 100 µm). On observe aussi la présence de racines (200 µm) présentant une paroi externe continue (épaisse de 10 µm) et constituées de résidus organiques non différenciés (quelques cellules visibles).

Les constituants fins représentent 5 % de l'ensemble des constituants. Ils sont disposés au sein de revêtements discontinus sur le pourtour des grains. Trois types de constituants fins sont identifiés ($\times 300$) :

- des minéraux argileux (incolores ou brun jaune à brun orangé en LPP, jaune pâle à orangé en LIO, à faible birefringence et à extinction tachetée, gris à jaune pâle en LRN) ;
- des granules ferrugineux (1 à 3 µm, anguleux, brun sombre en LPP, LPC et LIO, réflechissants en LRN) ;
- des granules subanguleux de quartz ou de feldspaths (2 à 5 µm).

L'observation de fragments orientés en microscopie électronique à balayage a montré que l'agencement des grains est peu compact ou compact. La géométrie de l'espace poral est directement liée à l'agencement des grains et les pores ont une taille variant de 20 à 200 µm selon que cet agencement est plus ou moins compact (photos VIII.2A et 2B). De nombreux granules anguleux (1 à 5 µm) sont disposés de manière disjointe à la surface des grains ou entre les grains (photos VIII.2C et 2D). Les grains présentent des surfaces nues et irrégulières, avec localement des figures de choc (photos VIII.2E et 2F).

3.1.2. Traits

Les nodules ferrugineux sont de forme circulaire (1 et 2 mm). Ils sont composés de 50 % de constituants fins ferrugineux brun sombre vers le cœur des nodules et brun orangé vers la périphérie (LPP ou LIO, $\times 300$). Les constituants grossiers sont des quartz (10 à 300 µm en LRN) et de rares charbons de bois (50 à 100 µm en LRN). La distribution relative des constituants est de type porphyrique (photo VIII.1D). La porosité totale est de 1 % (LUV, $\times 300$). Des grains apparaissent en saillie sur le pourtour des nodules.

Des revêtements en coiffe sont disposés sur un ou plusieurs grains (100 à 200 µm) ou sur un nodule ferrugineux (0,2 à 2 mm). Les constituants grossiers représentent environ 50 % de l'ensemble des constituants. La distribution des constituants est aléatoire (non laminée). La distribution relative des constituants fins et des constituants grossiers est de type porphyrique (LIO-LUV, $\times 80$). La porosité est de 10 à 20 %.

On distingue ($\times 300$) : 30 % de minéraux argileux (incolores ou brun jaune en LPP, jaune à orangé en LIO, à faible birefringence et à extinction diffuse), 15 % de granules ferrugineux arrondis (1 µm) et 5 % de granules anguleux (2 à 5 µm) de nature quartzée, ferrugineuse ou organique (charbon).

3.1.3. Conclusion : assemblage de grains nus et libres

Dans le fond matriciel, les constituants fins représentent 5 % de la totalité des constituants. L'arrangement des constituants grossiers, essentiellement nus et libres, est associé à une porosité assez forte de forme polyconcave et de 20 à 150 µm de diamètre. Les constituants fins sont disposés en revêtement discontinu

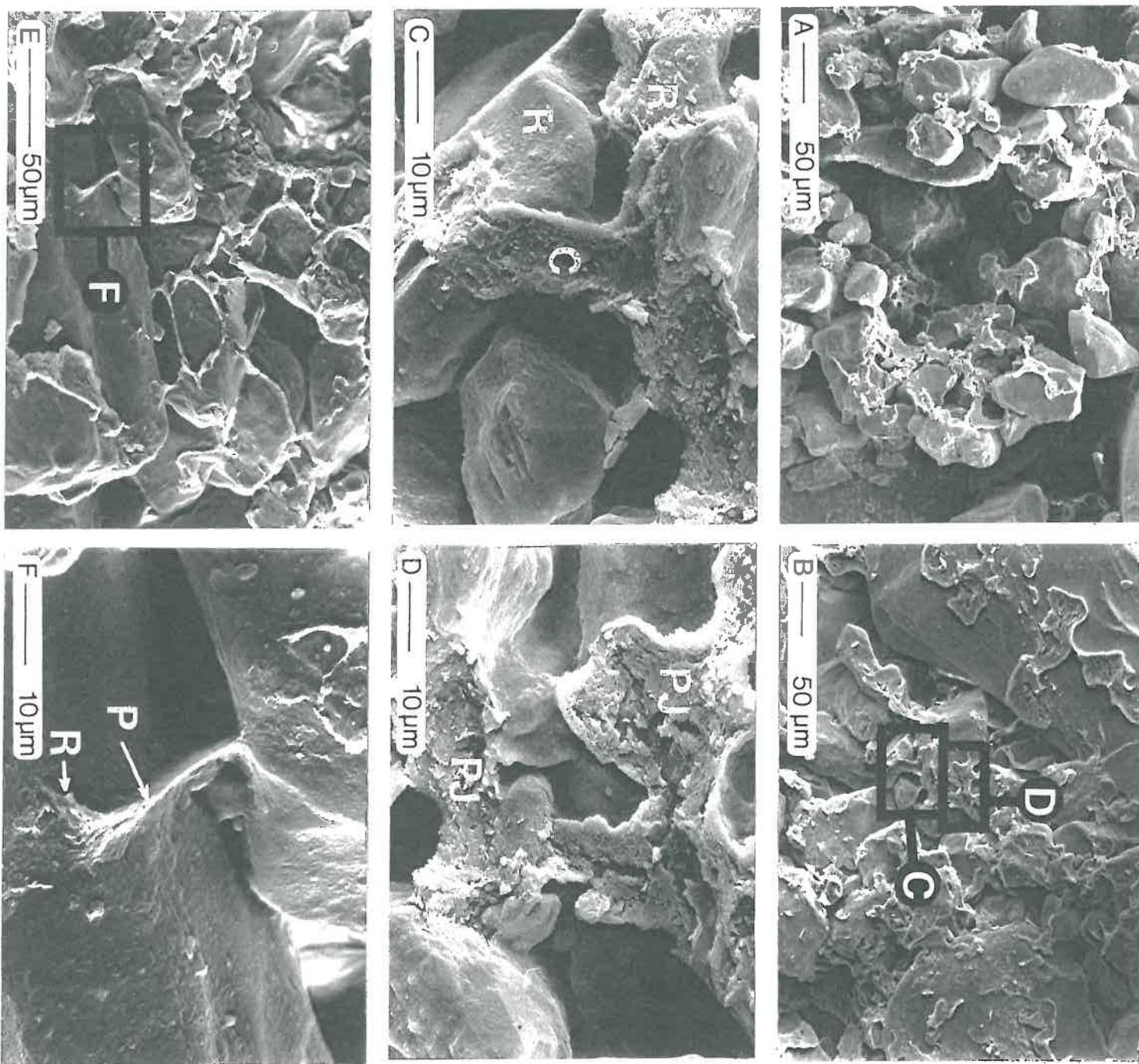


Planche VIII.3

sur la surface de certains grains. Ces constituants fins sont des minéraux argileux enrobant des granules de différente nature. Les traits sont peu abondants (1 % de la surface des lames-minces). Ils se distinguent du fond matriciel par une plus forte teneur en constituants fins qui représentent alors 50 % de l'ensemble des constituants. Il s'agit de nodules à constituants fins ferrugineux étroitement associés aux grains et de revêtements à composition hétérogène, qui sont disposés en coiffe sur des grains ou sur des nodules ferrugineux.

3.2. Horizons STC

La microstructure est caractérisée par un assemblage de grains dont la taille moyenne est voisine de 150 µm (LIO-LUV, x 10 à x 30). Les grains sont joints. Des constituants fins sont disposés sous la forme de revêtements sur les grains et sous la forme de ponts entre les grains (LIO-LUV, x 80).

La porosité qui est de 25 % environ (LUV) apparaît très faiblement interconnectée en raison de la présence de revêtements et de ponts. Il s'agit de 20 % de porosité d'assemblage de grains (10 à 150 µm), de 3 à 5 % de porosité de cavité (50 à 700 µm) et de 1 % de porosité de chenal (section de 0,3 à 0,5 mm). Les vides se caractérisent par des formes nettement plus arrondies que dans le cas de l'assemblage de grains nus et libres.

La description micromorphologique concerne deux lames-minces de 70 x 140 mm situées à cheval sur la discontinuité de cohésion (échantillon A35-45) et plusieurs lames-minces de 30 x 45 mm situées dans la partie à assemblage de grains revêtus et pontés (échantillon A45, figure VIII.4). L'assemblage des constituants est décrit essentiellement d'après des observations en microscopie électronique à balayage sur des fragments (échantillon A45, figure VIII.4).

3.2.1. Fond matriciel

Les observations en microscopie optique ont montré que les constituants fins représentent environ 15 % de l'ensemble des constituants. La distribution relative des constituants est de type géfurique et chitonique (photo VIII.1B).

Les constituants grossiers présentent des caractères semblables à ceux décrits pour l'assemblage de grains nus et libres (§ VIII.3.1). Les constituants organiques sont peu abondants (1 % de l'ensemble des constituants). Il s'agit de charbons de bois subanguleux (10 à 150 µm, rarement 400 x 150 µm) et de rares racines (200 à 300 µm) à cellules non conservées, associées à des cavités. Des constituants fins sont disposés en revêtement sur des racines (450 µm). Ces revêtements sont en continuité avec les ponts reliant les constituants minéraux grossiers (photo VIII.1C).

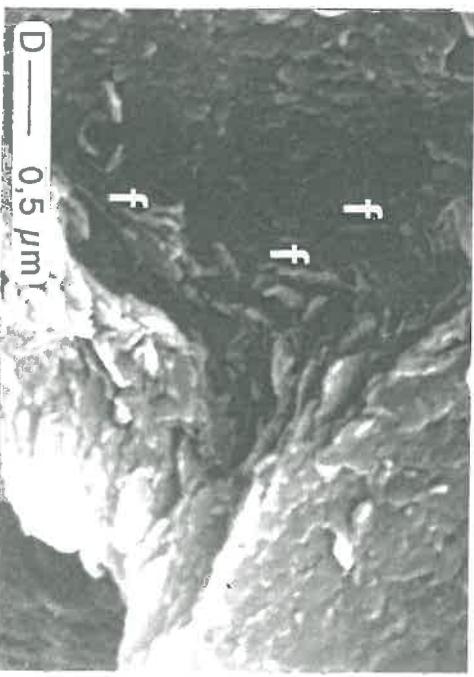
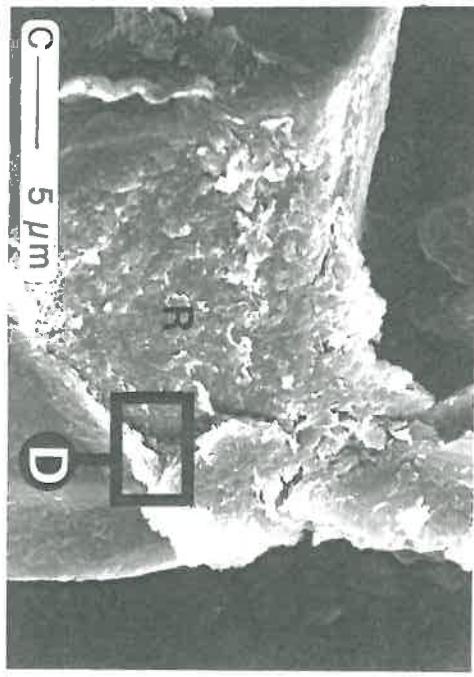
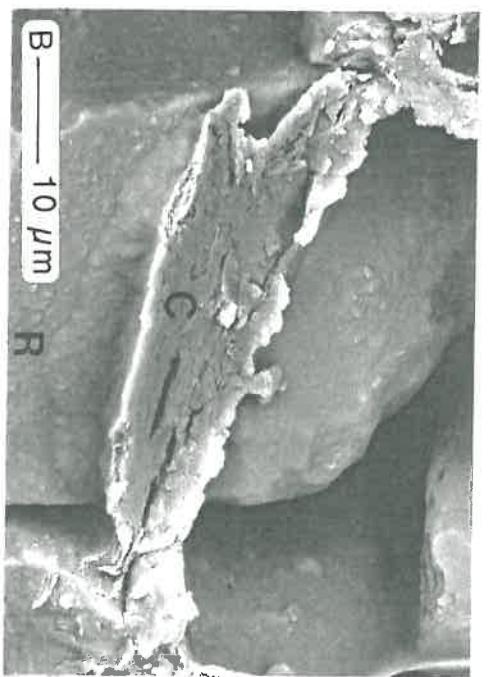
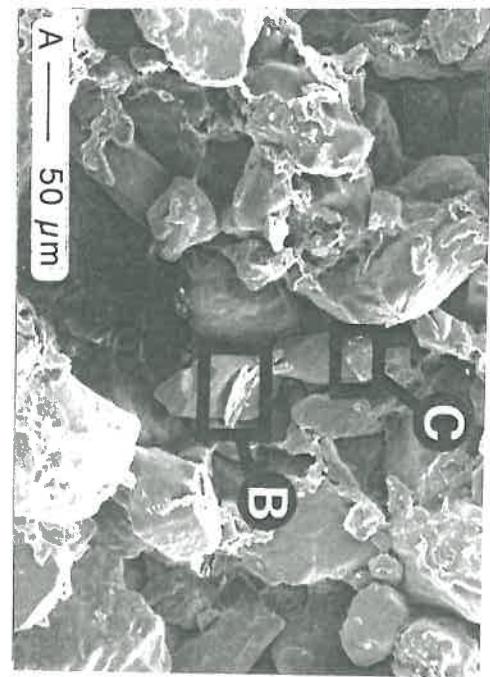


Planche VIII.4

A) Assemblage cloisonné de grains revêtus (MEB sur fragment STC A45, ESE + ERD, $\times 250$)

B) Détail de la photo A montrant un revêtement (R) d'aspect grumeleux et un plan de fracture d'une paroi rectiligne de type "cloison" (C) (ESE + ERD, $\times 1800$)

C et D) Détail de la photo A montrant des constituants fins sous la forme de feuillets (f) disposés en revêtement (R) à la surface d'un grain (ESE + ERD, $\times 3100$ et $\times 2500$)

Les constituants fins sont disposés sous la forme de revêtements sur les grains et sous la forme de ponts entre les grains. Cette distribution relative des constituants grossiers et des constituants fins est généralisée à la totalité du fond matriciel. Parmi les constituants fins, on distingue (x 300) :

- 75 % de minéraux argileux (incolores ou brun jaune à brun orangé en LPP, jaune pâle à orangé en LIO, à faible biréfringence et à extinction tachetée, gris à jaune pâle en LRN) ;
- 10 % de granules ferrugineux arrondis (1 μm)
- 10 % de granules anguleux de quartz ou de feldspath (2 à 5 μm)
- 5 % de granules ferrugineux (2 à 5 μm), subanguleux et brun sombre (LPP) ou arrondis et brun jaune (LPP).

L'assemblage des constituants a été observé en microscopie électronique à balayage sur des fragments orientés (échantillons A45, figure VIII.4). Il est caractérisé par une porosité de 10 à 20 μm de diamètre, et localement par une porosité de 50 à 100 μm (photos VIII.3A, 3B, 3C, 4A, 5A et 6A). La surface des grains est entièrement revêtue par des constituants fins (photos VIII.4B, 4C et 4D). De plus, des constituants fins sont agencés sous la forme de parois entre les grains. Ces parois correspondent aux ponts observés en microscopie optique sur des lames-minces.

Plusieurs types de parois sont observés (photo VIII.3) :

- des parois de forme plissée, de grande longueur (10 à 40 μm) et de très faible épaisseur (0,5 à 1 μm), qui seront appelées "draperies" ;
- des parois de forme rectiligne, de grande longueur (25 à 50 μm) et de moyenne épaisseur (5 à 15 μm), qui seront appelées "cloisons" ;
- des parois de forme irrégulière, courte (2 à 5 μm) et de grande épaisseur (15 à 30 μm), qui relient des grains à courte distance et qui seront appelées "points de jonction".

Aucune distribution préférentielle et aucune orientation particulière des parois n'est mise en évidence. On décrira successivement les différents types de paroi.

Les draperies sont des parois de forme plissée, disposées entre des grains distants de 10 à 40 μm (photos VIII.3F, 5B et 6B). Elles ont une épaisseur de 0,5 à 1 μm qui augmente faiblement vers les extrémités au raccord avec les grains (photos VIII.3F, 5A, 5C et 6C). Certaines draperies présentent des ouvertures de 5 à 10 μm de diamètre (photo VIII.5A). Dans les zones où les draperies sont fracturées, des constituants fins apparaissent en forme de feuillets (0,2 à 0,5 μm de long et 30 nm d'épaisseur) ; aucun granule n'est présent en inclusion (photos 5D et 6D). Les constituants fins des draperies sont en continuité avec ceux des revêtements de grains (photos VIII.3F, 5B et 6D).

Les cloisons ont une surface externe d'aspect grumeleux tout comme les revêtements à la surface des grains (photo VIII.4B). Leur épaisseur varie de 5 à 15 μm . Une porosité planaire de 0,5 μm de large et de 3 à 10 μm de long est observée dans leur partie médiane sur des fractures (photos VIII.4B et 7A). Les cloisons sont formées de constituants fins qui se présentent en feuillets de 3 μm de longueur environ et de 25 à 50 nm d'épaisseur. Ces feuillets sont disposés parallèlement à l'axe longitudinal des cloisons. Des granules anguleux (1 à 5 μm) sont présents en inclusion dans les cloisons (photos VIII.7C et 7D). Les constituants fins des cloisons sont en continuité avec ceux qui revêtent la surface des grains (photos VIII.8C et 8D).

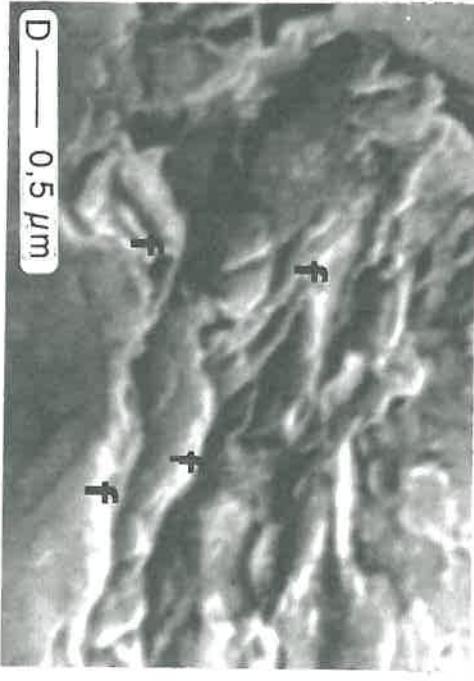
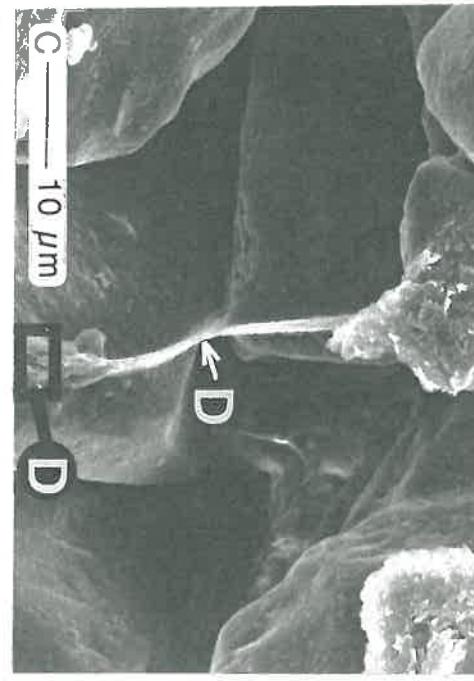
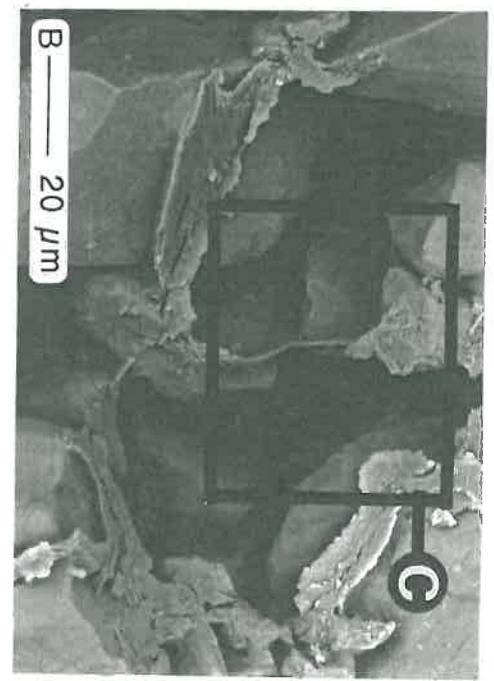
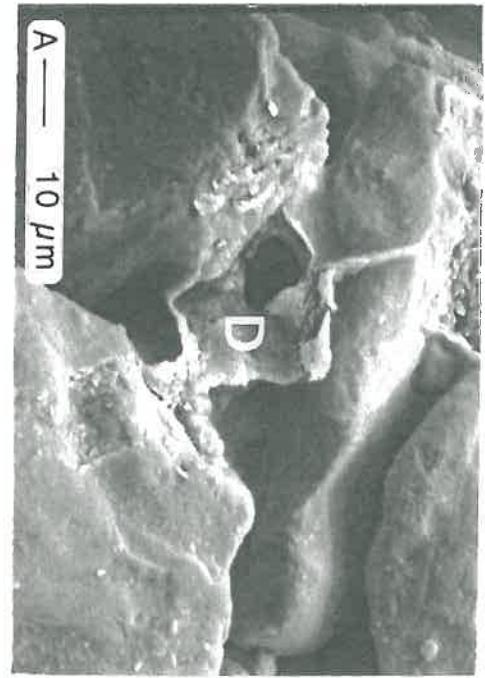


Planche VIII.5

A) Paroi de type "draperie" (D) présentant une ouverture (MEB sur fragment STC A45, ESE + ERD, $\times 840$)

B et C) Détail de la photo B montrant une paroi de type "draperie" (D) (ESE + ERD, $\times 860$ et $\times 1800$)

D) Détail de la photo C sur un plan de fracture de la "draperie" (D) montrant la présence de constituants fins sous la forme de feuillets (f) ($\times 25\,000$)

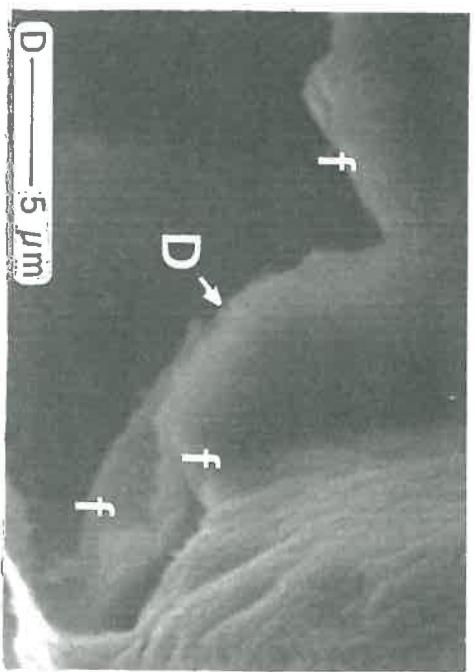
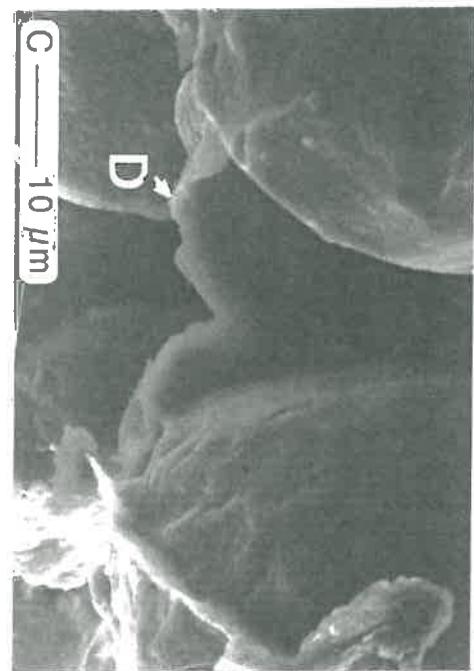
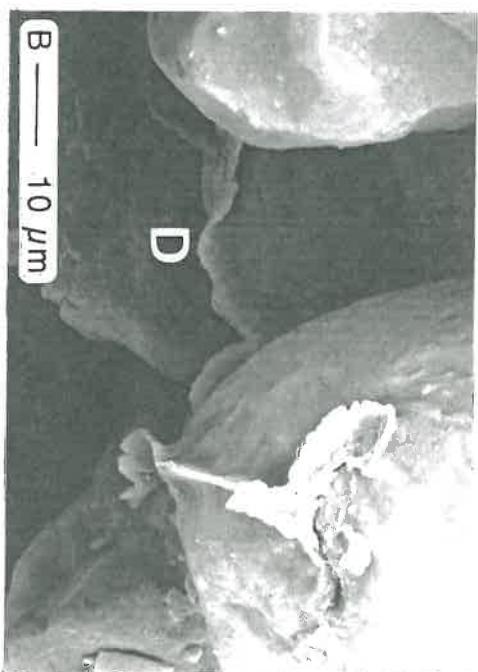


Planche VIII.6

A) Assemblage cloisonné de grains revêtus (MEB sur fragment STC A45, mode ESE + ERD, x 220)

B) Détail de la photo A montrant une "draperie" (D) disposée entre plusieurs grains (ESE + ERD, x 1420)

C et D) Détail de la photo B montrant la présence de constituants fins en feuillets (f) et l'absence de granules au sein de la "draperie" (x 1360 et x 3560)

Les points de jonction sont des parois de forme irrégulière et à surface finement grumeleuse qui sont présentes entre des grains séparés de quelques microns (photo VIII.3D). Les constituants fins sont de même morphologie que ceux décrits précédemment pour les cloisons, et ils sont aussi en continuité avec les constituants fins qui revêtent les grains. Des parois de forme complexe sont observées au point de jonction de plusieurs grains à courte distance (photos VIII.7A, 7B, 8A et 8B).

3.2.2 Traits

En microscope optique, des traits peu abondants (1 %) se distinguent du fond matriciel par des concentrations localisées de constituants fins.

Les nodules ferrugineux sont de forme circulaire (0,5 à 2 mm). Les constituants fins représentent 50 % de l'ensemble des constituants (LIO, $\times 300$). Ils apparaissent de teinte brune, orangée ou jaune en LPP ou LPC et de teinte brun-orange en LIO ($\times 300$). En LRN, on distingue des constituants fins fortement réflechissants (oxy-hydroxydes ferrugineux) et des constituants peu réflechissants (minéraux argileux). Les constituants grossiers sont semblables à ceux du fond matriciel. Leur distribution de base est aléatoire. Des grains apparaissent en saillie à la périphérie des nodules. La distribution relative des constituants fins par rapport aux constituants grossiers est de type porphyrique (LIO ou LRN, $\times 300$). La porosité est inférieure à 1 % (LIO-LUV, $\times 300$). La limite externe des nodules est nette (LIO, $\times 30$ à $\times 80$). Des constituants fins (minéraux argileux) sont disposés en revêtement épais de 5 à 15 μm sur la surface externe des nodules. Des parois relient les revêtements des nodules avec les revêtements des grains appartenant au fond matriciel (photo VIII.1E et 1F).

Des revêtements en coiffe (épais de 100 à 200 μm) sont disposés sur des grains ou sur des nodules ferrugineux (LIO, $\times 80$). La distribution relative des constituants fins et des constituants grossiers est de type porphyrique. La porosité est estimée à 10 % (LIO-LUV, $\times 300$).

Les constituants grossiers sont semblables à ceux du fond matriciel. Ils représentent 50 % de l'ensemble des constituants. On distingue environ 30 % de minéraux argileux (incolores, brun jaune sombre ou brun rouge en LPP, à extinction tachetée en LPC) et 20 % de granules arrondis (1 μm) ou anguleux (3 à 5 μm), de nature ferrugineuse ou quartzée.

Des revêtements référencés à des vides sont observés très localement sur le pourtour de cavités. Leur épaisseur varie de 25 à 125 μm . Les constituants fins sont des minéraux argileux et des oxy-hydroxydes ferrugineux (brun orangé ou brun rouge en LPP, à faible birefringence et à extinction diffuse en LPC).

3.2.3. Conclusion : assemblage cloisonné de grains revêtus

Dans l'assemblage très cohérent situé à proximité de la discontinuité de cohésion, les constituants fins représentent au sein du fond matriciel 15 % de l'ensemble des constituants. La distribution relative des constituants fins et des constituants grossiers est de type chitonique et géfurique. Parmi les constituants fins, on reconnaît au microscope optique 75 % de minéraux argileux et 25 % de granules vraisemblablement composés d'oxy-hydroxydes ferrugineux, de quartz et de feldspaths. Les traits sont des nodules ferrugineux, des revêtements disposés en coiffe (sur des grains ou des nodules ferrugineux) et des revêtements référencés à des cavités.

Les observations au microscope électronique à balayage sur des fragments orientés montrent que tous les grains sont revêtus par des constituants fins. Ces grains sont reliés par des parois de trois types : (1) des "draperies" qui sont des parois de forme plissée d'environ 1 μm d'épaisseur et de 10 à 40 μm de longueur, (2) des "cloisons" qui sont des parois rectilignes de 5 à 15 μm d'épaisseur et de 25 à 50 μm de longueur et (3) des "points de jonction" (entre des grains à courte distance) qui sont des parois de 15 à 30 μm d'épaisseur et de 3 μm de longueur. Aucune orientation particulière de ces parois n'a été mise en évidence. Les constituants fins des parois sont en continuité avec ceux des revêtements. Ces constituants fins sont apparus avec des morphologies feuillettées chaque fois que des plans de fracture de revêtement de grain ou de paroi ont été observés. Les feuilletts sont disposés parallèlement, soit à la surface des grains, soit à l'axe des parois. Ces feuilletts ont généralement une longueur de 1 à 3 μm et une épaisseur de 25 à 50 nm. Des granules de 2 à 5 μm de diamètre sont observés en inclusion dans les parois de type "cloison" et de type "point de jonction".

Les points observés au microscope optique correspondent en fait à des arases de paroi (1). Les constituants fins qui les composent revêtent et relient entre eux aussi bien des constituants grossiers minéraux ou organiques (racines et charbons de bois) que des nodules ferrugineux. La porosité qui résulte de l'assemblage des constituants est peu développée et de petite taille (en relation avec le caractère compact de l'agencement des grains et avec la présence de revêtements et de parois dans les espaces intergrains).

L'assemblage sableux très cohérent qui est situé en profondeur se caractérise par une proportion plus forte de constituants fins. Ceux-ci représentent 25 % de l'ensemble des constituants (échantillon A80, figure VIII.4). La distribution relative des constituants est de type géfurique et chitonique, et localement de type porphyrique : les revêtements sur le pourtour des grains ont une épaisseur de plusieurs microns, les parois se présentent avec une épaisseur supérieure à 25 μm (les parois de type "cloison" et de type "draperie" ne sont pas observées) et certains espaces intergrains sont entièrement occupés par des constituants fins (distribution de type porphyrique).

(1) Dans la suite du texte, seul le terme de paroi sera utilisé, que les observations soient effectuées en microscopie optique sur des lames-minces ou en microscopie électronique sur des fragments.

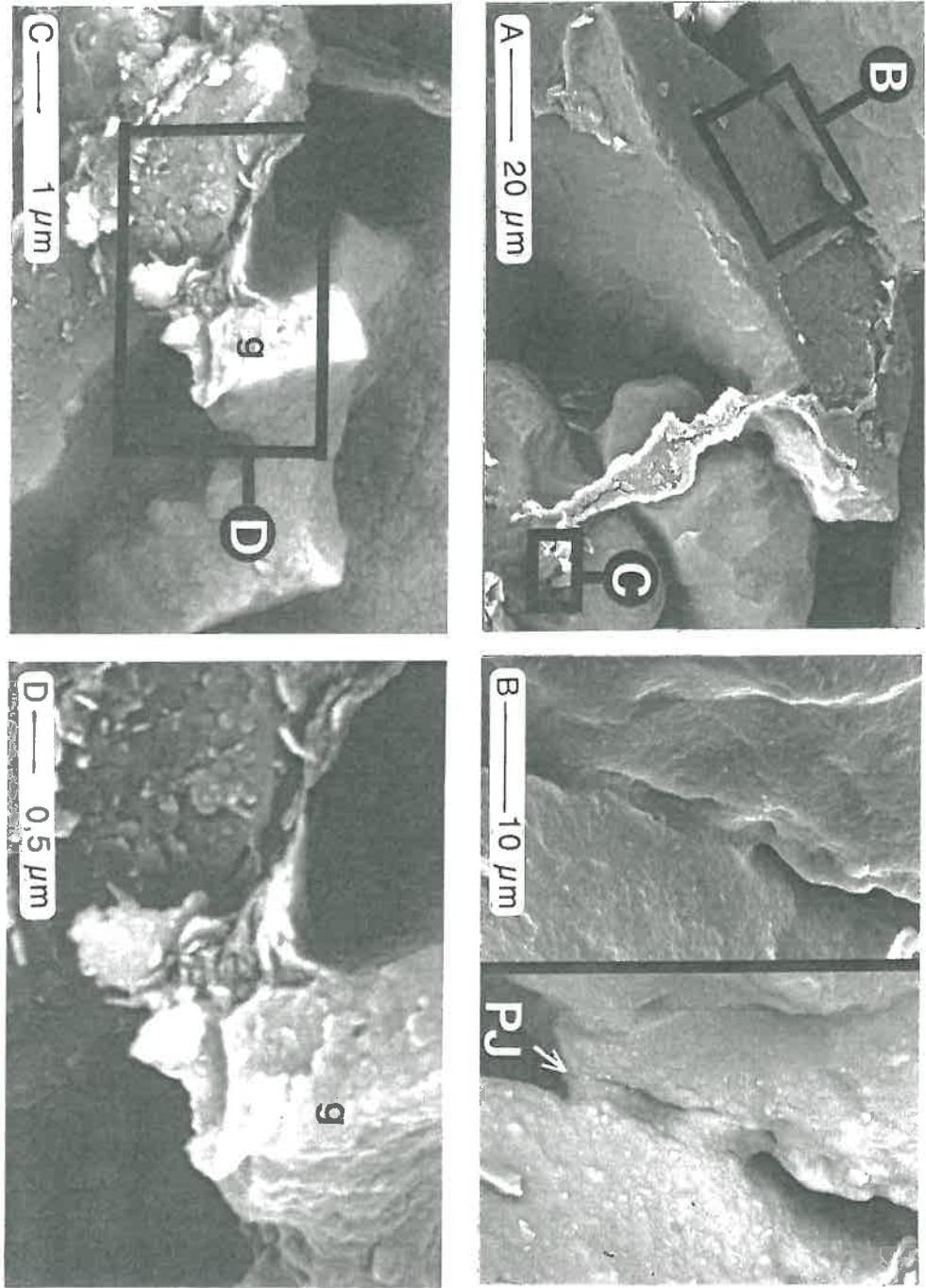


Planche VIII.7

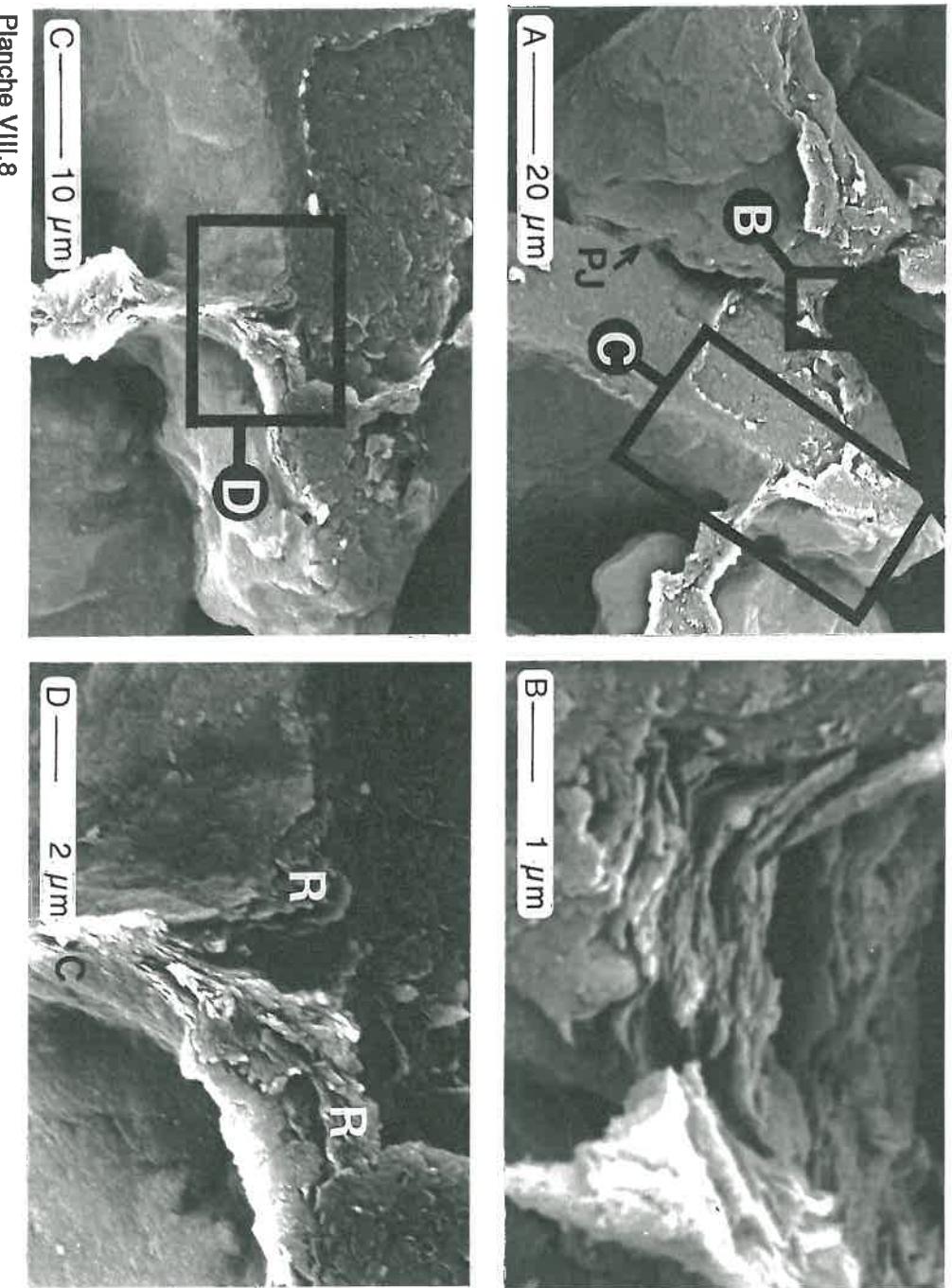


Planche VIII.8

A) Assemblage cloisonné de grains revêtus (échantillon STC A 45, ESE + ERD, x 880)

B) Détail de la photo A montrant la présence de constituants fins en feuillets au sein d'une paroi de type "point de jonction" (ESE + ERD, x 13 300)

C et D) Détail de la photo A montrant que les constituants fins en feuillets d'une paroi de type "cloison" (C) sont en continuité avec ceux d'un revêtement (R) (ESE + ERD, x 700)

4. ASSEMBLAGES DE PART ET D'AUTRE D'UNE LIMITE DE COHÉSION HORIZONTALE ET PEU CONTRASTÉE

La discontinuité peu contrastée de cohésion correspond à une transition sur une distance de 3 à 5 cm entre un assemblage de grains nus et libres à constituants fins disposés sous la forme d'amas entre des grains, et un assemblage cloisonné de grains revêtus, avec en outre, des constituants fins en amas entre des grains (LIO-LUV, x 10 à x 80).

4.1. Horizons SPC

La microstructure est caractérisée par un assemblage simple de grains (LIO-LUV, x 10 à x 30). La porosité (30 %) est faiblement interconnectée. On distingue : 25 % de porosité d'assemblage des grains (20 à 150 µm), 3 % de porosité de cavité et 2 % de porosité de chenal (section de 0,25 mm).

La description de l'assemblage des constituants concerne essentiellement des observations en microscopie optique sur une lame-mince de 70 x 140 mm fabriquée à partir d'un échantillon prélevé dans la zone de transition (échantillon B50-60, figure VIII.4). Cette description est complétée par des observations en microscopie électronique à balayage sur des fragments (échantillon B25, figure VIII.4).

4.1.1. Fond matriciel

L'étude de l'assemblage des constituants en microscopie optique a montré que les constituants fins représentent environ 15 % de l'ensemble des constituants (LIO-LUV). La distribution relative des constituants fins et des constituants grossiers est complexe : on observe pour moitié un assemblage de grains nus et libres et pour l'autre un assemblage où des constituants fins sont disposés entre les grains sous la forme d'amas (5 à 30 µm) selon une distribution intermédiaire entre le type porphyrique et le type énaulique.

Les constituants grossiers ont les mêmes caractéristiques que dans le cas de l'assemblage de grains nus et libres (§ VIII.3.1). De nombreuses caries sont observées sur la périphérie des grains de quartz et des fissures sont développées dans la masse des grains (fissures partiellement remplies par des constituants ferrugineux). Les constituants organiques sont peu abondants (2 % de l'ensemble des constituants). On distingue des charbons de bois subanguleux (25 à 100 µm) et quelques résidus de racine (300 x 700 µm, 50 x 300 µm).

Parmi les constituants fins on distingue (x 300) :

- 60 % de minéraux argileux (incolores ou brun jaune à brun orangé en LPP, jaune à orangé en LIO, gris jaune pâle en LRN et à extinction diffuse en taches);
- 10 à 20 % de granules ferrugineux (1 à 2 µm), arrondis, brun sombre en LPP ;
- 10 à 20 % de granules ferrugineux (quelques microns) arrondis, brun jaune ou brun orangé en LPP et en LIO ;
- 5 % de granules subanguleux de quartz ou de feldspath (2 à 5 µm).

L'observation de fragments en microscopie électronique à balayage a montré que les grains sont arrangés de manière compacte. De nombreux granules sont disposés entre les grains. Quelques grains sont partiellement revêtus par des constituants fins ; ceux-ci occupent partiellement ou totalement, certains espaces intergrains en formant des amas irréguliers. La porosité d'assemblage des grains est faible et de petite taille (5 à 100 µm) ; ceci est en relation avec la présence de nombreux granules dans les espaces intergrains et avec la présence de constituants fins en amas, épousant plus ou moins les contours de grains.

4.1.2. Traits

Les nodules ferrugineux sont de forme circulaire (0,5 à 2,5 mm). Les constituants grossiers sont semblables à ceux du fond matriciel. Les constituants fins (ferrugineux) représentent 50 % de l'ensemble des constituants. La distribution relative des constituants est de type porphyrique. Les constituants fins ferrugineux sont brun sombre ou brun orangé à brun jaune (LPP, LPC, LIO, x 300).

Les revêtements ferrugineux en coiffe sont très rares (LIO, x 30). Il sont disposés sur une épaisseur de 60 µm au-dessus de grains (300 µm de diamètre). Les constituants fins représentent 70 % de l'ensemble des constituants. L'assemblage des constituants est de type porphyrique. Les constituants fins ferrugineux sont brun-jaune à brun sombre en LPP et brun orangé en LIO.

4.1.3. Conclusion : assemblage de grains nus et libres, avec des amas de constituants fins entre des grains

Les constituants fins représentent environ 15 % de l'ensemble des constituants. Parmi les constituants fins, on distingue principalement des minéraux argileux et des constituants fins ferrugineux (et secondairement des granules de quartz ou de feldspath). La présence de constituants fins ferrugineux et fortement colorés expliquerait que les horizons SPC associés à la discontinuité peu contrastée aient une teinte rougeâtre (fosse B, § IV.2.2.3.). Les observations en microscopie optique et en microscopie électronique à balayage mettent en évidence différents modes d'assemblage des constituants : grains nus et libres (distribution monique), constituants fins disposés en amas irréguliers entre les grains (distribution énaulique) et constituants fins disposés entre les grains en épousant leur contour (distribution porphyrique). La porosité qui résulte de cette organisation des constituants est peu développée et faiblement interconnectée. Les traits sont peu abondants (1 %), il s'agit de nodules ferrugineux et de revêtements ferrugineux disposés en coiffe sur des grains.

4.2. Horizons STC

La microstructure est caractérisée par un assemblage de grains non agrégés (LIO-LUV, x 10 à x 30). Les constituants fins sont disposés sous la forme de revêtements sur les grains, de parois entre les grains (en continuité avec les

revêtements) et d'amas irréguliers entre les grains (LIO-LUV, $\times 80$). La porosité est faiblement interconnectée (LIO-LUV, $\times 30$). On distingue : 25 % de porosité d'assemblage des grains (20 à 100 μm), 2 % de porosité de cavité (100 à 400 μm), 2 % de porosité de chenal (0,25 mm de section) et 1 % de porosité planaire partiellement accommodée (125 μm de large).

La description de l'assemblage s'appuie sur l'étude de deux lames-minces dont la localisation est précisée sur la figure VIII.4 (échantillons B50-60 et B75).

4.2.1. Fond matriciel

Les observations en microscopie optique ont montré que les constituants grossiers représentent 75 % de l'ensemble des constituants.

Les caractéristiques des constituants grossiers sont semblables à celles décrites pour l'assemblage de grains nus et libres (§ VIII.3.1). Les constituants organiques sont très peu abondants. Il s'agit de charbons de bois et de débris végétaux anguleux (50 × 600 μm).

Parmi les constituants fins, on distingue ($\times 300$) :

- 70 % de minéraux argileux (brun-jaune pâle en LPP et en LIO, gris ou jaune orangé et à extinction diffuse ondulante ou tachetée en LPC) ;
- 10 % de granules ferrugineux (0,5 à 2 μm) arrondis et brun sombre en LPP ;
- 10 % de granules ferrugineux (3 à 5 μm) subarrondis et brun orangé (LPP) à rouge (LIO) ;
- 10 % de granules subanguleux, de quartz ou de feldspath (2 à 5 μm) .

Plusieurs modes de distribution des constituants fins sont observés (LIO-LUV, $\times 125$ à $\times 300$). On reconnaît en effet :

- des revêtements de 3 à 15 μm d'épaisseur sur des grains ;
- des parois de 5 à 15 μm de large entre des grains revêtus distants de 15 à 40 μm environ (constituants fins des parois en continuité avec ceux des revêtements). Les morphologies des parois s'apparentent à celles qui ont été décrites pour l'assemblage cloisonné de grains revêtus (§ VIII.3.2) ;
- des amas de forme irrégulière, de 10 à 50 μm de diamètre environ, colmatant entièrement certains espaces intergrains.

Le motif à grains revêtus et pontés (distribution chitonique et géfurique) représente environ la moitié du fond matriciel. Les constituants fins ferrugineux paraissent être associés aux amas de forme irrégulière (distribution porphyrique).

4.2.2. Traits

Des revêtements référencés à des vides sont situés à l'intérieur de cavités ou de chenaux. L'épaisseur de ces revêtements est de 20 à 200 μm et leur extension latérale est de 0,5 à 1 mm. Ils se composent uniquement de constituants fins (semblables à ceux observés pour le fond matriciel).

Les nodules ferrugineux sont subcirculaires (0,2 à 2,5 mm). Les constituants fins représentent 50 % de l'ensemble des constituants et la distribution relative des constituants est porphyrique (LIO-LUV, $\times 300$). Les constituants fins sont principalement des oxy-hydroxydes ferrugineux (apparaissant brun sombre en LPP et en LIO) et secondairement des minéraux argileux.

4.2.3. Conclusion : assemblage cloisonné de grains revêtus, avec des amas de constituants fins entre des grains

Les constituants fins représentent 25 % de l'ensemble des constituants du fond matriciel. La porosité d'assemblage des constituants grossiers est faible (25 % de la surface), de petite taille (20 à 100 μm) et faiblement interconnectée. La distribution relative des constituants est principalement de type géfurique et chitonique : des minéraux argileux sont disposés sous la forme de revêtements sur les grains et de parois entre les grains. Des granules de quartz ou de feldspaths et de fins granules ferrugineux sont disposés en inclusion dans la matrice argileuse des revêtements et des parois. La distribution relative des constituants est aussi localement de type énaulique ou porphyrique : des minéraux argileux et des oxy-hydroxydes ferrugineux sont disposés ponctuellement sous la forme d'amas irréguliers entre les grains. Les traits (1 %) sont des revêtements référencés à des vides et des nodules ferrugineux.

5. ASSEMBLAGES DE PART ET D'AUTRE D'UNE limite de cohésion subverticale et très contrastée

L'étude micromorphologique de lames-minces situées de part et d'autre d'une limite de cohésion subverticale et très contrastée montre que celle-ci correspond à une transition d'un assemblage de grains nus et libres vers un assemblage cloisonné de grains revêtus.

5.1. Horizons SPC

La microstructure est caractérisée par un assemblage simple de grains (LIO-LUV, $\times 10$ à $\times 30$). Les grains paraissent être en contact les uns avec les autres (LRN ou LIO-LUV, $\times 80$).

- La porosité est de 40 à 50 % et elle est fortement interconnectée. Il s'agit de :
- 30 à 40 % de porosité d'assemblage des grains (20 à 200 μm) ;
 - 5 % de porosité de cavité (0,2 à 1,5 mm) ;
 - 3 % de porosité de chenal (section de 0,5 mm).

La description s'appuie sur l'étude de deux lames-minces fabriquées à partir d'échantillons prélevés à 5 cm et à 10 cm de la limite subverticale très contrastée (échantillons D125 et D130, figure VIII.4).

5.1.1. Fond matriciel

Les constituants fins sont peu abondants (2 % de l'ensemble des constituants). La distribution relative des constituants grossiers et des constituants fins est de type monique (LRN, $\times 80$).

Concernant les constituants grossiers, on observe que les grains de quartz présentent peu de caries et de fissures. Les constituants organiques (2 % de l'ensemble des constituants) sont des charbons de bois subanguleux ($60 \mu\text{m}$).

Les constituants fins sont des minéraux argileux (incolores en LPP, à faible birefringence et à extinction finement tachetée en LPC) et des granules ferrugineux ou quartzueux (2 à $5 \mu\text{m}$).

5.1.2. Traits

Les modules ferrugineux sont de forme circulaire (1,3 mm) ou de forme allongée verticalement ($7 \times 4 \text{ mm}$). Les constituants grossiers représentent 60 % de l'ensemble des constituants (LIO-LUV). Les constituants fins sont des oxy-hydroxydes ferrugineux (brun noir en LIO, LPP et LPC, fortement réfléchissants en LRN) et des minéraux argileux (brun jaune en LIO, brun orange en LPP et en LPC, peu réfléchissants en LRN). La distribution relative des constituants fins et des constituants grossiers est de type porphyrique ou chitonique (LIO-LUV, LRN, $\times 300$) et la porosité est de 20 %.

Des modules présentent dans leur partie centrale une organisation de tissu végétal. Vers le cœur de ces modules, on distingue de grandes cellules ($140 \times 100 \mu\text{m}$, $350 \times 200 \mu\text{m}$) à paroi épaisse de 15 à $30 \mu\text{m}$ et de petites cellules ($30 \times 15 \mu\text{m}$) à paroi continue épaisse de $3 \mu\text{m}$. Vers la périphérie, les petites cellules présentent une imprégnation par des constituants ferrugineux, et les grandes cellules qui ont des parois discontinues sont remplies de grains de quartz et de constituants fins ferrugineux à distribution relative porphyrique.

Des revêtements en coiffe sont disposés localement sur un ou plusieurs grains ou sur un nodule ferrugineux. L'épaisseur de ces revêtements est de 150 à $300 \mu\text{m}$. Les constituants grossiers et les constituants fins sont semblables à ceux du fond matriciel, mais les constituants fins représentent ici 30 % de l'ensemble des constituants et la distribution relative est de type porphyrique (LIO-LUV, $\times 300$). La distribution de base des constituants est aléatoire (non laminée). La porosité est de 25 % (LIO-LUV, $\times 300$).

Des revêtements référencés à des vides sont disposés de manière discontinue à l'intérieur de cavités ou de chenaux. Leur épaisseur est de 50 à $100 \mu\text{m}$ et leur extension latérale de 1 mm au maximum (LIO-LUV, $\times 80$). Il s'agit d'hypo-revêtements. Les constituants fins sont estimés à 50 % de l'ensemble des constituants et la distribution relative est de type porphyrique ; ce sont principalement des minéraux argileux et secondairement des granules disposés en inclusion dans la matrice argileuse.

Des revêtements ferrugineux pendants épais de $200 \mu\text{m}$ sont disposés sous des grains présentant des figures d'altération. Ils se distinguent très nettement du fond matriciel par une teneur de 80 à 90 % en constituants fins ferrugineux de teinte brun orangé en LPP et en LIO.

5.1.3. Conclusion : assemblage de grains nus et libres

Au sein du fond matriciel, les constituants grossiers sont nus et libres, et ils représentent 98 % des constituants. La porosité d'assemblage des grains est

importante (30 à 40 %) et elle apparaît fortement interconnectée. Les traits sont très peu abondants (1 % de la surface totale des lames-minces) ; il s'agit de nodules ferrugineux, de revêtements référés à des grains (revêtements en coiffe ou revêtements pendans) et de revêtements référés à des vides (cavités ou chenaux). Les indices d'activité biologique sont très rares ; les seuls tissus végétaux observés sont imprégnés par des constituants ferrugineux et sont présents au sein de nodules ferrugineux.

5.2. Horizons STC

La microstructure est caractérisée par un assemblage simple de grains (LIO-LUV, $\times 10$ à $\times 30$). La porosité (25 % de la surface) est très faiblement interconnectée. On distingue : 20 % de porosité d'assemblage des grains (10 à 75 μm), 3 % de porosité de cavité (200 à 500 μm) et 2 % de porosité de chenal (section de 0,4 mm).

L'assemblage des constituants est décrit d'après l'observation d'une lame-mince fabriquée à partir d'un échantillon prélevé dans l'horizon STC à 10 cm de la limite de cohésion (échantillon D120, figure VIII.4).

5.2.1. Fond matriciel

Les constituants grossiers paraissent être en contact les uns avec les autres (LRN, LIO-LUV). Les constituants fins représentent 25 % de l'ensemble des constituants (LIO-LUV, $\times 300$). La distribution relative des constituants grossiers et des constituants fins est intermédiaire entre le type chitonique et le type géfurique : les constituants fins sont disposés sous la forme de revêtements discontinus sur le pourtour des grains et sous la forme de parois entre les grains.

Les constituants grossiers ont un diamètre de 1 mm au maximum. Quelques charbons de bois sont présents (2 % de l'ensemble des constituants).

Parmi les constituants fins, on distingue 75 % de minéraux argileux (incolores ou jaune pâle en LPP, à faible birefringence et à extinction ondulante ou tachetée en LPC, jaune en LIO) et 25 % de granules ferrugineux arrondis (0,5 à 2 μm) ou de granules quartzzeux et anguleux (2 à 5 μm).

5.2.2. Traits

Les nodules ferrugineux sont de forme circulaire (3 mm). Les constituants fins représentent 50 % de l'ensemble des constituants. La distribution relative est de type porphyrique. La porosité est de 10 % (LIO-LUV, $\times 80$). Les constituants fins sont brun noir en LPP ou en LIO et peu réfléchissants en LRN.

Tableau VIII.1 Comparaison du mode d'assemblage des constituants éléments dans les horizons SPC et STC à proximité des différentes discontinuités de cohésion

	LIMITE HORIZONTALE TRÈS CONTRASTÉE	LIMITE HORIZONTALE PEU CONTRASTÉE	LIMITE SUBVERTICALE TRÈS CONTRASTÉE			
Échantillon	SPC	STC	SPC	STC	SPC	STC
Distribution relative des constituants	Grains nus et libres	Grains revêtus et reliés par des parois	Grains nus et libres, reliés par des parois et avec des armes intergrains	Grains revêtus et reliés par des parois et avec des armes intergrains	Grains nus et libres	Grains revêtus et reliés par des parois
Schéma de l'assemblage						
Constituants grossiers	95 %	85 %	85 %	75 %	98 %	75 %
Constituants fins	5 %	15 %	15 %	25 %	2 %	25 %
POROSITÉ	40 %	25 %	30 %	30 %	40 à 50 %	25 %
Interconnexion de la porosité d'assemblage	forte	très faible	faible	très faible	forte	très faible
Porosité de cavité	35 %	20 %	25 %	25 %	30 à 40 %	20 %
Porosité de chenal	3 à 5 %	3 à 5 %	3 %	3 %	5 %	3 %
TRAITS	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %
	<ul style="list-style-type: none"> • Nodules ferrugineux • Revêtements en coiffe 	<ul style="list-style-type: none"> • Nodules ferrugineux • Revêtements en coiffe 	<ul style="list-style-type: none"> • Nodule ferrugineux • Revêtements en coiffe 	<ul style="list-style-type: none"> • Nodules ferrugineux • Revêtements en coiffe 	<ul style="list-style-type: none"> • Nodules ferrugineux • Revêtement en coiffe 	<ul style="list-style-type: none"> • Nodules ferrugineux • Revêtements référencés à des vides

5.2.3. Conclusion : assemblage cloisonné de grains revêtus

Dans les horizons sableux très cohérents à proximité de la discontinuité de cohésion, le fond matriciel est caractérisé par un assemblage de grains (75 % des constituants) qui sont revêtus et reliés entre eux par des constituants fins. Ces constituants fins sont essentiellement des minéraux argileux (incolores ou peu colorés en LPP, à extinction ondulante ou tachetée). Les parois qui relient les grains entre eux sont de forme irrégulière. La porosité d'assemblage des grains est très faible (20 % de la surface) et elle est très faiblement interconnectée. Des nodules ferrugineux peu abondants (1 %) sont présents.

Vers le cœur des horizons sableux très cohérents (échantillon D140, figure VII.4), le fond matriciel présente le même type d'assemblage cloisonné avec des grains revêtus. Cependant, les parois entre les grains y sont d'une plus grande épaisseur et certains espaces intergrains sont entièrement remplis par des constituants fins (distribution localement porphyrique).

6. DISCUSSION ET CONCLUSION

L'étude microscopique montre que le fond matriciel des échantillons SPC et STC est caractérisé par un assemblage de constituants grossiers et de constituants fins, sans microstructure agrégée ou fragmentaire.

Les échantillons à forte cohésion se distinguent non seulement par une augmentation de la proportion des constituants fins, comme l'a déjà montré l'analyse granulométrique, mais aussi par un assemblage original des constituants : les constituants grossiers sont revêtus et reliés entre eux par des parois de constituants fins. Ces derniers disposés en revêtements sur les grains sont en continuité avec ceux qui composent les parois entre les grains. Ces constituants fins présentent une morphologie feuillettée.

Bien que des formes intermédiaires soient reconnues, trois types de paroi sont distingués en fonction de leur morphologie : des "draperies" (forme plissée, épaisseur de 1 μm), des "cloisons" (forme rectiligne, épaisseur de 5 à 15 μm) et des "points de jonction" (forme irrégulière, épaisseur de 15 à 30 μm).

Les principales caractéristiques des micro-organisations observées au contact de la discontinuité de cohésion sont présentées dans le tableau VIII.1. On peut ainsi comparer les micro-organisations associées à une limite de cohésion horizontale très contrastée, à une limite horizontale peu contrastée et à une limite subverticale très contrastée.

Les limites très contrastées correspondent à des transitions entre deux modes d'assemblage des constituants, l'un à grains nus et libres, l'autre à grains revêtus et à parois entre les grains. Les limites qui apparaissent très contrastées lors de l'observation sur le terrain correspondent en fait à des zones de transition où l'on passe de façon continue d'un mode d'assemblage à l'autre, sans discontinuité dans le mode d'agencement des grains eux-mêmes.

Le cas de la limite peu contrastée est un cas particulier, puisque cette limite correspond à une limite progressive entre un assemblage à grains nus et libres avec des amas irréguliers de constituants fins entre des grains, et un assemblage cloisonné de grains revêtus avec des amas irréguliers de constituants fins disposés entre les grains. Le caractère de très forte cohésion est associé, ici aussi, à l'existence d'un assemblage cloisonné de grains revêtus.

Ainsi, ce qui caractérise l'assemblage des échantillons très cohérents, c'est moins une augmentation de la teneur en constituants fins qu'une distribution très particulière de ceux-ci, disposés en continu au sein de revêtements sur les grains et de parois entre les grains.

Les traits sont très peu abondants ; il s'agit de nodules ferrugineux (à constituants fins ferrugineux assemblés à des grains minéraux ou à des résidus de racines), de revêtements disposés en coiffe sur des grains ou sur des nodules (constitués de granules ferrugineux, quartzueux ou feldspathiques) et de revêtements référés à des parois ou à des chenaux. Il n'apparaît pas de différence entre les traits observés dans les horizons sableux peu cohérents ou dans les horizons sableux très cohérents. Les indices d'activité biologique sont peu abondants (quelques chenaux et résidus de racines). Dans l'assemblage cloisonné à grains revêtus, les nodules ferrugineux et les racines sont également revêtus et reliés aux grains par des parois de constituants fins.

ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES CONSTITUANTS FINS CARACTÉRISTIQUES DE L'ASSEMBLAGE TRÈS COHÉRENT

1. INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de préciser la nature minéralogique des constituants fins dont la présence et la distribution sont apparues caractéristiques de l'organisation microscopique des horizons sableux très cohérents (STC). Nous procéderons d'abord à une analyse par diffraction des rayons X de la fraction fine extraite d'horizons SPC et STC afin d'identifier les différentes phases minérales qui la constituent. Nous étudierons ensuite la distribution de ces différentes phases au sein de l'assemblage en effectuant des micro-analyses sur des lames-minces d'échantillons très cohérents. Les échantillons STC analysés proviennent de sols à discontinuité de cohésion très contrastée ; ils ont été prélevés, soit à proximité de la discontinuité, soit vers le cœur des horizons très cohérents (figure IX.1).

2. MÉTHODOLOGIE

2.1. Analyse par diffraction des rayons X

La préparation des échantillons est effectuée en trois étapes : (1) mise en suspension et agitation par retournement dans de l'eau permutée, (2) séparation de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ par sédition, puis séparation de la fraction inférieure à $0,5 \mu\text{m}$ par ultra-centrifugation, (3) séchage à l'air à 20°C . Pour chaque échantillon ainsi préparé, l'analyse par diffraction des rayons X concerne une poudre non orientée (P), un dépôt orienté en équilibre avec l'humidité relative du laboratoire (D), un dépôt orienté et glycérolé par vaporisation (G) et un dépôt orienté et chauffé à 500°C (C).

Les diffractogrammes sont obtenus en utilisant un appareil de type SIEMENS D 500 avec la raie K_α du cuivre. Chaque raie apparaissant sur un diffractogramme est caractéristique d'une distance interréticulaire d_{hkl} calculée selon la formule de BRAGG :

$$d_{hkl} = \lambda / 2 \sin (\theta)$$

λ et θ étant respectivement la longueur d'onde et l'angle du faisceau incident (BRINDLEY et BROWN, 1980 et CAILLÈRE et al., 1982 a et b). Les mesures sont

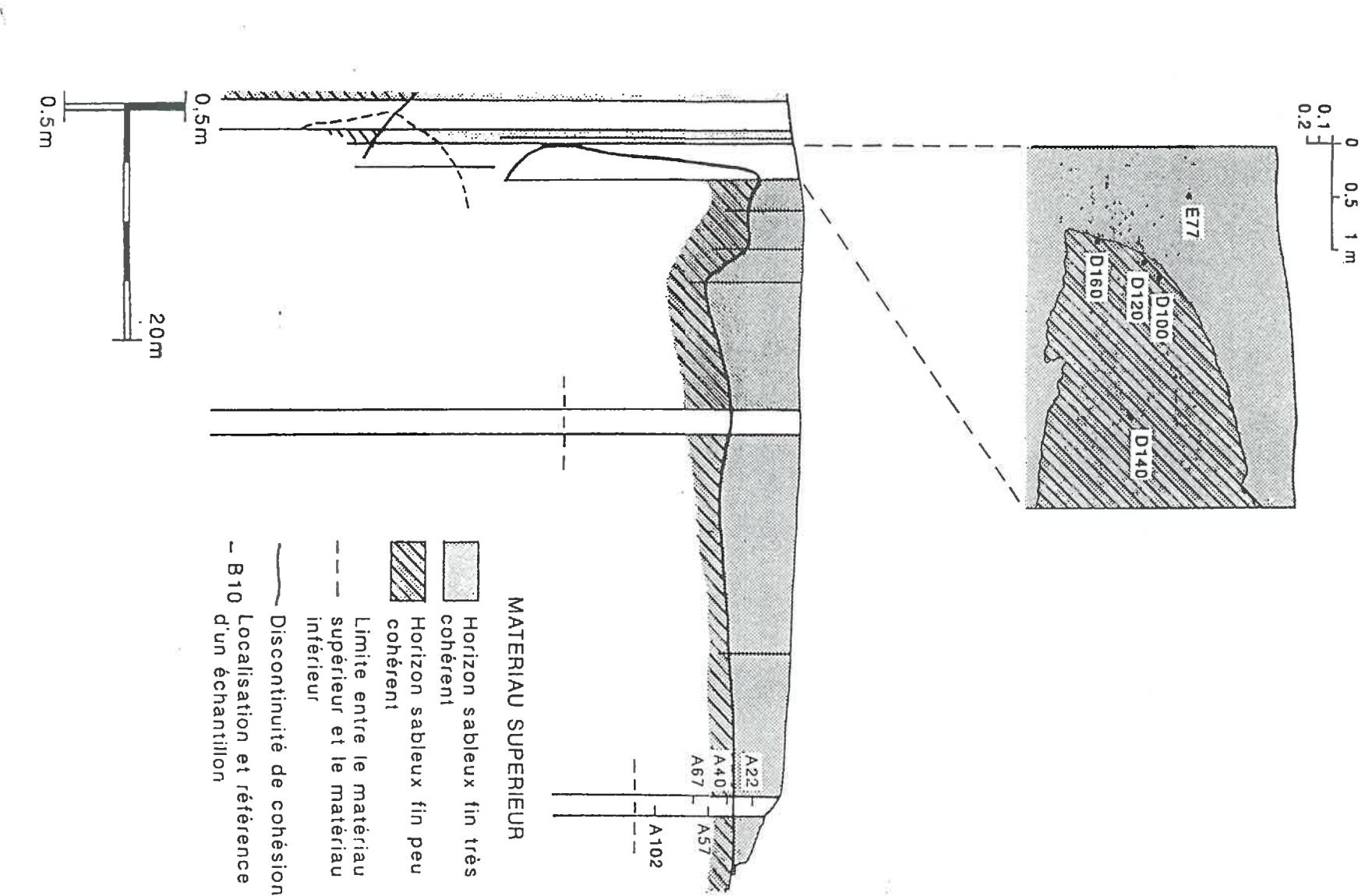


Figure IX.1 Schéma de localisation des échantillons

effectuées de $2\theta = 3^\circ$ à 70° pour les échantillons sous forme de poudre et de $2\theta = 3^\circ$ à 15° pour les échantillons sous forme de dépôt orienté.

L'interprétation des diffractogrammes s'appuie sur des travaux concernant les minéraux argileux en général (PÉDRO, 1965 et 1967 ; ROBERT, 1975 ; GUILLET et SOUCHIER, 1979 ; PÉDRO, 1979 et 1983 ; BRINDLEY et BROWN, 1980 ; HERBILLON, 1983 ; BRUAND et PROST, 1986 ; DIXON et WEED, 1989) et sur des travaux concernant les constituants argileux de sols du milieu tropical sec (PAQUET, 1970 ; BOCQUIER et al., 1970 ; DUPLAY, 1982).

2.2. Micro-analyse chimique par spectrométrie de rayons X

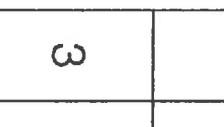
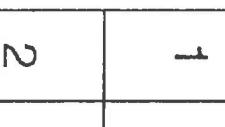
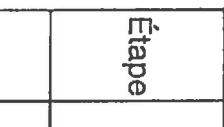
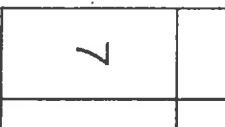
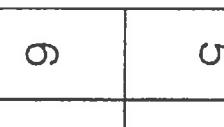
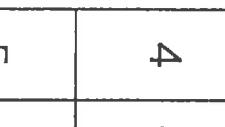
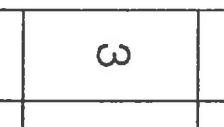
2.2.1. Conditions opératoires

L'analyse chimique ponctuelle des constituants est basée sur une spectrométrie de rayons X émis à la suite du bombardement d'un échantillon par un faisceau d'électrons. L'analyse est effectuée par spectrométrie à dispersion de longueur d'onde à l'aide d'une microsonde de type CAMEBAX DATANIM. La méthode est présentée en particulier par RUSTE (1979), HENOC et MAURICE (1979), BOEKESTEIN et al. (1981), MORLEVAT (1987) et POUCHOU (1987). La mise en œuvre de cette méthode s'appuie sur l'expérience acquise pour l'analyse chimique de minéraux argileux (DUPLAY, 1982 et 1989 ; VELDE, 1984 ; ILDEFONSE, 1987 ; NEWMAN et BROWN, 1987).

Les analyses sont réalisées avec une tension d'accélération de 15 kV, avec un courant d'échantillon de 4 nA, avec un temps de comptage de 10 s sur un pic et de 5 s sur le bruit de fond environnant. Le spectromètre est équipé des cristaux analyseurs suivants : LiF pour les éléments Fe et Mn, TAP pour les éléments Si, Al, Mg et Na, PET pour les éléments Ca, Ti, K, S et P. Les témoins utilisés sont l'albite pour les raies Si Ka et Na Ka, l'orthose pour K Ka, le corindon pour Al Ka, un minéral MnTiO₃ de synthèse pour Mn Ka et Ti Ka, l'olivine pour Mg Ka, la wallastonite pour Ca Ka, l'apatite pour P Ka, la pyrite pour S Ka et un minéral Fe₂O₃ de synthèse pour Fe Ka. L'intérêt du dosage de P et S est de déceler une présence éventuelle de matière organique (MCKEAGUE et WANG, 1980). Les déterminations quantitatives sont effectuées en se servant du programme de correction ZAF (MBXCOR) présenté par HENOC et TONG (1978). Les résultats sont exprimés en pourcentage massique d'oxydes.

Au cours des analyses, des grains de feldspath potassique de la lame-mince servent de standard pour vérifier l'absence de dérive de l'appareil. On contrôle ainsi toutes les 25 analyses que la somme des oxydes dosés sur ces grains est égale à 100 %. La présence de constituants hydratés ou hydroxylés et de constituants organiques (matière organique du sol et de la résine) explique que la somme des oxydes dosés soit fréquemment inférieure à 100 %.

Les techniques de préparation des lames-minces et les techniques de microanalyse peuvent introduire de nombreux artefacts de détermination comme le montrent MORRAS (1983) et GRILLON (1985). Pour s'assurer de l'absence d'artefacts, la résine est analysée à plusieurs reprises au milieu de pores de grande taille. La somme des oxydes dosés étant alors égale à 0,1 %, il est possible d'affirmer que le volume pris en compte par l'analyse n'atteint pas la lame de verre au travers de l'échantillon et que les éléments dosés constitutifs de la résine sont négligeables.

Étape	Mode d'observation	Coupe schématique du site	Résultat d'observation
1	Microscopie optique en LPC		site non retenu : biseau de grain sous la paroi
2	Microscopie optique en LPC		site non retenu : grain ou granule au sein de la paroi
3	Microscopie optique en LPC et LUV		site non retenu : épaisseur de la paroi inférieure à 5 µm
4	Microscopie optique en LIO, LRN et LLV et MEB en ERD		site non retenu : paroi non affleurante
5	Microscopie optique en LRN ou MEB en ERD		site non retenu : faible distance entre les grains (< 5 µm)
6	MEB en ERD		site retenu (cloison) description et choix des points d'analyse chimique
7	MEB en ERD		site retenu (drapé) description et choix des points d'analyse chimique

G : Constituants grossiers

F : Constituants fins (paroi)

V : Vide

Figure IX.2 Sélection des sites d'analyse chimique des constituants fins formant des parois.
Coupes schématiques des sites non retenus les plus fréquents

"La pénétration des électrons primaires dans la matière s'accompagne d'un élargissement du faisceau en même temps que d'une perte progressive d'énergie. On peut donc définir approximativement un volume d'interaction. Ce volume est d'autant plus allongé que le nombre atomique du matériau est plus faible" (VICARIO, 1985). En considérant les conditions opératoires et la nature de nos échantillons, le point d'impact est un cercle de $1 \mu\text{m}$ de diamètre et le volume d'interaction est de $3 \text{ à } 5 \mu\text{m}^3$. Par conséquent, l'analyse chimique concerne une population de constituants fins et le volume analysé est localement supérieur à la taille des structures étudiées (parois de quelques microns d'épaisseur).

2.2.2. Sélection des sites analysés

Pour réaliser des analyses quantitatives *in situ* des constituants fins formant des parois dans les échantillons très cohérents, des structures analogues à celles décrites sur des fragments sont recherchées sur les lames-minces. Le principe est de sélectionner des sites pour analyser uniquement les constituants fins des parois. Il convient en effet d'éviter de prendre en compte des grains présents en inclusion ou associés étroitement aux parois. Le détail des conditions de sélection des sites est représenté sur la figure IX.2. Ceux-ci sont recherchés en microscope optique (lumière incidente oblique LiO et lumière réfléchie ultra-violette LUV, $\times 80$ à $\times 300$).

Pour être sélectionnés, les sites de paroi doivent satisfaire aux trois conditions suivantes :

- (1) la paroi ne présente pas de soutènement par un grain (biseau de grain adjacent à la paroi ou grain situé dans l'épaisseur de la lame) ;
- (2) la paroi est perpendiculaire et affleurante à la surface de la lame et elle est située dans une zone de planéité optimale ;
- (3) la paroi a une épaisseur de plusieurs microns.

Des observations effectuées alternativement en lumière transmise et en lumière réfléchie permettent de vérifier que ces trois conditions sont satisfaites. Chaque site sélectionné est étudié en microscopie électronique à balayage (mode électrons rétrodiffusés), de manière à décrire sa micro-organisation et à repérer les points d'analyse. En raison de leur très faible épaisseur, les parois de type "draperie" sont tout d'abord recherchées en microscopie électronique à balayage (mode électrons rétrodiffusés), puis observées en microscopie optique (pour vérifier que les trois conditions précédentes sont satisfaites) avant d'être analysées à la microsonde.

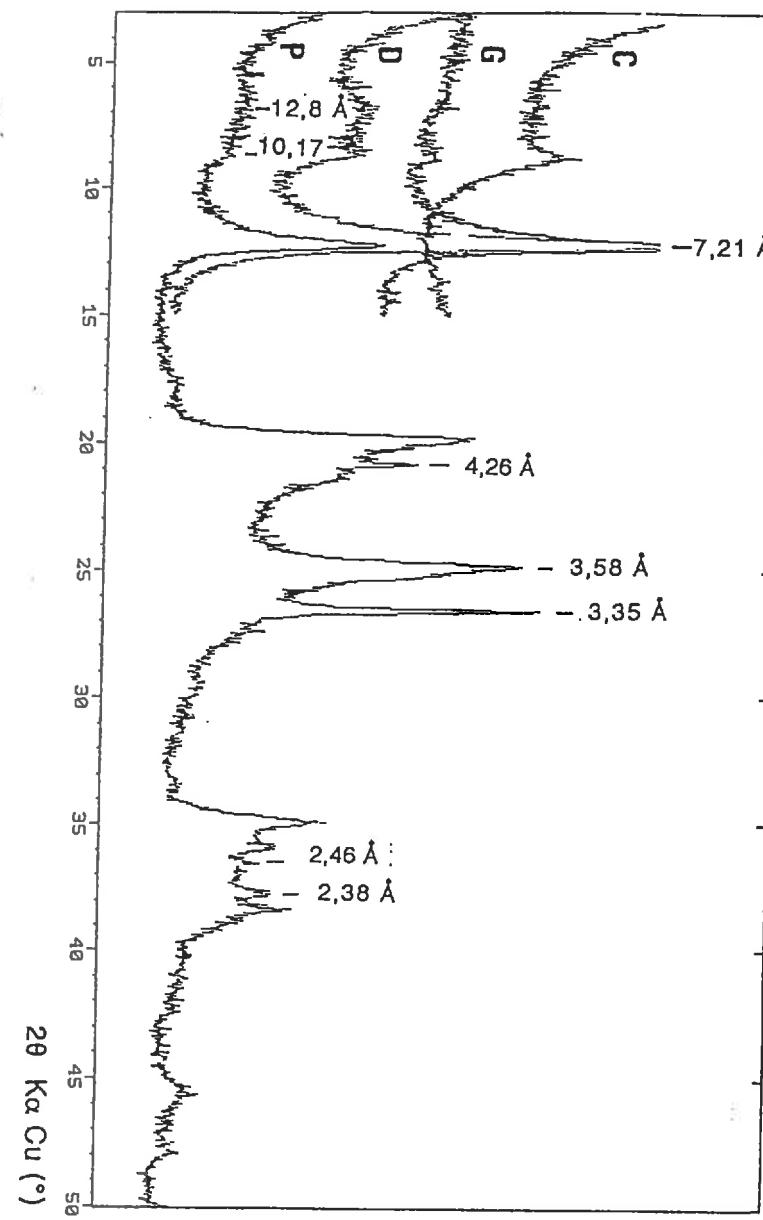


Figure IX.3 Diffractogrammes obtenus avec les constituants fins ($< 0,5 \mu\text{m}$) extraits d'un échantillon SPC (A 22) : sous la forme de poudre non orientée (P), de dépôt orienté (D), de dépôt orienté et glycérolé (G) et de dépôt orienté et chauffé à 500 °C (C)

3. ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DES CONSTITUANTS FINS (< 0,5 µm)

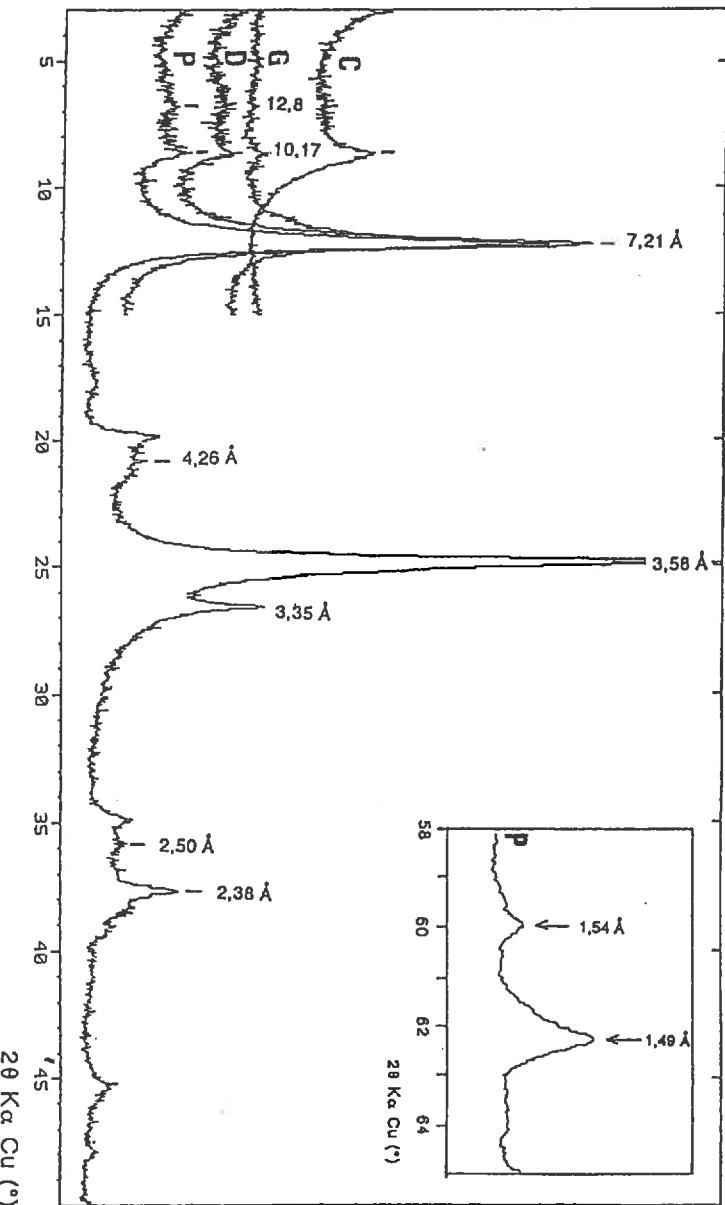
3.1. Étude de part et d'autre d'une limite horizontale de cohésion

L'étude concerne d'abord un échantillon SPC (échantillon A22, figure IX.1), puis quatre échantillons STC prélevés à une profondeur croissante en s'éloignant de la discontinuité de cohésion (échantillons A40, A57, A67 et A102, figure IX.1).

Le diffractogramme P (figure IX.3) obtenu pour l'échantillon SPC A22 sous la forme d'une poudre présente les raies de la kaolinite (7,21 Å, 3,58 Å et 2,38 Å), du quartz (4,26 Å, 3,35 Å et 2,46 Å) et de minéraux argileux 2:1 (maximum apparent peu net entre 10 et 16 Å). La kaolinite apparaît désordonnée compte tenu de la non discrimination des raies à 4,46 Å, 4,36 Å et 4,18 Å (BRINDLEY et BROWN, 1980). Le diffractogramme G (figure IX.3) obtenu pour le même échantillon sous la forme d'un dépôt orienté et glycérolé indique la présence d'un minéral argileux 2:1 à espace interfoliaire non gonflant (espèce micacée correspondant à la raie à 10,17 Å). Le diffractogramme C obtenu après chauffage à 500 °C montre la seule présence de la raie à 10 Å, ce qui indique l'absence de minéraux argileux intergrades (figure IX.3). Ainsi, l'échantillon SPC A22 est constitué de kaolinite, de quartz et d'une espèce micacée.

Le diffractogramme P obtenu pour l'échantillon STC A40 prélevé à proximité de la discontinuité de cohésion montre la présence de kaolinite, de quartz et de minéraux argileux 2:1 (figure IX.4). Parmi les minéraux argileux 2:1, on identifie nettement un premier ensemble de minéraux à espace interfoliaire non gonflant (espèce micacée) et on identifie moins nettement un second ensemble de minéraux à espace interfoliaire gonflant (figure IX.4). Un diffractogramme de poudre obtenu de $2\theta = 58^\circ$ à 65° (figure IX.4) montre des raies à 1,49 Å et à 1,54 Å qui sont dues à la présence respectivement de kaolinite et de quartz. En l'absence de raie à 1,53 Å, ce diffractogramme suggère que les minéraux 2:1 sont à caractère dioctaédrique (BRINDLEY et BROWN, 1980).

Les diffractogrammes obtenus pour les échantillons prélevés en s'éloignant de la discontinuité de cohésion indiquent également la présence de kaolinite, de quartz et de minéraux argileux 2:1 (figures IX.5 et IX.6). Parmi les minéraux argileux 2:1, on distingue nettement une espèce micacée (raie à environ 10 Å sur les diffractogrammes D et G de la figure IX.6) et très nettement un minéral expansible de type smectite (raie dont le maximum apparent est situé entre 13 et 15 Å sur les diffractogrammes D et à environ 19 Å sur les diffractogrammes G de la figure IX.6). La proportion de minéraux argileux 2:1 de type smectite augmente nettement avec la profondeur. Pour l'échantillon STC A102 qui présente la plus forte teneur en minéraux argileux 2:1, le diffractogramme de poudre obtenu de



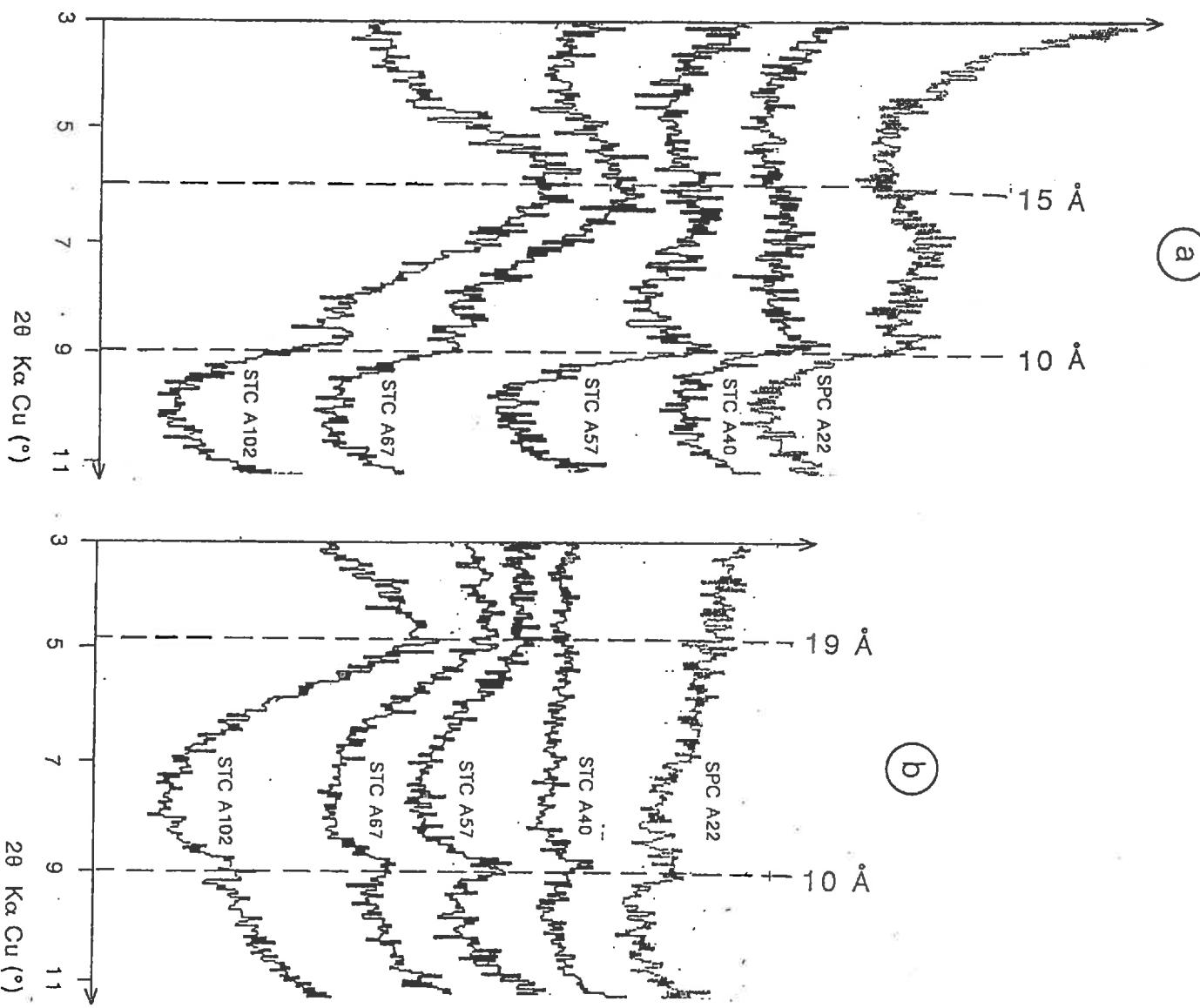


Figure IX.6 Comparaison des diffractogrammes obtenus avec les constituants fins ($<0,5 \mu m$) extraits d'un échantillon SPC (A22) et d'échantillons STC proches de la discontinuité de cohésion (A40) ou éloignés de cette discontinuité (A57 et A102). Constituants fins sous forme de dépôt orienté (a) et sous forme de dépôt orienté et glycérolé (b)

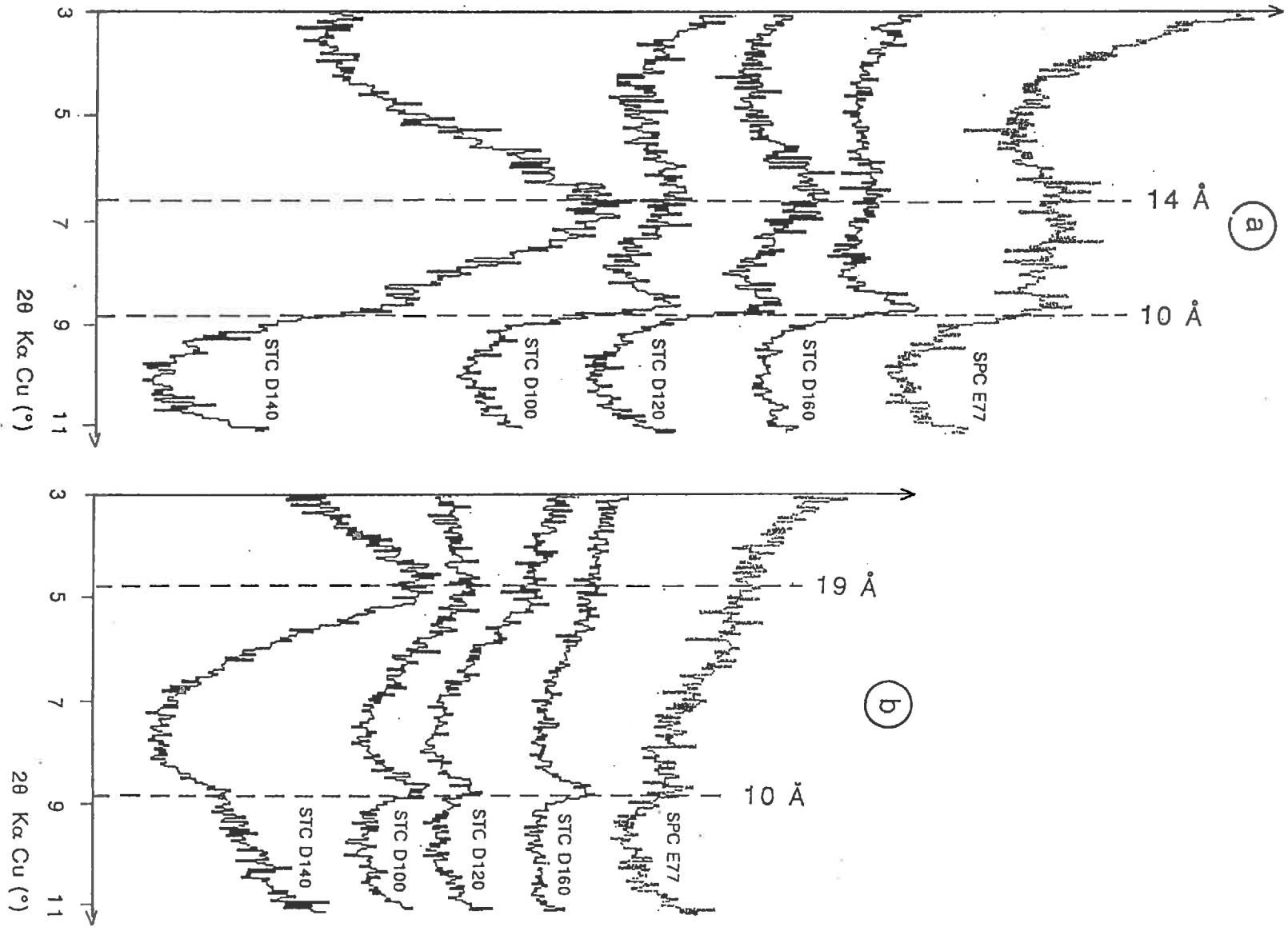


Figure IX.7 Comparaison des diffractogrammes obtenus avec les constituants fins ($< 0,5 \mu\text{m}$) extraits d'un échantillon SPC (E77) et dééchantillons STC proches de la discontinuité de cohésion (D160, D120 et D100) ou éloigné de cette discontinuité (D140). Constituants fins sous forme de dépôt orienté (a) et sous forme de dépôt orienté et glycérolé (b)

$2\theta = 58^\circ$ à 65° montre une diminution de l'intensité de la raie à $1,54 \text{ \AA}$ en relation avec la diminution de la teneur en quartz (figure IX.5). Ce diffractogramme confirme le caractère dioctaédrique des minéraux argileux 2:1 (absence de la raie à $1,53 \text{ \AA}$ qui serait associée à des espèces trioctaédriques).

Cette étude des constituants fins extraits d'échantillons STC montre que la proportion de minéraux argileux 2:1 augmente de haut en bas en s'éloignant de la discontinuité de cohésion et que la proportion de minéraux de type smectite au sein des minéraux argileux 2:1 augmente aussi en fonction de la profondeur. Cette étude montre également l'absence de différence significative de composition entre les constituants fins extraits par sémentation des échantillons prélevés de part et d'autre de la discontinuité de cohésion (échantillons SPC A22 et STC A40).

3.2. Étude de part et d'autre d'une limite verticale de cohésion

L'étude minéralogique concerne les constituants fins extraits d'un échantillon SPC (E77), de trois échantillons STC prélevés à proximité de la discontinuité latérale de cohésion (D160, D120, D100) et d'un échantillon STC prélevé au cœur des horizons sableux très cohérents (D140). La localisation de ces échantillons est précisée sur la figure IX.1.

Les diffractogrammes obtenus pour les échantillons sous forme de poudre indiquent dans tous les cas la présence de kaolinite, de quartz et de minéraux argileux 2:1. Sur les diffractogrammes D obtenus pour les échantillons sous la forme d'un dépôt orienté, des raies de faible intensité situées à $10,2 \text{ \AA}$ et des raies dont l'intensité est variable et dont le maximum apparent est situé entre $12,8$ et $13,6 \text{ \AA}$ confirment la présence de minéraux argileux 2:1 (figure IX.7). Ces raies correspondent respectivement à des espèces micacées et à des minéraux expansibles de type smectite comme le montrent les diffractogrammes G présentés sur la figure IX.7. Les raies caractéristiques des minéraux argileux de type smectite sont nettement individualisées et de forte intensité pour l'échantillon STC (D140), qui est éloigné de la discontinuité de cohésion, alors que ces raies sont mal individualisées et de faible intensité pour l'échantillon SPC (E77) et pour les échantillons STC (D160, D120, D100), qui ont été prélevés à proximité de la discontinuité de cohésion (figure IX.7).

3.3. Conclusion

L'analyse par diffraction des rayons X effectuée pour des constituants fins ($< 0,5 \mu\text{m}$) extraits d'échantillons sableux peu cohérents ou sableux très cohérents montre la présence de kaolinite, de minéraux argileux 2:1 et de quartz. La kaolinite est dominante et le quartz est présent de manière significative au sein des constituants $< 0,5 \mu\text{m}$. Parmi les minéraux argileux 2:1, on distingue un premier ensemble constitué d'espèces micacées et un second ensemble de minéraux expansibles de type smectite. Le premier ensemble d'espèce micacée est toujours présent et il est peu abondant. Le second ensemble correspondant aux minéraux de type smectite n'est individualisé nettement que pour les échantillons situés au cœur des horizons très cohérents. Ainsi, d'après les analyses par diffraction des rayons X, l'accroissement de la proportion des minéraux argileux 2:1 qui est enregistré au sein des horizons STC, depuis la discontinuité de cohésion vers la profondeur ne semble pas correspondre à une variation sensible du caractère de cohésion.

Les diffractogrammes obtenus pour les échantillons très cohérents sont semblables à ceux décrits par PAQUET (1970) pour des constituants de taille inférieure à $2 \mu\text{m}$ provenant d'horizons lessivés de solonetz solodisés développés sur matériaux granitiques au Nord-Cameroun et au Tchad. La proportion de minéraux argileux 2:1 de type smectite paraît être nettement plus forte dans les horizons de type A (peu cohérents) ou B (très cohérents) de solonetz solodisés étudiés par PAQUET (1970) ou de planosols étudiés par ESU (1989) que dans les échantillons STC analysés ici.

Dans les horizons STC et en s'éloignant de la discontinuité de cohésion, la proportion de minéraux argileux 2:1 augmente au sein de la fraction fine ($< 0,5 \mu\text{m}$). Cette augmentation s'accompagne d'un accroissement de la proportion de smectite au sein des minéraux argileux 2:1. L'existence d'un tel gradient de la teneur en smectite entre des horizons peu cohérents ("horizons A") et des horizons très cohérents ("horizons B") est conforme aux résultats obtenus sur des constituants fins extraits de sols à morphologie de solonetz solodisé du Montana (KLAGES et SOUTHARD, 1968) et de séquences à sols ferrugineux, planosols, solonetz solodisés et vertissols en particulier du Burkina Faso, du Cameroun et du Tchad (PAQUET, 1970 ; BOQUIER et al., 1970 ; BOULET et PAQUET, 1972).

4. ÉTUDE GÉOCHIMIQUE *IN SITU* DES PAROIS

L'étude minéralogique par diffraction des rayons X a concerné des constituants fins préalablement extraits d'échantillons SPC et STC. Les observations microscopiques indiquent que les constituants fins extraits de cette façon intègrent non seulement les constituants présents sous la forme de revêtement sur des grains ou sous la forme de paroi entre des grains, mais aussi des constituants associés à des traits (nODULES, revêtements en coiffe, revêtements référencés à des vides) ou à des grains partiellement altérés (feldspaths).

Nous allons maintenant procéder par micro-analyses afin de préciser la nature et la distribution des constituants caractéristiques de l'assemblage STC, c'est-à-dire des constituants présents au sein des parois. Il convient par conséquent d'analyser les variations locales de la composition des constituants au sein des parois, selon les types de parois identifiés et selon la localisation des échantillons dans les horizons très cohérents. Les analyses ont été effectuées sur des lames-minces fabriquées à partir de deux échantillons très cohérents, l'un prélevé à proximité d'une discontinuité de cohésion et l'autre prélevé au cœur des horizons très cohérents. Pour le premier échantillon prélevé à proximité d'une discontinuité de cohésion (A45, figure IX.1), nous avons analysé les variations locales de la composition chimique au sein de deux parois très épaisses ("point de jonction"), de trois parois épaisses et rectilignes ("cloison"), d'une paroi très mince et plissée ("draperie") et nous avons étudié le cas particulier d'une paroi disposée en travers d'un chenal d'origine biologique. Pour le second échantillon prélevé au cœur des horizons très cohérents (D140, figure IX.1), nous avons analysé les variations de la composition chimique au sein de deux parois très épaisses.

Au total, 465 analyses chimiques ponctuelles ont été effectuées. Parmi celles-ci, 119 analyses sont considérées comme peu fiables (somme des oxydes dosés inférieure à 60 %), 30 analyses ont été effectuées à titre de contrôle ou de réglage et 62 analyses ont concerné des grains ou des granules. L'étude concerne essentiellement les constituants fins qui apparaissent non individualisés en mode électrons rétridiffusés (ERD, $\times 300$ à $\times 1500$) et qui sont disposés sous la forme de paroi entre des grains ou sous la forme de revêtement sur des grains. Pour ces constituants fins non individualisés, 254 résultats d'analyse chimique sont donc obtenus avec une somme d'oxydes dosés supérieure à 60 %. Afin de comparer aisément les résultats d'analyse, les teneurs en oxyde seront exprimées dorénavant par rapport à 100 g d'oxydes dosés.

4.1. Échantillon prélevé à proximité d'une discontinuité de cohésion

4.1.1. Parois très épaisses de type "point de jonction"

L'étude porte sur des constituants fins de deux parois, qui sont disposées entre des grains à courte distance ($\leq 15 \mu\text{m}$). Il est difficile de procéder à l'analyse chimique des constituants fins des parois sans prendre en compte les grains adjacents. Les résultats présentés concernent deux parois, l'une disposée entre un grain de quartz et un grain de feldspath, l'autre entre un grain de quartz et un grain d'ilménite. Les variations locales de la composition sont étudiées afin de préciser en particulier si les variations sont liées à la nature et à la proximité des grains.

a) Paroi entre un grain de quartz et un grain de feldspath (P¹)

La paroi est épaisse de $45 \mu\text{m}$ et elle est disposée entre deux grains distants de $15 \mu\text{m}$ (planche IX.1). L'un des grains est un quartz, l'autre est un feldspath potassique altéré ($\text{SiO}_2 = 65 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18 \%$ et $\text{K}_2\text{O} = 16 \%$). On note la présence de rares granules de quartz ($2 \mu\text{m}$) qui sont disposés au sein de la paroi.

Les résultats d'analyse concernant les constituants fins (excepté les granules) montrent que les composés majeurs sont SiO_2 (52 à 57 %), Al_2O_3 (29 à 35 %) et Fe_2O_3 (7 à 11 %). Le rapport Si/Al (1) varie de 1,3 à 1,6 et sa moyenne est de 1,4 (tableau IX.1). Les autres composés sont présents en faible proportion : la teneur en K_2O et en TiO_2 est comprise entre 1 et 3 % et les teneurs en MgO , Na_2O et CaO sont voisines ou inférieures à 1 %. La faible teneur en magnésium indique l'absence de minéraux argileux à caractère trioctaédrique et confirme ainsi les déductions faites à partir des analyses par diffraction des rayons X.

La composition chimique est comparée à celle de minéraux de référence qui sont choisis conformément aux résultats de l'étude par diffraction des rayons X : kaolinite, illite, smectite et quartz. La composition chimique apparaît homogène et elle est très proche de la composition de smectites de type beidellite alumino-ferrifère (figure IX.8). Il n'apparaît aucun gradient de composition chimique, ni entre le centre de la paroi et ses bordures, ni entre le centre de la paroi et les grains adjacents (planche IX.1 et tableau IX.1).

b) Paroi entre un grain d'ilménite et un grain de quartz (P²)

Les analyses (11 déterminations) se rapportent pour la plupart à une paroi entre un grain d'ilménite (68 % de TiO_2 et 31 % de Fe_2O_3) et un grain de quartz distant de $25 \mu\text{m}$. Quelques analyses (4 déterminations) concernent un

(1) Les rapports indiqués dans le texte ou dans les illustrations sont des rapports de nombre d'atomes

revêtement disposé à la surface d'un grain d'ilménite (planche IX.2 et tableau IX.2).

Au sein de la paroi, les analyses chimiques font apparaître des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 variant respectivement de 52 à 62 %, de 26 à 33 % et de 6 à 9 % (tableau IX.2). La teneur en K_2O est comprise entre 1 et 2 % et les teneurs en MgO , Na_2O et CaO sont voisines ou inférieures à 1 %. Le rapport Si/Al varie de 1,3 à 2,0 et sa moyenne est de 1,5. Les résultats qui concernent aussi bien la paroi que le revêtement correspondent à des compositions chimiques de beidellite alumino-ferrifère (figure IX.9). La composition chimique est homogène (tableau IX.2). Aucun gradient de composition n'a été mis en évidence, ni au sein de la paroi, ni au sein du revêtement, ni en fonction de la nature et de la distance des grains (tableau IX.2 et planche IX.2). La valeur la plus élevée du rapport Si/Al (point 5 : $\text{Si}/\text{Al} = 2$) correspond à une zone de forme arrondie ($1 \mu\text{m}$) apparaissant plus claire sur l'image obtenue au MEB (planche IX.2).

4.1.2. Parois épaisse et rectilignes de type "cloison"

Trois parois de ce type sont étudiées. Elles sont disposées entre des grains de quartz revêtus et elles se distinguent par leur orientation, par leur épaisseur et par l'abondance des granules présents en inclusion.

a) Paroi verticale à nombreux granules (P3)

Cette paroi est disposée entre deux grains de quartz distants de $30 \mu\text{m}$ (planche IX.3). L'épaisseur de la paroi varie de $25 \mu\text{m}$ (à proximité des grains) à $10 \mu\text{m}$ (dans la partie médiane de la paroi). Une porosité planaire s'est ouverte au cours de l'étude sous l'effet du faisceau d'électrons. De nombreux granules sont présents en inclusion ($0,5$ à $7 \mu\text{m}$ de diamètre, forme arrondie ou anguleuse). Des analyses ont montré qu'il s'agit de quartz et de feldspath (potassique ou sodique).

Les analyses ont concerné principalement les constituants fins apparaissant non différenciés (MEB, mode électrons rétrodiffusés). Au total, 26 déterminations ont été obtenues pour ces constituants fins (tableau IX.3). Les analyses montrent des teneurs en SiO_2 de 53 à 75 %, en Al_2O_3 de 17 à 35 % et en Fe_2O_3 de 2 à 10 %. La teneur en K_2O varie de 0,3 à 2 % (excepté le point 23 : $\text{K}_2\text{O} = 6 \%$) et les teneurs en MgO , CaO et Na_2O sont inférieures à 1 %. Le rapport Si/Al varie de 1,3 à 3,6 et sa valeur moyenne est de 1,7. Pour la plupart des analyses correspondant aux faibles valeurs de Si/Al ($\text{Si}/\text{Al} \approx 1,5$), les compositions sont proches de celles de smectites de type beidellite alumino-ferrifère (figure IX.10). Plusieurs analyses montrent des valeurs plus élevées du rapport Si/Al ($\text{Si}/\text{Al} \approx 2$), sans augmentation de la teneur en Fe.

Tableau IX.1 Composition chimique de la paroi P1 ("point de jonction" disposé entre un grain de quartz et un grain de feldspath)

N°	Σ ox.	Pourcentage massique d'oxyde											Si/Al [4]
		SiO ₂ [1]	Al ₂ O ₃ [2]	Fe ₂ O ₃ [3]	TiO ₂ [3]	MnO [3]	K ₂ O [3]	MgO [3]	CaO [3]	Na ₂ O [3]	P ₂ O ₅ [3]	SO ₃ [3]	
2	67,7	53,62	28,56	11,52	1,12	0,00	2,28	1,34	0,39	0,73	0,00	0,44	1,59
3	71,6	56,62	31,30	7,42	1,23	0,01	1,32	0,82	0,54	0,50	0,24	nd	1,53
6	69,9	56,83	32,02	6,70	1,46	0,00	1,08	0,63	0,47	0,80	0,00	0,01	1,51
7	75,5	55,94	32,13	7,19	1,45	0,20	1,12	0,62	0,41	0,85	0,11	0,00	1,48
8	80,0	54,10	31,90	8,90	2,02	0,10	1,36	0,66	0,38	0,47	0,00	0,11	1,44
9	70,2	54,08	30,24	10,14	1,55	0,07	1,62	1,09	0,58	0,58	0,00	0,06	1,52
10	79,5	53,76	32,95	8,01	1,41	0,11	1,45	0,75	0,55	0,70	0,11	0,21	1,38
11	83,2	53,31	33,69	7,53	1,60	0,00	1,66	1,06	0,42	0,54	0,10	nd	1,34
12	86,1	55,04	32,94	6,80	0,91	0,00	2,41	0,82	0,35	0,54	0,00	0,18	1,42
15	69,3	53,81	33,06	8,36	1,06	0,00	1,70	0,92	0,66	0,34	0,09	nd	1,38
16	73,2	55,85	31,20	8,92	0,60	0,18	1,30	0,69	0,50	0,68	0,00	0,09	1,52
17	71,6	53,55	33,15	7,85	2,05	0,00	1,16	0,65	0,51	0,87	0,01	0,18	1,37
18	76,1	51,67	33,09	8,38	3,53	0,00	0,96	0,77	0,47	0,72	0,29	0,12	1,32
19	71,0	52,45	31,85	9,61	1,98	0,14	1,37	0,88	0,82	0,91	0,00	nd	1,40
20	80,6	53,14	34,63	7,12	1,76	0,00	1,06	0,69	0,39	0,59	0,53	0,09	1,30
21	85,3	55,28	30,63	8,11	1,38	0,00	2,67	0,64	0,35	0,90	0,03	0,00	1,53
22	85,7	56,03	32,02	7,62	1,23	0,00	1,20	0,63	0,45	0,58	0,21	0,03	1,48
23	81,9	53,23	33,99	7,87	1,60	0,05	1,30	0,68	0,57	0,68	0,00	0,04	1,33
24	84,9	53,41	32,11	7,47	1,59	0,19	1,56	0,78	0,53	0,62	0,32	1,43	1,41
25	78,8	54,55	32,99	7,65	1,74	0,00	1,22	0,69	0,40	0,47	0,29	0,00	1,40
27	77,1	55,58	31,76	7,38	2,14	0,01	1,29	0,75	0,51	0,59	0,00	1,48	
m	77,1	54,37	32,20	8,03	1,59	0,05	1,48	0,79	0,49	0,65	0,11	0,18	1,44
s	6,1	1,40	1,22	0,59	0,07	0,46	0,18	0,11	0,15	0,15	0,34	0,08	

Les points d'analyse repérés sur la planche IX.1 et correspondant à des grains ou à des granules ne sont pas présentés, de même que les résultats pour lesquels la somme des oxydes dosés est inférieure à 60%.

- [1] Numéro d'analyse chimique (localisation sur la planche IX.1), m : moyenne et s : écart-type
- [2] Masse d'oxydes dosés pour 100g d'échantillon
- [3] Masse d'oxyde pour 100g d'oxydes dosés, nd : oxyde non dosé
- [4] Rapport Si / Al (exprimé en nombre d'atomes)

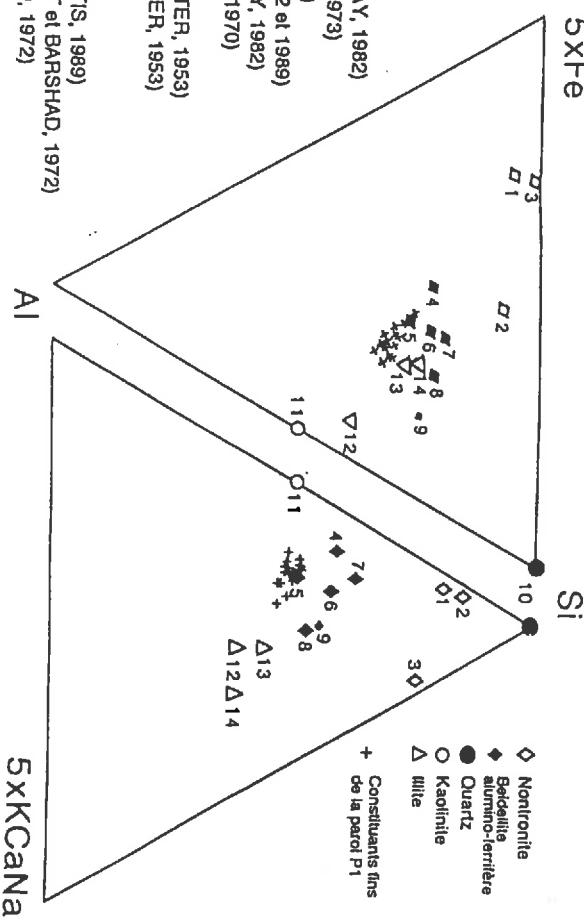


Figure IX.8 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P1 et la composition de minéraux argileux de référence

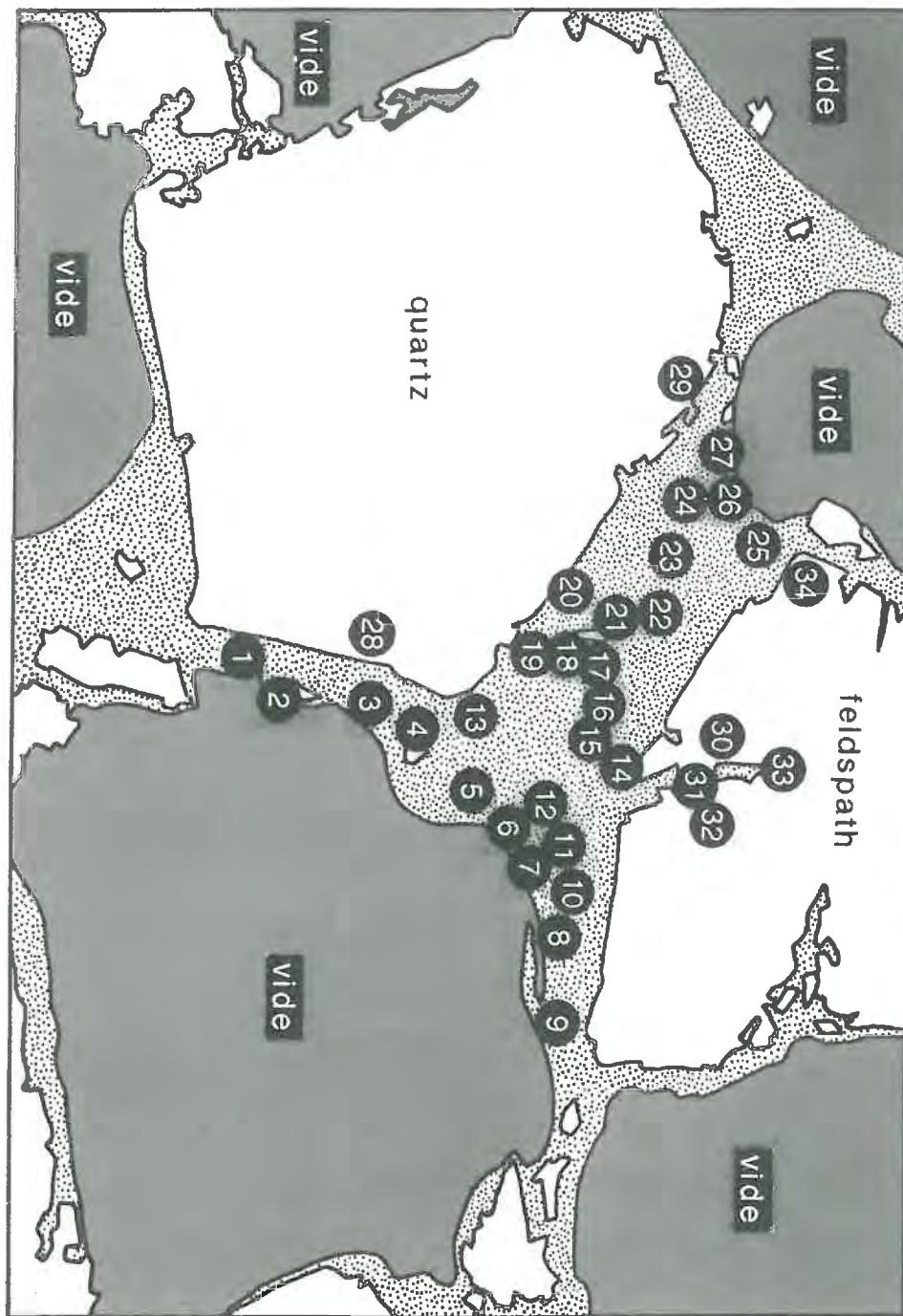
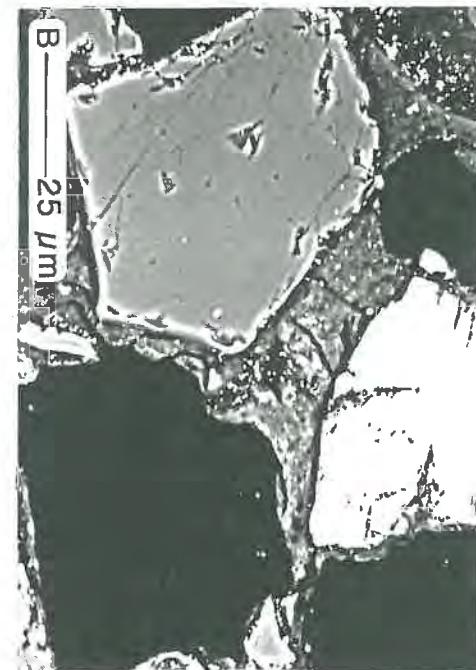
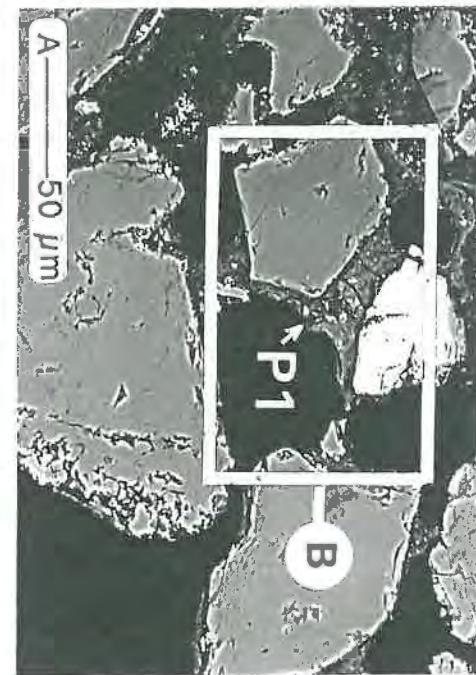


Planche IX.1

Tableau IX.2 Composition chimique de la paroi P2 (analyses 1 à 12 : "point de jonction" disposé entre un grain de quartz et un grain d'ilménite) et composition chimique d'un revêtement (analyses 14 à 16 : revêtement disposé sur le pourtour d'un grain d'ilménite)

N°	Σ ox.	Pourcentage massique d'oxyde										Si/Al
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	
[1]	[2]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[4]
1	62,2	55,55	31,21	7,95	1,24	0,06	0,92	0,65	0,59	1,31	0,18	0,33
2	87,6	55,72	30,91	7,44	0,86	0,00	1,55	0,91	0,53	1,09	0,70	0,29
3	69,3	56,80	30,85	7,31	0,97	0,11	1,29	0,69	0,59	1,22	0,03	0,14
4	90,4	57,88	29,68	7,76	1,02	0,03	1,20	0,77	0,48	0,94	0,00	0,24
5	89,5	61,83	25,75	7,25	2,15	0,03	1,08	0,69	0,38	0,81	0,03	0,00
6	94,0	54,40	33,03	7,92	1,09	0,23	1,25	0,64	0,41	0,87	0,08	0,07
7	90,4	54,54	33,15	7,24	0,69	0,00	1,02	0,76	0,52	1,27	0,41	0,41
8	93,9	55,06	32,68	7,41	0,97	0,00	1,33	0,80	0,41	0,97	0,23	0,12
9	94,1	56,54	31,67	6,55	0,90	0,00	2,20	0,71	0,40	1,01	0,01	1,51
10	90,3	52,90	32,70	8,21	0,79	0,07	2,16	1,01	0,46	1,32	0,25	0,12
11	76,1	52,19	32,41	8,79	1,94	0,00	2,20	0,78	0,55	1,07	0,01	0,07
14	85,8	52,17	33,22	8,22	1,32	0,02	1,33	0,72	0,65	0,82	1,38	0,16
15	79,6	52,37	33,29	9,16	1,38	0,10	1,23	0,98	0,52	0,86	0,00	0,11
16	83,2	54,02	32,95	7,96	1,37	0,06	1,19	0,79	0,64	0,73	0,29	0,00
m	84,7	55,14	31,68	7,80	1,19	0,05	1,43	0,78	0,51	1,02	0,26	0,15
s	9,7	2,63	2,03	0,68	0,42	0,06	0,44	0,12	0,09	0,20	0,38	0,18

Les points d'analyse repérés sur la planche IX.2 et correspondant à des grains ou à des granules ne sont pas présentés, de même que les résultats pour lesquels la somme des oxydes dosés est inférieure à 60%

- [1] Numéro d'analyse chimique (schémas C et F, planche IX.2), m : moyenne et s : écart-type
- [2] Masse d'oxydes dosés pour 100g d'échantillon
- [3] Masse d'oxyde pour 100g d'oxydes dosés
- [4] Rapport Si / Al (exprimé en nombre d'atomes)

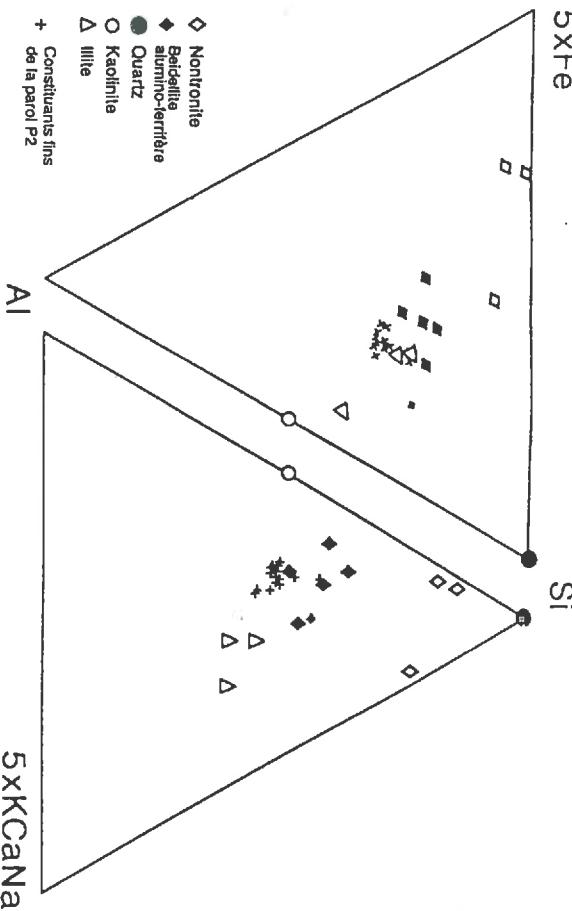


Figure IX.9 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P2 et la composition de différents minéraux argileux (références sur la figure IX.8)

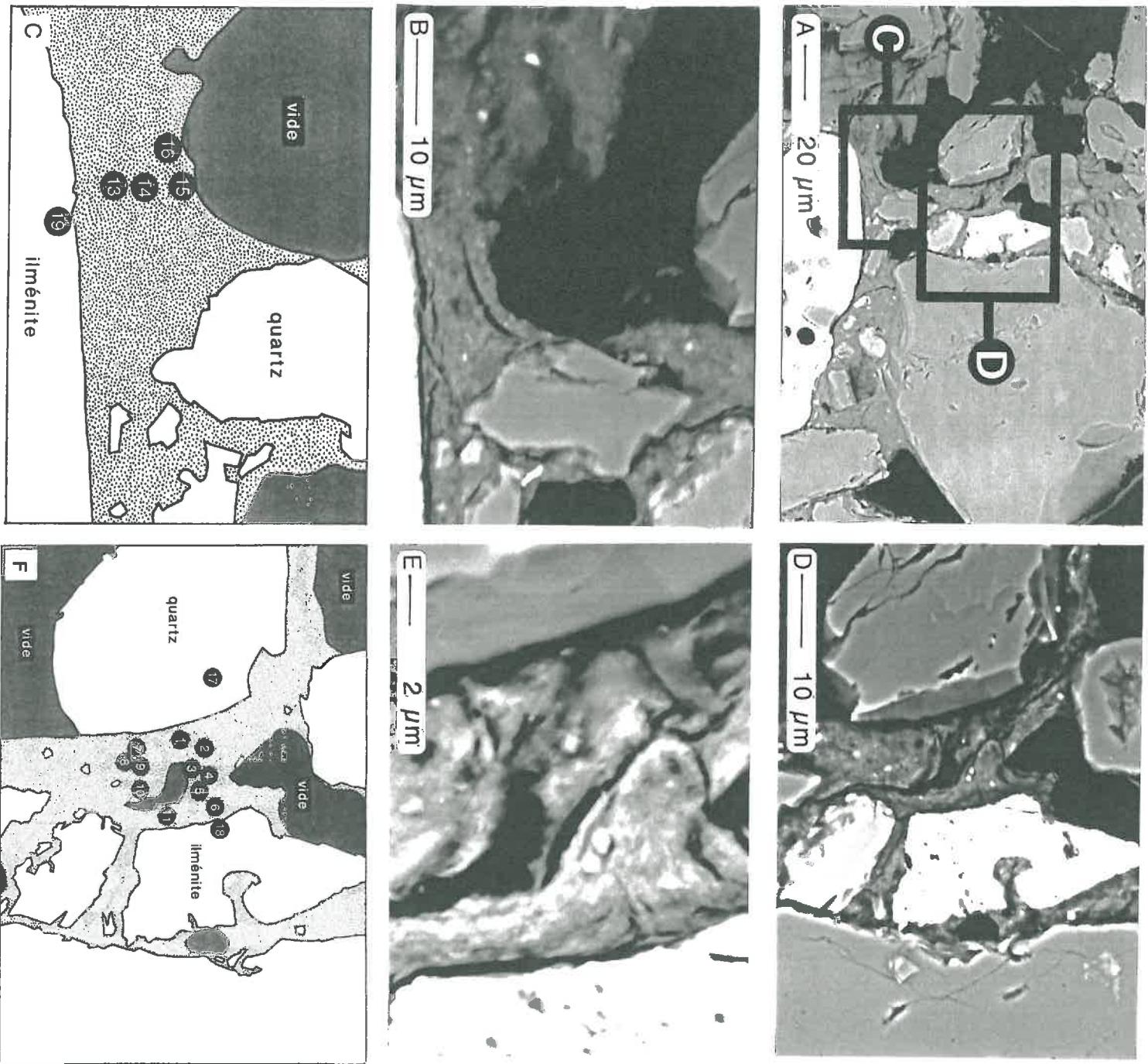


Planche IX.2

- A) Site P2 (échantillon STC A45). Assemblage de constituants grossiers (gris ou blanc homogène) et de constituants fins sous la forme de parois ou de revêtements (gris hétérogène), les vides occupés par la résine apparaissant en noir (MEB sur lame-mince, mode ERD, $\times 430$)
- B) Détail de la photo A montrant un revêtement sur un grain d'ilménite (ERD, $\times 1500$)
- C) Schéma de localisation des points d'analyse chimique (d'après la photo B)
- D et E) Détail de la photo A montrant une paroi de type "point de jonction" entre un grain de quartz et un grain d'ilménite (ERD, $\times 1500$ et $\times 5100$)
- F) Schéma de localisation des points d'analyse chimique (d'après la photo D)

Tableau IX.3 Composition chimique de la paroi P3 ("cloison" à nombreux granules) et composition chimique d'un revêtement (analyses 10 à 14 : revêtement sur un grain de quartz)

N°	Σ ox.	Pourcentage massique d'oxyde										Si/Al	
		[1]	[2]	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	CaO	P ₂ O ₅	SO ₃
[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[3]	[4]
1	74,9	56,10	31,00	6,82	2,51	0,05	1,37	0,77	0,36	0,74	0,28	0,00	1,54
2	72,2	56,77	31,52	6,47	1,71	0,00	1,16	0,85	0,47	0,74	0,30	0,00	1,53
5	61,5	70,61	21,24	4,80	0,66	0,15	0,84	0,63	0,42	0,65	0,00	nd	2,82
6	78,3	54,17	32,96	7,86	1,81	0,00	1,36	0,75	0,44	0,65	0,00	nd	1,39
10	80,7	55,20	31,18	7,96	1,49	0,00	1,52	0,86	0,39	1,23	0,02	0,14	1,50
11	74,7	53,47	34,71	7,15	1,20	0,00	1,25	0,72	0,55	0,96	0,00	nd	1,31
13	63,3	54,71	30,63	8,30	2,51	0,09	1,00	0,74	0,39	0,75	0,58	0,30	1,52
15	77,7	62,59	25,77	7,74	1,07	0,06	0,96	0,56	0,43	0,75	0,05	nd	2,06
16	76,2	58,04	29,95	7,87	0,99	0,00	1,29	0,73	0,36	0,77	0,00	nd	1,64
18	83,8	54,02	32,64	8,14	1,28	0,09	1,49	0,75	0,50	1,09	0,00	0,00	1,40
19	72,1	57,87	29,77	8,16	0,92	0,00	1,33	0,65	0,58	0,70	0,03	nd	1,65
20	81,2	55,30	30,95	8,53	1,31	0,06	1,42	0,82	0,43	0,81	0,39	nd	1,52
21	81,6	74,60	17,47	4,07	1,58	0,01	0,84	0,37	0,34	0,65	0,07	nd	3,62
22	75,9	61,85	33,23	1,53	1,47	0,08	0,32	0,89	0,53	0,08	0,01	nd	1,58
23	76,1	62,44	25,02	4,22	0,88	0,00	5,80	0,47	0,17	1,01	0,00	0,00	2,12
24	79,1	54,05	33,59	7,93	1,29	0,14	1,12	0,75	0,46	0,64	0,04	nd	1,37
25	79,0	54,02	32,35	8,14	1,62	0,11	1,68	0,79	0,44	0,61	0,23	0,00	1,42
26	62,3	58,21	30,00	7,74	0,92	0,14	1,12	0,78	0,40	0,67	0,02	nd	1,65
27	72,3	60,17	24,75	8,48	2,88	0,11	0,96	0,50	0,30	1,49	0,00	0,30	2,06
28	76,0	56,93	31,77	6,77	0,67	0,00	1,24	0,93	0,56	0,92	0,16	0,07	1,52
29	75,4	56,26	31,52	7,46	1,07	0,03	1,29	0,80	0,42	1,08	0,00	0,07	1,51
32	77,1	54,12	31,65	8,82	2,12	0,00	1,11	0,85	0,48	0,78	0,08	nd	1,45
34	76,7	56,07	32,20	7,09	0,96	0,03	1,53	0,84	0,48	0,63	0,18	nd	1,48
36	77,4	53,20	31,88	9,66	1,29	0,00	1,39	0,79	0,46	0,73	0,47	0,12	1,42
37	76,9	53,74	30,31	8,61	3,96	0,01	1,24	0,72	0,50	0,79	0,00	0,12	1,50
38	80,0	58,75	28,95	6,10	2,21	0,11	1,60	0,68	0,37	0,68	0,46	0,06	1,72
m	75,5	57,82	29,89	7,17	1,55	0,05	1,39	0,73	0,43	0,79	0,13	0,09	1,70
s	5,6	5,19	3,97	1,78	0,76	0,05	0,94	0,13	0,09	0,26	0,18	0,11	0,51

Les points d'analyse repérés sur la planche IX.3 et correspondant à des grains ou à des granules ne sont pas présentés, de même que les résultats pour lesquels la somme des oxydes dosés est inférieure à 60%

- [1] Numéro d'analyse chimique (localisation sur la planche IX.3), m : moyenne et s : écart-type
- [2] Masse d'oxydes dosés pour 100g d'échantillon
- [3] Masse d'oxyde pour 100g d'oxydes dosés, nd : oxyde non dosé
- [4] Rapport Si / Al (exprimé en nombre d'atomes)

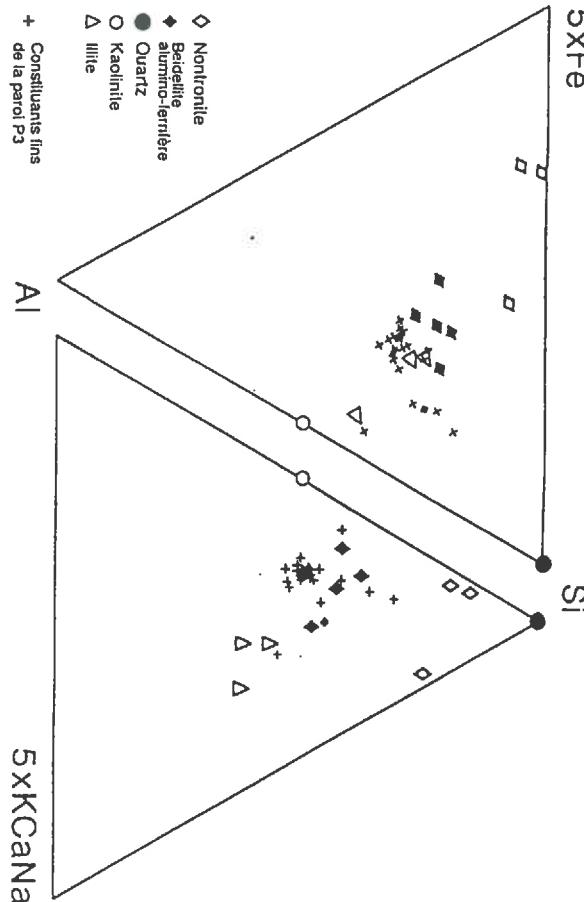


Figure IX.10 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P3 et la composition de différents minéraux argileux (références sur la figure IX.8)

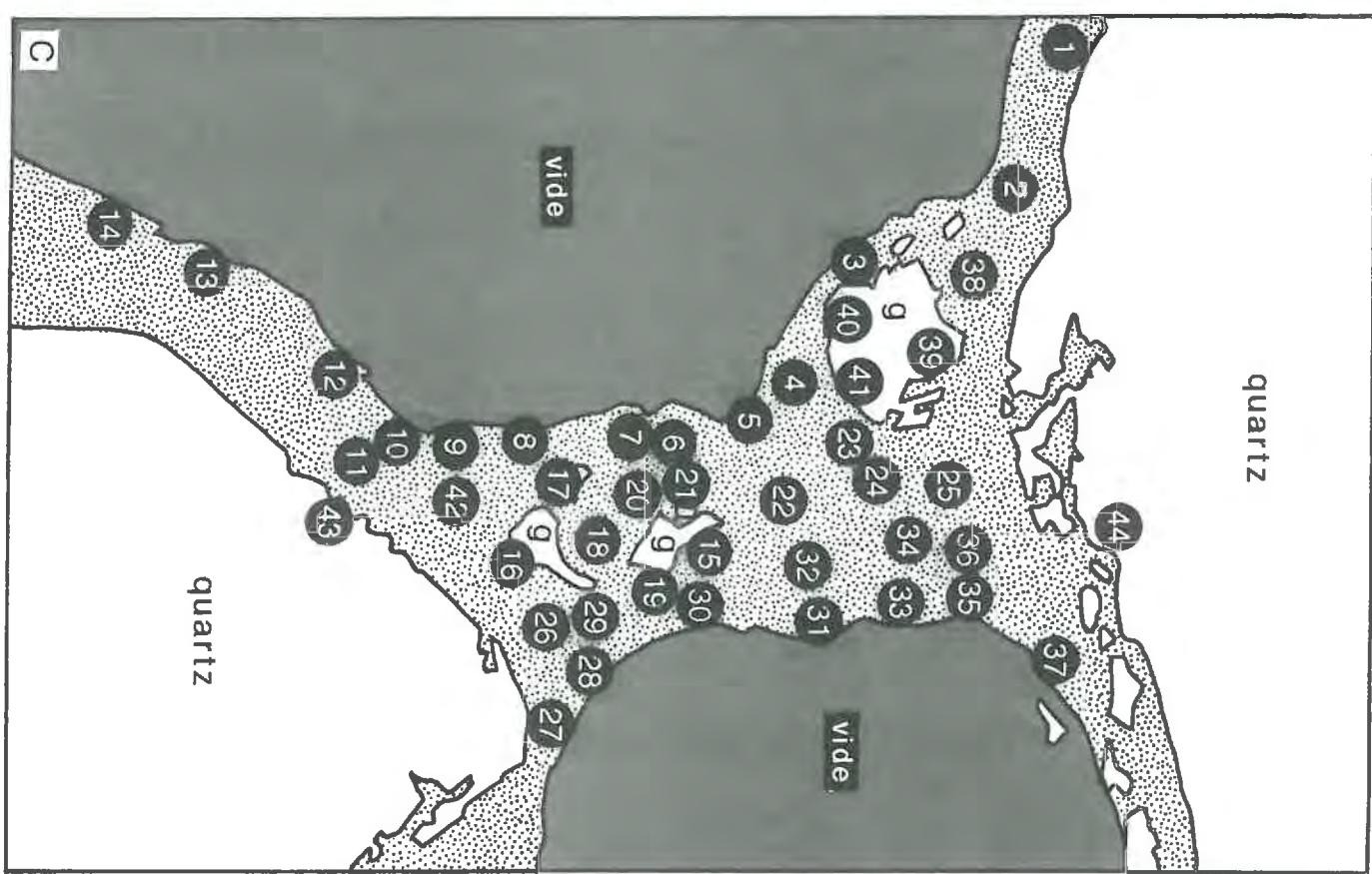
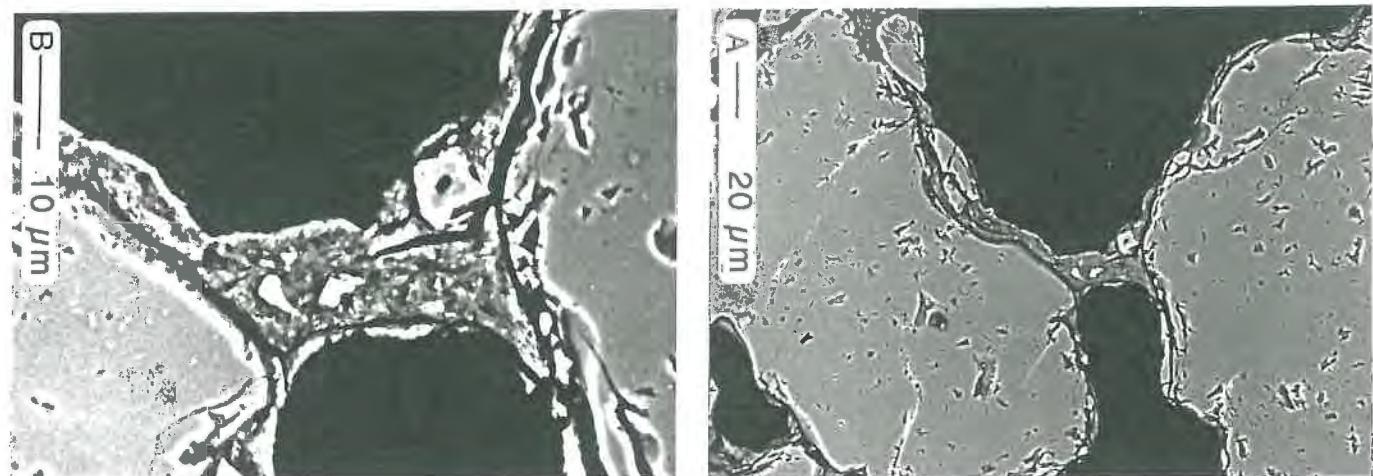


Planche IX.3

A) Site P3 (échantillon STC A45) : paroi de type "cloison" entre deux grains de quartz. Les constituants grossiers se présentent en gris homogène, les constituants fins en gris sombre hétérogène et les vides occupés par la résine en noir (MEB sur lame-mince, mode ERD, $\times 440$)

B) Détail de la photo B montrant la présence de nombreux granules au sein de la paroi (ERD, x 1500)

C) Schéma de localisation des points d'analyse chimique (d'après la photo B))

Tableau IX.4 Composition chimique de la paroi P4 ("cloison" à granules peu abondants)

N°	Σ ox.	Pourcentage massique d'oxyde										Si/Ai		
		[1]	[2]	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S ₂ O ₃
1	66,2	55,90	36,19	4,88	0,59	0,02	1,04	0,39	0,42	0,56	0,03	0,00	1,31	
3	78,4	56,66	30,75	7,15	1,85	0,18	1,20	0,73	0,42	0,94	0,00	0,11	1,56	
5	77,0	60,71	27,15	6,99	1,28	0,08	1,53	0,80	0,45	0,77	0,00	0,23	1,90	
7	77,7	58,31	28,22	8,17	1,51	0,00	1,07	0,78	0,46	1,03	0,18	0,27	1,75	
8	71,2	57,87	29,24	6,88	1,77	0,00	1,16	0,99	0,66	0,82	0,25	0,36	1,68	
9	66,6	54,60	30,66	9,16	1,19	0,00	1,19	1,32	0,61	0,67	0,49	0,10	1,51	
10	66,5	55,42	30,17	9,40	1,27	0,00	1,37	0,85	0,66	0,61	0,06	0,19	1,56	
12	70,5	53,10	32,85	8,94	1,24	0,03	1,43	0,83	0,52	0,94	0,04	0,08	1,37	
13	67,4	53,98	30,45	10,39	0,53	0,22	1,06	0,70	0,82	0,82	0,19	0,84	1,50	
14	66,2	58,49	29,98	6,14	1,98	0,00	1,38	0,63	0,45	0,83	0,12	0,00	1,66	
15	80,6	54,03	31,73	8,19	1,33	0,16	1,81	1,14	0,54	0,92	0,14	0,00	1,44	
16	84,6	72,21	19,91	4,95	0,48	0,00	0,87	0,42	0,35	0,63	0,00	0,16	3,08	
17	83,4	58,74	28,78	7,58	1,09	0,00	1,21	1,11	0,54	0,81	0,10	0,05	1,73	
18	81,5	54,72	32,56	6,77	2,18	0,00	1,30	0,74	0,44	1,01	0,00	0,27	1,43	
19	80,2	57,06	30,14	7,49	2,10	0,00	1,16	0,61	0,38	0,85	0,16	0,04	1,61	
20	79,5	56,70	30,64	6,88	2,17	0,10	0,91	0,77	0,45	1,00	0,16	0,21	1,57	
21	84,6	56,47	31,75	7,02	1,19	0,00	1,07	0,82	0,40	1,07	0,15	0,06	1,51	
22	74,4	55,36	30,91	9,72	0,80	0,00	0,93	0,73	0,45	0,93	0,17	0,00	1,52	
23	85,2	54,99	32,23	8,16	0,98	0,00	1,33	0,80	0,45	1,06	0,00	0,00	1,45	
24	67,6	54,56	30,98	9,09	1,26	0,00	1,44	0,81	0,51	1,01	0,26	0,07	1,49	
25	82,8	54,01	33,02	7,46	2,00	0,00	1,33	0,80	0,41	0,96	0,00	0,00	1,39	
m	75,8	56,85	30,40	7,69	1,37	0,04	1,23	0,80	0,49	0,87	0,12	0,15	1,62	
s	7,1	4,01	3,07	1,45	0,54	0,07	0,23	0,22	0,11	0,15	0,12	0,19	0,36	

Les points d'analyse repérés sur la planche IX.4 et correspondant à des grains ou à des granules ne sont pas présentés, de même que les résultats pour lesquels la somme des oxydes dosés est inférieure à 60%

[1] Numéro d'analyse chimique (localisation sur la planche IX.4), m : moyenne et s : écart-type

[2] Masse d'oxydes dosés pour 100g d'échantillon

[3] Masse d'oxyde pour 100g d'oxydes dosés, nd : oxyde non dosé

[4] Rapport Si / Al (exprimé en nombre d'atomes)

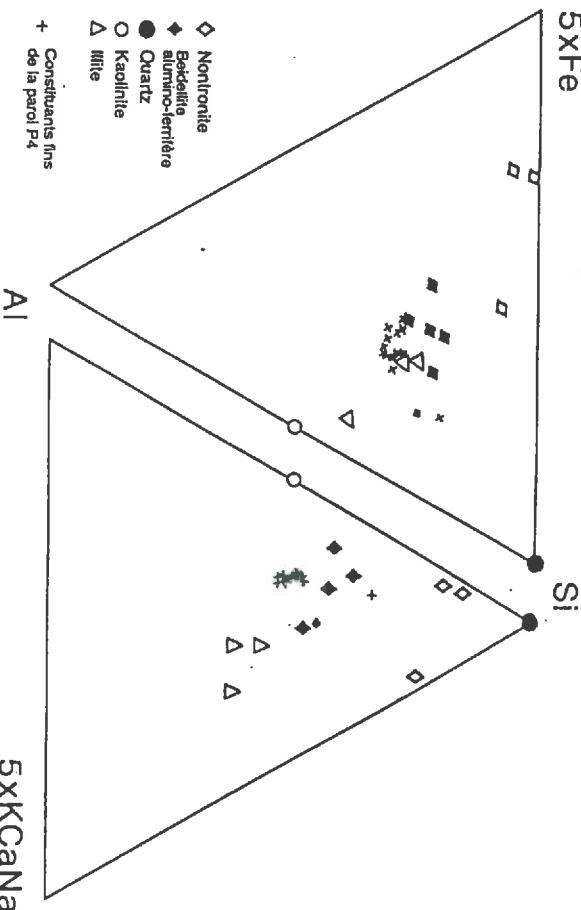


Figure IX.11 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P4 et la composition de différents minéraux argileux (références sur la figure IX.8)

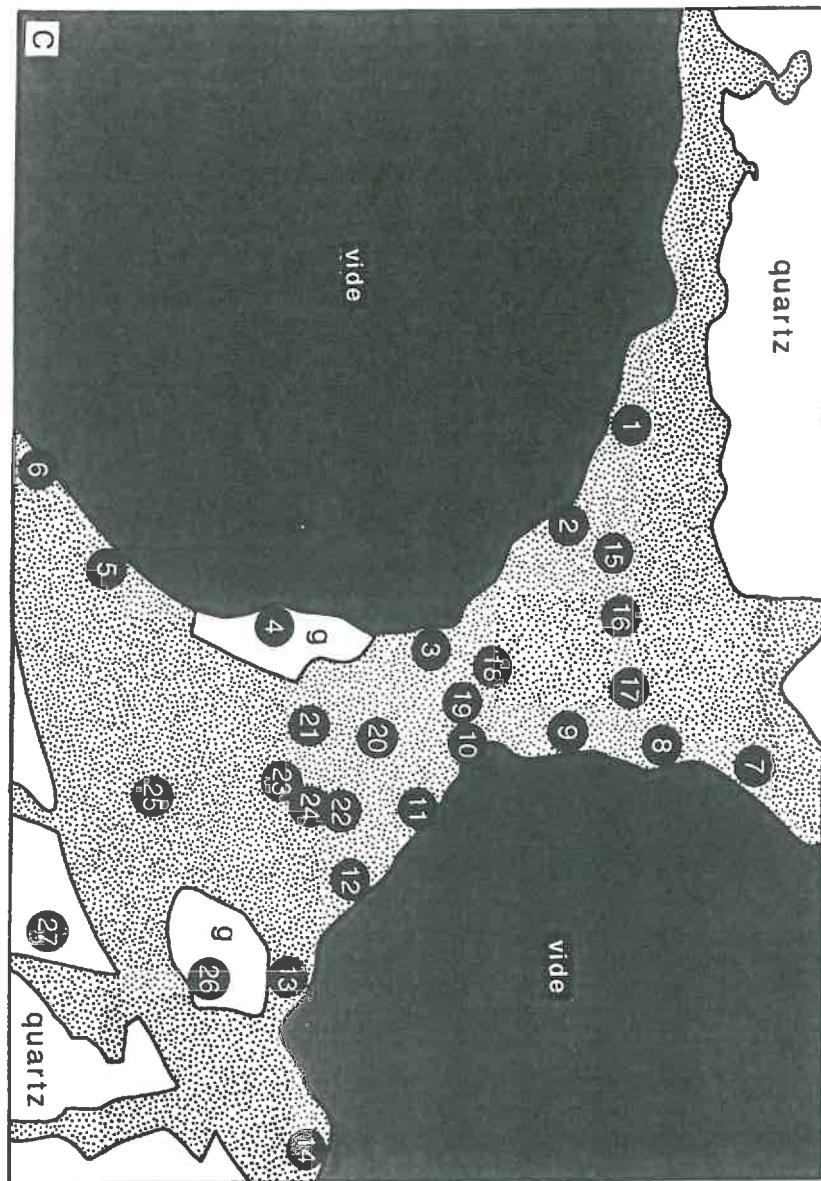
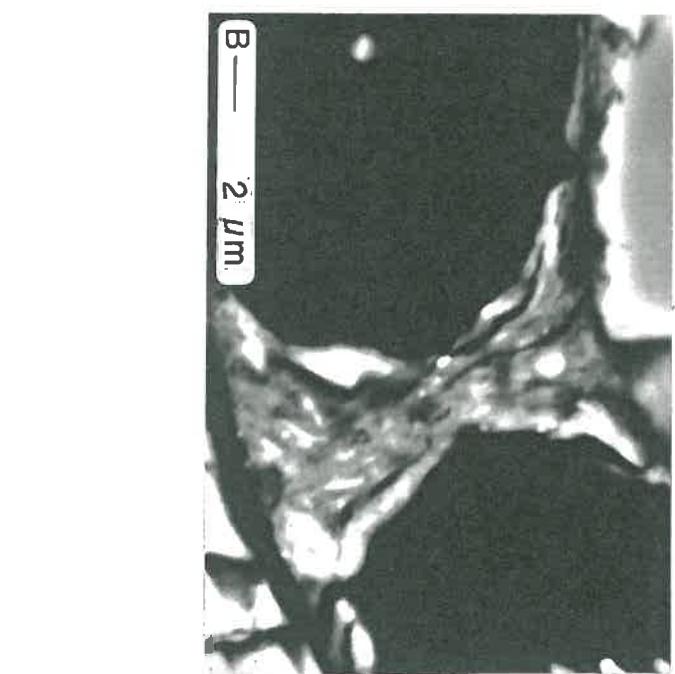
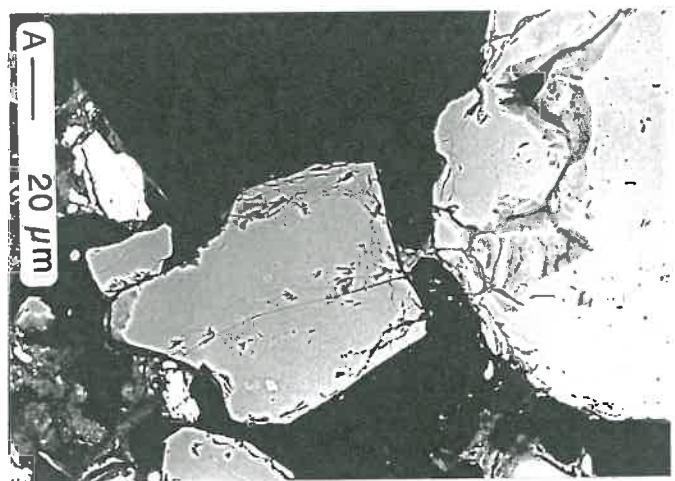


Planche IX.4

A) Site P4 (échantillon STC A45) : paroi de type "cloison" entre deux grains de quartz. Les constituants grossiers se présentent en gris ou blanc homogène, les constituants fins en gris sombre hétérogène et les vides occupés par la résine en noir (MEB sur lame-mince, ERD, $\times 430$)

B) Détail de la photo A (ERD, $\times 1500$)

C) Schéma de localisation des points d'analyse (d'après la photo B)

Les constituants fins présentent des variations locales de composition chimique, qui s'expliquent par la présence de nombreux granules. La composition chimique des revêtements sur les grains (points 1, 2, 10, 11 et 13) est semblable à celle de la paroi entre les grains (tableau IX.3 et planche IX.3).

b) Paroi verticale à granules peu abondants (P4)

La cloison est localisée entre deux grains de quartz distants de 15 μm (planche IX.4). Son épaisseur varie de 10 μm (à proximité des grains) à 5 μm (dans la partie médiane de la paroi). De rares granules sont présents en inclusion.

Les analyses concernant les constituants de la paroi (excepté les granules) montrent que les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 varient respectivement de 53 à 72 %, de 20 à 36 % et de 5 à 10 % (tableau IX.4). La teneur en K_2O varie de 1 à 2 % et les teneurs en MgO , Na_2O et CaO sont voisines ou inférieures à 1 %. Le rapport Si/Al varie de 1,3 à 3,0 et sa valeur moyenne est de 1,6. La composition chimique est proche de celle de beidellite alumino-terrifière (figure IX.11).

Les variations spatiales de composition chimique sont faibles. Les valeurs élevées du rapport Si/Al semblent correspondre à des zones claires (MEB, mode électrons rétrodiffusés ERD), de forme allongée sur les bords de la paroi et de forme circulaire au centre de la paroi (planche IX.4).

c) Paroi horizontale à liseré de bordure (P5)

Cette paroi est située entre deux grains de quartz distants de 30 μm (planche IX.5.A). L'épaisseur de la paroi varie de 10 μm (à proximité de l'un des grains) à environ 30 μm (à proximité de l'autre grain présentant un revêtement épais). Au sein de la paroi, on distingue quelques granules de 1 μm de diamètre. Les constituants fins situés sur le bord de la paroi apparaissent d'une manière plus claire que les constituants localisés vers l'intérieur (MEB, mode ERD). Sur le bord de la paroi, ils forment ainsi un liseré épais de 0,5 μm (planche IX.5.A).

Les analyses chimiques obtenues pour l'intérieur de la paroi (12 analyses) et pour ses bordures (11 analyses) font apparaître les compositions suivantes : $\text{SiO}_2 = 53$ à 60 % vers l'intérieur de la paroi et 54 à 63 % vers les bordures, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 30$ à 35 % vers l'intérieur et 26 à 32 % vers les bordures (tableau IX.5). Quelle que soit la localisation des constituants, la teneur en Fe_2O_3 varie de 3 à 8 %, la teneur en K_2O varie de 1 à 2 % (sauf le point 31, $\text{K}_2\text{O} = 5\%$) et les teneurs en MgO , Na_2O et CaO sont voisines ou inférieures à 1 %. Vers l'intérieur de la paroi, le rapport Si/Al varie de 1,3 à 1,7 (moyenne = 1,5), tandis que vers les bordures, il varie de 1,5 à 2 (moyenne = 1,6).

La composition chimique des constituants fins (excepté les granules) qui sont localisés vers l'intérieur de la paroi varie faiblement et elle est proche de la composition de beidellite alumino-terrifière (figure IX.12). Les analyses chimiques montrent que les constituants fins non individualisés situés vers le bord de la paroi sont plus siliceux et que leur composition chimique est plus hétérogène (figure IX.12).

4.1.3. Paroi de type "draperie"

Pour les parois très minces, les analyses chimiques se caractérisent par une somme d'oxydes dosés qui est rarement supérieure à 60 % (tableau IX.6). La faible épaisseur de ces parois explique que le volume analysé concerne en grande partie la résine qui occupe la porosité et dont les constituants organiques ne sont pas dosés (§ IX.2.2). On considère les résultats obtenus pour plusieurs sites afin d'étudier la composition de ces parois avec un nombre assez grand d'analyses fiables (16 analyses dont la somme des oxydes dosés est supérieure à 60 %). Les résultats font apparaître de fortes variations de la composition des constituants fins (tableau IX.7 et figure IX.13). Les variations concernent essentiellement les teneurs en SiO_2 (53 à 86 %), en Al_2O_3 (10 à 34 %) et le rapport Si/Al (1,3 à 7,6 avec une moyenne de 2,2). La teneur en Fe_2O_3 varie de 3 à 9 %, la teneur en K_2O varie de 0,4 à 3 % (sauf pour un point où $\text{K}_2\text{O} = 7 \%$) et les teneurs en MgO , Na_2O et CaO sont voisines ou inférieures à 1 % (tableau IX.7).

Un site de paroi de type draperie est étudié afin d'analyser les variations locales de la composition chimique. Il s'agit d'une paroi de 0,5 à 1,5 μm d'épaisseur et de 40 μm de longueur qui est localisée entre deux grains de quartz revêtus (planche IX.5C, D et E). Cette paroi est composée de constituants fins, sans grain, ni granule associé. Les résultats des analyses chimiques effectuées pour ces constituants (6 déterminations) montrent que la somme des oxydes dosés varie de 23 à 66 % (tableau IX.6). A défaut d'autres analyses, on retient les résultats obtenus car le pourcentage de chaque oxyde varie indépendamment de la somme des oxydes dosés. La teneur en SiO_2 augmente régulièrement depuis l'extrémité de la paroi vers sa partie centrale tandis que la teneur en Al_2O_3 diminue (schéma F planche IX.5 et tableau IX.6). Le rapport Si/Al augmente de 1,4 à 5,3 en suivant l'augmentation de SiO_2 .

Tableau IX.5 Composition chimique de la paroi P5 ("cloison" présentant un liséré de bordure)

N°	Σ ox.	Pourcentage massique d'oxyde										Si/Al [4]
		SiO ₂ [2]	Al ₂ O ₃ [3]	Fe ₂ O ₃ [3]	TiO ₂ [3]	MnO [3]	K ₂ O [3]	MgO [3]	CaO [3]	Na ₂ O [3]	P ₂ O ₅ [3]	
[1]												
1 B	79,6	53,95	31,39	8,56	1,41	0,15	2,24	1,26	0,35	0,70	0,00	nd
2 B	74,4	63,22	26,72	5,00	0,62	0,04	1,61	0,55	0,52	1,12	0,43	0,17
3 B	83,3	55,91	31,95	7,61	0,92	0,10	1,44	0,94	0,40	0,68	0,06	nd
5 B	77,0	56,77	29,09	7,26	3,22	0,01	1,32	0,92	0,55	0,72	0,14	nd
6 B	67,3	63,35	26,08	4,70	1,91	0,00	1,01	0,65	0,67	1,20	0,00	0,43
7 B	80,0	55,92	31,52	7,09	1,94	0,00	1,38	0,84	0,41	0,73	0,16	1,48
10 B	61,0	57,33	32,27	5,87	0,86	0,00	0,99	0,65	0,70	0,68	0,10	0,54
12 B	64,1	56,96	30,21	6,39	2,19	0,00	1,12	0,51	0,64	1,23	0,34	0,42
14 B	61,7	59,73	29,06	4,31	0,84	0,00	1,05	0,76	2,71	1,40	0,00	0,15
15 B	73,4	56,74	30,90	7,42	1,35	0,05	1,53	0,65	0,58	0,68	0,09	nd
17 B	71,1	56,10	31,88	6,26	1,26	0,07	1,51	0,75	0,68	0,89	0,04	0,55
m	72,1	57,82	30,10	6,41	1,50	0,04	1,38	0,77	0,75	0,91	0,12	0,37
s	7,7	3,03	2,13	1,34	0,76	0,05	0,36	0,21	0,66	0,27	0,14	0,18
8 C	81,7	56,16	31,31	6,36	2,99	0,06	1,31	0,68	0,34	0,66	0,13	nd
20 C	76,7	55,69	31,75	7,03	1,50	0,00	1,59	0,84	0,44	0,72	0,43	nd
21 C	81,3	59,89	30,01	5,60	1,14	0,05	1,71	0,46	0,35	0,72	0,06	nd
22 C	78,2	55,86	33,65	5,82	1,13	0,04	1,39	0,81	0,46	0,85	0,00	1,41
23 C	75,8	57,99	29,96	8,00	0,63	0,21	1,22	0,60	0,55	0,68	0,00	0,16
24 C	82,2	53,97	32,84	7,34	1,82	0,00	1,61	0,82	0,48	0,98	0,13	1,64
25 C	80,7	57,91	30,33	6,78	1,73	0,00	1,35	0,63	0,47	0,80	0,00	nd
26 C	80,1	53,72	32,77	6,07	3,43	0,00	1,53	0,82	0,38	1,24	0,02	1,39
27 C	83,7	55,22	32,52	6,24	1,06	0,00	1,66	0,67	0,38	1,37	0,78	0,11
28 C	82,4	53,24	33,18	7,56	1,82	0,16	1,46	0,76	0,42	0,75	0,49	0,16
30 C	75,6	54,47	32,87	6,41	1,93	0,00	1,52	1,22	0,64	0,75	0,00	1,36
31 C	90,1	54,57	34,88	2,94	0,49	0,14	5,12	0,61	0,28	0,66	0,13	0,18
m	80,72	55,72	32,17	6,35	1,64	0,05	1,79	0,74	0,43	0,85	0,18	0,12
s	4,00	2,00	1,53	1,29	0,87	0,07	1,06	0,19	0,10	0,23	0,25	0,07

Les points d'analyse repérés sur la planche IX.5 et correspondant à des grains ou à des granules ne sont pas présentés, de même que les résultats pour lesquels la somme des oxydes dosés est inférieure à 60%.

[1] Numéro d'analyse chimique (localisation sur la planche IX.5), B et C : points situés respectivement vers le bord ou vers le centre de la paroi, m : moyenne et s : écart-type

[2] Masse d'oxydes dosés pour 100g d'échantillon

[3] Masse d'oxyde pour 100g d'oxydes dosés, nd : oxyde non dosé

[4] Rapport Si/Al (exprimé en nombre d'atomes)

Tableau IX.6 Composition chimique de la paroi P6 de type "draperie"

N°	Σ ox.	Pourcentage massique d'oxyde										Si/Al [4]
		SiO ₂ [2]	Al ₂ O ₃ [3]	Fe ₂ O ₃ [3]	TiO ₂ [3]	MnO [3]	K ₂ O [3]	MgO [3]	CaO [3]	Na ₂ O [3]	P ₂ O ₅ [3]	
[1]												
1	25,9	82,81	13,31	0,60	1,00	0,00	0,89	0,23	0,12	0,12	0,93	0,00
2	35,5	74,55	16,70	4,20	0,78	0,06	1,37	0,36	0,42	0,28	0,84	0,42
3	22,8	67,49	21,67	6,21	1,31	0,17	1,22	0,48	0,39	0,66	0,00	3,79
4	46,2	62,22	31,38	2,40	1,75	0,13	0,67	0,73	0,39	0,15	0,17	2,64
5	65,7	61,04	29,70	4,93	1,61	0,08	0,76	0,79	0,36	0,32	0,17	1,68
6	38,4	59,29	37,34	0,40	1,59	0,00	0,16	0,81	0,00	0,03	0,18	1,74
m	39,1	67,90	25,02	3,13	1,34	0,07	0,84	0,57	0,28	0,26	0,38	0,21
s	15,6	9,17	9,29	2,38	0,38	0,07	0,43	0,24	0,18	0,22	0,40	1,52

[1] Numéro d'analyse chimique (schéma F, planche IX.5), m : moyenne et s : écart-type

[2] Masse d'oxydes dosés pour 100g d'échantillon

[3] Masse d'oxyde pour 100g d'oxydes dosés

[4] Rapport Si/Al (exprimé en nombre d'atomes)

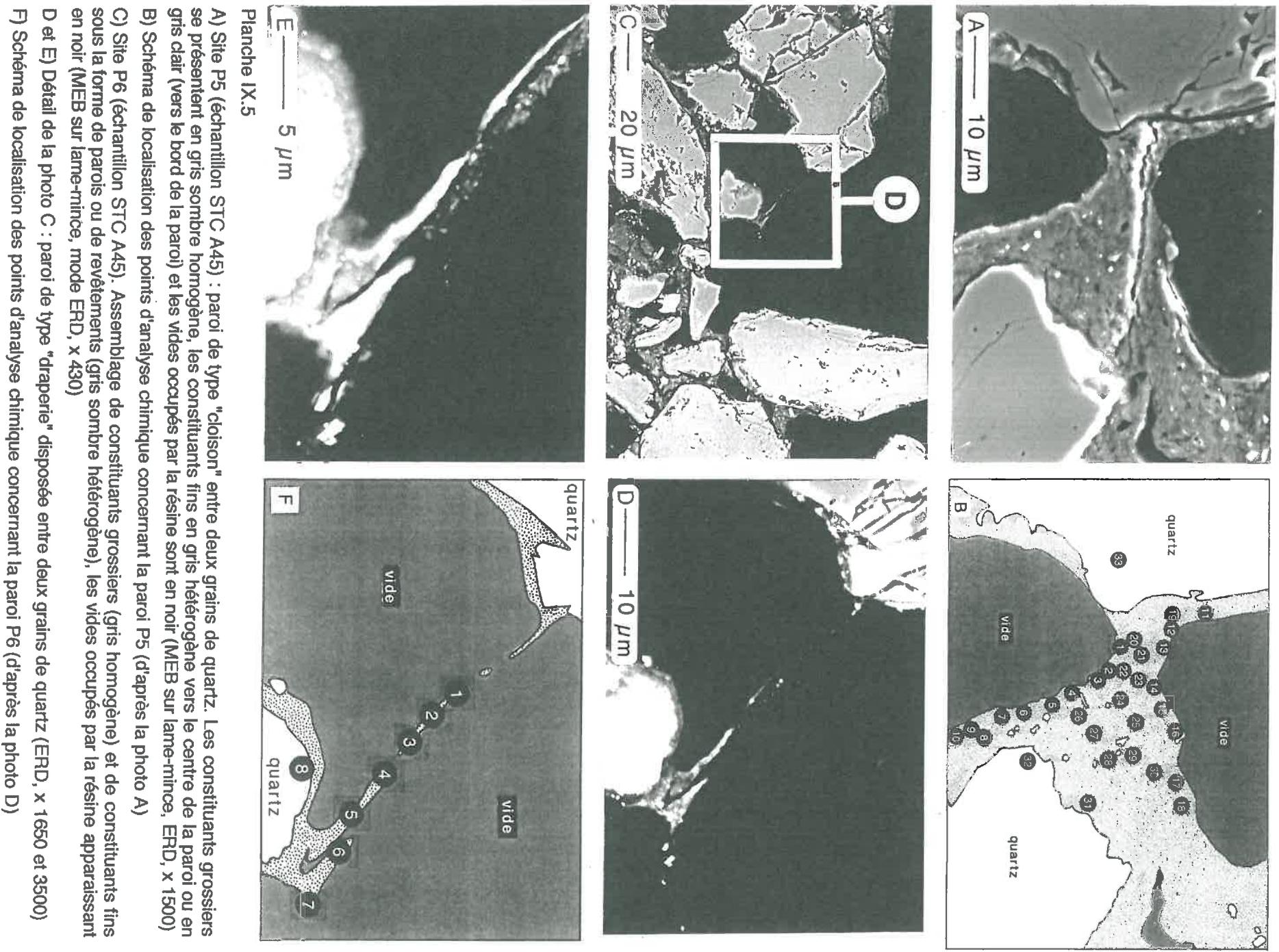


Planche IX.5

- A) Site P5 (échantillon STC A45) : paroi de type "cloison" entre deux grains de quartz. Les constituants grossiers se présentent en gris sombre homogène, les constituants fins en gris hétérogène vers le centre de la paroi ou en gris clair (vers le bord de la paroi) et les vides occupés par la résine sont en noir (MEB sur lame-mince, ERD, x 1500)
- B) Schéma de localisation des points d'analyse chimique concernant la paroi P5 (d'après la photo A)
- C) Site P6 (échantillon STC A45). Assemblage de constituants grossiers (gris sombre hétérogène), les vides occupés par la résine apparaissant en noir (MEB sur lame-mince, mode ERD, x 430)
- D et E) Détail de la photo C : paroi de type "drapérie" disposée entre deux grains de quartz (ERD, x 1650 et 3500)
- F) Schéma de localisation des points d'analyse chimique concernant la paroi P6 (d'après la photo D)

Figure IX.12 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P5 (a : sur le bord de la paroi et b : vers le centre) et la composition de différents minéraux argileux (références sur la figure IX.8)

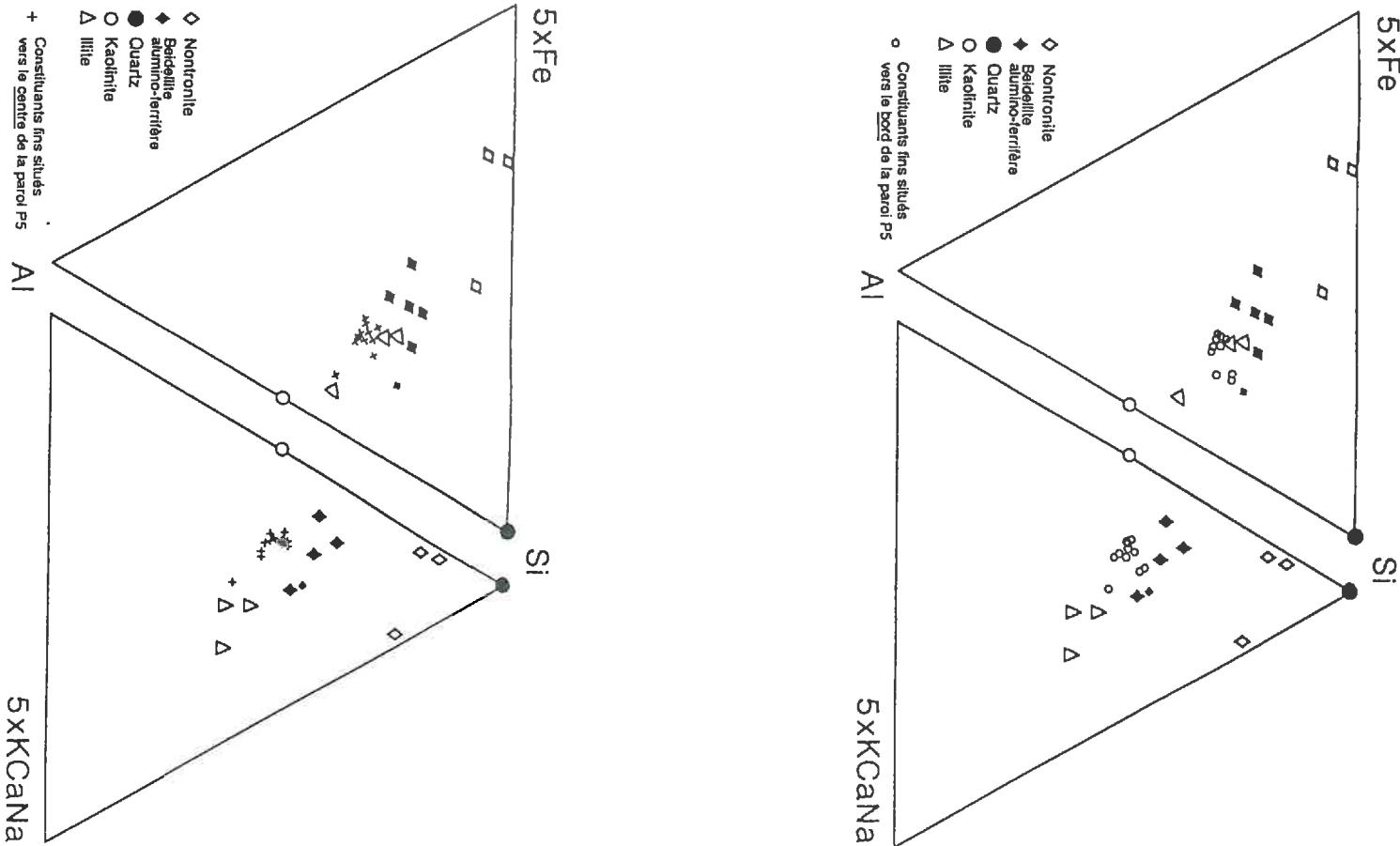


Tableau IX.7 Composition chimique de différentes parois de type "draperie"

Σ ox.	Pourcentage massique d'oxyde										Si/Al	
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅		
	[1]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[3]
75,8	85,53	9,52	2,81	0,39	0,00	0,39	0,33	0,13	0,29	0,24	0,37	7,63
79,5	55,00	31,22	9,27	1,18	0,00	1,48	0,77	0,29	0,67	0,00	0,11	1,50
89,5	64,01	24,44	5,73	1,39	0,00	2,17	0,60	0,36	0,57	0,74	0,00	2,22
63,2	53,31	33,99	7,46	1,49	0,00	1,65	0,85	0,44	0,69	0,03	0,09	1,33
85,9	58,79	29,84	6,04	1,17	0,01	2,33	0,66	0,28	0,86	0,00	0,03	1,67
64,6	57,01	31,08	6,66	1,14	0,00	2,03	0,65	0,57	0,45	0,00	0,42	1,56
89,9	63,30	22,90	4,67	0,42	0,02	7,56	0,31	0,13	0,56	0,00	0,12	2,35
68,8	62,79	26,98	5,79	1,60	0,00	1,17	0,53	0,42	0,32	0,00	0,39	1,97
81,7	63,87	26,43	5,36	1,46	0,05	1,66	0,54	0,28	0,29	0,07	0,00	2,05
83,1	67,90	22,49	4,55	1,08	0,00	2,06	0,61	0,34	0,44	0,53	0,00	2,56
66,8	62,21	28,13	5,80	1,04	0,00	1,23	0,61	0,31	0,24	0,27	0,15	1,88
80,4	56,02	31,99	7,83	1,10	0,16	1,10	0,74	0,43	0,43	0,11	0,10	1,49
75,1	58,10	31,00	6,06	1,36	0,00	1,75	0,67	0,40	0,49	0,09	0,08	1,59
73,3	66,85	21,64	5,93	2,69	0,00	1,22	0,60	0,28	0,37	0,37	0,05	2,62
80,2	57,17	31,06	6,24	0,87	0,00	2,83	0,82	0,51	0,25	0,10	0,16	1,56
65,7	61,04	29,70	4,93	1,61	0,08	0,76	0,79	0,36	0,32	0,17	0,26	1,74
m	76,47	62,06	27,03	5,95	1,25	0,02	1,96	0,63	0,35	0,45	0,17	0,15
s	8,75	7,56	5,98	1,47	0,53	0,04	1,61	0,15	0,12	0,18	0,22	0,14
												1,08

[1] Masse d'oxydes dosés pour 100g d'échantillon

[2] Masse d'oxyde pour 100g d'oxydes dosés

[3] Rapport Si / Al (exprimé en nombre d'atomes)

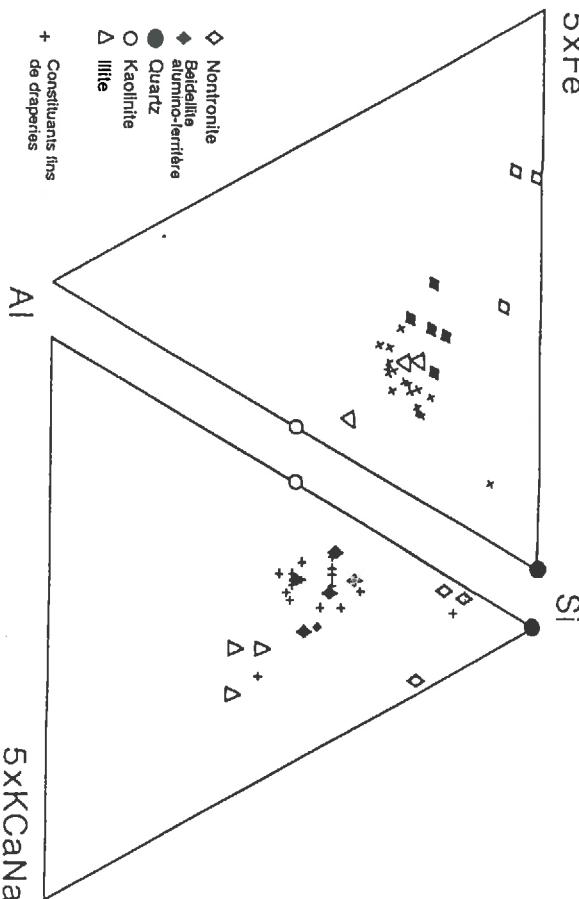


Figure IX.13 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins des draperies et la composition de différents minéraux argileux (références sur la figure IX.8.)

Tableau IX.8 Composition chimique de la paroi P7 disposée en travers d'un chenal biologique

N°	Σ ox.	Pourcentage massique d'oxyde												Si/Al
		[1]	[2]	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	
3	76,8	58,92	29,19	7,44	0,40	0,63	1,44	0,59	0,44	0,37	0,17	0,40	1,71	[4]
4	77,7	55,80	33,75	6,31	0,79	0,64	1,04	0,72	0,60	0,19	0,17	0,00	1,40	
5	71,9	56,55	30,23	7,06	1,52	0,97	1,45	0,83	0,65	0,28	0,39	0,08	1,59	
7	73,1	54,57	32,60	7,81	1,25	0,00	1,42	0,76	0,61	0,19	0,00	0,79	1,42	
9	70,8	55,30	32,88	5,39	0,55	0,01	3,22	0,62	0,42	0,28	0,04	1,29	1,43	
10	74,2	53,98	32,91	8,06	0,66	0,64	1,51	0,76	0,44	0,15	0,04	0,86	1,39	
12	69,1	52,26	33,86	8,01	0,88	0,33	1,47	0,78	0,56	0,11	0,04	1,70	1,31	
14	78,2	56,50	32,47	6,93	0,63	0,06	1,70	0,84	0,47	0,32	0,00	0,08	1,48	
15	78,9	55,80	32,31	7,18	1,16	0,19	1,43	0,89	0,50	0,25	0,16	0,11	1,47	
16	63,4	53,49	31,52	9,16	1,45	0,25	1,73	0,72	0,69	0,37	0,05	0,56	1,44	
17	79,5	53,19	34,50	7,55	0,66	1,42	1,06	0,84	0,49	0,17	0,00	0,11	1,31	
18	79,2	54,24	32,83	7,99	0,80	0,44	1,33	0,83	0,66	0,24	0,54	0,11	1,40	
m	74,39	55,05	32,42	7,41	0,90	0,47	1,57	0,76	0,54	0,24	0,13	0,51	1,45	
s	4,96	1,81	1,50	0,96	0,36	0,42	0,56	0,09	0,10	0,08	0,17	0,55	0,11	

Les points d'analyse repérés sur la planche IX.6 et correspondant à des grains ou à des granules ne sont pas présentés, de même que les résultats pour lesquels la somme des oxydes dosés est inférieure à 60%.

- [1] Numéro d'analyse chimique (localisation sur la planche IX.6), m : moyenne et s : écart-type
- [2] Masse d'oxydes dosés pour 100g d'échantillon
- [3] Masse d'oxyde pour 100g d'échantillon
- [4] Rapport Si / Al (exprimé en nombre d'atomes)

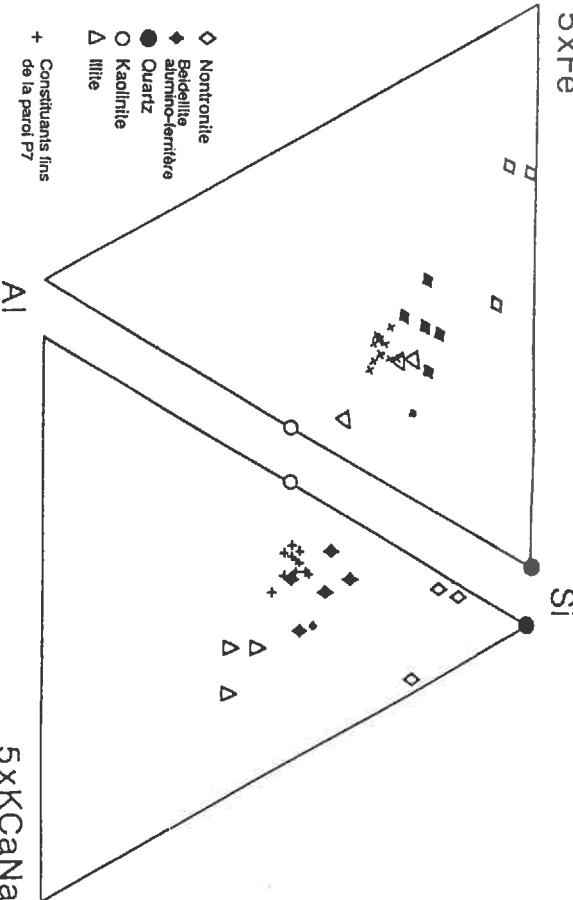


Figure IX.14 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P7 et la composition de différents minéraux argileux (références sur la figure IX.8)

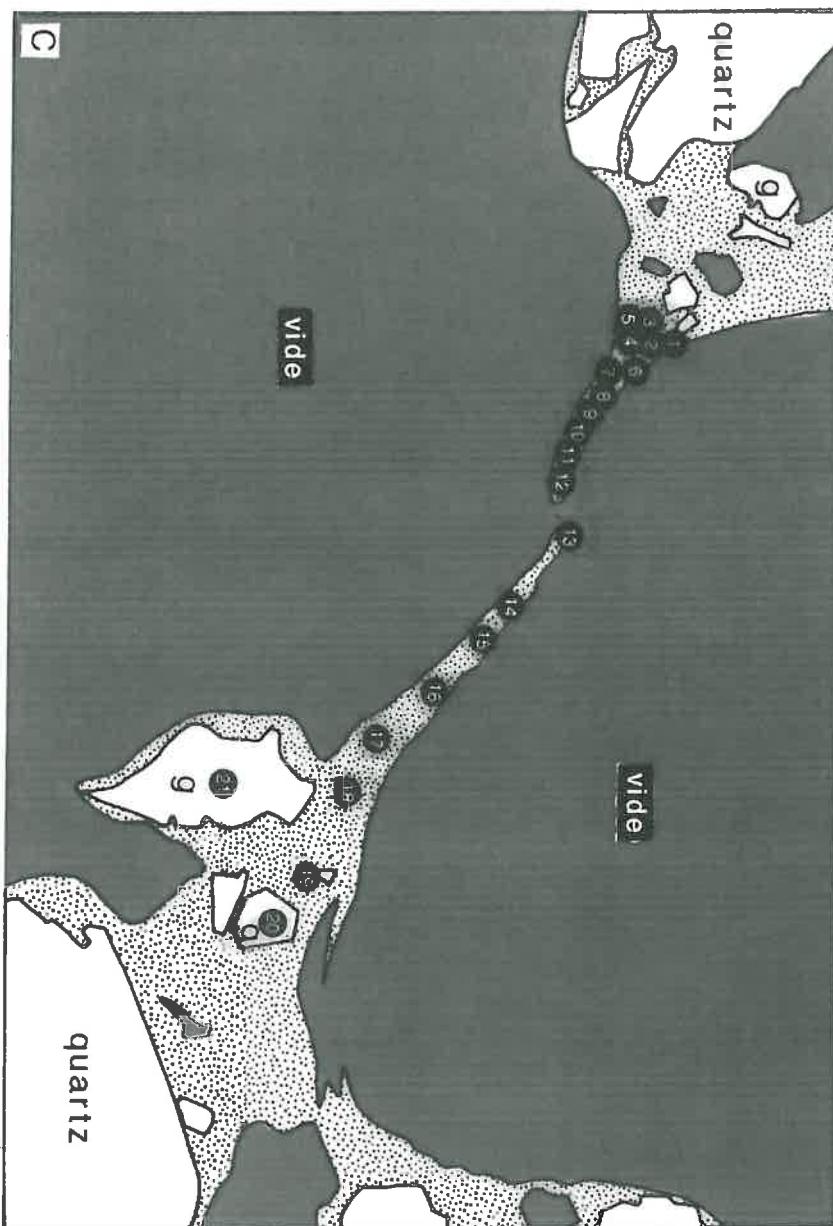
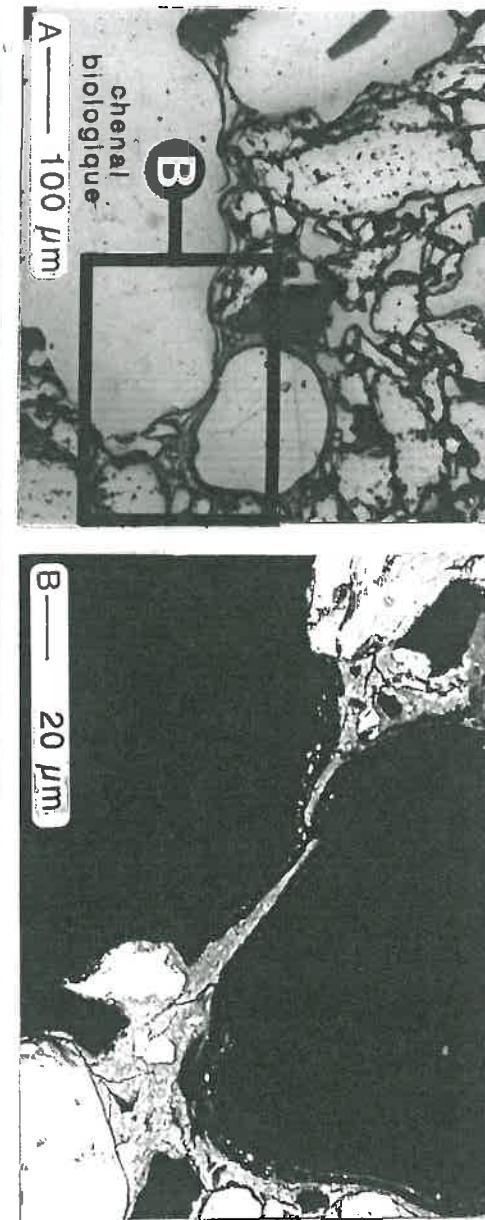


Planche IX.6

A) Site P7 (échantillon STC A45). Paroi en travers d'un chenal d'origine biologique (microscope optique sur lame-mince, lumière réfléchie normale, $\times 110$)

B) Détail de la photo A. Les constituants grossiers apparaissent en blanc, les constituants fins en gris hétérogène et les vides occupés par la résine sont en noir (MEB sur lame-mince, ERD, $\times 430$)

C) Schéma de localisation des points d'analyse chimique (d'après la photo B)

4.1.4. Paroi en travers d'un chenal d'origine biologique (P7)

Cette paroi est située en travers d'un chenal de 3 mm de long et de 0,35 mm de large (planche IX.6). Elle présente une longueur de 100 μm environ et une épaisseur de 5 μm environ. Elle est discontinue dans le plan de coupe de la lame-mince. Des granules sont présents à proximité des bords de la paroi. Les analyses chimiques (12 déterminations) concernent les constituants fins apparaissant non différenciés en mode électrons rétrodiffusés (tableau IX.8). Les résultats montrent une faible variation de composition chimique (tableau IX.8, figure IX.14) : $\text{SiO}_2 = 52$ à 59 %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 29$ à 35 %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5$ à 9 %, $\text{K}_2\text{O} = 1$ à 2 % et MgO , Na_2O et $\text{CaO} \leq 1$ %. Les constituants fins de la paroi sont caractérisés par des teneurs en SO_3 supérieures à 0,5 %. Ces teneurs en SO_3 peuvent révéler indirectement la présence de matière organique (MCKEAGUE et WANG, 1980), ce qui concorde avec l'origine biologique du chenal.

4.2. Échantillon prélevé au cœur des horizons très cohérents

L'étude de la composition chimique des constituants fins des parois a concerné jusqu'à présent un échantillon prélevé à proximité d'une discontinuité de cohésion. Cette étude a montré que la composition chimique varie selon le type de paroi. Or, d'après l'analyse par diffraction des rayons X, la composition minéralogique des constituants fins situés vers le cœur des horizons très cohérents est plus riche en minéraux argileux 2:1 de type smectite que celle des constituants fins localisés à proximité des discontinuités (§ IX.3). L'étude micromorphologique a montré que les parois très épaisses sont prédominantes dans les échantillons prélevés au cœur des horizons très cohérents. Par conséquent, il convient d'analyser la composition chimique de ces parois très épaisses présentes au sein de ces horizons.

4.2.1. Paroi très épaisse à nombreux granules (P8)

Cette paroi est disposée entre plusieurs grains distants de 100 μm environ (planche IX.7). De nombreux granules (0,5 à 3 μm) sont présents au sein de cette paroi. Une forte porosité est développée ; il s'agit de pore de forme irrégulière (diamètre $\approx 20 \mu\text{m}$), de pore planaire en zig-zag (1 à 5 μm de large, se développant sous l'effet du faisceau d'électrons) et de pore de forme arrondie (1 à 3 μm de diamètre).

Pour les constituants fins de cette paroi (excepté les granules), 35 déterminations sont retenues (somme des oxydes dosés supérieure à 60 %).

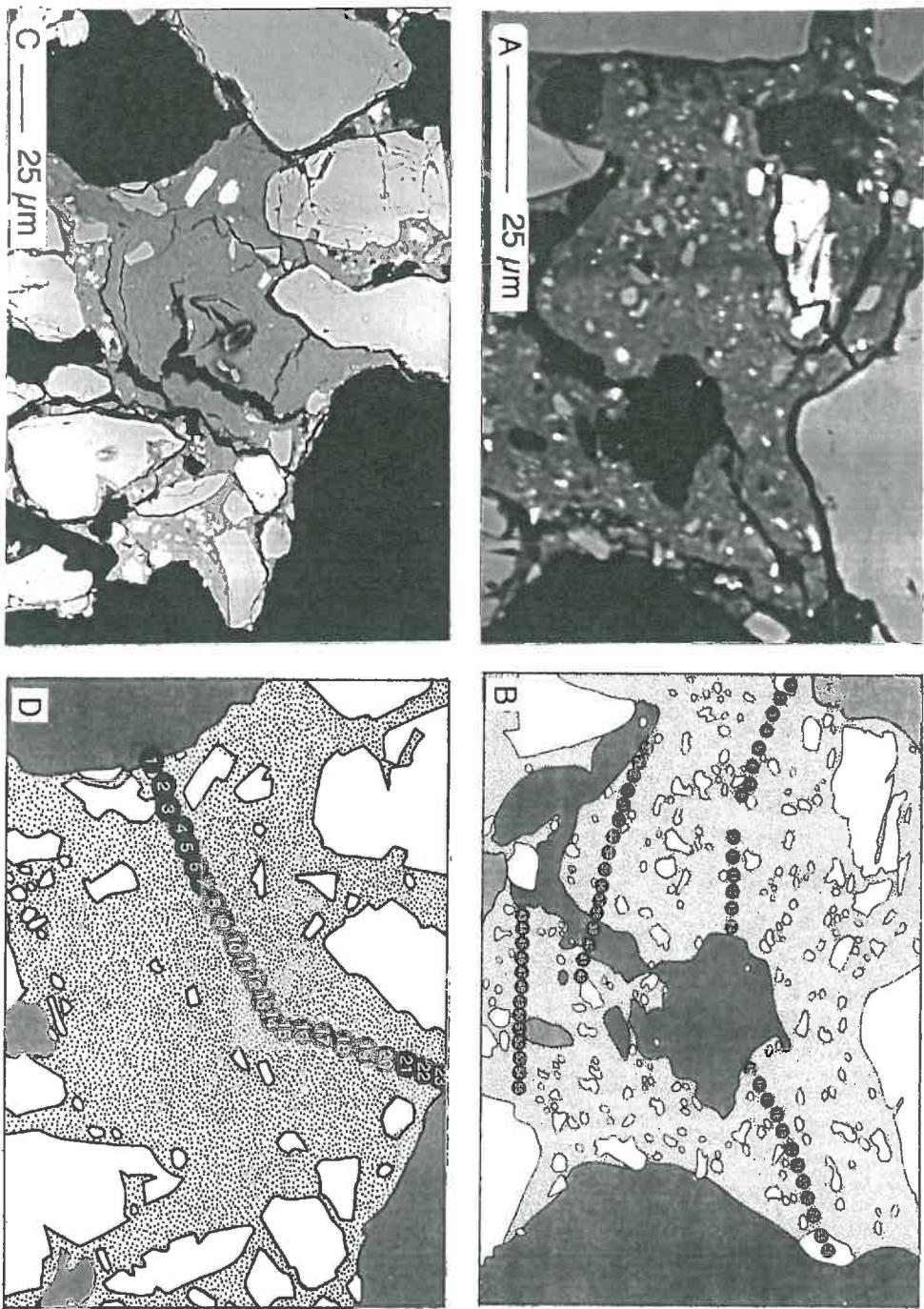


Planche IX.7

- A) Paroi P8 très épaisse et à nombreux granules (échantillon STC D140). Les constituants grossiers apparaissent en blanc ou gris homogène, les constituants fins en gris hétérogène et les vides en noir (ERD, $\times 700$)
- B) Schéma de localisation des points d'analyse chimique de la paroi P8 (d'après la photo A)
- C) Paroi P9 très épaisse et à granules peu abondants (échantillon STC D140). Les constituants grossiers apparaissent en blanc ou gris homogène, les constituants fins en gris hétérogène et les vides en noir (ERD, $\times 700$)
- D) Schéma de localisation des points d'analyse chimique de la paroi P9 (d'après la photo C)

Tableau IX.9 Composition chimique d'une paroi très épaisse P8

N° [1]	Σ ox. [2]	Pourcentage massique d'oxyde										Si/Al [4]
		SiO ₂ [3]	Al ₂ O ₃ [3]	Fe ₂ O ₃ [3]	TiO ₂ [3]	MnO [3]	K ₂ O [3]	MgO [3]	CaO [3]	Na ₂ O [3]	P ₂ O ₅ [3]	
9	80,9	59,34	28,89	7,78	1,26	0,09	1,13	0,60	0,39	0,53	0,00	0,00
10	80,1	54,05	32,21	8,72	2,47	0,00	0,84	0,68	0,44	0,58	0,00	1,74
11	77,7	55,46	31,78	8,85	0,95	0,25	0,96	0,78	0,32	0,54	0,11	0,00
12	77,9	61,52	26,87	7,41	0,92	0,00	1,41	0,73	0,35	0,62	0,09	1,42
14	81,9	58,11	31,72	6,08	1,29	0,00	0,82	0,66	0,35	0,69	0,00	1,48
16	85,0	51,49	26,95	11,54	7,30	0,26	0,67	0,76	0,48	0,46	0,08	0,00
17	81,2	56,90	30,45	7,40	1,26	0,00	1,61	0,66	0,20	0,89	0,17	1,59
18	81,7	61,84	25,01	6,10	3,31	0,00	0,99	0,62	0,28	1,76	0,08	0,00
20	82,2	61,80	27,21	5,45	1,09	0,07	0,97	0,61	0,27	2,51	0,02	0,00
21	81,6	58,22	30,00	7,31	0,91	0,00	1,05	0,66	0,38	1,20	0,13	0,15
22	83,1	56,87	31,62	7,25	0,76	0,18	0,99	0,91	0,41	0,82	0,18	1,53
23	82,3	56,10	30,74	7,84	1,77	0,24	1,23	0,89	0,15	1,05	0,00	1,55
27	82,0	53,31	30,28	8,93	3,78	0,44	1,29	0,80	0,32	0,77	0,04	0,03
28	79,9	53,88	32,42	8,71	1,27	0,00	1,18	0,89	0,32	0,81	0,19	1,49
29	76,4	55,48	31,34	8,60	0,99	0,06	1,27	0,73	0,60	0,88	0,05	0,00
30	78,0	51,82	31,22	9,16	3,96	0,00	1,53	0,94	0,38	0,85	0,13	0,00
31	76,5	56,32	29,72	8,82	1,73	0,00	1,55	0,75	0,25	0,77	0,08	0,00
32	79,6	55,09	29,43	10,42	1,20	0,27	1,38	0,97	0,38	0,68	0,18	1,61
33	79,9	57,01	27,64	10,30	0,67	0,00	2,65	0,91	0,13	0,69	0,00	1,59
34	79,2	56,14	29,48	10,50	0,83	0,11	0,84	0,90	0,26	0,71	0,21	1,62
35	81,2	58,89	27,71	8,82	1,63	0,00	0,99	0,59	0,42	0,57	0,10	1,80
36	75,8	55,36	30,33	9,25	2,49	0,00	0,78	0,84	0,38	0,54	0,01	1,55
37	78,9	55,74	32,11	8,51	0,71	0,29	1,04	0,64	0,44	0,51	0,00	1,47
44	76,8	54,75	32,32	7,97	1,54	0,00	1,04	0,91	0,48	0,77	0,00	1,75
45	82,4	55,13	31,93	7,32	1,25	0,10	2,12	0,73	0,48	0,63	0,07	0,27
46	80,6	54,47	32,12	8,22	1,69	0,00	1,23	1,01	0,32	0,81	0,12	0,00
47	80,3	53,83	28,91	11,08	2,47	0,05	1,32	0,85	0,63	0,81	0,05	1,58
48	79,3	58,16	25,37	12,03	1,71	0,00	1,05	0,49	0,39	0,80	0,00	1,95
49	81,4	57,00	25,13	12,82	1,81	0,19	0,99	0,91	0,43	0,71	0,01	0,00
50	78,0	58,06	29,28	8,41	0,92	0,00	1,30	0,91	0,47	0,63	0,01	1,68
51	77,6	59,42	28,17	8,66	1,14	0,02	0,97	0,68	0,49	0,46	0,01	1,79
52	71,5	57,07	28,47	8,44	2,37	0,00	1,41	0,86	0,54	0,59	0,06	1,70
53	78,9	53,89	30,53	9,76	2,00	0,24	1,48	0,62	0,47	0,80	0,01	1,50
54	78,5	56,17	30,24	8,30	1,30	0,00	1,37	1,00	0,58	0,66	0,00	1,58
55	71,4	66,56	21,29	7,12	1,57	0,51	1,51	0,51	0,50	0,43	0,00	2,65
m	79,4	56,72	29,40	8,68	1,78	0,10	1,23	0,78	0,39	0,79	0,07	1,66
s	2,9	3,04	2,56	1,64	1,26	0,14	0,38	0,14	0,12	0,39	0,08	0,12

Les points d'analyse repérés sur la planche IX.7 et correspondant à des grains ou à des granules ne sont pas présentés, de même que les résultats pour lesquels la somme des oxydes dosés est inférieure à 60%.

- [1] Numéro d'analyse chimique (localisation sur la planche IX.7), m : moyenne et s : écart-type
- [2] Masse d'oxydes dosés pour 100g d'échantillon
- [3] Masse d'oxyde pour 100g d'oxydes dosés
- [4] Rapport Si/Al (exprimé en nombre d'atomes)

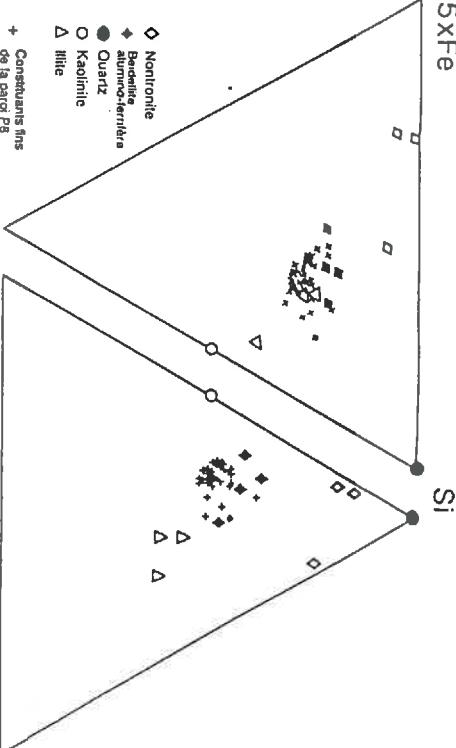


Figure IX.15 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P8 et la composition de différents minéraux argileux (références sur la figure IX.8)

Tableau IX.10 Composition chimique d'une paroi très épaisse Pg

N°	Σ ox.	Pourcentage massique d'oxyde										Si/Al [4]
		SiO ₂ [2] [3]	Al ₂ O ₃ [2] [3]	Fe ₂ O ₃ [2] [3]	TiO ₂ [2] [3]	MnO [2] [3]	K ₂ O [2] [3]	MgO [2] [3]	CaO [2] [3]	Na ₂ O [2] [3]	P ₂ O ₅ [2] [3]	
1	77,4	59,95	29,76	6,59	0,69	0,00	1,17	0,80	0,42	0,60	0,01	0,01 1,71
2	83,7	55,25	33,39	7,26	0,68	0,14	1,42	0,79	0,49	0,47	0,11	0,00 1,40
3	83,5	59,57	24,54	4,85	1,37	0,00	8,15	0,44	0,23	0,63	0,13	0,09 2,06
4	73,9	55,97	33,45	6,71	0,95	0,00	1,11	0,76	0,33	0,54	0,15	0,04 1,42
5	81,1	54,73	32,90	7,67	1,59	0,00	1,26	0,87	0,37	0,60	0,00	0,00 1,41
6	76,7	57,29	32,95	6,31	1,04	0,13	0,72	0,72	0,30	0,39	0,15	0,00 1,48
7	77,7	55,25	33,17	6,96	2,06	0,00	0,81	0,54	0,83	0,23	0,15	0,00 1,41
8	76,0	57,20	32,51	6,39	1,22	0,00	0,92	0,74	0,47	0,37	0,00	0,20 1,49
9	78,2	54,42	34,31	7,28	1,48	0,22	0,81	0,62	0,42	0,30	0,14	0,00 1,35
10	82,2	53,96	34,06	7,05	1,48	0,49	1,08	0,77	0,40	0,71	0,00	0,00 1,34
16	78,7	54,09	33,62	6,77	2,19	0,24	0,77	0,78	0,60	0,41	0,15	0,38 1,37
17	78,6	55,04	34,92	6,38	1,43	0,02	0,76	0,69	0,49	0,28	0,00	0,00 1,34
18	82,0	54,54	33,05	7,98	1,17	0,41	1,12	0,69	0,49	0,57	0,00	0,00 1,40
20	85,0	54,23	34,70	7,32	0,90	0,27	0,84	0,73	0,49	0,46	0,06	0,00 1,33
21	79,8	58,52	30,75	6,68	1,64	0,07	0,80	0,57	0,59	0,33	0,05	0,00 1,62
22	72,9	53,85	33,76	8,06	1,39	0,12	1,04	0,71	0,64	0,36	0,07	0,00 1,35
23	80,0	60,12	29,51	5,56	0,71	0,23	1,80	0,82	0,35	0,59	0,10	0,20 1,73
m	79,3	56,12	32,43	6,81	1,29	0,14	1,44	0,71	0,46	0,46	0,07	0,05 1,48
s	3,4	2,21	2,56	0,81	0,44	0,15	1,75	0,11	0,15	0,14	0,06	0,11 0,19

Les points d'analyse repérés sur la planche IX.7D et correspondant à des grains ou à des granulés ne sont pas présentés, de même que les résultats pour lesquels la somme des oxydes dosés est inférieure à 60%.

- [1] Numéro d'analyse chimique (localisation sur la planche IX.7D), m : moyenne et s : écart-type
- [2] Masse d'oxydes dosés pour 100g d'échantillon
- [3] Masse d'oxyde pour 100g d'oxydes dosés
- [4] Rapport Si / Al (exprimé en nombre d'atomes)

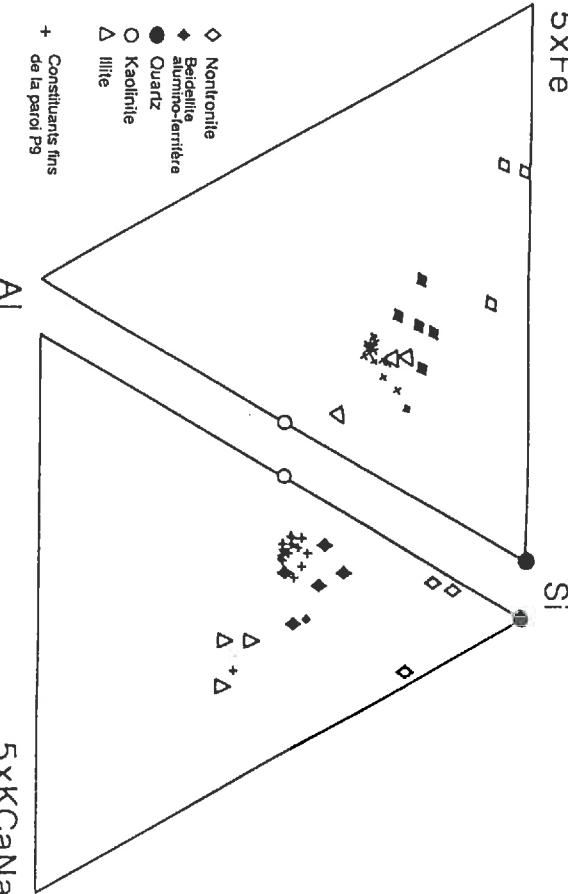


Figure IX.16 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi Pg et la composition de différents minéraux argileux (références sur la figure IX.8)

Les analyses de la paroi P8 font apparaître une faible variation de la composition chimique : $\text{SiO}_2 = 52$ à 67 %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 21$ à 32 %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5$ à 13 %, $\text{K}_2\text{O} = 0,5$ à 3 % et MgO , Na_2O et $\text{CaO} \leq 1$ % (tableau IX.9). Le rapport Si/Al varie de 1,4 à 2,7 et sa moyenne est de 1,7. La composition chimique est très proche de celle de smectites de type beidellite alumino-ferrifère (figure IX.15).

4.2.2. Paroi très épaisse à granules peu abondants (P9)

Cette paroi est disposée entre plusieurs grains distants de 80 μm . Son épaisseur est de 100 μm environ. Les granules sont peu abondants (planche IX.7).

Au total, 17 analyses chimiques sont obtenues (tableau IX.10). Les variations de la composition chimique sont faibles : $\text{SiO}_2 = 54$ à 60 %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 25$ à 35 %, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5$ à 8 %, $\text{K}_2\text{O} \leq 2$ % et MgO , Na_2O et $\text{CaO} < 1$ %. Le rapport Si/Al varie de 1,3 à 2,1 et sa valeur moyenne est égale à 1,5. La composition chimique des constituants fins est proche de la composition de smectite de type beidellite alumino-ferrifère (figure IX.16). L'étude des variations spatiales de composition ne fait apparaître aucun gradient de composition chimique.

5. DISCUSSION ET CONCLUSION

L'étude géochimique et minéralogique concerne principalement les constituants fins dont la distribution sous la forme de parois entre des grains est caractéristique des échantillons très cohérents. En considérant l'ensemble des résultats obtenus, les micro-analyses *in situ* font apparaître une variation de la composition chimique de ces constituants fins qui se caractérise par une variation du rapport de nombre d'atomes Si/Al (figure IX.17). Une telle variation ne peut s'expliquer par la variation de la composition d'une seule espèce minérale. Il faut considérer que chaque analyse chimique se rapporte à un mélange de différentes espèces minérales en proportion variable.

Les compositions chimiques pourraient correspondre à un mélange de kaolinite et d'illite, avec une plus ou moins forte proportion de quartz. Mais la proportion de kaolinite et d'illite varie faiblement et aucune composition ne correspond à l'un ou l'autre de ces minéraux. Pour les teneurs en SiO_2 les plus faibles ($\text{SiO}_2 = 50$ à 55 % avec $\text{Si}/\text{Al} = 1,5$), les compositions chimiques sont très proches de celles de smectites dioctaédriques de type beidellite alumino-ferrifère (figure IX.17). Les valeurs plus élevées de la teneur en SiO_2 ($\text{SiO}_2 = 55$ à 75 % avec $\text{Si}/\text{Al} > 1,5$) pourraient s'expliquer par la présence de smectites de type nontronite. Comme la teneur en Fe diminue quand la teneur en Si augmente, la variation du rapport Si/Al n'est pas due à une augmentation de la proportion de nontronite, mais à la présence d'une forme de silice cristallisée ou non.

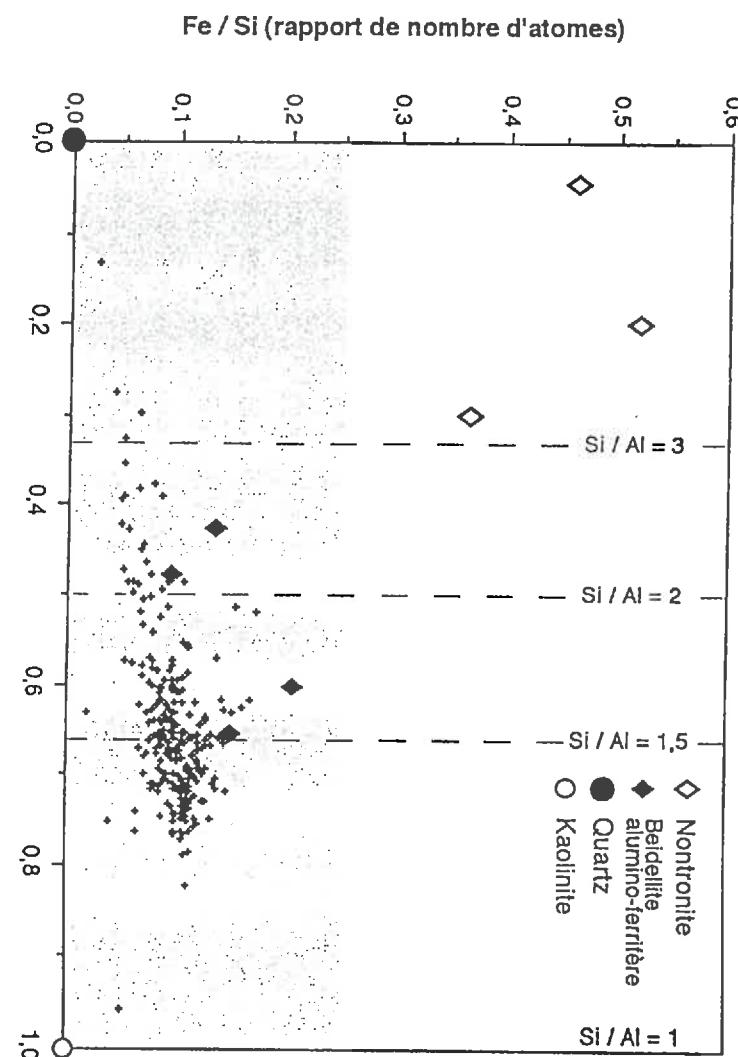
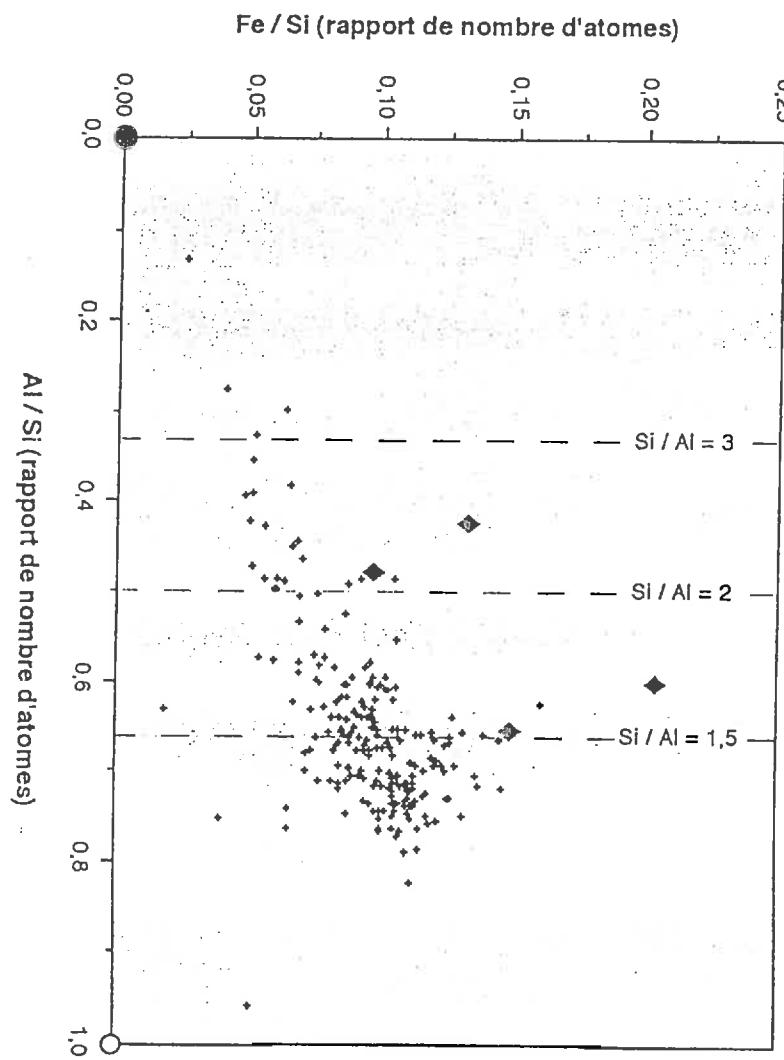


Figure IX.17 Variation du rapport Fe/Si en fonction du rapport Al/Si pour l'ensemble des constituants fins non différenciés des parois

Au sein des parois, la présence de beidellite est largement prédominante.

Pour les faibles valeurs de Si/Al, la composition chimique est proche de celle de beidellite alumino-ferrifère ; pour les fortes valeurs de Si/Al, la composition chimique correspond à un mélange de beidellite et de silice. L'étude des variations locales de composition, pour un échantillon prélevé à proximité d'une discontinuité de cohésion, montre que la composition chimique des constituants fins non individualisés varie selon le type de paroi associée (tableau IX.11). En règle générale, les constituants fins des parois les plus épaisses ("point de jonction") sont caractérisés par les plus faibles variations de composition et par les plus faibles valeurs de Si/Al ; tandis que les constituants fins des parois les plus minces ("draperie") sont caractérisés par les plus fortes variations de composition et par les plus fortes valeurs de Si/Al. En terme minéralogique, les parois de type "point de jonction" seraient constituées essentiellement de beidellite, alors que les parois de type "cloison" et de type "draperie" seraient constituées d'un mélange de beidellite et de silice pure. Pour un échantillon prélevé au cœur des horizons très cohérents, les analyses chimiques montrent que la composition des constituants fins de différentes parois très épaisses est proche de celle de beidellite alumino-ferrifère.

Tableau IX.11 Composition chimique des différents types de paroi

Localisation de l'échantillon	Type de paroi	Réf.	n	SiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		Si/Al	
				m	s	m	s	m	s	[3]	[4]
	Paroi très épaisse et irrégulière (point de jonction)	P1	22	54,4	1,4	32,2	1,4	8,0	1,2	1,4	0,1
		P2	14	55,1	2,6	31,7	2,0	7,8	0,7	1,5	0,2
à proximité d'une discontinuité de cohésion	Paroi épaisse et rectiligne (cloison)	P3	26	57,8	5,2	29,9	4,0	7,2	1,8	1,7	0,5
		P4	21	56,9	4,0	30,4	3,1	7,7	1,5	1,6	0,4
		P5B	11	57,8	3,0	30,1	2,1	6,4	1,3	1,6	0,2
	Paroi très mince plissée (draperie)	P5C	12	55,7	2,0	32,2	1,5	6,4	1,3	1,5	0,1
vers le cœur des horizons très cohérents	Paroi très épaisse	P8	16	62,1	7,6	27,0	6,0	6,0	1,5	2,0	1,1
		P9	17	56,1	2,2	32,4	2,6	6,8	0,8	1,5	0,2

[1] Numéro de référence du site (B vers le bord de la paroi et C vers le centre)

[2] Nombre de déterminations géochimiques (obtenues avec une somme d'oxydes dosés ≥ 60 %)

[3] Pourcentage massique d'oxyde pour 100 g d'oxydes dosés (m : moyenne, s : écart-type)

[4] Rapport de nombre d'atomes (m : moyenne, s : écart-type)

Tableau IX.12 Estimation des teneurs en kaolinite, en beidellite et en excès de silice pour les différents types de paroi

Localisation de l'échantillon	Type de paroi	n	Kaolinite		Beidellite		Excès SiO ₂	
		[1]	m	s	[2]	[4]	m	s
à proximité d'une discontinuité de cohésion	Paroi très épaisse et irrégulière (point de jonction)	38	20	10	75	10	4	5
	Paroi épaisse et rectiligne (cloison)	125	19	8	73	10	8	8
vers le cœur des horizons très cohérents	Paroi très épaisse	59	19	10	74	10	7	6

Le calcul des teneurs a été effectué à partir des données de micro-analyse chimique en utilisant un système d'équations linéaires indépendantes selon la méthode proposée par PEARSON (1978), WIEGMANN et al. (1982) et BRUAND et PROST (1988).

- [1] nombre de déterminations chimiques (obtenues avec une somme d'oxydes dosés $\geq 60\%$)
- [2] m : moyenne, s : écart-type
- [3] Pourcentage massique de kaolinite (composition chimique théorique)
- [4] Pourcentage massique de beidellite (composition chimique déterminée par LARQUE, 1969)
- [5] Pourcentage massique de SiO₂ excédentaire

L'analyse minéralogique effectuée pour des constituants fins extraits d'échantillons très cohérents a montré la présence de kaolinite, de quartz, de minéraux 2:1 de type mica et de minéraux 2:1 de type smectite. Selon les résultats de cette analyse, la kaolinite serait prédominante dans les horizons SPC et dans les horizons STC situés à proximité de la discontinuité de cohésion. La proportion de smectite augmenterait fortement depuis la discontinuité de cohésion vers le cœur des horizons STC. Or, une telle analyse concerne aussi bien les constituants fins présents sous la forme de parois entre des grains ou de revêtements sur des grains que les constituants fins associés à des grains altérés (feldspaths), à des revêtements en coiffe ou à des revêtements référencés à des vides. De notre point de vue, la présence de kaolinite dans les horizons SPC et STC serait associée à ces traits et en particulier aux grains altérés de feldspath. Les analyses chimiques *in situ* montrent que les parois sont formées d'un mélange de beidellite et de silice dont les proportions varient selon la morphologie des parois (tableau IX.12). Ce mélange est caractéristique de l'assemblage très cohérent.

Quatrième partie

DISCUSSION GÉNÉRALE

**CARACTÈRES ET ORIGINE DES SOLS
À HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS**

1. INTRODUCTION

L'étude concerne des sols développés dans la plaine méridionale du bassin tchadien (région de Maroua, Nord-Cameroun). La formation végétale de savane arbustive y domine, elle est encadrée par une formation de savane steppique vers le nord et par une formation de savane arborée vers le sud. Une dynamique de colonisation par des espèces sahéliennes progresse actuellement vers le sud. Dans le Nord-Cameroun, de nombreux auteurs ont noté un développement croissant des étendues nues présentant localement une végétation herbacée saisonnière et une végétation ligneuse disposée sous la forme de bosquets. La progression vers le sud de ces étendues incultes et inhabitées est perceptible à l'échelle humaine. Ces étendues nues ou à végétation maigre sont désignées par le terme vernaculaire *hardé*, qui est d'origine peule.

Le caractère aride de ces étendues est dû à la présence d'un horizon induré au sens de SEGALEN et al. (1979) : "horizon continu qui ne se brise qu'au marteau ou à la barre à mine". Les caractéristiques sont à rapprocher de celles définissant l'horizon de type *hardpan* (NIKIFOROFF et al., 1948). Le terme d'induration évoque l'acquisition d'une résistance à la pression, nous avons préféré le terme de "cohésion" qui caractérise la forte union des parties d'un ensemble (ROBERT, 1987). En effet, dans les sols des étendues *hardé*, certains horizons se caractérisent par une cohésion très forte des particules élémentaires à l'état sec qui s'accompagne d'une absence d'agrégation et de porosité planaire. Cette cohésion qui s'oppose à la fragmentation, à la pénétration et à l'humectage disparaît à l'état humide, les particules élémentaires se dispersant dans l'eau à la suite d'une faible agitation mécanique. Les sols des zones *hardé* sont caractérisés par la présence de ces horizons très cohérents (l'état sec étant sous-entendu).

Une étude bibliographique et les observations que nous avons effectuées dans le Nord-Cameroun indiquent que les sols des zones *hardé* sont principalement des sols à horizons très cohérents sableux et épais, et secondairement des sols à horizons très cohérents argileux et épais (qui résulteraient de la dégradation de vertisols à la suite de leur mise en culture). D'autres types de sols à horizons très cohérents ont aussi été identifiés, mais ils ne sont présents que très localement. Ils sont associés soit à d'anciennes zones d'habitat, soit à l'activité de termites.

Les sols à horizons sableux très cohérents qui sont associés aux zones *hardé* les plus typiques constituent l'objet de notre étude. Ces zones *hardé* se présentent comme de grandes étendues nues, avec ponctuellement une activité biologique spécifique, qui se manifeste par l'existence de quelques individus ligneux (*Balanites aegyptiaca* et *Lannea humilis*) et de quelques édifices de termites (*Odontotermes magdalenæ*). L'objectif de l'étude étant de rechercher quelles sont les causes du développement de ces zones *hardé* dans les paysages du Nord-Cameroun, nous nous attacherons à présenter les caractéristiques des différents sols associés. Sur la base des données acquises lors de l'étude détaillée du *hardé* Lagadgé, nous analyserons ensuite comment peuvent s'expliquer les propriétés physiques des horizons très cohérents. Enfin, nous discuterons de l'origine de ces sols à horizons très cohérents.

2. LES SOLS A HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS

Les horizons sableux très cohérents (STC) sont généralement sous-jacents à des horizons sableux peu cohérents (SPC). La juxtaposition d'horizons SPC et d'horizons STC résulte en règle générale d'une transformation pédologique ; dans de rares cas, cette juxtaposition correspondrait au dépôt de sédiments différents. Les horizons sableux très cohérents présentent une faible teneur en argile (10 à 25 %) et une densité apparente élevée (1,6 à 1,8). Leurs principales caractéristiques sont : une très forte cohésion à l'état sec (malgré une faible teneur en argile), un humectage lent et l'absence de cohésion lorsque les échantillons sont saturés d'eau. L'ambiance physico-chimique n'est pas celle d'une induration généralisée d'origine ferrugineuse ou carbonatée. Plusieurs auteurs attribuent les propriétés physiques de ces horizons STC à de fortes teneurs en sodium et en magnésium échangeables. Or, les données bibliographiques ont montré qu'il n'existe pas de relation étroite entre la nature des cations saturant la capacité d'échange et la forte cohésion des horizons.

L'identification des horizons sableux très cohérents repose sur des paramètres physiques qui sont proches de ceux définissant les horizons de type fragipan : "ce sont des horizons très compacts, riches en limon et/ou en sable, et relativement pauvres en argile" (SOIL SURVEY STAFF, 1951). Toujours selon le SOIL SURVEY STAFF, "les fragipans sont (ou non) situés sous ou sur un horizon d'accumulation d'argile. Ils limitent l'infiltration de l'eau et la pénétration racinaire. À sec, l'assemblage paraît être induré, mais cette induration disparaît après l'humectage. L'origine des fragipans n'est pas encore établie (expression d'une extrême compaction ou d'une induration irréversible). Les fragipans sont présents dans des sols développés, soit à partir d'un matériau résultant de l'altération sur place d'une roche cristalline, soit à partir d'un matériau sédimentaire."

Cette première définition des horizons de type fragipan a été précisée par la suite grâce aux travaux de CARLISLE et al. (1957), GROSSMAN et CLINE (1957), et KNOX (1957). La définition proposée en 1975 par le SOIL SURVEY STAFF est alors la suivante : "un fragipan est un horizon subsuperficiel, limoneux ou plus rarement sableux, qui peut être à la base (mais pas nécessairement) d'un horizon cambique, spodique, argilique ou albique. Il présente une très faible teneur en matière organique. Il a une plus forte densité apparente que les horizons sus-jacents et il paraît être cimenté à l'état sec, sa consistance étant dure ou très dure. A l'état humide, un fragipan est modérément ou faiblement cassant (*brittleness*, tendance d'un échantillon à rompre soudainement sous l'effet d'une pression plutôt qu'à se déformer lentement). Un fragment sec se disperse ou se fracture quand il est placé dans l'eau. Un fragipan est généralement tacheté, il est lentement ou très lentement perméable à l'eau et il présente peu ou beaucoup de plans verticaux (faces de prismes ou de polyèdres grossiers). Très couramment, un fragipan présente une limite supérieure abrupte ou nette, située à une profondeur de 33 à 100 cm sous la surface du sol. L'épaisseur varie d'environ 15 à 200 cm et la limite inférieure est graduelle ou diffuse. Un fragipan est quasiment dépourvu de racines (excepté le long des faces de prismes)." Les auteurs de cette définition admettent qu'il n'existe pour l'instant aucune procédure standard permettant d'identifier un fragipan.

Les caractéristiques des horizons sableux très cohérents sont très proches de celles qui définissent les fragipans dans la *Soil Taxonomy*. Par rapport à la définition, on note cependant quelques différences concernant les caractères secondaires (plus forte cohésion, plus faible développement de la structure prismatique et rares taches dans les horizons sableux très cohérents).

3. CARACTÉRISTIQUES DES HORIZONS À FORTE COHÉSION

Des sols à horizons sableux très cohérents ont été étudiés en détail sur le site hardé Lagadgé. A cet endroit, le socle granito-gneissique est situé à quelques mètres de profondeur. Parmi les sédiments qui le recouvrent, on distingue un matériau supérieur homogène sablo-limoneux (à sable fin) et un matériau inférieur hétérogène sableux à argileux (à sable fin et/ou sable grossier). Ces deux matériaux peuvent correspondre aux deux types d'influence sédimентаire reconnus sur le rebord méridional de la cuvette tchadienne : le matériau supérieur résulterait de dépôts éoliens provenant du remaniement des ensembles dunaires situés à proximité (erg de Doukoula et erg de Kalfou) et le matériau inférieur résulterait d'apports fluviatiles provenant du démantèlement de couvertures d'altération situées également à proximité (pédiment autour de Kaélé).

Les sols présentent des horizons sableux peu cohérents et des horizons sableux très cohérents qui sont essentiellement développés au sein du matériau supérieur. Les deux types d'horizon sont généralement superposés, avec de haut en bas les horizons peu cohérents puis les horizons très cohérents.

Les appréciations tactiles de granulométrie ont montré que ces deux types d'horizons se caractérisent par une dominante sablo-limoneuse. Une teneur en argile légèrement plus élevée distingue les horizons très cohérents par rapport aux horizons peu cohérents. Il convient d'expliquer comment une aussi faible différence de granulométrie peut être associée à une aussi forte évolution des propriétés physiques suivantes : passage d'une structure particulaire, à faible cohésion et perméabilité élevée (faible densité apparente et humectage rapide) à une structure continue, à forte cohésion et très faible perméabilité (forte densité apparente et humectage lent). De telles différences de propriétés physiques peuvent résulter de variations des caractéristiques des constituants (taille et minéralogie) et/ou de leur mode d'assemblage.

3.1. Variation de la taille des constituants

Une analyse de la distribution de la taille des particules a été effectuée de façon à préciser les appréciations tactiles de granulométrie. L'étude d'échantillons SPC et STC prélevés au sein du matériau supérieur nous a permis d'éviter de prendre en compte des différences de distribution de la taille des particules qui seraient liées à l'origine des matériaux.

Les échantillons SPC et STC sont constitués de quatre fractions de particules AF ($< 0,2 \mu\text{m}$), AG ($0,2 < \text{AG} < 3 \mu\text{m}$), SL ($3 < \text{SL} < 500 \mu\text{m}$) et SG ($> 500 \mu\text{m}$). Les limites entre ces fractions ont été fixées en se basant sur la décomposition des courbes de distribution de la taille des particules. Les échantillons STC diffèrent des échantillons SPC par une faible augmentation de la teneur en AF : la teneur moyenne en AF est de 4 % dans les échantillons SPC et de 13 % dans les échantillons STC. A proximité immédiate des discontinuités de cohésion, les variations de granulométrie sont faibles. L'apparition du caractère de très forte cohésion peut n'être associée qu'à une augmentation de 4 % de la teneur en AF (exprimée par rapport à une masse de fraction grossière SL constante). De part et d'autre d'une discontinuité de cohésion, la teneur en AF varie en effet de 2 % dans l'horizon SPC à 6 % dans l'horizon STC. En outre, il a été montré que la distribution de la taille des particules supérieures à $0,2 \mu\text{m}$ varie indépendamment du caractère peu ou très cohérent des échantillons.

Ces résultats confirmant les appréciations tactiles de texture et mettent clairement en évidence que le caractère de très forte cohésion est associé à une teneur plus élevée en argile fine ($AF < 0,2 \mu\text{m}$). Aucune autre différence dans la distribution de taille des particules n'a été observée entre les échantillons SPC et STC. Par ailleurs, aucune différence de minéralogie des fractions grossières n'a été observée. Nos résultats sont à rapprocher de ceux obtenus par YASSOGLOU et WHITESIDE (1960) qui montrent que la teneur en argile est déterminante pour la formation d'un horizon de type fragipan. Pour ces auteurs, une teneur en argile de 15 % est optimale pour la formation d'un fragipan. Avec un pourcentage plus élevé, la distance intergranulaire augmente et l'apparition de microfissures réduit la cohésion. Une étude de MCKEAGUE et PROTZ (1980) concernant des duripans (horizons indurés de manière irréversible, c'est-à-dire sans dispersion possible dans l'eau) montre qu'il suffit de très peu de liant pour indurer [expérimentalement] des matériaux densément tassés. Plus récemment, LINDBO et VENEMAN (1989) concluent une étude sur les fragipans du nord-est des États-Unis en montrant que le caractère cassant et la dispersion dans l'eau des échantillons de fragipan sont dus à des liaisons intergranulaires par des minéraux argileux. D'après ces derniers auteurs, les teneurs en argile les plus courantes pour les fragipans varient de 13 à 25 % et de faibles gradients de teneur en argile sont observés entre les fragipans et les horizons sus-jacents.

3.2. Variation de la porosité

Les résultats obtenus en porosimétrie au mercure montrent que la teneur plus élevée en particules fines dans les horizons sableux très cohérents est associée à une forte diminution de la porosité (porosité moyenne de 43 % dans les horizons SPC et de 32 % dans les horizons STC). Les valeurs de densité apparente calculées à partir des résultats de la porosimétrie au mercure sur de petits fragments (quelques cm^3) sont sensiblement les mêmes que celles obtenues sur des échantillons de plus grande taille (plusieurs centaines de cm^3). Il n'y aurait donc pas de différence entre la porosité d'un échantillon mesurée en porosimétrie au mercure et la porosité de l'horizon. Ceci s'explique par l'absence de structure fragmentaire et par la faible activité biologique dans les horizons à forte cohésion.

L'analyse de la courbe d'entrée de mercure a permis la différenciation de deux volumes poraux. Il s'agit d'un volume poral A caractérisé par un diamètre modal de 3 à 50 μm (volume poral qui représente en moyenne 97 % du volume poral total pour un échantillon SPC et 94 % pour un échantillon STC), et d'un volume poral B accessible par des pores de diamètre inférieur à 0,1 μm . La présence de ces deux volumes poraux est cohérente avec les résultats obtenus sur des assemblages artificiels (FIES, 1992) ou sur des assemblages naturels

correspondant à des mélanges binaires associant des particules grossières et des particules fines (FIES et BRUAND, 1990). Le volume poral A s'interprète à ce stade de la discussion comme le volume de vide résultant de l'assemblage des particules grossières (sable limoneux SL et sable grossier SG) avec une occupation partielle de ce volume par des particules fines de la taille des argiles et par la porosité qui leur est associée. Le volume poral B correspond quant à lui au volume de vide associé à l'assemblage des particules fines ; d'ailleurs, le volume poral B augmente avec la teneur en argile fine AF.

Le volume poral total diffère en moyenne de $110 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ entre les horizons très cohérents et les horizons peu cohérents. Le caractère de très forte cohésion des horizons STC est par conséquent associé à une variation de 40 % du volume poral total (diminution de $285 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$ à $175 \text{ mm}^3 \text{ g}^{-1}$). Cette variation peut résulter à la fois d'une modification du mode d'assemblage des constituants et d'une variation de la proportion des particules fines, ou de la seule variation de la proportion de ces dernières. Comme nous allons le voir, cette dernière hypothèse est tout à fait compatible avec la variation de porosité enregistrée.

Dans un échantillon SPC de 1 cm^3 contenant 95 % de SL et de SG et 5 % de AF + AG (en valeur massique), le volume de solide et les volumes poraux A et B sont respectivement estimés à $0,570 \text{ cm}^3$, $0,415 \text{ cm}^3$ et $0,015 \text{ cm}^3$. Si l'on attribue aux particules une même masse volumique ($2,65 \text{ g cm}^{-3}$) quelle que soit leur taille, le volume de solide peut se décomposer en $0,541 \text{ cm}^3$ de particules grossières (SL + SG) et $0,029 \text{ cm}^3$ de particules fines (AF et AG). Si la proportion de particules fines passe de 5 à 15 % (en valeur massique) entre les horizons SPC et les horizons STC, sans que l'assemblage des particules grossières ne soit modifié, le volume que ces dernières occupent dans 1 cm^3 reste inchangé ($0,541 \text{ cm}^3$). En revanche le volume de particules fines augmente et il peut être estimé à $0,096 \text{ cm}^3$ ($0,541 \times 0,15 / 0,85$) dans 1 cm^3 d'échantillon STC. Il en résulte une augmentation du volume poral B qui est égal à $0,050 \text{ cm}^3$ ($0,015 / 0,029 \times 0,096$) et une diminution du volume poral A qui n'est plus que de $0,313 \text{ cm}^3$.

Le calcul montre qu'une augmentation de la teneur massique en constituants fins de 5 à 15 % dans 1 cm^3 d'échantillon SPC entraîne une diminution de $0,430 \text{ cm}^3$ à $0,366 \text{ cm}^3$ du volume poral sans qu'il soit nécessaire de modifier l'assemblage des grains grossiers.

Les résultats de la porosimétrie au mercure concernant les horizons STC doivent aussi être exprimés par rapport à 1 cm^3 de manière à les comparer au résultat du calcul qui vient d'être fait.

Si l'on retient la valeur moyenne de $0,175 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ comme volume poral d'un échantillon STC, avec les valeurs de $0,160 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ et de $0,015 \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ respectivement pour les volumes poraux A et B, le volume poral dans 1 cm^3 d'échantillon STC est alors de $0,317 \text{ cm}^3$ ($0,175 / (0,175 + 0,377)$) et ce volume se décompose en $0,290 \text{ cm}^3$ de volume poral A et $0,027 \text{ cm}^3$ de volume poral B.

Le calcul qui vient d'être présenté montre qu'un ajout de constituants fins dans le volume poral grossier (volume poral intergranulaire) d'un échantillon SPC de manière à atteindre la teneur en constituants fins d'un échantillon STC conduit à une forte diminution de ce volume poral ($0,415$ à $0,313 \text{ cm}^3$ par cm^3). Cette

diminution du volume poral grossier est proche de celle qui est enregistrée entre un échantillon SPC et un échantillon STC ($0,415$ à $0,290 \text{ cm}^3$ par cm^3). D'après ce calcul, l'ajout de constituants fins devrait conduire à une forte augmentation de la porosité fine ($0,015$ à $0,050 \text{ cm}^3$ par cm^3). Or, pour cette porosité fine, les mesures montrent une augmentation de $0,015$ à $0,027 \text{ cm}^3$ par cm^3 (entre l'échantillon SPC et l'échantillon STC) plus faible que celle qui est calculée. La différence entre le calcul et les mesures porosimétriques concernant les horizons STC s'explique très vraisemblablement par l'imprécision de la mesure du volume poral B dont la contribution au volume poral total est faible.

Les horizons de type fragipan sont caractérisés comme les horizons STC par de fortes valeurs de densité apparente. De nombreux auteurs ont expliqué une grande partie des propriétés physiques des fragipans en considérant leur forte valeur de densité apparente. Cette caractéristique révèlerait indirectement de faibles distances entre les grains et l'existence de nombreux points de contact entre les grains, qui ralentiraient la pénétration de l'eau et des racines et qui favoriseraient des processus d'induration (KNOX, 1954). L'origine de la forte densité apparente a été attribuée à différents processus en fonction des milieux naturels où les fragipans se sont développés ; ainsi sont évoqués un héritage du matériau originel, une évolution glaciaire (contraction à la suite de cycles de gel-dégel), une évolution sous climat aride (contraction à la suite de cycles d'humectation-dessiccation), une évolution post-sédimentaire liée à un tastement (sous l'effet du poids des matériaux sus-jacents), une évolution biologique (liée à des pressions d'origine racinaire) et une évolution pédologique (lessivage d'argile puis effondrement).

Selon PAYTON (1983), il semble exister un large accord entre les auteurs pour attribuer le caractère compact de l'assemblage à une origine périglaciaire alors que l'identification des agents responsables de la cohésion fait l'objet de nombreuses divergences. A la suite d'une synthèse bibliographique, LINDBO et VENEMAN (1989) rappellent que la densité apparente des fragipans est généralement supérieure à celle des horizons sus-jacents ou sous-jacents, et qu'une forte augmentation de densité apparente peut être recréée expérimentalement à partir d'un matériau remanié. Ces deux constatations paraissent s'opposer à l'hypothèse d'une évolution gravitaire, d'une évolution biologique et d'une condition particulière de mise en place et de temps d'évolution. BRYANT (1989) évoque une compaction du matériau par effondrement sous son propre poids à l'état humide, relayée par une contraction lors de période de dessiccation. Pour cet auteur, l'existence d'un climat contrasté où alternent saisons sèches et saisons humides serait de ce point de vue favorable à la genèse de fragipan.

Dans le cas des horizons STC, il n'est pas nécessaire d'envisager un resserrement de l'assemblage des particules grossières pour expliquer les fortes valeurs de densité apparente des horizons STC par rapport aux horizons SPC. En effet, l'origine de la cohésion s'expliquerait par un nombre plus élevé de point de liaison entre les grains en raison d'une teneur plus élevée en constituants fins. Les résultats de porosimétrie au mercure obtenus pour des fragipans (LOZET et HERBILION, 1971 ; OLSON, 1985) montrent néanmoins que les fragipans se distinguent des horizons sus-jacents et sous-jacents par la présence d'une forte porosité fine associée aux constituants fins. Dans le cas des horizons SPC, on ne mesurerait que partiellement le volume poral B associé aux constituants fins à cause de la très petite taille de ces constituants.

3.3. Variation de l'assemblage des constituants élémentaires

Des assemblages pontés de grains revêtus ont été mis en évidence dans les fragipans. Dès 1957, KNOX a décrit en microscopie optique des ponts entre des grains grossiers (fragipans de sols de l'État de New York). Cet auteur considère que la présence d'argile disposée sous forme de ponts précisément aux points de contact entre les grains contribue fortement à la cohésion de l'assemblage. L'assemblage compact des grains de sable et de limon d'un fragipan observé en microscopie optique est comparé par YASSOGLOU et WHITESIDE (1960) à celui d'un grès. Pour ces auteurs également, ce sont les ponts intergranulaires constitués d'argile qui sont principalement responsables de la cohésion des fragipans.

Nos observations en microscopie optique sur des lames-minces ont montré que l'organisation des constituants se caractérise par un assemblage de grains nus et libres dans les horizons sableux peu cohérents et par un assemblage de grains pointés et revêtus dans les horizons sableux très cohérents.

Au sein du fond matriciel et pour les deux types d'horizons (SPC et STC), on note l'absence de structure microagrégée ou fragmentaire et l'uniformité du mode d'assemblage des constituants. Les grains grossiers sont marqués par de nombreuses figures d'altération. Les grains de quartz qui prédominent présentent en particulier de nombreuses figures de fragmentation et de dessquamation (nombreuses esquilles anguleuses en cours de disjonction à la surface des grains).

Des traits peu abondants se distinguent du fond matriciel par des concentrations locales de constituants fins (nODULES ferrugineux, revêtements disposés en coiffe sur des grains ou des nodules, et revêtements référés à des cavités). Les traits d'origine biologique sont particulièrement rares.

L'absence de porosité structurale et la rareté de la porosité d'origine biologique renforcent le caractère de continuité conféré à la phase minérale par le mode d'assemblage très particulier de la phase fine (AF et AG) et de la phase grossière (SL et SG), et assurent par conséquent la cohésion de l'horizon.

Les zones de contact entre les horizons peu cohérents et les horizons très cohérents sont des zones de transition où le nombre de grains revêtus et pontés augmente, sans discontinuité dans le mode d'agencement des grains eux-mêmes. Les échantillons prélevés vers le cœur des horizons très cohérents se distinguent des échantillons prélevés à proximité des discontinuités par une augmentation de l'épaisseur des ponts disposés entre les grains. De façon très générale, les constituants fins revêtent et relient entre eux aussi bien des constituants grossiers élémentaires (minéraux ou organiques) que des traits (nODULES FERRUGINEUX).

Nos observations au MEB sur des surfaces de fragments orientés ont montré que les ponts décrits en microscope optique sur des lames-minces sont en fait des arases de parois. En microscope optique, les constituants fins disposés au sein des ponts et au sein des revêtements apparaissent non différenciés et associés à des granules. Au MEB, l'observation de surfaces de fractures de paroi ou de revêtement a montré que ces constituants fins se présentent comme des feuillets (0,2 à 0,5 µm de long et 30 nm d'épaisseur) associés ponctuellement à des granules (1 à 3 µm). Les feuillets sont disposés en continu au sein des parois et au sein des revêtements.

Nos observations sont à rapprocher de celles effectuées par LYNN et GROSSMAN (1970) sur des fragments de fragipans du Texas, puis par WANG et al. (1974) sur des fragments de fragipans de la Nouvelle Écosse. Ces auteurs montrent que les ponts observés en microscope optique sont plutôt des "voiles" ou des "bandes" constitués de feuillets argileux tassés, que des ponts suspendus entre des grains. Dans une synthèse d'observations microscopiques concernant les sols à fragipans de Grande Bretagne, PAYTON (1983) décrit au MEB différentes formes de paroi selon des types de fragipan.

Dans le cas des horizons très cohérents du *hardé Lagadgé*, nous avons identifié plusieurs types de paroi en fonction de leur morphologie :

- (1) des parois de forme plissée et épaisses de 1 µm environ ("drapérie"),
- (2) des parois de forme rectiligne et épaisses de 5 à 15 µm ("cloison"),
- (3) des parois irrégulières et épaisses de 15 à 30 µm ("point de jonction").

Les observations n'ont révélé aucune orientation préférentielle de ces parois. Par ailleurs, il ressort de nos observations que les draperies sont associées aux plus grandes distances entre les grains tandis que les points de jonction

correspondent à des parois entre des grains à très courte distance. L'existence de formes intermédiaires pour une même paroi observée sous des angles différents suggère que les trois types identifiés correspondent en fait à différents plans de coupe des parois. De la sorte, en s'éloignant de deux grains très proches vers le centre de la porosité intergranulaire, un "point de jonction" serait en continuité avec une "cloison" qui serait elle-même en continuité avec une "draperie".

L'assemblage des constituants élémentaires se caractérise dans les horizons STC par une continuité de la phase solide. Cette continuité est assurée par une phase minérale finement divisée, qui est composée de constituants de très petite taille (feuilletts). Ces constituants ne forment pas simplement des parois au sein desquelles ils sont étroitement imbriqués à l'état sec, mais ils recouvrent entièrement la surface irrégulière des grains et contribuent par conséquent à la forte cohésion de l'assemblage. Ces constituants présents sous la forme de parois et de revêtements correspondraient au moins en partie aux particules de la fraction "argile fine" qui a été mise en évidence au cours de l'analyse granulométrique. Les parois et les revêtements, constitués de telles particules, se développeraient dans l'espace intergranulaire sans modifier l'arrangement des grains. La présence de ces parois et de ces revêtements serait responsable de la forte variation de porosité qui a été mise en évidence lors de l'étude en porosimétrie au mercure.

3.4. Nature des constituants assurant la cohésion de l'assemblage

Depuis que des horizons indurés (au sens de SEGALEN *et al.*, 1979) ont été identifiés, la question se pose de savoir si la forte cohésion de ces horizons est liée à la présence d'un "ciment", et en particulier à l'existence d'un "ciment" de composés amorphes (WINTERS, 1942). De nombreux auteurs ont tenté d'expliquer pourquoi la cohésion se manifeste à l'état sec et non pas à l'état humide pour certains horizons indurés (fragipans) et pourquoi elle se manifeste à la fois à l'état sec et à l'état humide pour d'autres horizons indurés (duripans).

Les travaux de GROSSMAN et CLINE (1957) ont montré qu'il existe une corrélation entre la teneur en argile (illite) et la cohésion d'échantillons de fragipans (échantillons provenant de sols de l'État de New York). Les auteurs concluent que les ponts constitués d'illite contribuent fortement à la cohésion. Selon eux, la présence de "silice colloïdale" serait responsable de l'extrême dureté de certains fragipans. En 1973, JONES et UEHARA ont observé au MET des composés amorphes disposés entre des particules d'argile d'un aridisol. A la même époque, GIFFORD et THIAN (1974) ont réalisé expérimentalement la cimentation de bille de verre par des gels siliceux. Ces auteurs ont montré que des

ponts constitués de gels siliceux se forment entre les billes à la suite de cycles d'humectation-dessiccation.

En 1978, BULL et BRIDGES ont étudié au MEB des fragments de fragipans du sud du Pays de Galle et ils ont conclu que le développement de la cohésion est consécutif à une forte réduction de la porosité et à l'existence de ponts constitués de "silice amorphe". Ces auteurs ont confirmé plus tard leurs résultats à l'aide de micro-analyses chimiques qualitatives (BRIDGES et BULL, 1983). Par ailleurs, une classification des horizons indurés en fonction de la nature du "ciment" a été proposée par PAGE et al. (1979) : (1) fragipan à "ciment" argileux, (2) duripan à "ciment" constitué de matière organique, d'argile et d'alumine libre, et (3) ortstein à "ciment" constitué de matière organique et de fer.

En 1980, MCKEAGUE et WANG réalisant les premières micro-analyses chimiques semi-quantitatives sur des échantillons d'ortstein de la Nouvelle Écosse et du Nouveau Brunswick, ont conclu que "le principal ciment de ces horizons de type ortstein consistait en complexes organiques d'aluminium et, moins fréquemment, de fer". Pour ces auteurs, la jonction de grains grossiers par des constituants fins n'implique pas forcément une cimentation ; la cimentation requiert que les grains soient reliés par une phase fine continue et que cette phase fine soit fortement rigide (le fer, l'aluminium et les complexes organiques pouvant jouer ce rôle de phase fine rigide). Les micro-analyses chimiques qualitatives effectuées par NORTON et al. (1983 et 1984) pour des fragipans de l'Ohio ont montré que les constituants des ponts sont caractérisés par des teneurs très élevées en Si et par des teneurs peu élevées en Al, K et Fe. L'agent de liaison dans ces fragipans serait un "*hydrous aluminosilicate*", probablement associé à de l'argile et formant des ponts entre les grains du squelette. En 1990, CHARTRES et FITZGERALD ont étudié les agents de "cimentation" pour des horizons indurés de sols australiens que l'on peut rattacher selon les cas, soit à des duripans (*siliceous hardpans et granitic saprolites*), soit à des fragipans (*hard setting Alfisol E horizons*). Les résultats de micro-analyses chimiques et d'observations au MEB ou au MET ont montré que dans les duripans, des minéraux argileux riches en silice, en titane et en fer ou de la silice amorphe sont juxtaposés aux minéraux argileux, et que dans les fragipans (*hard setting Alfisol E horizons*) les ponts sont constitués de minéraux aluminosilicatés et de silice amorphe en faible quantité. La silice amorphe serait l'agent principal de cimentation dans les duripans alors que pour les fragipans, la silice amorphe et les aluminosilicates précipités joueraient un rôle dans la cohésion, mais leur proportion serait insuffisante pour empêcher la dispersion au cours d'une humectation.

Nous avons cherché à déterminer la nature chimique et minéralogique de la phase solide qui, disposée sous la forme de parois entre les grains et revêtant ces

derniers, assure la très forte cohésion dans les sols du *hardé* Lagadgé. Les micro-analyses chimiques *in situ* des constituants fins des parois ont montré que ceux-ci présentent des variations de composition chimique qui se caractérisent en particulier par une variation du rapport Si/Al entre 1,3 et 2,5. Une telle variation ne peut pas s'interpréter comme résultant de la variation de composition d'une seule espèce minérale ; nous avons montré qu'elle peut s'expliquer par une variation de la proportion de différentes espèces minérales au sein d'un mélange. Sachant que chaque micro-analyse concerne un volume de plusieurs μm^3 contenant des particules d'une taille inférieure à $0,2 \mu\text{m}$, la composition chimique déterminée est celle d'un mélange de différentes particules. Or, l'analyse par diffraction des rayons X des constituants fins ($< 0,5 \mu\text{m}$) extraits d'échantillons STC a montré la présence de kaolinite, de quartz, de smectite et d'une espèce micacée.

La comparaison entre la composition chimique des constituants fins des parois et celle de minéraux de référence (kaolinite, quartz, smectite et espèce micacée) montre que :

- ces constituants fins ont pour la plupart une composition chimique proche de beidellite alumino-ferrifère,
- la proportion de kaolinite et d'illite varie faiblement,
- (Si/Al = 1,5) et un pôle plus siliceux (Si/Al = 1,5 à 2,5) est interprétée comme une variation de la proportion de beidellite et d'une forme de silice.

Ainsi, la composition chimique des constituants fins qui assure la continuité de la phase solide entre les grains grossiers indique qu'ils seraient essentiellement constitués de beidellite alumino-ferrifère. Certaines parois et en particulier les draperies, seraient constituées d'un mélange d'une telle beidellite et d'une forme de silice (n'enentrant pas dans la composition de minéraux argileux). Dans l'état actuel des connaissances, nous ne savons pas si la silice se trouve sous une forme cristallisée ou sous une forme non (mal) cristallisée.

L'agencement des constituants fins qui sont présents sous la forme de feuillets étroitement associés (à l'état sec) et qui sont disposés au sein des parois entre les grains grossiers explique la forte cohésion à sec. Le rôle de liant joué par les parois est renforcé par leur géométrie qui assure vraisemblablement une plus forte cohésion que de simples ponts et par la continuité de leurs constituants avec ceux des revêtements qui adhèrent fortement aux grains grossiers. En somme, il n'est pas nécessaire d'envisager la présence d'un "ciment" de constituants amorphes pour expliquer la forte cohésion de l'assemblage (TESSIER, 1984). D'ailleurs, la présence d'un "ciment" devrait empêcher la dispersion à l'état humide. Au sein des parois, les constituants fins de type beidellite présenteraient une forte attraction interparticulaire à l'état sec, celle-ci serait alors responsable de

la cohésion, de l'humectage lent et de la faible perméabilité. L'attraction interparticulaire serait réduite à l'état humide, permettant ainsi une dispersion dans l'eau.

En procédant par micro-analyse chimique quantitative *in situ*, nous avons montré que les différents types morphologiques de paroi correspondent à différentes compositions. Les constituants fins des parois contiendraient majoritairement de la beidellite et la proportion de silice augmenterait si l'on considère dans l'ordre : les points de jonction, les cloisons et les draperies. En outre, les gammes de variation de composition chimique correspondant à chaque type de paroi se chevauchent, ce qui concorde avec l'existence d'une continuité de morphologie entre les trois types de parois (comme nous l'avons déjà envisagée lors de la discussion concernant l'assemblage élémentaire). Pour les échantillons prélevés vers le cœur des horizons très cohérents, les parois très épaisses sont prédominantes et leurs constituants fins ont la même composition que ceux des parois de type point de jonction. Ainsi, il n'existe pas de différence significative de composition minéralogique entre les parois présentes au cœur des horizons très cohérents et celles présentes à proximité des discontinuités de cohésion.

L'évolution minéralogique, mise en évidence par diffraction des rayons X sur la fraction inférieure à $0,5 \mu\text{m}$ montre une augmentation de la proportion des minéraux argileux 2:1 de type smectite vers le cœur des horizons très cohérents conformément à ce qui a été observé par PAQUET (1970) et BOQUIER (1971). Cette évolution n'apparaît pas dans la composition chimique des parois. Les données obtenues par diffraction des rayons X concerneraient des constituants fins entrant dans la composition des parois et des revêtements, et d'autres constituants ne participant pas à cette composition. L'augmentation de la proportion de minéraux argileux de type smectite enregistrée sur les spectres de diffraction traduirait une augmentation de la proportion de ces minéraux par rapport à une phase vraisemblablement héritée (minéraux argileux de type kaolinite et de type illite), mais en aucun cas une variation de la composition des parois.

3.5. Conclusion

La formation de l'assemblage cloisonné de grains revêtus peut résulter d'un processus de soustraction de constituants fins à partir d'un matériau initialement plus argileux (hypothèse de lessivage ou d'altération des constituants fins) ou d'un ajout de constituants fins à partir d'un matériau initialement moins argileux (hypothèse d'illuviation ou de néoformation). L'hypothèse d'un processus soustractif n'expliquerait pas pourquoi des compositions différentes correspondent

aux trois types de parois. Un processus d'ajout de constituants par illuviation *per descensum* serait associé à l'existence de revêtements dans les pores et de concentrations localisées de ces constituants. Or, il convient d'expliquer le caractère continu et très répétitif de l'assemblage cloisonné de grains revêtus qui, associé aux horizons très cohérents, s'étend sur de grandes distances (plusieurs décamètres) et avec une grande épaisseur (plusieurs mètres).

Les formes convexo-concaves des parois évoquent des formes de ménisque d'eau entre des grains dans un milieu non saturé. L'assemblage cloisonné de grains revêtus pourrait résulter du dépôt de constituants fins liés à de tels ménisques d'eau. On sait que la beidellite peut se former dans un milieu confiné. Des travaux expérimentaux de TARDY (1981) ont montré qu'il est possible de former de la beidellite par concentration de solution (évaporation de solution provenant du fleuve Chari au Tchad). En outre, TARDY (1981) a montré qu'en présence de kaolinite et d'oxyde de fer dans la solution, la transformation évolue vers une néoformation de beidellite alors qu'en l'absence de suspension, la transformation évolue vers un dépôt de silice non cristallisée.

De notre point de vue, la formation de paroi intergranulaire serait consécutive à la formation de ménisques d'eau au cours de phases d'évaporation de la solution du sol. La concentration de la solution du sol dans de tels ménisques provoquerait la néoformation de minéraux de très petite taille compte tenu des caractéristiques des phases de concentration de la solution (matière en suspension, cinétique des précipitations...). Les minéraux néoformés seraient essentiellement de type beidellite alumino-ferrifère. La présence de particules en suspension dans la solution du sol favoriserait la néoformation d'une telle beidellite dans le cas des cloisons et des points de jonction. L'absence de particules ou leur plus faible proportion dans la solution lorsque le système est partiellement fermé (développement des points de jonction et des cloisons) favoriserait le dépôt de gels de silice non cristallisée associée aux draperies.

Selon ce modèle, des parois se développeraient à la suite de néoformation lors des phases de dessiccation et de concentration de la solution dans les ménisques. La morphologie des parois évoluerait au cours du temps avec la fermeture de la porosité intergranulaire. Les points de jonction se formeraient les premiers entre les grains les plus proches. Ceux-ci, se formant à partir d'une solution où des minéraux argileux hérités (kaolinite et illite) et des granules (résidus d'altération) sont présents en suspension, seraient essentiellement constitués de beidellite en étroite association avec les minéraux argileux hérités et les granules.

Par la suite, la porosité évoluant en fonction du développement de nombreux points de jonction, des parois de type cloison progresseraient à partir des points de jonction vers le centre de la porosité intergranulaire. La géométrie de ces cloisons serait, comme pour les points de jonction, étroitement liée à la géométrie des ménisques se développant lors des phases de dessiccation. Les propriétés de l'assemblage élémentaire ayant évolué à la suite de la mise en place des points de jonction, un nombre plus faible de minéraux argileux hérités et de granules serait présent en suspension dans la solution. La solution se concentrant dans la porosité, les minéraux argileux néoformés seraient encore de type beidellite mais une phase siliceuse pourrait aussi apparaître.

Enfin, lors d'un troisième stade, les parois progressant encore vers le centre de la porosité intergranulaire et la solution ne contenant que quelques minéraux argileux hérités, les parois de type draperie se formeraient avec une phase siliceuse en proportion suffisante pour être détectée lors des micro-analyses.

Ainsi, un remplissage progressif de la porosité intergranulaire (enrassement) se produirait à la suite du développement de beidellite secondaire, néoformée au cours de phases de dessiccation.

4. ORIGINE DES HORIZONS SABLEUX À TRÈS FORTE COHÉSION

La discussion a porté jusqu'alors essentiellement sur la nature des constituants élémentaires et sur leur mode d'assemblage. Ceci nous a permis de relier le comportement physique des horizons sableux à très forte cohésion à un mode d'assemblage très spécifique de la phase minérale. Pour cela, nous avons comparé les horizons très cohérents avec les horizons peu cohérents, et nous avons été amenés à émettre des hypothèses quant au mode de formation de l'assemblage très cohérent.

4.1. Organisation des horizons SPC et STC

La discussion va porter maintenant sur l'origine des horizons à forte cohésion et sur leur différenciation par rapport aux horizons peu cohérents. A cette fin, nous avons analysé les caractéristiques des horizons entre eux et leurs relations géométriques.

Dans la plaine où s'étend le hardé Lagadgé, le modelé est peu différencié :

- sur un replat inférieur, on distingue d'une part des sols argileux à caractère hydromorphe ou vertique, qui sont associés à des zones de mares à végétation spécifique (dépression de 1 à 2 dm de dénivellation et d'extension métrique à

décamétrique) et d'autre part des sols à horizons très cohérents présents dès la surface du sol qui sont associés à des zones nues (présentant localement quelques individus ligneux spécifiques, et ça et là, une termitière de *Odontotermes magdaleñæ*). Ces zones nues s'étendent sur une distance de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres ;

- sur un replat supérieur, d'une part on observe des sols à horizons supérieurs sableux très cohérents (épais de plusieurs mètres) surmontés par des horizons sableux peu cohérents (épais de 0,5 m). Ces sols sont associés à une végétation herbacée (avec localement les mêmes individus ligneux et les mêmes termitières que dans les zones nues) et ils s'étendent sur une distance de plusieurs dizaines à une centaine de mètres. D'autre part, on reconnaît des sols à horizons sableux peu cohérents épais de plusieurs mètres, qui sont associés à des zones arborées d'extension métrique à décamétrique.

Une telle organisation latérale des sols est courante dans les régions soudano-sahéliennes. Cette organisation se rapproche en particulier de celle qui a été étudiée à Mindera par BOUCQUIER (1971). Néanmoins, elle se distingue de celle-ci par le caractère tronqué des sols à horizons très cohérents présents dès la surface du sol (zones nues). En effet, on a constaté à Lagadgé que la limite entre les zones nues et les zones herbacées est une limite d'érosion. A cet endroit, les horizons supérieurs sableux peu cohérents sont décapés, ce qui conduit à faire affleurer les horizons très cohérents. La dynamique érosive est comparable à celle décrite par BOULET (1978) sur la séquence de Tassamat (Burkina-Faso). Par ailleurs, l'organisation des sols du hardé Lagadgé se distingue aussi de celle de Mindera (BOCQUIER, 1971) par la présence d'une discontinuité séimentaire entre le matériau supérieur homogène et le matériau inférieur hétérogène.

Exceptés les sols argileux qui sont liés à des zones de décantation, et les sols à horizons très cohérents proches de la surface du sol qui résultent d'une dynamique érosive, la principale différenciation de la couverture pédologique est formée par la discontinuité entre les horizons peu cohérents et les horizons très cohérents. L'étude de l'organisation de ces horizons a été effectuée dans un secteur où les sols argileux sont absents et où les sols à horizons très cohérents proches de la surface sont peu étendus. Cette étude s'est appuyée sur l'établissement de plusieurs cartes de résistivité et sur des observations morphologiques permettant un calage entre les mesures de résistivité apparente et la géométrie des horizons. Les horizons STC sont associés à de très faibles valeurs de résistivité apparente, en relation avec la continuité de la phase solide hydratée dans l'assemblage de grains revêtus et pontés, alors que les horizons SPC sont associés à de très fortes valeurs qui sont liées au caractère discontinu de la phase solide (assemblage de grains nus et libres).

Les mesures de résistivité apparente permettent de distinguer les deux types d'horizon sans aucune possibilité de confusion. Elles ont conduit à identifier des zones où les horizons s'étendent en continu et de localiser des discontinuités latérales, concernant en particulier les horizons très cohérents (toute interruption de ces horizons conducteurs étant associée à un fort gradient de résistivité apparente). Cette étude de l'organisation des horizons a mis en évidence les principaux faits suivants :

- dans les zones nues, les horizons STC sont présents en continu dès la surface du sol (ou à quelques centimètres de profondeur) ;
- dans les zones herbacées, les horizons STC se poursuivent latéralement de manière continue sous les horizons SPC supérieurs. La limite entre les horizons supérieurs SPC et les horizons inférieurs STC est située à environ 0,5 m et elle présente des ondulations ;
- dans les zones arborées, les horizons STC sont interrompus latéralement ou bien sont situés à une profondeur de plusieurs mètres. En coupe, ils présentent un brusque approfondissement ou s'interrompent latéralement selon une forme de langue. En plan, l'approfondissement ou l'interruption des horizons STC dessine une forme de boutonnière sur les cartes de résistivité apparente. Le contour de cette boutonnière correspond à la limite de l'association végétale de type zone arborée.

Il existe une relation étroite entre l'organisation des horizons et la distribution des associations végétales, mais pas de relation stricte avec le modèle : l'apparition des sols tronqués le long des séquences est marquée par un ressaut topographique de faible dénivelée ; en revanche, les principales caractéristiques de la couverture pédologique (variation de profondeur de la discontinuité de cohésion et interruption latérale des horizons STC) ne sont pas associées à une variation topographique. Il s'agit là d'une caractéristique essentielle de l'organisation des séquences des horizons de Lagadgé ; ces horizons ne s'ordonnent pas en fonction d'une position par rapport à l'amont ou à l'aval comme l'ont montré BOCCUIER (1971), BOULET (1978) et BRABANT et GAVAUD (1985) pour des séquences présentant des horizons semblables.

4.2. Scénario expliquant la différenciation des horizons SPC et STC

L'organisation actuelle des horizons pourrait résulter d'une évolution sédimentaire ; dans ce cas, après le dépôt du sédiment inférieur, un "sédiment STC" se serait déposé et aurait durci, puis un "sédiment SPC" se serait mis en place. Pour expliquer l'approfondissement ou l'interruption latérale du "sédiment STC", il faut alors envisager qu'une phase d'érosion ait abouti

localement à des ablations et que la phase de dépôt du "sédiment SPC" ait comblé les zones d'ablation du "sédiment STC".

L'hypothèse d'une telle évolution ne peut être retenue. D'une part, on observe dans les horizons STC des alignements subhorizontaux de nodules ferrugineux qui recoupent la discontinuité de cohésion et qui se prolongent dans les horizons SPC. D'autre part, on observe localement dans les horizons SPC des concentrations d'éclats de quartzite taillés par l'Homme. Ces éclats sont associés à des esquilles de débitage, dont la présence démontre que les éclats de quartzite proviennent d'un atelier de débitage *in situ*. Or des éclats et des esquilles de débitage semblables sont présents dans les horizons STC à proximité immédiate de la discontinuité de cohésion. Par conséquent, la discontinuité de cohésion est discordante et postérieure à la formation des nodules ferrugineux et à la mise en place de l'atelier de taille de quartzite. En outre, ces deux structures étant "en place", la discontinuité de cohésion ne peut pas être assimilée à un contact résultant de dépôts différents.

Les sols du *hardé Lagadgé* sont ordonnés en fonction de variations de la nature du substrat. En effet, à la suite d'observations ponctuelles dans des fosses profondes, nous avons constaté que la présence d'horizons STC développés au sein du matériau supérieur sur une épaisseur de plusieurs mètres coïncide avec la présence en profondeur d'un matériau inférieur argileux, et que l'absence d'horizons STC et/ou la présence d'horizons SPC sur une grande épaisseur (plusieurs mètres) coïncide avec la présence en profondeur d'un matériau inférieur sableux grossier. En fait, l'étude des séquences de *Lagadgé* et d'autres séquences de sols à forte cohésion nous ont montré qu'un substrat peu perméable est situé à relativement faible profondeur (1 à 2 m) là où les horizons STC sont présents.

La relation entre la présence d'horizons à forte cohésion et la présence d'un substrat peu perméable est à rapprocher de celle qui a été mise en évidence pour des fragipans du sud-ouest de l'Indiana (HARLAN *et al.*, 1977) et pour des fragipans de l'est de la France (BRUCKERT et BEKKARY, 1992). Selon ces auteurs, il semble bien que la présence d'un substrat peu perméable jouant un rôle de plancher soit une condition nécessaire pour que se forment des fragipans.

Un scénario reconstituant l'évolution la plus probable est présenté sur le schéma qui suit. La sédimentation a conduit au dépôt d'un sédiment hétérogène ("matériau inférieur") qui présente une dominante argileuse correspondant à un régime de décantation. Au sein de ce sédiment hétérogène, des intercalations de sables grossiers et de sables fins se mettent en place localement, en relation avec un fonctionnement fluviatile (*chenal*). Un sédiment sableux fin homogène ("matériau supérieur") recouvre le matériau inférieur à la faveur de dépôts ou de

remaniements éoliens. Un atelier de débitage de quartzite témoigne d'une occupation anthropique entre deux phases de dépôt du matériau supérieur. Une telle succession de dépôts sédimentaires est conforme à l'existence de variations paléoclimatiques entre des périodes humides responsables de dépôts fluviolacustres et des périodes arides responsables de dépôts éoliens.

Lors d'une première phase de pédogenèse, une nappe se développe dans le matériau sableux fin supérieur, le matériau inférieur jouant le rôle de plancher. Cette nappe peut être alimentée par infiltration à partir des précipitations à la surface du sol et par des apports latéraux provenant du chenal de sable grossier (intéro-flux dans l'ancien cours d'eau maintenant enterré). La formation des nodules ferrugineux daterait de cette première phase de pédogenèse, leurs alignements subhorizontaux témoignant des niveaux de battement de la nappe. Cette période correspondrait également à un fonctionnement éluvial-illuvial dont subsistent des traits morphologiques caractéristiques (revêtements en coiffe et revêtements référencés à des vides).

Une seconde phase de pédogenèse serait responsable de la formation des horizons STC. L'apport de solution provenant directement d'une infiltration à la suite de précipitations est réduit par l'évapotranspiration. A la base du matériau sableux fin, une nappe est alimentée au cours de la saison humide par un intéro-flux dans le chenal de sable grossier. Compte tenu de la taille des pores, des remontées capillaires se produisent sur une hauteur de 1,5 m à partir du toit de cette nappe. Au cours de la saison sèche, la solution du sol apportée par la nappe et par les remontées capillaires se concentre dans des ménismes au point de contact entre les constituants grossiers et ces ménismes sont le siège de néoformations de minéraux argileux. La répétition du cycle conduisant à la recharge de la nappe puis à la concentration de la solution du sol serait responsable de la formation de l'assemblage cloisonné de grains revêtus. Dès lors, le système évoluerait vers un cloisonnement généralisé des espaces intergrains et par conséquent vers une réduction de la perméabilité du matériau sableux fin. Finalement, les flux ne pouvant plus pénétrer à travers l'assemblage cloisonné, celui-ci acquérait une très forte cohésion.

Au droit des zones arborées, le toit de la nappe étant situé à une plus grande profondeur, la remontée capillaire n'atteindrait pas le front d'évaporation. La concentration de la solution ne pourrait se produire et empêcherait la néoformation de minéraux argileux. Par conséquent, les horizons STC ne se formeraient pas à cet endroit.

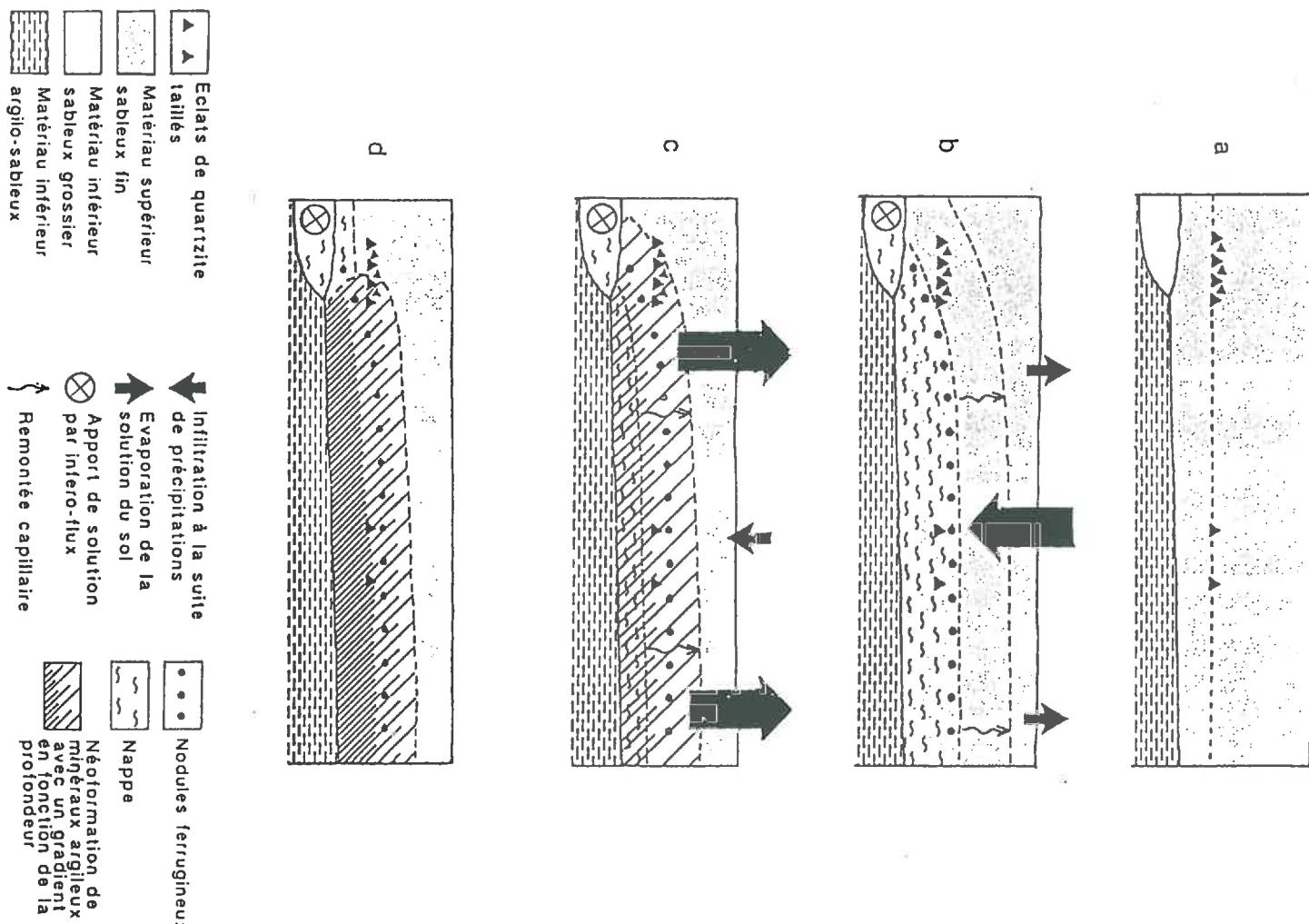


Schéma de différenciation de la couverture pédologique au sein des matériaux sédimentaires :

- dépôt des sédiments conduisant à la mise en place d'un matériau inférieur hétérogène à dominante argileuse, localement sableux grossier (chenal) et d'un matériau supérieur homogène à sable fin (avec une occupation anthropique interstratifiée)
- évolution en contexte humide (infiltration très importante et évaporation réduite) avec la présence d'une nappe peu minéralisée et la formation de nodules ferrugineux dans la zone de battement
- évolution en contexte aride (faible infiltration et forte évaporation) avec la présence d'une nappe fortement minéralisée, le développement d'argile de néogenèse dans la porosité intergrain et l'acquisition de la cohésion associée
- système actuel avec un fonctionnement très influencé par la présence des horizons à très forte cohésion et à faible perméabilité

4.3. Conclusion

L'existence temporaire d'une nappe alimentée par un inféro-flux et associée à des remontées capillaires explique le développement uniforme des horizons STC sur de grandes distances et sur une grande épaisseur. Actuellement le fonctionnement d'une telle nappe n'est observé localement que de manière intermittente à la fin de la saison humide et pour des années particulièrement pluvieuses. Cette nappe est alimentée par un chenal de sable grossier enterré, dont la présence est attestée à 3 m de profondeur dans le sol situé au droit des zones arborées et dont la forme sinuose est suggérée par la cartographie de résistivité apparente. Ce chenal serait alimenté par des écoulements provenant de précipitations tout à fait à l'amont du site de Lagadgé.

L'évolution qui conduit à la néoformation de constituants fins revêtant et reliant entre eux aussi bien des constituants grossiers que des nodules ferrugineux ou des racines est contrôlée par les conditions climatiques actuelles où se succèdent des périodes humides puis des périodes de dessiccation intense. De plus, en l'absence de variation topographique, l'organisation des matériaux sédimentaires serait déterminante pour l'évolution des sols. L'existence d'un substrat argileux présentant localement des chenaux de sable grossier et recouvert par un matériau sableux fin concorde avec les caractéristiques des formations superficielles observées actuellement dans le bassin tchadien (plaine argileuse de décantation des yaéré, chenaux d'origine fluviatile et dépôts sableux d'origine éolienne).

Selon ce scénario d'évolution, il apparaît que les activités humaines n'interviennent pas directement dans le processus responsable de la formation des horizons très cohérents. Néanmoins, toute activité augmentant les phénomènes évaporatoires dans les sols pourrait accélérer le processus d'acquisition de la cohésion.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Des sols à horizons sableux très cohérents sont associés aux zones arides hardé les plus typiques de la plaine méridionale du bassin tchadien. Un site a été choisi pour analyser en détail la couverture pédologique à laquelle appartiennent ces sols à horizons sableux très cohérents. Nos observations ont montré que la couverture pédologique y présente deux niveaux d'organisation : un premier niveau correspond à un mode très particulier de l'assemblage des constituants argileux avec les constituants sablo-limoneux et un second niveau correspond à l'extension du caractère de cohésion au sein des matériaux sédimentaires.

Les propriétés physiques des horizons à très forte cohésion s'expliquent par le mode d'assemblage très particulier des constituants élémentaires : les horizons très cohérents sont associés à un assemblage cloisonné de grains revêtus qui assure une continuité de la phase solide alors que les horizons peu cohérents se caractérisent en général par un assemblage de grains libres et nus.

Ce mode d'assemblage des constituants explique qu'une très faible quantité de constituants fins soit responsable d'une très forte cohésion, ces constituants fins étant disposés à la surface des grains et aux points de contact entre les grains. L'assemblage est d'autant plus rigide à sec que les parois disposées entre les grains sont solidaires des revêtements qui les enserrent, les constituants fins se disposant en continu depuis les parois jusqu'aux revêtements.

Le caractère de très forte cohésion à l'état sec est dû à une forte cohésion entre les particules argileuses de beidellite alumino-ferrifère qui composent majoritairement les parois. Cette cohésion est d'autant plus forte que ces particules très fines développent de grandes surfaces de contact, assurant par conséquent une continuité élevée de la phase solide. Il n'est donc pas nécessaire d'envisager que des constituants faiblement cristallisés jouent un rôle privilégié de "ciment". Néanmoins, d'après nos résultats d'analyses chimiques, il n'est pas exclu que des composés de silice faiblement cristallisés soient aussi présents au sein des parois.

La formation de l'assemblage élémentaire qui est à l'origine du développement de la cohésion serait en relation avec la présence d'une nappe temporaire fortement minéralisée et avec l'existence d'un régime évaporatoire très marqué. Durant la saison humide, cette nappe serait alimentée par un flux provenant de l'amont du *hardé* Lagadgé, circulant dans des chenaux de matériau grossier et apportant à la base des matériaux sableux des solutions fortement minéralisées. Dès le début de la saison sèche, la solution du sol alimentée par ce flux se concentrerait sous l'action de l'évaporation, ce qui conduirait à des néotformations de minéraux argileux à la surface des grains et dans les ménismes d'eau localisés au point de contact entre les grains. La répétition des cycles saisonniers où se succèdent un apport de solutions par inféro-flux et une néoformation par évaporation serait responsable de la genèse de l'assemblage cloisonné de grains revêtus. Ainsi, la profondeur du plancher argileux ou son absence contrôlerait la formation ou non des horizons sableux très cohérents.

De notre point de vue, seule l'hypothèse de l'évaporation d'une solution alimentée par un inféro-flux permet d'expliquer le développement uniforme et continu des horizons sableux très cohérents avec une grande épaisseur et avec une grande extension latérale. En revanche, quelques caractères morphologiques témoignent d'une pédogenèse antérieure à la formation des horizons très cohérents qui s'apparenterait davantage au fonctionnement d'un système éluvial-illuvial en relation avec des circulations hydriques provenant des précipitations à la surface du sol.

D'une manière générale, la genèse des horizons sableux très cohérents serait favorisée par la superposition d'un matériau supérieur perméable et d'un matériau intérieur peu perméable apparaissant à faible profondeur (1 à 2 m) et par l'existence d'une nappe temporaire fortement minéralisée au sein du matériau supérieur. Les horizons sableux très cohérents se formeraient à la suite d'une néoformation de constituants argileux dans des ménismes d'eau localisés entre les grains et formés au cours des périodes d'intense évaporation.

L'étude a été effectuée sur un site où la superposition sédimentaire d'un matériau supérieur homogène et d'un matériau inférieur hétérogène est clairement identifiée et où la pédogenèse n'a conduit pour l'essentiel qu'à l'apparition du caractère de très forte cohésion. En étudiant globalement les caractéristiques des horizons peu cohérents et des horizons très cohérents développés au sein des matériaux sédimentaires, aucune différence de constitution n'est apparue. En revanche, en comparant les deux types d'horizons au sein du même matériau sédimentaire homogène, l'analyse des variations locales de constitution a montré que les horizons très cohérents diffèrent des horizons peu cohérents par une faible augmentation de la teneur en particules très fines.

L'utilisation combinée de différentes approches pour étudier l'assemblage des constituants a montré que cette faible augmentation de la teneur en particules très fines est responsable de l'apparition du caractère de très forte cohésion et de l'augmentation de densité apparente dans les horizons très cohérents par rapport aux horizons peu cohérents. Enfin l'utilisation d'une reconnaissance géophysique a permis d'établir les continuités et les discontinuités des horizons très cohérents dont la morphologie ne peut être observée que très localement en raison des difficultés d'investigation.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AFNOR (1987a). Mesure du pH (H_2O). Méthode électrométrique (X 31-103, juin 1981). In : Qualité des sols, méthodes d'analyse. Recueil de normes françaises, AFNOR (Paris), pp. 33-34.

AFNOR (1987b). Détermination de la conductivité électrique d'un extrait aqueux de terre (X 31-113, sept. 1986). In : Qualité des sols, méthodes d'analyse. Recueil de normes françaises, AFNOR (Paris), pp. 76-85.

ALBOUY, Y., PION, J.C. et WACKERMANN, J.M. (1970). Application de la prospection électrique à l'étude des niveaux d'altération. Cah. ORSTOM, sér. Géol., 2, 2, pp. 161-170.

AMBOUTA, K. et ICOLE, M. (1986). L'écosystème "brousse tigrée" de l'ouest du Niger : son évolution lors des variations climatiques de durée pluriannuelle. In : Changements globaux en Afrique (Dakar Symposium, 1986). ORSTOM (Paris), pp. 1-4.

ANDRIEUX, P., CABIDOCHÉ, Y.M., JAILLARD, B., LUCAS, Y. et BOULET, R. (1986). Dynamique de l'eau dans un système de sols à forte différenciation latérale (Plaine côtière ancienne, Guyane française). Sci. Sol., 3, 24, pp. 285-299.

AUBREVILLE, A. (1949). Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. Soc. Ed. Géogr. Marit. et Col. (Paris), 351 p.

AUROUSSEAU, P. (1976). Morphologie et genèse des sols sur granite du Morvan. Thèse Docteur-ingénieur, ENSA Rennes, Multigraphié, 210 p.

BALTZER, F. (1982). Géodynamique de la sédimentation et diagenèse précoce sur un delta tropical à mangrove en domaine ultrabasique (Nouvelle-Calédonie). Thèse d'Etat, Univ. Paris-sud Orsay. Trav. et Doc., ORSTOM (Paris), 152, 283 p.

BARBERY, J. et GAVAUD, M. (1980). Notice de la carte. Carte pédologique du Nord-Cameroun à 1/100 000. Feuille Bogo-Pouss. ORSTOM et ONAREST-IRAF (Paris), 88, 58p.

BEAUVILAIN, A. (1985). Remarques sur la situation pluviométrique actuelle du nord du Cameroun. Rev. Géog. Cameroun, 5, 1, pp. 47-62.

BEAUVILAIN, A. (1986). Les variations du niveau du lac Tchad. Rev. Géog. Cameroun, 6, 2, pp. 121-137.

BEAUVILAIN, A. (1989). Nord-Cameroun : Crises et peuplement. Thèse d'Etat, Univ. Rouen, Multigraphié, 1-2, 625 p.

BENNETT, J.G. (1980). Aeolian deposition and soil parent materials in northern Nigeria. Geoderma, 24, pp. 241-255.

BERNARDI, A., DETAY, M. et GAUJOURS, D. (1985). Carte hydrogéologique du Nord-Cameroun à 1/500 000. ARLAB, Min. Agric. et Fonds Nat. Dév. Rur. (Yaoundé).

BERTHOIS, L. et GENDRE, A. (1967). Recherches sur le comportement hydraulique des particules sédimentaires. Cah. Océano., 19, 2, pp. 95-123

BESSOLE, B. et TROMPETTE, R. (1980). Géologie de l'Afrique. La chaîne panafricaine, "zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise". Mémoire BRGM (Orléans), 92, 2, 396 p.

BLOT, A. (1980). L'altération climatique des massifs de granit du Sénégal. Trav. et Doc., ORSTOM (Paris), 114, 434 p.

BOCQUIER, G. (1964). Présence et caractères des solonetz solodisés tropicaux dans le bassin tchadien. In : Transactions (8th International congress of soil science, Bucarest, 1964). Publishing House Acad. Rep. Romania (Bucarest), 5, pp. 687-695.

- BOCQUIER, G., PAQUET, H. et MILLOT, G. (1970). Un nouveau type d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques : l'invasion remontante de la montmorillonite. C. R. Acad. Sci. Paris, D, 270, pp. 460-463.
- BOCQUIER, G. (1971a). Génèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse d'Etat, Univ. Strasbourg. Mémoire ORSTOM (Paris), 62, 350 p.
- BOCQUIER, G. (1971b). Génèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Cah. ORSTOM, séri. Pédol., 9, 4, pp. 509-515.
- BOEKESTEIN, A., HENSTRA, S. et BISDOM, E.B.A. (1981). Submicroscopic techniques for in situ microchemical analysis of soils : 1 - Non-destructive techniques. In : Submicroscopy of soils and weathered rocks (Proceedings 1st workshop of the International working group on submicroscopy of undisturbed soil materials, Wageningen, 1980). BISDOM, E.B.A. Ed., Pudoc (Wageningen), pp. 29-44.
- BOTTRAUD, J.C. (1983). Résistivité électrique et étude de sols. Applications à la cartographie et à la caractérisation du fonctionnement hydrique. Thèse Docteur-Ingénieur, USTL Montpellier, Multigraphié, 191 p.
- BOTTRAUD, J.C., BORNAND, M. et SERVAT, E. (1984a). Mesures de résistivité appliquées à la cartographie en pédologie. Sci. Sol, 4, pp. 279-294.
- BOTTRAUD, J.C., BORNAND, M. et SERVAT, E. (1984b). Mesures de résistivité et étude du comportement agronomique d'un sol. Sci. Sol, 4, pp. 295-308.
- BOULANGE, B. et CARN, M. (1971). Prospection électrique appliquée à l'étude des cuirasses en Côte d'Ivoire. Multigraphié, ORSTOM (Adiopodoumé), 14 p.
- BOULET, J., BEAUVILAIN, A. et GUBRY, P. (1984). Les groupes humains. In : Le Nord du Cameroun. Des Hommes, une région. Mémoire ORSTOM (Paris), 102, pp. 103-157.
- BOULET, R. et PAQUET, H. (1972). Deux voies différentes de la pédogenèse en Haute-Volta. Convergence finale vers la montmorillonite. C. R. Acad. Sci. Paris, D, 275, pp. 1203-1206.
- BOULET, R. (1978). Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Thèse d'Etat, Univ. Strasbourg. Mémoire ORSTOM (Paris), 85, 272 p.
- BOULET, R., CHAUVEL, A., HUMBEL, F.X. et LUCAS, Y. (1982a). Analyse structurale et cartographie en pédologie. I - Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique : les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. Cah. ORSTOM, séri. Pédol., 19, 4, pp. 309-321.
- BOULET, R., HUMBEL, F.X. et LUCAS, Y. (1982b). Analyse structurale et cartographie en pédologie. II - Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. Cah. ORSTOM, séri. Pédol., 19, 4, pp. 323-339.
- BOULET, R., HUMBEL, F.X. et LUCCAS, Y. (1982c). Analyse structurale et cartographie en pédologie. III - Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique. Cah. ORSTOM, séri. Pédol., 19, 4, pp. 341-351.
- BOULET, R., CHAUVEL, A. et LUCAS, Y. (1984). Les systèmes de transformation en pédologie. In : Livre jubilaire du cinquantenaire AFES (1934-1984). AFES (Paris), pp. 167-179.
- BOUTRAIS, J. (1984a). Le milieu naturel. In : Le Nord du Cameroun. Des Hommes, une région. Mémoire ORSTOM (Paris), 102, pp. 19-62.
- BOUTRAIS, J. (1984b). Les milieux naturels et l'occupation des sols. In : Le Nord du Cameroun. Des Hommes, une région. Mémoire ORSTOM (Paris), 102, pp. 63-100.

BOUTRAIS, J. (1984c). Les contacts entre sociétés. In : Le Nord du Cameroun. Des Hommes, une région. Mémoire ORSTOM (Paris), 102, pp. 263-274.

BRABANT, P. (1967). Contribution à l'étude des sols à horizons blanchis dans la région de Garoua (Nord-Cameroun). Multigraphié, ORSTOM (Yaoundé), 85 p.

BRABANT, P. (1968). Sols ferrugineux tropicaux et sols apparentés du Nord-Cameroun. Aspects de leur pédogénèse. Multigraphié, ORSTOM (Yaoundé), 42 p.

BRABANT, P. et HUMBEL, F.X. (1974). Notice de la carte. Carte pédologique du Nord-Cameroun à 1/200 000. Feuille Poli. ORSTOM (Paris), 51, 109 p.

BRABANT, P., FOTIUS, G., GAVAUD, M. et LETOUZEY, R. (1985). Esquisse des formations végétales. Carte à 1/2 000 000. In : Les sols et les ressources en terres du Nord-Cameroun. ORSTOM (Paris).

BRABANT, P. et GAVAUD, M. (1985). Notice explicative. In : Les sols et les ressources en terres du Nord-Cameroun. ORSTOM (Paris), 103, 285 p.

BRABANT, P. (1987). Management of vertisols under semi-arid conditions. In : Selection of sites for the vertisols network : distinction between types of vertisols. LATHAM, M., AHN, P. et ELLIOT, C.R. Ed., IBSRAM Proceedings (Bangkok), 6, pp. 65-70.

BRABANT, P. (1991). Le sol des forêts claires du Cameroun. ORSTOM (Paris), 1, 530 p. et 2, 278 p.

BRIDGES, E.M. et BULL, P.A. (1983). The role of silica in the formation of compact and indured horizons in the soils of South Wales. In : Soil micromorphology (Proceedings 6th International working meeting on soil micromorphology, London, 1981). BULLOCK, P. et MURPHY, C.P. Ed., A.B. Academic Publishers (Berkhamsted), 2, pp. 605-613.

BRINDLEY, G.W. et BROWN, G. (1980). Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. BRINDLEY, G.W. et BROWN, G. Ed., Mineralogical society, Minéral. Soc. Monograph (reprinted 1984) (London), 5, 495 p.

BRUJAND, A. (1980). Analyse de la superposition de profils en vallée sèche de Champagne crayeuse. Mémoire DEA, Univ. Paris 7, Multigraphié, 49 p.

BRUJAND, A. (1985). Contribution à l'étude de la dynamique de l'organisation de matériaux gonflants. Application à un matériau provenant d'un sol argilo-limoneux de l'Auxerrois. Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris 7, Multigraphié, 225 p.

BRUJAND, A. et PROST, R. (1986). Apport des méthodes d'enrichissement sélectives et des spectrométries à l'identification des constituants minéraux d'un échantillon de sol. Agronomie, 6, 8, pp. 717-726.

BRUJAND, A. et PROST, R. (1987). Effect of water content on the fabric of a soil material : an experimental approach. J. Soil Sci., 38, pp. 461-472.

BRUJAND, A. et PROST, R. (1988). Analyse minéralogique quantitative d'un échantillon de sol : utilisation des données concernant la composition chimique de l'échantillon. Agronomie, 8, 1, pp. 15-22.

BRUJAND, A., BRAudeau, E et FRITSCH, E. (1990). Evolution de la géométrie de l'espace porté des sols lors du passage du domaine ferrallitique au domaine ferrugineux et hydromorphe. Exemple du bassin de Booro Borotou (Côte d'Ivoire). In : Structure et fonctionnement hydropédologique d'un petit bassin versant de savane humide (Journées hydropédologiques de l'ORSTOM, Montpellier, 1989). Équipe HYPERBAV Ed., Etudes et Thèses, ORSTOM (Paris), pp. 137-145.

BRUCKERT, S. et BEKKARY, M. (1992). Formation des horizons diagnostiques argiliques et de fragipan en fonction de la perméabilité des roches. Can. J. Soil Sci., 72, 1, pp. 69-88.

BRUNEAU DE MIRE, P. (1975). A propos de la genèse des sols "hardé" dans le Nord-Cameroun. Agron. Trop., 30, 3, pp. 271-275.

BRYANT, R.B. (1989). Physical processes of fragipan formation. In : Fragipans : Their occurrence, classification and genesis (Proceedings of a symposium of the SSSA, Atlanta, 1987). SMECK, N.E. et CIOŁKOSZ E.J. Ed., SSSA Special Publication (Madison, USA), 24, pp. 141-150.

BULL, P.A. et BRIDGES, E.M. (1978). Micromorphological and genetic properties of a gleycic brown podzolic soil from South Wales (U.K.). In : Abstracts for commission papers (Xith ISSS congress, Edmonton, Canada), 1, pp. 34-34.

BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G., TURSINA, T. et BABEL, U. (1985). In : Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications (Wolverhampton, G.B.), 152 p.

CABIDOCHE, Y.M. et SERVANT, J. (1980). Etudes agro-pédologiques des fermes de Guyane. Fermes de Combi et de St Elle. Multigraphié, INRA-CRAAG (Guadeloupe), 16 p.

CABIDOCHE, Y.M. (1985). Distribution des sols à argiles gonflantes sur calcaires récifaux (zone carabée). Utilisation des mesures de résistivité électrique. In : Actes du 1er séminaire scientifique de pédologie pour la région de l'Amérique Centrale et des Caraïbes (La Havane, 1985). Coll. et Sémin., ORSTOM (Paris), pp. 187-219.

CAILLERE, S., HENIN, S. et RAUTUREAU, M. (1982a). Minéralogie des argiles. Structure et propriétés physico-chimiques (seconde édition). Actual. Sci. Agron., Masson et INRA (Paris), 8, 184 p.

CAILLERE, S., HENIN, S. et RAUTUREAU, M. (1982b). Minéralogie des argiles. Classification et nomenclature (seconde édition). Actual. Sci. Agron., Masson et INRA (Paris), 9, 189 p.

CAMBIER, P. et PROST, R. (1981). Etude des associations argile-oxyde : organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. Agronomie, 1, 9, pp. 713-722.

CARLISLE, F.J., KNOX, E.G. et GROSSMAN, R.B. (1957). Fragipan horizons in New York soils : I - General characteristics and distribution. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 21, pp. 320-321.

CASENAVE, A. et VALENTIN, C. (1989). Les états de surface de la zone sahélienne. Didactiques, ORSTOM (Paris), 202 p.

CEE (1988). Utilisation et conservation des ressources en sol et en eau (Nord-Cameroun). Rapport final CEE (contrat TSD A216 CAM5). Multigraphié, IRA, IRGM, ORSTOM et CNRS (Montpellier), 232 p.

CHARTRES, C.J. et FITZGERALD, J.D. (1990). Properties of siliceous cements in some australian soils and saprolites. Dev. Soil Sci., 19, pp. 199-205.

CIEH (1978). République du Cameroun. Précipitations journalières de l'origine des stations à 1972. CIEH et ORSTOM, 1, 513 p.

CIEH (1990). République du Cameroun. Précipitations journalières de 1973 à 1980. ASECNA, CIEH, Dir. Météo. Nat. Cameroun et ORSTOM, 743 p.

CLOS-ARCEDUC, M. (1956). Etude sur photographies aériennes d'une formation végétale sahélienne : la brousse tigrée. Bull. IFAN, 18, 3, pp. 677-684.

COMBEAU, A., CURIS, M. et CLAISSE, G. (1954). Etude pédologique de la plaine de Kartoa. Multigraphié, IRCAM (Yaoundé), 9 p.

COMBEAU, A. (1955). Les sols du sous-secteur de modernisation de Golompou. Multigraphié, IRCAM (Yaoundé), 13 p.

- CONNNAH, G. (1976). The Daima sequence and the prehistoric chronology of the lake Chad region of Nigeria. *J. African Hist.*, 17, 3, pp. 321-352.
- CONNNAH, G. (1981). Three thousand years in Africa : Man and his environment in the lake Chad region of Nigeria. Cambridge University Press (London et New-York), 268 p.
- CONNNAH, G. (1984). An archaeological exploration in southern Bornu. *African Archaeo. Rev.*, 2, pp. 153-171.
- CONNNAH, G. (1985). Agricultural intensification and sedentism in the Fiziki of N.E. Nigeria. In : Prehistoric intensive agriculture in the tropics. FARRINGTON, I.S. Ed., Bar (Oxford), 2, pp. 765-785.
- COULON, E. et BRUAND, A. (1989). Effects of compaction on the pore space geometry in sandy soils. *Soil Tillage Res.*, 15, pp. 137-152.
- CURTIS, M., CLAISSE, G. et COMBEAU, A. (1954). Observations complémentaires dans la vallée du mayo Louti. Multigraphié, IRCAM (Yaoundé), 4 p.
- CURTIS, M. (1954). Prospection pédologique de la vallée du mayo Louti. Multigraphié, IRCAM (Yaoundé), 10 p.
- CURTIS, M. et MARTIN, D. (1957). Etude pédologique des villages pilotes du Margui Wandala. Multigraphié, IRCAM (Yaoundé), 25 p.
- DABAS, M., HESSE, A., JOLIVET, A. et TABBAGH, A. (1989). Intérêt de la résistivité électrique pour la connaissance du sol à grande échelle. *Sci. Sol.*, 27, 1, pp. 65-68.
- DAVID, N. (1981). The archaeological background of Cameroonian history. In : Extraits du colloque : contribution de la recherche ethnologique à l'histoire des civilisations du Cameroun (Paris, 1973). TARDITS, C. Ed., Coll. Intern., CNRS (Paris), 551, 1, pp. 78-98.
- DE CARVALHO, S.R. (1990). Tassement des sols ferrallitiques mis en culture. Apport d'une analyse compartimentale de l'espace poral de sols "podzolicos" (Etat de Rio de Janeiro, Brésil). Thèse Docteur Univ., Univ. Paris 6, Multigraphié, 199 p.
- DE PARCEVAUX, S., PAYEN, D., BROCHET, P., SAMIE, C., HALLAIRE, M. et MERIAUX, S. (1990). Dictionnaire encyclopédique d'agrométéorologie. CILF, INRA et METEOFRENCE (Paris), 323 p.
- DELAUNE, M., REIFFSTECK, M. et FELLER, C. (1991). L'analyse granulométrique de sols et sédiments à l'aide du microgranulomètre "Sedigraph 5000 ET". Comparaison avec la méthode "pipette Robinson". *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., 26, 2, pp. 183-189.
- DERUELLE, B. et REGNOULT, J.M. (1983). Carte télé-interprétative des linéaments de la République Unie du Cameroun au nord du quatrième parallèle (1/1 000 000). Min. Mines et En. (Yaoundé).
- DETAY, M., POYET, P., CASTANY, G., BERNARDI, A., CASANOVA, R., EMSLEM, Y. et AUBRAC, G. (1991). Hydrogéologie de la limite sud-ouest du bassin du lac Tchad au Nord-Cameroun, mise en évidence d'un aquifère semi-captif de socle dans les zones de piémont et de "biseau sec". *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 312, pp. 1049-1056.
- DIOP, S. (1990). La côte ouest africaine. Du Saloum (Sénégal) à la Mellacorée (République de Guinée). Etudes et Thèses, ORSTOM (Paris), 1-2, 379 p.
- DIXON, J.B. et WEED, S.B. (1989). Minerals in soil environments (second édition). DIXON, J.B. et WEED, S.B. Ed., SSSA (Madison, Wisconsin, USA), 1244 p.
- DORRONSORO, C., ORTEGA, E. et DELGADO, M. (1978). The use of fluorescent paints in micromorphometric studies by automatic image analysis systems. In : Soil micromorphology (Proceedings 5th International Working Meeting on Soil Micromorphology, Granada, 1977). DELGADO, M. Ed., Dept. of Edaphology, Univ. Granada (Granada), 2, pp. 1253-1268.

DREGNE, H.E. (1977). Status of desertification in the hot arid regions. In : Status of desertification in the hot arid regions, climate aridity index map, experimental world scheme of aridity and drought probability at a scale of 1/25 000 000. Explanatory note (United Nations conference on desertification, august-september 1977). UNEP (Nairobi), 12 p.

DUCHAUFOUR, P. (1983). Pédologie. Pédogénèse et classification. MASSON (Paris), 1, 491 p.

DUMORT, J.C. et PERONNE, Y. (1966). Notice explicative sur la feuille Maroua. Carte géologique du Cameroun à 1/500 000. Dir. Mines Géol. Cameroun (Paris), 50 p.

DUPLAY, J. (1982). Populations de particules d'argiles. Analyse chimique par microsonde électronique. Thèse 3ème Cycle, Univ. Poitiers, Multigraphié, 110 p.

DUPLAY, J. (1989). Géochimie des argiles et géothermométrie des populations monominérales de particules. Thèse d'Etat, Univ. Strasbourg. Mém. Sc. Géol., Inst. Géol. (Strasbourg), 82, 190 p.

DURAND, A. et MATHIEU, P. (1979-1980). Le Quaternaire supérieur sur la rive sud du lac Tchad. Cah. ORSTOM, sér. Géol., 11, 2, pp. 189-203.

DURAND, A. et MATHIEU, P. (1980). Evolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin tchadien au Pléistocène supérieur. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 22, 4-5, pp. 329-341.

DURAND, A. (1982). Lake Chad oscillations over the past 50 000 years : new data and new hypothesis. Paleogeogr., Paleoclimato., Paleocolog., 39, pp. 37-53.

DURAND, A., FONTES, J.C., GASSE, F., ICOLE, M. et LANG, J. (1984). Le nord-ouest du lac Tchad au Quaternaire : Etude de paleoenvironnements alluviaux, éoliens et lacustres. In : Palaeoecology of Africa. COETZEE, J.A. et VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. Ed., A.A. BALKEMA (Rotterdam), 16, pp. 215-244.

DURAND, A. et LANG, J. (1986). Approche critique des méthodes de reconstitution climatique : le Sahel nigéro-tchadien depuis 40 000 ans. Bull. Soc. Géol. Fr., 8, II, 2, pp. 267-278.

EL IDRISI, M.R. (1977). Diagnostic de la salure des sols par mesures de la résistivité électrique "in situ". Multigraphié, ORSTOM (Tunis), 25 p.

EL OUMRI, M. (1981). Conditions d'utilisation de la méthode des sondages électriques pour l'étude des sols halomorphes. Essai d'interprétation du profil salin électrique. Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris 7, Multigraphié, 150 p.

ESCHENBRENNER, V. (1988). Les glébulles des sols de Côte d'Ivoire : nature et origine en milieu ferrallitique, modalités de leur concentration, rôle des termites. Thèse d'Etat, Univ. Dijon. TDM ORSTOM (Paris), 39, 780 p.

ESU, I.E. (1989). A pedological characterization of soils of the Hadejia alluvial complex in the semi-arid region of Nigeria. Pédologie, 34, 2, pp. 171-190.

EYOG-MATIG, O. (1989). Quelques tentatives de récupération des sols stériles. Plantations forestières dans le Nord-Cameroun. In : Trees for development in sub-saharan Africa (Proceedings of a regional seminar, Nairobi, 1989). IFS (Stockholm), pp. 213-227.

FAO et UNESCO (1976). Carte mondiale des sols à 1/5 000 000. Feuille Afrique. UNESCO (Paris), 6, 307 p.

FAO (1991). An explanatory note on the FAO world soil resources map at 1/25 000 000 scale. In : World soil resources. FAO, World soil Resources report (Rome), 66, 58 p.

FAURE, H., MANGUIN, E. et NYDAL, R. (1963). Formations lacustres du Quaternaire supérieur du Niger oriental : diatomites et âges absolus. Bull. BRGM, 3, pp. 41-63.

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

- FAURE, H. (1986). Variabilité et pseudocyclicité du climat au Sahel aux échelles de temps de 10 à 100 000 ans. In : Climats et risques naturels (Actes du colloque, Paris, 1986). AFGP (Paris), pp. 1-1.
- FAURE, H. et PETIT-MAIRE, N. (1987). Les déserts et l'avenir de l'Homme. Déserts, 1, pp. 4-5.
- FAURE, H. (1987). Cycles arides et cycles humides au Sahara et au Sahel. In : Paléoécologie des régions sahariennes (Actes colloque international, Beni-Abbes, Algérie, 1983). Centre Nat. Et. Hist. (Alger), pp. 9-11.
- FIES, J.C. (1984). Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argiles-squelettes : comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosimétrie au mercure. Agronomie, 4, 9, pp. 891-899.
- FIES, J.C. et STENGEL, P. (1984). Relations entre la constitution granulométrique et minéralogique et les caractéristiques de l'espace poral des sols. In : Livre jubilaire du cinquantenaire AFES (1934-1984). AFES (Paris), pp. 235-240.
- FIES, J.C. et BRUAND, A. (1990). Textural porosity of a silty clay using pore volume balance estimation, mercury porosimetry and quantified backscattered electron scanning image (BESI). Geoderma, 47, pp. 209-219.
- FIES, J.C. (1992). Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size, using mercury porosimetry. Soil Sci. Soc. Am. J., 56, 4, pp. 1062-1067.
- FITZPATRICK, E.A. (1984). Micromorphology of soils. CHAPMAN et HALL Ltd (London), 433 p.
- FOSTER, M.D. (1953). Geochemical studies of clay minerals. II - Relation between ionic substitution and swelling in montmorillonite. Am. Miner., 38, pp. 994-1006.
- FRITSCH, E., BOCCUER, G., BOULET, R., DOSSO, M. et HUMBEL, F.X. (1986). Les systèmes transformants d'une couverture terallitique de Guyane française : analyse structurale d'une formation supergène et mode de représentation. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 22, 4, pp. 361-395.
- FULTON, D.H., BOWER, J.E., LANDRY, P.D., BOULET, J., ESCOFFIER, G. et MCLEROY, G.B. (1978). Resource inventory of North Cameroon, Africa. U.S. Depart. Agric., Soil Conserv. Serv. et FAC, France. U.S. Gov. Printing Office (Washington, D.C.), 189 p.
- FURON, R. et LOMBARD, J. (1964). Explanatory note. Geological map of Africa (1/5 000 000). UNESCO natural resources research, UNESCO (Turin), 3, pp. 3-39.
- GAC, J.Y. et FAURE, H. (1987). Le "vrai" retour à l'humide au Sahel est-il pour demain ? C. R. Acad. Sci. Paris, II, 305, pp. 777-781.
- GARNIER-SILLAM, E., VILLEMIN, G., TOUTAIN, F. et RENOUX, J. (1985). Formation de micro-agrégats organo-minéraux dans les fèces de termites. C. R. Acad. Sci. Paris, III, 301, pp. 213-218.
- GARNIER-SILLAM, E. (1987). Biologie et rôle des termites dans les processus d'humification des sols forestiers tropicaux du Congo. Thèse d'Etat, Univ. Crèteil, Multigraphié.
- GASTON, A. (1981). La végétation du Tchad (nord-est et sud-est du lac Tchad). Evolutions récentes sous des influences climatiques et humaines. Thèse d'Etat, Univ. Paris 12, Multigraphié.
- GAUSSSEN, J.L. (1977). Prospections géophysiques en pédologie. Essai d'adaptation de quelques méthodes à la cartographie des sols. Mémoire DEA, INAPG, Multigraphié, 154 p.
- GAVAUD, M. (1968). Projet de corrélation pédologique dans le bassin du lac Tchad. Multigraphié, UNESCO-REG et ORSTOM (Paris), 71, 123 p.

- GAVAUD, M. (1971). Les sols "hardé" du Nord-Cameroun (sols halomorphes, sols lessivés, planosols, sols hydromorphes). Mise au point bibliographique. Bull. Lias. ORSTOM, thème B, 2, pp. 55-88.
- GAVAUD, M., MULLER, J.P. et FROMAGET, M. (1976). Les étapes de l'évolution des sols dans les alluvions de la Bénoué (Nord-Cameroun). Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 14, 4, pp. 321-335.
- GAZEL, J., HOURCQ, V. et NIKLES, M. (1956). Notice explicative de la carte géologique du Cameroun à 1/1 000 000. Bull. Dir. Mines et Géol. Cameroun, 2, 62 p.
- GIFFORD, R.O. et THIRAN, D.F. (1974). Bonding mechanisms for soil crusts : II - Strength of silica cementation. In : Soil crust. CARY, J.W. et EVAN, D.D. Ed., Univ. Arizona, Technical Bulletin (Tucson), 214, pp. 28-30.
- GIRESSE, P. (1990). Esquisse géologique de l'Afrique centrale occidentale. In : Paysages quaternaires d'Afrique centrale atlantique. LANFRANCHI, R. et SCHWARTZ, D. Ed., Didactiques, ORSTOM (Paris), pp. 15-19
- GOOD, R.J. (1984). The contact angle of mercury on the internal surfaces of porous bodies. A footnote to D.N. Winslow's review of porosimetry. Surf. Colloid Sci., 13, pp. 283-287.
- GOODWIN, A.M. (1985). Rooted precambrian ring-shields : growth, alignment and oscillation. Amer. J. Sci., 285, pp. 481-531.
- GORSE, J. (1985). La désertification dans les zones sahéliennes et soudanaises de l'Afrique de l'ouest. Bull. Rech. Agron. Gembloux, 20, 3-4, pp. 943-1104.
- GOUHIER, J., NOUGIER, J. et NOUGIER, D. (1974). Contribution à l'étude volcanologique du Cameroun ("ligne du Cameroun" - Adamaua). Ann. Fac. Sci. Univ. Yaoundé, 17, pp. 3-48.
- GRANT, N.K., REX, D.C. et FREETH, S.J. (1972). Potassium-Argon ages and Strontium isotope ratio measurements from volcanic rocks in Northeastern Nigeria. Contrib. Miner. Petrol., 35, pp. 277-292.
- GRAS, R. (1988). Physique du sol pour l'aménagement. Masson (Paris), 588 p.
- GRASSE, P.P. et NOIROT, C. (1950). Documents sur la biologie de l'*Odontotermes magdalæa*. Ann. Sci. Nat., Zoo., Biol. An., 11, 12, pp. 117-143.
- GRASSE, P.P. (1984). Termiteologia. Anatomie, physiologie, biologie, systématique des termites. Fondation des sociétés et construction. Masson (Paris), 2, 613 p.
- GRILLON, F. (1985). Préparation des échantillons et artéfacts associés. In : Pratique du microscope électronique à balayage. BENOIT, D. et al. Ed., Assoc. Nat. Rech. Techn. (Paris), pp. E1-E19.
- GRIM, R.E. (1953). Clay mineralogy. McGraw-Hill (New-York), 372 p.
- GRIMALDI, M. (1986). Modifications structurales d'un matériau limoneux soumis à un compactage dynamique. Sci. Sol, 24, pp. 269-284.
- GROSSMAN, R.B. et CLINE, M.G. (1957). Fragipan horizons in New-York soils : II - Relationships between rigidity and particle size distribution. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 21, pp. 322-325.
- GUILLET, B. et SOUCHIER, B. (1979). Les oxyhydroxydes amorphes et cristallins dans les sols (fer, aluminium, manganèse, silicium). In : Pédologie. Constituants et propriétés du sol. BONNEAU, M. et SOUCHIER, B. Ed., Masson (Paris), 2, pp. 16-37.
- GUILLORÉ, P. (1980). Méthode de fabrication mécanique et en série des lames-minces. Multigraphié, INAPG (Paris), 22 p.
- GUISS, R. (1972). Contribution à l'étude des sols "hardé" du Diamaré (Nord-Cameroun). Multigraphié, ORSTOM-IRAT (Maroua, Cameroun), 180 p.

GUIS, R. (1973). Bilan d'évolution physico-chimique des sols hardé sous riziculture. Multigraphié, IRAT (Maroua, Cameroun), 39 p.

GUIS, R. (1976). Un bilan des travaux visant à la mise en culture des sols hardé du Nord-Cameroun. Agron. Trop., 31, 2, pp. 141-158.

HALVORSON, A.D. et RHOADES, J.C. (1976). Field mapping soil conductivity to delineate dryland saline seeps with four electrode technique. Soil Sci. Soc. Am. J., 40, pp. 571-575.

HARLAN, P.W., FRANZMEIER, D.P. et ROTH, C.B. (1977). Soil formation on loess in southwestern Indiana : II - Distribution of clay and free oxides and fragipan formation. Soil Sci. Soc. Am. J., 41, pp. 99-103.

HENIN, S. (1976). Cours de physique du sol. Texture, structure, aération. ORSTOM (Paris) et EDITEST (Bruxelles), 1, 159 p.

HENIN, S. (1977). Cours de physique du sol. L'eau et le sol, les propriétés mécaniques, la chaleur et le sol. ORSTOM (Paris) et EDITEST (Bruxelles), 2, 222 p.

HENOCH, J. et TONG, M. (1978). Automatisation de la microsonde. J. Microsc. Spectrosc. Electron., 3, pp. 247-254.

HENOCH, J. et MAURICE, F. (1979). Pratique de l'analyse quantitative sur échantillons massifs. In : Microanalyse et microscopie électronique à balayage (Ecole d'été de St-Martin-d'Hères, 1978). MAURICE, F., MENY, L. et TIXIER, R. Ed., Les Editions de physique (Orsay), pp. 285-322.

HERBILLON, A.J. (1983). Apport des approches expérimentales à la connaissance des constituants minéraux du sol à organisation cristalline à courte distance. Bull. AFES, 3-4, pp. 153-162.

HERVIEU, J. (1969). Les industries à galets aménagés du haut bassin de la Benoue. Multigraphié, ORSTOM (Yaoundé), 13 p.

HERVIEU, J. (1970a). Influence des changements de climat quaternaires sur le relief et les sols du Nord-Cameroun. Ann. Géogr., 433, pp. 386-398.

HERVIEU, J. (1970b). Le Quaternaire du Nord-Cameroun, schéma d'évolution géomorphologique et relations avec la pédogenèse. Cah. ORSTOM, sér. Pédot., 8, 3, pp. 295-320.

HESSE, A. (1966). Prospections géophysiques à faible profondeur, applications à l'archéologie. DUNOD (Paris), 149 p.

HESSE, A. (1978). Manuel de prospection géophysique appliquée à la reconnaissance archéologique. Centre Rech. Techn. Gréco-Rom., Univ. Dijon (GMPCA, réédition 1986), 8, 127 p.

HESSE, A. et TABBAGH, A. (1981). Geophysical prospection on wide mesh grids in archaeological surveys. Sampling and interpretation problems. In : 21st symposium on archaeometry (Brookhaven, 1982). pp. 46-46.

HESSE, A., JOLIVET, A. et TABBAGH, A. (1986). New prospects in shallow depth electrical surveying for archaeological and pedological applications. Geophysics, 51, 3, pp. 585-594.

HESSE, A. (1987). Méthodes géophysiques de la prospection. In : Géologie de la préhistoire : méthodes, techniques et applications. MISKOVSKY, J.C. Ed., GEOPRE (Paris), pp. 325-339.

HESSE, A. et REKACEWICZ, P. (1990). Ampleur et répartition des formations superficielles dans le vallon de l'Arette. In : L'érosion sur les hautes terres du lingas. Un processus naturel, une production sociale. MUXART, T., COSANDEY, C. et BILLARD, A. Ed., Mém. Doc. Géogr., CNRS (Paris), pp. 34-42.

HOLL, A. (1987). Mound formation processes and cultural transformations : A case study from the Perichadian plain. J. Anthropo. Archaeo., 6, pp. 122-158.

- HOLL, A. (1988a). Houlouf I : Archéologie des sociétés protohistoriques du Nord-Cameroun. British Arch. Reports, Intern. Ser., 456, Cambridge Monogr. in Afric. Arch. (Oxford), 32 , 338 p.
- HOLL, A. (1988b). Transition du néolithique à l'âge du fer dans la plaine périthadienne : le cas de Mdaga. In : Le Milieu et les Hommes. Recherches comparatives et historiques dans le bassin du lac Tchad (Actes du colloque Méga-Tchad, Bondy, 1985). BARRETEAU, D. et TOURNEUX, H. Ed., Coll. et Sém., ORSTOM (Paris), pp. 81-110.
- HOLL, A. (1991). Des tellis et des terrains : dynamique de l'habitat protohistorique dans la plaine tchadienne (Nord-Cameroun). In : Datations et chronologie dans le bassin du lac Tchad (Résumé, séminaire Méga-Tchad, Bondy, 1989). ORSTOM (Paris), 1 p.
- HUMBEL, F.X. (1965). Etude de sols halomorphes du Nord-Cameroun (Maroua). Transformation des hardes par sous-solage et culture du cotonnier. Multigraphié, ORSTOM (Yaoundé), 55 p.
- HUMBEL, F.X. (1968). Contribution à l'étude des sols à horizon caillouteux du Nord-Cameroun. Multigraphié, ORSTOM (Yaoundé), 63 p.
- HUMBEL, F.X. (1969). Projet de recherche. Multigraphié, ORSTOM (Yaoundé).
- HUMBEL, F.X. (1970). Densité apparente de quelques sols du Cameroun. Multigraphié, ORSTOM (Yaoundé), 49 p.
- HUMBEL, F.X. (1972). Initiation à la pédologie et aux sols camerounais. Multigraphié, ORSTOM (Yaoundé), 159 p.
- HUMBEL, F.X. et BARBERY, J. (1974). Notice de la carte. Carte pédologique du Nord-Cameroun à 1/200 000. Feuille Garoua. ORSTOM (Paris), 53, 114 p.
- HUMBEL, F.X. (1984). L'analyse structurale des couvertures de sol, une base pour la cartographie des sols en Guyane. In : Livre jubilaire du cinquantenaire AFES (1934-1984). AFES (Paris), pp. 167-179.
- IGN (1961). Photographies aériennes à 1/20 000 (AE 194-200, 17/12/1961).
- IGN (1973). Carte du Cameroun à 1/200 000. Feuille de Maroua (3^e édition). IGN (Paris), NC33XV.
- ILDEFONSE, P. (1987). Analyse pétrologique des altérations pré météoriques et météoriques de deux roches basaltiques (basalte alcalin de Belbex, Cantal et Hawaïite de MBouda, Cameroun). Thèse d'Etat, Univ. Paris 7, Multigraphié, 323 p.
- JAILLARD, B. et CABIDOCHE, Y.M. (1984). Etude de la dynamique de l'eau dans un sol argileux gouttant. Dynamique hydrique. Sci. Sol, 3, pp. 239-250.
- JAMAGNE, M. (1967). Bases et techniques d'une cartographie des sols. Annales Agro. INRA (Paris), 18, 142 p.
- JEGADEN, A. (1988). Bilans hydriques au Cameroun : essais de cartographie. Mémoire Maîtrise, Univ. Lyon 2, Multigraphié, 204 p.
- JEGADEN-SANTIAGO, A. (1989). Etude comparative de deux évaluations de l'évapotranspiration potentielle et approche de l'aspect agroclimatologique des bilans hydriques au Cameroun. Mémoire DEA, Univ. Paris 4, Multigraphié, 78 p.
- JEGADEN-SANTIAGO, A. et SUCHEL, J.B. (1990). Les bilans hydriques au Cameroun : Essai de synthèse cartographique. Cah. Centre Rech. Climatol. Dijon, 13, pp. 105-138.
- JONES, K.P.N., MC CAVE, I.N. et PATEL, P.D. (1988). A computer-interfaced Sedigraph for modal size analysis of fine-grained sediment. Sedimentology, 35, pp. 163-172.
- JONES, R.C. et UEHARA, G. (1973). Amorphous coatings on mineral surfaces. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 37, pp. 792-798.

- KAMBOU, R., NZENTI, J.P. et SOBA, D. (1989). Apport à la connaissance des complexes anorogéniques d'âge tertiaire de la ligne du Cameroun : le massif pluto-volcanique de Tchégui (Nord-Cameroun). C. R. Acad. Sci. Paris, II, 308, pp. 1257-1260.
- KLAGES, M.G. et SOUTHARD, A.R. (1968). Weathering of montmorillonite during formation of a solodic soil and associated soils. Soil Sci., 106, 5, pp. 363-368.
- KNOX, E.G. (1954). The bases of rigidity in fragipans. Ph. D. Thesis, Cornell Univ. (Ithaca, New York).
- KNOX, E.G. (1957). Fragipan horizons in New York soils : III - The basis of rigidity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 21, pp. 326-330.
- KOPPL, A.J., DOUGLAS, J.T. et MORAN, C.J. (1992). An image analysis evaluation of soil compaction in grassland. J. Soil Sci., 43, 1, pp. 15-25.
- KUNST, F.D. (1973). Particle size analysis of clays using the Micromeritics 5000 Sedigraph. In : Conference on general applications of the coulter counter. Coulter Electronics Ltd (Luton), pp. 184-202.
- LAMOTTE, M., BRUAND, A., DUVAL, O. et HUMBEL, F.X. (1988). Un système planosol - sol hydromorphe en forêt d'Orléans. Sci. Sol, 26, 3, pp. 139-155.
- LAMOTTE, M., BELLIER, G., DUVAL, O. et JAMAGNE, M. (1990). Une démarche itérative entre caractérisation et cartographie de sols en Orléanais. Cas d'un système planosols - sols hydromorphes à substrat argileux. Sci. Sol, 28, 2, pp. 109-122.
- LAMOTTE, M. et MARLIAC, A. (1991). Des structures complexes résultant de processus naturels et anthropiques. Exemple du tertre de Mongossi au Nord-Cameroun. Bull. Soc. Préh. Fr., 10, 12, pp. 420-428.
- LARQUE, P. (1969). Compilations d'analyses chimiques. 1 - Les smectites. Multigraphié (Strasbourg), 15 p.
- LASSAUSSÉ, C. (1991). Organisation et comportement physico-hydrique comparés de deux sols à structure microaggrégée de l'Aubrac (Massif Central, France) : sols andiques et sols bruns acides. Thèse Docteur Univ., Univ. Paris 6, Multigraphié, 191 p.
- LASSEURRE, M. (1978). Mise au point sur les granitoïdes dits "ultimes" du Cameroun : gisement, pétrographie et géochronologie. Bull. BRGM, 4, 2, pp. 143-159.
- LAWRENCE, G.P. (1977). Measurement of pore size in fine textured soils. A review of existing techniques. J. Soil Sci., 28, pp. 527-540.
- LEBEUF, J.P. (1969). Carte archéologique des abords du lac Tchad (Cameroun, Nigeria, Tchad). Feuilles à 1/300 000. CNRS (Paris), 1-2, 171 p.
- LEBEUF, J.P., LEBEUF, A.M.D., TRAINEN-CLAUSTRE, F. et COURTIIN, J. (1980). Le gisement Sao de Mdaga (Tchad) : fouilles 1960-1968. Soc. Ethnogr. (Paris), 214 p.
- LEBEUF, J.P. (1981). Carte archéologique des abords du lac Tchad. Supplément, CNRS (Paris).
- LEBRET, P., LEVANT, M., DUPONT, J.P. et LAFITTE, R. (1985). Etude du raccord entre les techniques : classiques de granulométrie et modernes de microgranulométrie. Bull. Centre Géomorph. CNRS (Caen), 30, pp. 7-22.
- LECARPENTIER, C. (1975a). L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. Ann. Géogr., 463, pp. 257-274.
- LECARPENTIER, C. (1975b). L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. Ann. Géogr., 464, pp. 385-413.

LEFEVRE, R. (1971). Mesures de l'inféroflux du mayo Tsanaga. Multigraphié, ORSTOM (Yaoundé), 21 p.

- LEMOINE, L. et PRAT, J.C. (1975). Cartes d'évapotranspiration potentielle calculée d'après la formule de L. TURC pour les pays membres du CIÉH. Climatologie, CIÉH (Ouagadougou), 1-4, 160 p.
- LEPRUN, J.C. (1978). Compte-rendu de fin d'études sur les sols et leur susceptibilité à l'érosion, les terres de cures salées, les formations de "brousse tigrée" dans le Gourma. Multigraphié, ORSTOM et DGRST (Paris), 45 p.
- LETOUZEY, R. (1968). Etude phytogéographique du Cameroun. Le Chevalier (Paris), 513 p.
- LETOUZEY, R. (1979). Végétation. In : Atlas de la République du Cameroun. LACLAVERE, G. Ed., Jeune Afrique (Paris), pp. 20-24.
- LETOUZEY, R. (1985). Notice de la carte. Carte phytogéographique du Cameroun à 1/500 000. Inst. Carte Int. Végét. (Toulouse) et Inst. Rech. Agron. (Yaoundé), 1-5, 240 p.
- LEVANT, M., ANTHORE, R., DUPONT, J.P., HALLEGOUET, B. et ROBBE, D. (1987). Interccomparison de méthodes microgranulométriques appliquées à des loess. In : Loess and periglacial phenomena (Symposium INQUA-IGU, Caen, 1986). PECSI, M. et FRENCH, H.M. Eds., Akadémia Kiadó (Budapest), pp. 11-27.
- LINDBO, D.L. et VENEMAN, P.L.M. (1989). Fragipans in the northeastern United States. In : Fragipans : Their occurrence, classification and genesis (Proceedings of a symposium of the SSSA, Atlanta, 1987). SMECK, N.E. et CIOŁKOSZ E.J. Eds., SSSA Special Publication (Madison, USA), 24, pp. 11-31.
- LOUIS, P. (1970). Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. Mémoire ORSTOM (Paris), 42, 311 p.
- LOZET, J. et HERBILLON, A.J. (1971). Fragipan soils of Condroz (Belgium) : mineralogical, chemical and physical aspects in relation with their genesis. Geoderma, 5, pp. 325-343.
- LUCAS, Y. (1989). Systèmes pédologiques en Amazonie brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations. Thèse Docteur Univ., Univ. Poitiers. TDM ORSTOM (Paris), 54, 160 p.
- LYNN, W.C. et GROSSMAN, R.B. (1970). Observations of certain soil fabrics with the scanning electron microscope. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 34, pp. 645-648.
- MAIGNIEN, R. (1980). Manuel pour la description des sols sur le terrain. ORSTOM (Paris), 113 p.
- MALEY, J. (1973). Mécanismes des changements climatiques aux basses latitudes. Palaeoclimatol., Palaeoecol., 3, pp. 193-227.
- MALEY, J. (1980). Les changements climatiques de la fin du Tertiaire en Afrique. Leur conséquence sur l'apparition du Sahara et de sa végétation. In : The Sahara and the Nile. Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa. WILLIAMS, M.J. et FAURE, H. Eds., Balkema A.A. (Rotterdam), pp. 63-86.
- 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.
- MALEY, J. (1982). Dust, clouds, rain types and climatic variations in tropical north Africa. Quat. Res., 18, pp. 1-16.
- MALEY, J. (1986). Modifications des environnements climatiques d'un domaine de mousson (Afrique de l'ouest) au cours des 30 derniers millénaires. In : Climat et développement (Séminaire ORSTOM, Paris, 1985). Coll. et Sémin., ORSTOM (Paris), pp. 21-29.

MALEY, J. et SEIGNOBOS, C. (1989). Chronologie calendaire des principales fluctuations du lac Tchad au cours du dernier millénaire : le rôle des données historiques et de la tradition orale. In : Datation et chronologie dans le bassin du lac Tchad (Résumé, séminaire Méga-Tchad, Paris, 1989). ORSTOM (Paris), 1 p.

MARLIAC, A. (1973). Les gravures préhistoriques de Bidzar (Cameroun). *Archeologia*, 64, pp. 73-74.

MARLIAC, A. (1974). Prospection archéologique au Cameroun septentrional. *West Afric. J. Archaeol.*, 4, pp. 83-97.

MARLIAC, A. (1978). L'industrie de la Haute Terrasse du mayo Louti : note préliminaire sur le site de Mokorong au Cameroun septentrional. *Cah. ORSTOM*, sér. Sc. Hum., 15, 4, pp. 367-377.

MARLIAC, A. (1981). L'état des connaissances sur le paléolithique et le néolithique du Cameroun. In : Extraits du colloque : contribution de la recherche ethnologique à l'histoire des civilisations du Cameroun (Paris, 1973). TARDITS, C. Ed., Coll. Intern., CNRS (Paris), 551, 1, pp. 27-77.

MARLIAC, A. (1982). Recherches éthno-archéologiques au Diamaré (Cameroun septentrional). *Trav. et Doc.*, ORSTOM (Paris), 151, 91 p.

MARLIAC, A., RAPP, J. et DELNEUF, M. (1983). Reconnaissances archéologiques au Cameroun septentrional. Les basses vallées des mayo Louti, Tsanaga et Boula. *Multigraphié*, ORSTOM et DGRST (Yaoundé), 127 p.

MARLIAC, A. et PONCET, Y. (1986). Une expérience d'application de la télédétection spatiale à l'anthropologie : l'étude des peuplements anciens du Diamaré (Cameroun septentrional). *Cah. ORSTOM*, sér. Sc. Hum., 22, 2, pp. 159-183.

MARLIAC, A. (1987). Introduction au paléolithique du Cameroun septentrional. *Anthropologie*, 91, 2, pp. 521-558.

MARLIAC, A. (1991). De la préhistoire à l'histoire au Cameroun septentrional. Thèse d'Etat, Univ. Paris I. *Etudes et Thèses*, ORSTOM (Paris), 1-2, 944 p.

MARTIN, D. (1961). Notice de la carte. Carte pédologique du Nord-Cameroun à 1/100 000. Feuille de Mora, ORSTOM (Yaoundé), 97 p.

MARTIN, D. (1963). Notice de la carte. Carte pédologique du Nord-Cameroun à 1/100 000. Feuille de Kaélé, ORSTOM et IRCAM (Yaoundé), 101 p.

MARTIN, D. et SEGALEN, P. (1966). Notice de la carte. Carte pédologique du Cameroun oriental à 1/1 000 000. ORSTOM (Paris), 125 p.

MARTIN, D. (1969a). Les sols hydromorphes à pseudo-gley lithomorphes du Nord-Cameroun (1^{re} partie). *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., 7, 2, pp. 237-281.

MARTIN, D. (1969b). Les sols hydromorphes à pseudo-gley lithomorphes du Nord-Cameroun (2^{re} partie). *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., 7, 3, pp. 311-343.

MASSE, D. (1992). Amélioration du régime hydrique des sols dégradés en vue de leur réhabilitation. Cas des vertisolos du Nord-Cameroun. Thèse Docteur-Ingénieur, Inst. Nat. Polytechn. Toulouse, Multigraphié, 187 p.

McTAINSH, G. (1980). Harmattan dust deposition in northern Nigeria. *Nature*, 286, pp. 587-588.

McTAINSH, G. et WALKER, P.H. (1982). Nature and distribution of Harmattan dust Z. *Geomorphol.*, 26, pp. 417-435.

MCKEAGUE, J.A. et PROTZ, R. (1980). Cement of duric horizons, micromorphology and energy dispersive analysis. *Can. J. Soil Sci.*, 60, pp. 45-52.

MCKEAGUE, J.A. et WANG, C. (1980). Micromorphology and energy dispersive analysis of ortstein horizons of podzolic soils from New Brunswick and Nova Scotia, Canada. Can. J. Soil Sci., 60, pp. 9-21.

MESTRAUD, J.L. (1971). Afrique centrale. In : Tectonique de l'Afrique. UNESCO (Paris), pp. 461-507.

MICROMERITICS (1978). Instruction manual : Sedigraph particle size analyser. Multigraphié, 122 p.

MOBY-ETIA, P. (1979). Climat. In : Atlas de la République du Cameroun. LACLAVERE, G. Ed., Jeune Afrique (Paris), pp. 16-19.

MORDRY, J., SVATA, M. et VAN BRAKEL, J. (1981). Thematic bibliography of mercury porosimetry. Powder Tech., 29, pp. 13-43.

MORIN, S. (à paraître). Géomorphologie. In : Atlas du Nord-Cameroun. SEIGNOBOS, C. Ed., ORSTOM (Paris).

MORLEVAT, J.P. (1987). Spectrométrie de rayons X : Analyse par dispersion de longueur d'onde. In : Microanalyse par sonde électronique : spectrométrie de rayons X. BENOTT, D., GRILLON, F., MAURICE, F., ROINEL, N., RUSTE, J. et TIXIER, R. Ed., Assoc. Nat. Rech. Techn. (Paris), pp. B1-B17.

MORRAS, H.J.M. (1983). Characteristics and composition of some cutans and glaebules of probable artificial origin. In : Soil micromorphology (Proceedings 6th international working meeting on soil micromorphology, London, 1981). BULLOCK, P. et MURPHY, C.P. Ed., A.B. Academic Publishers (Berkhamsted, G.B.), 2, pp. 253-263.

NEWMAN, A.C.D. et BROWN, G. (1987). The chemical constitution of clays. In : Chemistry of clays and clay minerals. NEWMAN, A.C.D. Ed., Mineral. Soc. Monograph (London), 6, pp. 1-128.

NJEL, U.O. (1986). Paléogéographie d'un segment de l'orogène pan-africain : la ceinture volcanosédimentaire de Poli (Nord-Cameroun). C. R. Acad. Sci. Paris, II, 303, pp. 1737-1742.

NIKIFOROFF, C.C., CADY, J.G. et HUMBERT, R.P. (1948). The hardpan in certain soils of the coastal plain. Soil Sci., 65, pp. 135-153.

NORTON, L.D., BIGHAM, J.M., HALL, G.F. et SMECK, N.E. (1983). Etched thin sections for coupled optical and electron microscopy and microanalysis. Geoderma, 30, pp. 55-64.

NORTON, L.D., HALL, G.F., SMECK, N.E. et BIGHAM, J.M. (1984). Fragipan bonding in a late-Wisconsinan loess-derived soil in east-central Ohio. Soil Sci. Soc. Am. J., 48, 6, pp. 1360-1366.

NOUGIER, J. (1979). Géologie. In : Atlas de la République du Cameroun. LACLAVERE, G. Ed., Jeune Afrique (Paris), pp. 9-12.

OLIVRY, J.C. (1986). Fleuves et rivières du Cameroun. Monographies Hydrol., ORSTOM (Paris), 9, 592 p.

OLSON, K.R. (1985). Identification of fragipans by means of mercury intrusion porosimetry. Soil Sci. Soc. Am. J., 49, 2, pp. 406-409.

ORSTOM (1969). Glossaire de pédologie. Description des horizons en vue du traitement informatique. ORSTOM (Paris), 82 p.

ORSTOM (1984). Oro-hydrographie. Carte à 1/2 000 000. In : Atlas du Cameroun. ORSTOM (Paris).

PAGE, F., ROMPRE, M., BOURBEAU, G.A. et DE KIMPE, C.R. (1979). Genèse d'un horizon profond faiblement cimenté dans un podsol sableux des Basses Terres du Québec. Can. J. Soil Sci., 59, pp. 105-117.

PAQUET, H. (1970). Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. Thèse d'Etat, Univ. Strasbourg. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 30, 212 p.

PAYTON, R.W. (1983). The micromorphology of some fragipans and related horizons in british soils with particular reference to their consistence characteristics. In : Soil micromorphology (Proceedings 6th international working meeting on soil micromorphology, London, 1981). BULLOCK, P. et MURPHY, C.P. Ed., A.B. Academic Publishers (Berkhamsted, G.B.), 1, pp. 317-335.

PEARSON, M.J. (1978). Quantitative clay mineralogical analysis from the bulk chemistry of sedimentary rocks. *Clays and Clay Minerals*, 26, 6, pp. 423-433.

PEDRO, G. (1965). La classification des minéraux argileux. *Agronomie*, 16, 108 p.

PEDRO, G. (1967). Commentaires sur la classification et la nomenclature des minéraux argileux (AIEPA, Jerusalem, 1966). *Bull. Gr. Fr. Argiles*, 19, pp. 69-86.

PEDRO, G. (1979). Les minéraux argileux. In : Pédologie. Constituants et propriétés du sol. BONNEAU, M. et SOUCHIER, B. Ed, Masson (Paris), 2, pp. 38-57.

PEDRO, G. (1983). Les constituants amorphes des sols. Eléments d'introduction. *Bull. AFES*, 3-4, pp. 137-152.

PELISSIER, P. (1985). Techniques d'encadrement et transformations de l'agriculture en Afrique Noire. In : Des labours de Cluny à la révolution verte. PUF (Paris), pp. 201-222.

PELTIER, R. (1988). Rapport de mission au Cameroun. Multigraphié, CIRAD-CTFT (Paris), 17 p.

PELTIER, R. (1989). Les essais d'agroforesterie au Nord-Cameroun. Multigraphié, CIRAD-CTFT (Paris), 42 p.

PENMAN, H.L. (1954). Evaporation over parts of Europe. Assoc. Intern. Hydrol. Sci., Congrès de Rome, 3, pp. 168-176.

PIAS, J. et BACHELIER, G. (1952). Prospection pédologique du synclinal de Peskebori. Multigraphié, IRCAM (Yaoundé), 14 p.

PIAS, J. (1955). Etude pédologique du bassin alluvionnaire du Logone-Chari. Campagne 1953-1954 (Com. Sci. Logone Tchad, Fort-Lamy). Multigraphié, ORSTOM (Paris), 139 p.

PIAS, J. (1967). Quatre deltas successifs du Chari au Quaternaire (Républiques du Tchad et du Cameroun). C. R. Acad. Sci. Paris, D, 264, pp. 2357-2360.

PIAS, J. (1968). Contribution à l'étude des formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et des sols qui en dérivent. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 6, 3-4, pp. 367-377.

PIAS, J. (1970). Les formations sédimentaires Tertiaires et Quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. Mémoire ORSTOM (Paris), 43, 408 p.

PIERI, C. et MOREAU, R. (1987). Fertilité des sols et fertilisation des cultures tropicales. L'expérience du CIRAD et de l'ORSTOM. In : Sols et eaux. Acquis et perspectives de la recherche agronomique française en zone intertropicale (Actes séminaire Banque Mondiale, Washington, mai 1986). ORSTOM (Paris), pp. 67-92.

PIRARD, F. (1967). Notice de la carte. Carte de reconnaissance géologique à 1/500 000 du Manga (Niger sud oriental). BRGM (Paris), 34 p.

PONTANIER, R., MOUKOURI-KUOH, H.N., SAYOL, R., SEINY-BOUKAR, L. et THEBE, B. (1984). Comportement hydrique et sensibilité à l'érosion de quelques sols du Nord-Cameroun (soumis à des averses contrôlées). Multigraphié, IRA et IRGM (Yaoundé), 76 p.

- PONTANIER, R., MOUKOURI-KUOH, H.N., SAYOL, R., SEINY-BOUKAR, L. et THEBE, B. (1986). Apport de l'infiltromètre à aspersion pour l'évaluation des ressources en sol des zones soudano-sahéliennes du Cameroun. In : Actes des journées hydrologiques de l'ORSTOM (Montpellier, 1985). Coll. et Sém., ORSTOM (Paris), pp. 165-189.
- POUCHOU, J.L. (1987). Pratique de la spectrométrie WDS. In : Microanalyse par sonde électronique : spectrométrie de rayons X. BENOIT, D., GRILLON, F., MAURICE, F., ROINEL, N., RUSTE, J. et TIXIER, R. Ed., Assoc. Nat. Rech. Techn. (Paris), pp. E1-E23.
- POUCLET, A. et DURAND, A. (1984). Structures cassantes cénozoïques d'après les phénomènes volcaniques et néotectoniques au nord-ouest du lac Tchad (Niger oriental). Ann. Soc. Géol. Nord, C III, pp. 143-154.
- QUECHON, G. (1974). Un site protohistorique de Maroua (Nord-Cameroun). Cah. ORSTOM, sér. Sc. Hum., 11, 1, pp. 3-45.
- QUECHON, G. (1980). Problèmes d'organisation collective dans l'archéologie préhistorique du Nord-Cameroun et du Niger oriental. Rev. Mus. Paulista, 27, pp. 67-71.
- RAPP, J. (1980). Fouilles 1980 dans le gisement Sao de Sou Blame Radjil (Nord-Cameroun). Bull. Soc. Anthropol. Sud-Ouest, 15, 4, pp. 219-228.
- RAPP, J. (1984). Quelques aspects des civilisations néolithiques et post-néolithiques dans l'extrême-nord du Cameroun : étude des décors céramiques et essai de chronologie. Thèse d'Etat, Univ. Bordeaux 1
- REGNOULT, J.M. et DERUELLE, B. (1983). Esquisse géologique télé-interprétative de la République Unie du Cameroun au nord du quatrième parallèle (1/1 000 000). Min. Mines et En. (Yaoundé).
- REGNOULT, J.M., LISSOM, J., NKOUNMOU, C. et DERUELLE, B. (à paraître). Carte géologique de Maroua à 1/500 000. In : Atlas du Nord-Cameroun. SEIGNOBOS, C. Ed., ORSTOM (Paris).
- RHOADES, J.C. et INGVALSON, R.D. (1984). Determining salinity in field soils with soil resistance measurements. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 35, pp. 54-60.
- RIVIERE, A. (1977). Méthodes granulométriques. Techniques et interprétation. Masson (Paris), 170 p.
- ROBAIN, H. (1991). Contribution à l'étude du système-sol de Lagadgé (Nord-Cameroun). Analyses factorielles des mesures de résistivité. Multigraphié, ORSTOM (Yaoundé), 18 p.
- ROBERT, M. et BARSHAD, I. (1972). Transformation expérimentale des micas en vermiculites ou smectites. Propriétés des smectites de transformation. Bull. Gr. Fr. Argiles, 23, pp. 137-151.
- ROBERT, M. (1975). Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. Ann. Agron., 26, 4, pp. 363-399.
- ROBERT, P. (1987). Le petit Robert. Dictionnaires LE ROBERT (Paris), 2172 p.
- RUSTE, J. (1979). Spectrométrie de rayons X. In : Microanalyse et microscopie électronique à balayage (Ecole d'été de St-Martin-d'Hères, 1978). MAURICE, F., MENY, L. et TIXIER, R. Ed., Editions de physique (Orsay), pp. 219-284.
- SABADELL, J.E. (1982). Systematic approach to desertification. G. WASHINGTON University (Washington DC).
- SCHNEIDER, J.L. (1967). Evolution du dernier lacustre et peuplements préhistoriques aux Bas-Pays du Tchad. Bull. ASEQUA, 14-15, pp. 18-23.
- SEGALEN, P. (1967). Les sols et la géomorphologie du Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 5, 2, pp. 137-187.

SEGALEN, P., FAUCK, R., LAMOUROUX, M., PERRAUD, A., QUANTIN, P., ROEDERER, P.
et VIELLEFON, J. (1979). Projet de classification des sols. ORSTOM (Paris), 301 p.

SEGHIERI, J. (1990). Dynamique saisonnière d'une savane soudano-sahélienne au Nord-Cameroun.
Thèse Docteur Univ., Univ. Montpellier 2, Multigraphié, 200 p.

SEIGNOBOS, C. (1980). Des formations végétales dans la zone soudano-sahélienne (Tchad et
Nord-Cameroun). Cah. ORSTOM, sér. Sc. Hum., 17, 3-4, pp. 191-222.

SEIGNOBOS, C. (1982). Végétations anthropiques dans la zone soudano-sahélienne: la
problématique des parcs. Rev. Géog. Cameroun, 3, 1, pp. 1-23.

SEIGNOBOS, C. (1991). La perception des hardé par les populations du Diamaré. Multigraphié,
ORSTOM (Yaoundé), 28 p.

SEIGNOBOS, C. (à paraître). Répartition et densités de la population. In : Atlas du Nord-Cameroun.
SEIGNOBOS, C. Ed., ORSTOM (Paris).

SEINY-BOUKAR, L. (1990). Régime hydrique et dégradation des sols dans le Nord-Cameroun.
Thèse 3ème Cycle, Univ. Yaoundé , Multigraphié, 228 p.

SERVANT, M. (1973). Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du
Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse d'Etat, Univ. Paris 6, Multigraphié, 348 p.

SERVANT, J. (1975). Contribution à l'étude pédologique des terrains halomorphes. L'exemple des
sols salés du sud et du sud-ouest de la France. Thèse d'Etat, USTL Montpellier, Multigraphié,
194 p.

SERVANT, M. et SERVANT-VILDARY, S. (1980). L'environnement quaternaire du bassin du Tchad.
In : The Sahara and the Nile. Quaternary environments and prehistoric occupation in northern
Africa. WILLIAMS, M.A.J. et FAURE, H. Ed., Balkema A.A. (Rotterdam), pp. 133-162.

SERVANT-VILDARY, S. (1978). Evolution des diatomées et paléolimnologie du bassin tchadien au
Cénozoïque supérieur. Thèse d'Etat, Univ. Paris 6. Trav. et Doc., ORSTOM (Paris), 84, 345 p.

SIEFFERMANN, G. et VALLERIE, M. (1963). Notice de la carte. Carte pédologique du
Nord-Cameroun à 1/100 000. Feuille de Yagoua. ORSTOM (Yaoundé), 79 p.

SIEFFERMANN, G. et MARTIN, D. (1963). Notice de la carte. Carte pédologique du Nord-Cameroun
à 1/100 000. Feuille de Mousgoy. ORSTOM (Yaoundé), 102 p.

SIEFFERMANN, G. (1963). Notice de la carte. Carte pédologique du Nord-Cameroun à 1/100 000.
Feuille de Kalfou. ORSTOM (Yaoundé), 65 p.

SINGER, J.K., ANDERSON, J.B., LEDBETTER, M.T., MC CAVE, I.N., JONES, K.P.N. et WRIGHT, R.
(1988). An assessment of analytical techniques for the size analysis of fine-grained sediments.
J. Sédim. Petrol., 58, 3, pp. 534-543.

SOIL SURVEY STAFF (1951). Soil survey manual. U.S. Gov. Printing Office, USDA Handbook
(Washington, D.C.), 18, 503 p.

SOIL SURVEY STAFF (1975). Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and
interpreting soil surveys. U.S. Gov. Printing Office, USDA Handbook (Washington, D.C.), 436,
754 p.

SONET, J. (1963). Notice de la carte. Carte géologique de reconnaissance à 1/500 000. Feuille de
Niéré (République du Tchad). 80 p.

SPECKLIN, G. (1979). Applications de la microscopie de réflexion et de fluorescence à l'étude
micromorphologique des sols. Thèse Docteur-Ingénieur, Univ. Montpellier, Multigraphié,
148 p.

SPOT-IMAGE (1986). Image à 1/200 000 et à 1/50 000 (Cameroun, K88-J329, 4/4/1986).

STEIN, R. (1985). Rapid grain-size analysis of clay and silt fraction by Sedigraph 5000D : comparaison with Coulter Counter and Atterberg methods. *J. Sedim. Petrol.*, 55, 4, pp. 590-593.

STIPA (1982). Notice pour l'entrée des descriptions et analyses de sols en banque de données. Multigraphié, INRA et IRAT (Orléans), 125 p.

STOOPS, G. et 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, pp. 189-199.

SUCHEL, J.B. (1972). La répartition des pluies et des régimes pluviométriques au Cameroun. *Trav. Doc. Géogr. Trop., CEGET, CNRS (Talence)*, 1-5, 287 p.

SUCHEL, J.B. (1982). Un essai de classification des climats camerounais au moyen d'indices pluvio-hydro-thermiques. *Rev. Géog. Cameroun*, 3, 2, pp. 85-98.

SUCHEL, J.B. (1986). Circulation de mousson et type de temps au Cameroun. In : *Etudes de climatologie tropicale*. Masson (Paris), pp. 82-102.

SUCHEL, J.B. (1988). Les climats du Cameroun. *Thèse d'Etat*, Univ. Saint-Etienne, Multigraphié, 1-4, 1177 p.

TARDY, Y. (1981). Silice, silicates magnésiens, silicates sodiques et géochimie des paysages arides. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23, 4, pp. 325-334.

TELFORD, W.M., GELDART, L.P. et SHERIFF, R.E. (1990). *Applied geophysic* (second edition). Cambridge University Press (USA), 770 p.

TEMPIER, P., LASSEURRE, M. et SABOURDY, G. (1981). Les granitoïdes panafricains du Nord-Cameroun : pétrographie et géochimie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 23, 6, pp. 679-688.

TESSIER, D. (1984). Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumidification. *Thèse d'Etat*, Univ. Paris 7. INRA (Paris), 361 p.

THEBE, B. (1987). Hydrodynamique de quelques sols du Nord-Cameroun. Bassins versants de Mouda. Contribution à l'étude des transferts d'échelles. *Thèse Docteur Univ.*, Univ. Montpellier, Multigraphié, 306 p.

TILHO, J. (1925). Sur l'aire probable d'extension maximale de la mer paléo-tchadienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, 181, pp. 643-646.

TILLENT, B. (1970). Hydrogéologie du Nord-Cameroun. *Bull. Dir. Mines Géol. Cameroun*, 6, 300 p.

TOBIAS, C. et MEGIE, C. (1981). Les lithométéores au Tchad. Premiers résultats concernant la nature, la composition et l'importance des aérosols transportés par voie atmosphérique dans la région de N'Djamena. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., 18, 1, pp. 71-81.

TOBIAS, C. et VANPRAET, C. (1982). Notes d'écologie soudano-sahélienne. Quelques relations sols - végétation dans le parc national de Waza (Nord-Cameroun). *Rev. Sci. Techn.*, 1, 4, pp. 51-80.

TOTEU, S.F., MICHAUD, A., MACAUDIERE, J., BERTRAND, J.M.L. et PENAYE, J. (1986). Données géochronologiques nouvelles (U/Pb et Rb/Sr) sur la zone mobile pan-africaine du Nord-Cameroun. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 303, pp. 375-378.

TURC, L. (1961). Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Ann. Agron.*, 12, pp. 13-51.

- VACHIER, P., CAMBIER, P. et PROST, R. (1979). Structure d'un milieu poreux : la craie. Ann. Agron., 30, 3, pp. 247-263.
- VAILLANT, A. (1956). Contribution à l'étude agricole des sols du Diamaré (Nord-Cameroun). Agron. Trop., 11, 4, pp. 448-477.
- VALENTIN, C. (1981). Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique (Agadez, Niger). Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris 7. Etudes et Thèses, ORSTOM (Paris), 259 p.
- VALENTIN, C. (1989). Les états de surface des savanes de l'Ouest Africain : relations avec les sols et incidences sur l'économie en eau. In : SOLTROP 89 (Actes 1er séminaire franco-africain de pédologie tropicale, Lomé, 1989). Coll. et Sém., ORSTOM (Paris), pp. 243-252.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1985). Apport de la microscopie en épifluorescence à l'étude de la porosité et de la fissuration des roches. Bull. Centre Géomorph. CNRS (Caen), 30, pp. 67-75.
- VELDE, B. (1984). Electron microprobe analysis of clay minerals. Clay Miner., 19, 2, pp. 243-247.
- VICARIO, E. (1985). Emission électronique et contrastes en microscopie électronique à balayage. In : Pratique du microscope électronique à balayage. BENOIT, D. et al. Ed., Assoc. Nat. Rech. Techn. (Paris), pp. A1-A36.
- VITTURI, L.M. et RABITTI, S. (1980). Automatic particle-size analysis of sediment fine fraction by Sedigraph 5000D. Geol. Appl. Idrogeol., 15, pp. 101-108.
- WANG, C., NOWLAND, J.L. et KODAMA, H. (1974). Properties of two fragipan soils in Nova Scotia including scanning electron micrographs. Can. J. Soil Sci., 54, pp. 159-170.
- WARREN, E.A. et CURTIS, C.D. (1989). The chemical composition of authigenic illite within two sandstone reservoirs as analysed by ATEM. Clay Miner., 24, pp. 137-156.
- WEAVER, C.E. et POLLARD, L.D. (1973). The chemistry of clay minerals. Elsevier, Sci. Publ. Co., Coll. Developments in sedimentology (Amsterdam), 15, pp. 1-213.
- WEST, L.T., WILDING, L.P. et CALHOUN, F.G. (1987). Argillitic horizons in sandy soils of the Sahel, West Africa. In : Soil micromorphology (Proceedings 7th international working meeting on soil micromorphology, Paris, 1985). FEDOROFF N., BRESSON L.M. et COURTY M.A. Ed., AFES (Paris), pp. 221-225.
- WHITE, F. (1983). The vegetation of Africa. A descriptive memoir to accompany the UNESCO-AETFAT-UNSO vegetation map of Africa (1/5 000 000). Natural resources research, UNESCO (Paris), 20, 356 p.
- WHITE, F. (1986). La végétation de l'Afrique. Mémoire accompagnant la carte de végétation de l'Afrique. UNESCO, AETFAT et UNSO, ORSTOM, Recherches sur les Ressources Naturelles, UNESCO (Paris), 384 p.
- WHITE, L.P. (1970). "Brousse tigrée" patterns in southern Niger. J. Ecol., 58, pp. 549-553.
- WIEGMANN, J., HORTE, C.H. et KRANZ, G. (1982). Determination of the complete mineral composition of clays. In : Proceedings of the VII International clay conference (Bologna, 1981). VAN OLPHEN, H. et VENIAL, F. Ed., Elsevier scientific publishing company, Coll. Developments in sedimentology (Amsterdam), 35, pp. 365-372.
- WILLET, F. (1971). A survey of recent results in the radiocarbon chronology of western and northern Africa . J. African Hist., 12, 3, pp. 339-370.
- WILSON, M.C. (1988). Geoarchaeology and archaeological visibility in the northern Mandara mountains and Mora plain (Cameroon) : Preliminary results. In : Le Milieu et les Hommes. Recherches comparatives et historiques dans le bassin du lac Tchad (Actes du colloque Méga-Tchad, Bondy, 1985). BARRÉTEAU, D. et TOURNEUX, H. Ed., Coll. et Sém., ORSTOM (Paris), pp. 9-50.
- WILSON, M.C. (1989). Dating of holocene stratigraphic units and landscape changes in extreme nord Cameroon. In : Datation et chronologie dans le bassin du lac Tchad (Résumés, séminaire Méga-Tchad, Paris, 1989). ORSTOM (Paris), 1 p.

- WINTERS, E. (1942). Silica hardpan development in the red and yellow podzolic soil region. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 7, pp. 437-440.
- YASSOGLOU, N.J. et WHITESIDE, E.P. (1960). Morphology and genesis of some soils containing fragipans in northern Michigan. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 24, pp. 396-407.

ANNEXES

Formations sédimentaires de la plaine méridionale du bassin tchadien

Description des principales formations représentées sur la carte géologique (figure I.10), depuis les formations les plus anciennes (60 000 à 50 000 ans) jusqu'aux formations actuelles

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ANCIENNES

- [1] des dépôts dunaires associés à "l'erg de Doukoula", sableux fins, épais de 1 m à plusieurs dizaines de mètres, disposés selon des alignements NW-SE concordants avec des flexures de même orientation ;
- [2] des colluvions anciennes ("arènes quartzo-feldspathiques"), sableuses ou argilo-sableuses à sable grossier, épaisses de 10 à 40 m au maximum, juxtaposées dans les glacis des monts Mandara à des colluvions récentes ("arènes grises"), à sable grossier, épaisses de 6 m ;
- des alluvions fluvio-lacustres anciennes parmi lesquelles :
- [3] des alluvions argilo-sableuses à sable grossier dominant, épaisses de 1,5 à 9 m ;
- [4] des alluvions sableuses ou sablo-argileuses, à sable fin dominant, argileuses et carbonatées en profondeur, épaisses de 27 m au maximum ;
- [5] des alluvions hétérogènes à socabasement sableux, sablo-argileux ou sablo-limoneux et recouvertes localement par des alluvions récentes [7] ;
- [6] des dépôts dunaires associés à "l'erg de Kaltou", sableux très fins, épais d'une dizaine de mètres, disposés selon une orientation NE-SW conforme à des linéaments tectoniques très serrés (N 55° E) et associés dans le paysage à des zones où un modèle antérieur de plaine est conservé.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES RÉCENTES

- [7] des alluvions fluvio-lacustres ("argiles noires à nodules carbonatés"), argileuses, épaisses de 1,5 à 3 m, présentes dans les grandes étendues de bas-fonds de la cuvette tchadienne ;
- [8] des alluvions fluvio-deltaïques, sableuses, limoneuses ou argileuses, s'étendant grossièrement de Kousseri à Makari et appartenant aux systèmes fluvio-deltaïques du Chari ;
- [9] des alluvions lacustres, sableuses ou sablo-argileuses à sable fin, situées en bordure du lac actuel (les alluvions fluvio-deltaïques [8] et lacustres [9] sont épaisses de 3 m en moyenne) ;
- [10] des alluvions fluviatiles et fluviolacustres ("argiles des yaéfé"), argileuses ou argilo-sableuses à sable fin, épaisses de 1,5 à 4 m, peu différenciées des alluvions [7], déposées après inondation-décanalisation dans les étendues submergées par les crues du Logone (ou de ses déflents) et déposées dans de petites cuvettes ou chenaux inondés en fin de saison des pluies ;
- [11] des alluvions fluviatiles, hétérogènes, constituant les îlots majeurs des cours d'eau (représentées sur la figure I.10 uniquement dans le cas du fleuve Logone) ;
- [12] des alluvions fluviatiles ou fluvio-lacustres, non différenciées, déposées dans des bas-fonds des remblais anciens de la cuvette tchadienne ;
- [13] des sédiments sableux associés au "cordon sableux" à sable grossier ou fin, épais de 7 à 12 m au maximum, disposés sous forme de ridges discontinues orientées NW-SE (ridges s'étendant sur une longueur de 150 km et sur une largeur de 0,5 à 4 km incluant un à trois dômes).

Sol à horizons sableux très cohérents du hardé de Gazal

Description de la fosse B (figure II.1)

HORIZONS SABLEUX PEU COHÉRENTS

- (1) Horizon sablo-limoneux, cohérent, humifère (0 à 20 cm)
 Brun foncé 10 YR 3/3. Sable grossier et sable fin. Massif (microlitage peu net). Humectage rapide. Porosité moyenne intergranulaire. Racines peu nombreuses et fines. Tesson de céramique (4 cm) à 15 cm de profondeur. Limite peu nette (teinte), transition sur 5 cm.
- (2) Horizon sableux, peu cohérent, localement blanchâtre à sec (20 à 28 cm)
 Brun foncé 10 YR 3/3 et brun jaune 10 YR 5/4 blanchâtre à sec (50 %). Massif. Humectage rapide. Porosité forte, intergranulaire et tubulaire fine. Racines peu nombreuses et fines. Limite peu nette (structure), transition sur 3 cm.
- (3) Horizon sableux, non cohérent, blanchâtre à sec (épaisseur 1 cm)
 Brun jaune 10 YR 5/4, blanchâtre à sec. Particulaire. Humectage très rapide. Forte porosité intergranulaire. Limite très nette (teinte, structure, cohésion), transition sur 1 cm.

HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS

- (4) Horizon sablo-limoneux, très cohérent, gris (épaisseur 1 cm)
 Gris 10 YR 5/1. Massif. Humectage très lent. Porosité macroscopique faible. Limite nette (teinte), sur 2 mm.
- (5) Horizon sablo-argileux très cohérent (30 à 60 cm)
 Brun jaune 10 YR 5/4 à 6/6 (70 %) et gris 10 YR 5/1 (30 % diminuant vers le bas). Massif. Humectage très lent. Porosité macroscopique faible. Nodules ferrugineux très peu nombreux, noirs à pourtour brun rouille, sphériques (5 mm). Racines très peu nombreuses. Galeries de termites (peu nombreuses, 10 YR 7/4, 2 à 5 mm de diamètre). Limite entre 45 et 65 cm de profondeur, nette (apparition vers le bas de blocs d'altérite), transition sur 5 cm.

HORIZONS D'ALTÉRATION

- (6) Horizon argilo-sableux à blocs partiellement altérés
 Discontinu (épaisseur maximale de 60 cm). Volumes argilo-sableux (75 %, brun vert clair 2,5 Y 5,5/4) incluant des graviers et cailloux quartzo-micasés. Nombreuses traces d'activité de termites : galeries (5 mm) et nids ou chambres (5 à 8 cm). Limite peu nette.
- (7) Horizon de blocs ou cailloux partiellement altérés et de volumes argilo-sableux
 Discontinu (épaisseur maximale de 40 cm). Blocs et cailloux arrondis, à cœur noir ou blanc et pourtour brun rouille. Volumes argilo-sableux (25 %, brun vert clair 2,5 Y 5,5/4) entre les blocs et cailloux altérés. Limite peu nette
- (8) Roche altérée
 Micaschiste ou gneiss, à filon de quartz.

Sol à horizons sableux très cohérents du hardé de Mongossi

Description de la fosse C (figure II.2)

HORIZONS SABLEUX PEU COHÉRENTS

(1) Horizon sablo-limoneux, cohérent, prismatique, peu humifère. (0 à 10 cm)

Gris brun 10 YR 3/3. Sable fin. Massif (structure prismatique peu développée). Humectage rapide. Racines fines. Galeries de termites peu nombreuses. Tessons de céramique peu nombreux. Limite nette, transition sur 5 cm.

(2) Horizon sableux, particulaire, blanchâtre à sec, mince (1 cm) à limite inférieure très nette

HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS

(3) Horizon sablo-limoneux, très cohérent, prismatique (10 à 30 cm)

Brun 10 YR 3/3 et gris 10 YR 4/1 (10 à 15 cm de profondeur). Gris brun 10 YR 4/3 (15 à 30 cm de profondeur). Sable fin. Humectage lent. Tessons abondants. Limite peu nette, transition sur 10 cm.

(4) Horizon sablo-limoneux, très cohérent, massif (30 à 80 cm)

Brun gris 2,5 Y 4/2. Sable fin. Humectage lent. Galeries et nids de termites peu nombreux. Tessons de céramique peu nombreux. Limite peu nette, transition sur 10 cm.

(5) Horizon à microlitis sableux ou sablo-argileux (80 à 100 cm)

Discontinu (figure II.2). Microlitis épais de 2 mm. Brun jaune 10 YR 4/3 ou gris clair 2,5 Y 4/2. Sable fin.

Nodules ferrugineux et tessons peu nombreux. Limite peu nette, transition sur 5 cm.

HORIZONS ARGILEUX PEU COHÉRENTS

(6) Horizon hétérogène argileux polyédrique ou sablo-argileux (100 à 120 cm)

• Brun noir 10 YR 3/1,5 (70 %). Argileux. Structure polyédrique à faces obliques et lisses. Humectage rapide. Gris brun 10 YR 5/3 (30 %) entre les polyèdres. Sableux à sablo-argileux à sable fin. Humectage rapide. Limite peu nette, transition sur 5 cm.

(7) Horizon argileux prismatique (observé jusqu'à 160 cm)

• Brun noir 10 YR 3/1,5 (90 %), argileux, à structure prismatique large, humectage rapide. Gris brun 10 YR 5/3 (10 %) entre les prismes, sableux à sablo-argileux. Pseudomycéliums carbonatés et nodules ferrugineux peu abondants.

Sols à horizons argileux peu ou très cohérents de la séquence de Tagawa

Description des fosses A et D (figure II.3)

SOL DE LA ZONE DE SAVANE À ACACIA SEYAL (FOSSE A)

- Horizon argileux à forte porosité structurale (0 à 50 cm)
Gris foncé 5 Y 4/1. Structure prismatique (0,3 à 0,5 m de large) à fentes verticales ou obliques. Sous-structure cubique (3 cm de large) et polyédrique (5 mm de large), jusqu'à 5 cm de profondeur. Sous-structure en plaquettes obliques (2 à 4 cm) à faces lisses et brillantes, entre 5 et 50 cm de profondeur. Forte porosité structurale. Sec au toucher, forte cohésion des agrégats, humectage rapide. Racines nombreuses, fines et moyennes.
- Horizon argileux massif (50 à 70 cm)
Gris foncé 10 YR 3/1. Massif (structure polyédrique très peu développée). Porosité structurale faible. Sec au toucher, forte cohésion, humectage rapide.
- Horizon argileux à nodules carbonatés (observé jusqu'à 120 cm de profondeur)
Gris à gris verdâtre 5 Y 4/1 à 4/2. Structure polyédrique (5 mm) à faces brillantes et crénelées. Frais au toucher, faible cohésion, humectage rapide. Nodules carbonatés espacés de 20 cm environ.

SOL DE LA ZONE HARDÉ (FOSSE D)

- Horizon argileux à faible porosité structurale (0 à 15 cm)
Brun sombre 10 YR 3/3. Structure polyédrique (1 à 3 cm). Porosité interagrégat faible (ouverture 0,5 mm). Sec au toucher, forte cohésion, humectage rapide. Racines très fines peu nombreuses.
- Horizon argileux massif (15 à 70 cm):
Gris sombre 5 Y 4/1. Massif (structure prismatique et polyédrique peu nette). Porosité structurale faible. Sec au toucher, très forte cohésion, humectage lent.
- Horizon argileux à nodules carbonatés (observé jusqu'à 120 cm de profondeur)
Gris verdâtre 5 Y 4/2 et brun rouille 7,5 YR 4/6 (volumes irréguliers de taille millimétrique). Structure polyédrique (1 cm) à faces brillantes et crénelées. Porosité structurale faible. Sec au toucher, forte cohésion, humectage rapide.

Sol à volumes très cohérents (pisé) du tertre de Mongossi

Description de la fosse E (figures II.2 et II.4)

A la surface du sol, de nombreux tessons de céramique, scories de fer, fragments d'os et débris lithiques constituent un pavage d'éléments grossiers (tous d'origine anthropique). Ces éléments grossiers s'étalent en continu à la surface du sommet du tertre sur une épaisseur de quelques centimètres. Sous ce pavage, un horizon cohérent, sableux, humide et brun sombre 10 YR 3/2 se développe jusqu'à 25 cm de profondeur (en relation avec des pétinements de bétail).

Au delà de cette profondeur, plusieurs unités stratigraphiques se succèdent de haut en bas. Des unités grumeleuses (sablo-argileuses à argileuses, brun clair 10 YR 3/3) épaisses de plusieurs décimètres englobent des tessons peu nombreux. Ces unités grumeleuses alternent avec des unités microlitées peu épaisses (10 à 20 cm) constituées de microlits à pendage variable (microlits sableux fins ou argileux, brun sombre à brun clair 10 YR 3 à 5/3, avec ou sans tessons et charbons de bois millimétriques).

A partir de 1,1 m, on distingue des unités à forte cohésion qui s'étendent latéralement sur 30 à 50 cm et en hauteur sur 10 à 50 cm. Ces unités à forte cohésion sont interprétées comme des vestiges en place de construction en pisé. Elles présentent des caractères variables de teinte (brun sombre à brun clair) et de granulométrie (argilo-sableuse à argileuse) mais incluent toujours, en proportion variable, des tessons et des charbons de bois de taille centimétrique. Les volumes décimétriques anguleux ou centimétriques arrondis qui présentent les même caractères et qui sont observés au sein des autres unités (en particulier au sein des unités grumeleuses) correspondent vraisemblablement à des fragments de construction en pisé remaniés à la suite de phases d'abandon ou de destruction.

Entre les unités à forte cohésion, l'alternance d'unités grumeleuses et d'unités microlitées se poursuit en profondeur. Les superpositions de ces unités sont interrompues localement par des fosses irrégulières subverticales (fosses de sépulture) et par des terriers à section arrondie irrégulière (10 à 50 cm de diamètre). Dans la moitié sud de la coupe (à droite sur la figure II.4), on observe à 2,75 m de profondeur le contact entre les matériaux d'apport anthropique (unité grumeleuse présentant une forte concentration de tessons) et le matériau sédimentaire sableux fin (massif, peu cohérent, peu différencié et épais de 1,2 m). Le matériau sableux fin repose lui-même, à 4 m de profondeur, sur le matériau argileux (peu cohérent, à structure prismatique et polyédrique). Dans la moitié nord de la coupe (à gauche sur la figure II.4), le matériau sédimentaire sableux est entaillé par plusieurs fosses. L'une de ces fosses atteint la profondeur de 4 m, son remplissage recouvre une sépulture où un corps est disposé dans le matériau argileux basal.

Annexe III

Espèces ligneuses de chacune des zones de végétation du harré Lagadgé

Nom	ZN	ZH	ZA	ZM				
				A	B	C	D	E
<i>Acacia ataxacantha</i>				+++		+++	+++	+++
<i>Acacia gerrardii</i>				+	o	o	+	+++
<i>Albizia chevalieri</i>					o	o	o	o
<i>Aloe sp.</i>					o	o	o	o
<i>Anogeissus leiocarpus</i>					o	o	o	o
<i>Asparagus flagellaris</i>					o	o	o	o
<i>Balanites aegyptiaca</i>					o	o	o	o
<i>Capparis comyzbosa</i>					o	o	o	o
<i>Cassia singueana</i>					o	o	o	o
<i>Cissus cornifolia</i>					o	o	o	o
<i>Cissus quadrangularis</i>					o	o	o	o
<i>Combretum collinum</i>					o	o	o	o
<i>Combretum aculeatum</i>					o	o	o	o
<i>Combretum fragrans</i>					o	o	o	o
<i>Combretum glutinosum</i>					o	o	o	o
<i>Combretum mollie</i>					o	o	o	o
<i>Commiphora pedunculata</i>					o	o	o	o
<i>Dalbergia melanoxylon</i>					o	o	o	o
<i>Detarium microcarpum</i>					o	o	o	o
<i>Diospyros mespiliformis</i>					o	o	o	o
<i>Entada africana</i>					o	o	o	o
<i>Feretia apodanthera</i>					o	o	o	o
<i>Gardenia ternifolia</i>					o	o	o	o
<i>Grewia mollis</i>					o	o	o	o
<i>Guiera senegalensis</i>					o	o	o	o
<i>Hexalobus monopetalus</i>					o	o	o	o
<i>Lannea humilis</i>					o	o	o	o
<i>Mitragyna inermis</i>					o	o	o	o
<i>Securidaca leontopetaloides</i>					o	o	o	o
<i>Stereospermum kunthianum</i>					o	o	o	o
<i>Tamarindus indica</i>					o	o	o	o
<i>Vitex madagascariensis</i>					o	o	o	o

ZN zone nue, ZH zone herbacée, ZA zone arborée et ZM zone de mares

+ espèce non spécifique de zone nue, de zone herbacée, de zone arborée ou de zone de mares
o espèce spécifique de zone nue, de zone herbacée, de zone arborée ou de zone de mares

RS Taux de recouvrement de la surface du sol en pourcentage estimé visuellement :

+ RS < 1 %, ++ 1 % < RS < 15 %, +++ RS > 15 %

Espèces herbacées de chacune des zones de végétation du hardé Lagadgé
 (se reporter à la légende accompagnant le tableau des espèces ligneuses)

Nom	ZN	ZH	ZA	ZM				
				A	B	C	D	E
<i>Acroceras zizanioides</i>				o	oo	oo	oo	o
<i>Anmannia</i> sp.				o	o	o	o	o
<i>Andropogon tasiigliatus</i>				+	+	+	+	+
<i>Andropogon pseudapricius</i>				++	++	+	+	+
<i>Aristida adscensionis</i>								
<i>Aristida kerstingii</i>								
<i>Blepharis maderaspatensis</i>								
<i>Borreria scabra</i>								
<i>Brachiaria stigmatissima</i>				+	+	o	o	oo
<i>Brachiaria xantholeuca</i>								
<i>Canscora decussata</i>				o	o	o	o	o
<i>Cassia mimosaoides</i>				o	o	o	o	o
<i>Cassia obtusifolia</i>				o	o	o	o	o
<i>Chloris lamproparia</i>				o	o	o	o	o
<i>Chloris pilosa</i>								
<i>Chloris prieuri</i>								
<i>Commelinia subulata</i>				o	o	o	o	o
<i>Cyperus halpan</i>				o	o	o	o	o
<i>Cyperus iria</i>								
<i>Desmodium triflorum</i>				ooo	ooo	o	oo	oo
<i>Digitaria ciliaris</i>				o	o	o	o	o
<i>Digitaria gayana</i>				o	o	o	o	o
<i>Elytrophorus spicatus</i>				o	o	o	o	o
<i>Eragrostis gangeifica</i>				o	o	o	o	o
<i>Eragrostis turgida</i>				o	o	o	o	o
<i>Euphorbia polychromaoides</i>				o	o	o	o	o
<i>Fimbristylis hispida</i>				o	o	o	o	o
<i>Fimbristylis milletacea</i>				o	o	o	o	o
<i>Heliotropium stingtonosum</i>				o	o	o	o	o
<i>Hygrophila auriculata</i>				o	o	o	o	o
<i>Hyptis spicata</i>				o	o	o	o	o
<i>Indigofera nummulariifolia</i>				o	o	o	o	o
<i>Loudetia arundinacea</i>				o	o	o	o	o
<i>Loudetia togoensis</i>				o	o	o	o	o
<i>Microchloa indica</i>				o	o	o	o	o
<i>Oryza barthii</i>				o	o	o	o	o
<i>Pandika heudelotii</i>				o	o	o	o	o
<i>Panicum anabaptistum</i>				o	o	o	o	o
<i>Panicum pansum</i>				o	o	o	o	o
<i>Pennisetum pedicellatum</i>				o	o	o	o	o
<i>Polygonum arenaaria</i>				o	o	o	o	o
<i>Rhaphidophyllum fistulosum</i>				o	o	o	o	o
<i>Rhytachne triarista</i>				o	o	o	o	o
<i>Sagittaria guayanensis</i>				o	o	o	o	o
<i>Schizachyrium sp.</i>				o	o	o	o	o
<i>Schoenoplectus gracilis</i>				o	o	o	o	o
<i>Sesbania sphærocarpa</i>				o	o	o	o	o
<i>Sesbania sp.</i>				o	o	o	o	o
<i>Setaria pumila</i>				o	o	o	o	o
<i>Sida cordifolia</i>				o	o	o	o	o
<i>Spermacoce filifolia</i>				o	o	o	o	o
<i>Sphenoclea zeylanica</i>				o	o	o	o	o
<i>Sporobolus festivus</i>				o	o	o	o	o
<i>Sporobolus micropodus</i>				o	o	o	o	o
<i>Striga aspera</i>				+	+	+	+	+
<i>Stylochiton lancifolius</i>				o	o	o	o	o
<i>Tacca leontopetaloides</i>				o	o	o	o	o
<i>Thalia wettwitschii</i>				o	o	o	o	o
<i>Triumfetta pentandra</i>				o	o	o	o	o
<i>Zornia glochidiata</i>				o	o	o	o	o
	+	+++	+++	+	+	+	+	+

Micro-organisations superficielles sur le *hardé Lagadgé*

Observations locales le long de la séquence I (figure IV.1)

ZONE ARBORÉE

- Une observation locale permet de distinguer quatre types de microhorizons de haut en bas :
- Turricules de vers (4 cm) et placages de termites (2 mm)
Brun 10 YR 5/3. Sable-limoneux. Porosité forte. Cohésion faible. Limite nette.
 - Pellicule squameuse peu épaisse (1 mm)
Treillis d'algues, de débris organiques, de fines racines et de sable grossier. Rouge sombre 10 R 3/2. Sableux. Porosité faible. Cohésion forte, adhérence forte au microhorizon sous-jacent. Limite nette.
 - Microhorizon à microlits sableux (15 mm)
Brun jaune 10 YR 6/4. Sableux à sable fin ou grossier. Microlits de 1 mm. Porosité faible. Cohésion faible. Racines nombreuses très fines. Limite nette.
 - Microhorizon à microlits sable-limoneux (5 mm)
Brun 10 YR 4/3. Microlits de 1 mm. Porosité faible. Cohésion forte, faible adhérence à l'horizon sous-jacent. Limite peu nette.

ZONE HERBACÉE

La croûte de surface présente cinq types de microhorizons :

- Microhorizon discontinu sableux (5 mm), en monticule au pied de touffes d'herbe
- Microhorizon discontinu sableux grossier (1 mm)
Brun jaune 10 YR 5/4. Porosité forte intergranulaire. Cohésion faible. Limite peu nette.
- Microhorizon sableux fin (1 mm)
Brun jaune 10 YR 5/4. Porosité forte intergranulaire. Cohésion faible. Limite nette.
- Pellicule d'algue, discontinue, très fine (moins de 1 mm), en écailles centimétriques
Brun rouge 5 YR 3/3. Cohésion forte. Forte adhérence au microhorizon sous-jacent.
- Microhorizon sablo-limoneux (5 mm)
Brun 10 YR 5/3. Sable fin. Porosité moyenne, vésiculaire et interstitielle. Cohésion moyenne. Forte adhérence à l'horizon sous-jacent, limite nette.

ZONE NUÉ

Les caractères de la surface du sol varient en fonction de la distance par rapport au ressaut topographique (figure IV.1).

- Vers l'ouest, à proximité du ressaut, la surface est nue. La croûte superficielle est constituée de trois microhorizons de haut en bas :
- Microhorizon sableux grossier (2 mm)
Faible cohésion. Nodules ferrugineux (1 mm) peu abondants. Limite peu nette et progressive
- Microhorizon sableux fin (8 mm)
Brun 2,5 Y 5/4. Faible cohésion. Limite nette et brusque.
- Microhorizon limono-sableux à pores vésiculaires (2 mm)
Brun gris 2,5 Y 4/2. Sable fin ou grossier. Cohésion forte. Limite nette, forte adhérence à l'horizon sous-jacent.
- Vers l'est, le sol est recouvert à environ 30 % par un tapis de graminées peu dense, la croûte superficielle se distingue de la précédente par la présence d'une pellicule d'algues, par l'épaisseur plus importante des microhorizons sableux à sable grossier et sable fin (respectivement 6 et 11 mm), qui sont colonisées par de fines racicelles, et par le développement dans le microhorizon limono-sableux, d'une porosité vésiculaire moyenne associée à la présence de fentes verticales espacées de 5 cm.

Sol à horizons sableux très cohérents du *hardé Lagadgé* (zone herbacée)

Description de la fosse B (figure IV-1)

HORIZONS SABLEUX PEU COHÉRENTS

• Horizon sablo-limoneux brun rouge (15 à 40 cm)

Brun foncé 10 YR 4/4. Matière organique peu abondante intimement associée à la matière minérale. Sable fin. Humectage rapide. Porosité moyenne intergranulaire. Structure polyédrique (4 cm) et prismatique peu développée (fentes verticales espacées de 20 à 40 cm, ouvertes de 0,5 mm, à sable blanchâtre à sec et sans cohésion le long des parois). Racines (moins de 2 mm) abondantes. Galeries de termites nombreuses (remplissage brun 7,5 YR 5/6). Limite nette (teinte), sur 5 cm.

• Horizon sableux blanchâtre à sec (15 à 40 cm)

Brun pâle 10 YR 7/4, blanchâtre à sec (environ 50 %), brun 10 YR 5/4 (30 %) et brun rougeâtre 7,5 YR 4/6. Sable fin. Humectage rapide. Structure columnaire (6 cm x 10 cm) et polyédrique (3 cm), agrégat brun et brun rougeâtre cohérent, porosité interagrégat moyenne à sable blanchâtre à sec, porosité intraagrégat faible. Nodules ferrugineux peu abondants, sphériques (3 mm), friables, brun rouille 7,5 YR 5/8 et mouchetures ferrugineuses (moins de 1 mm), noires N 2/0. Racines (0,5 à 2 cm) peu abondantes, traçantes et décomposées. Racines pivotantes (1 cm), rares, le long de fentes verticales. Limite nette en présence d'un mince horizon sabloux sans cohésion, sinon limite peu nette sur 10 cm.

• Horizon sableux blanchâtre à sec et discontinu (56 à 57 cm)

Brun pâle 10 YR 7/4, blanchâtre à sec. Sable fin. Particulaire. Humectage très rapide. Porosité intergranulaire forte. Racines (4 mm) traçantes, peu nombreuses et décomposées.

HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS

• Horizon sablo-argileux, prismatique et partiellement blanchâtre à sec (57 à 70 cm)

Brun 10 YR 5/4 (65 %), brun pâle 10 YR 6/3, blanchâtre à sec (30 %), brun rouille 7,5 YR 5/8 (5 %). Sable fin. Humectage lent. Structure prismatique ou columnaire et polyédrique (3 cm). Porosité macroscopique intraagréat très faible. Nodules ferrugineux peu nombreux, sphériques (5 mm), brun rouille 7,5 YR 5/8 à contours peu nets et mouchetures (moins de 1 mm) noires N 2/0, de formes ponctuées ou filamenteuses. Racines (moins de 10 mm) peu abondantes, entre les agrégats. Limite peu nette (teinte, structure), sur 5 cm.

• Horizon sablo-argileux massif (70 à 205 cm)

Brun plus gris que 10 YR 5/4, brun rouille 7,5 YR 5/8 (5 %). Sable fin. Massif (fentes verticales espacées de 0,5 m et ouvertes de 0,5 mm). Humectage lent. Porosité macroscopique très faible, intergranulaire et tubulaire. Nodules ferrugineux peu abondants, sphériques (3 à 10 mm) : soit friables, brun rouille 7,5 YR 5/8 et à contour peu net, soit peu friables à cœur noir N 2/0, cortex brun rouille 7,5 YR 5/8 et à contour net. Éléments de quartzite taillé (6 pièces), dont un éclat laminaire, un fragment de nucléus, des fragments de débitage (situes entre 160 et 170 cm de profondeur). Racines peu nombreuses et décomposées. Traces nombreuses d'activité de termites : galeries (5 mm) à remplissage argileux brun sombre 10 YR 3/2 et nids ou chambres (3 à 10 cm) allongés horizontalement, à enduit argileux brun sombre sur les parois et remplissage partiel par des boulettes sablo-argileuses et brunes 10 YR 5/4. Limite nette (granulométrie), sur 1 cm.

• Horizon discontinu sableux grossier (205 à 215 cm)

Brun 10 YR 5/4 et brun sombre 7,5 YR 3/2 (2 %). Massif. Humectage lent. Porosité macroscopique très faible. Nodules ferrugineux friables bruns sombres sphériques (1 cm) ou peu friables brun noir (0,5 cm). Galeries de termites à remplissage brun noir argileux. Limite nette (granulométrie, teinte), sur 2 cm.

• Horizon sablo-limoneux à sable fin et grossier (215 à 290 cm)

Brun 10 YR 6,5/4. Massif. Cohérence. Humectage rapide. Porosité faible, intergranulaire et tubulaire. Galeries de termites peu nombreuses, à remplissage argileux et brun sombre. Limite peu nette (granulométrie, teinte et apparition vers le bas de différenciations), sur 25 cm.

HORIZONS ARGILEUX PEU COHÉRENTS

• Horizon argileux à sable fin et grossier (315 à 395 cm)

Gris clair 10 YR 7/2 (environ 60 %), brun rouille 7,5 YR 5/8 (environ 40 %), noir N 2/0. Massif. Cohérent. Humectage lent. Volumes gris irréguliers (0,5 à 2 cm). Volumes brun orangé irréguliers (1 cm), à tubules (0,5 mm) brun foncé (5 YR 3/3). Nodules ferrugineux sphériques réguliers (3 mm), noirs N 2/0, associés aux volumes brun rouille 7,5 YR 5/8. Galeries de termites (5 mm) à remplissage brun rouille, sablo-argileux ou argilo-limoneux.

• Horizon argilo-sableux à sable fin et grossier (observé en sondage de 395 à 580 cm)

Brun clair 10 YR 5/8 et 10 YR 5/4. Faible cohésion. Humectage rapide.

Sol à horizons sableux très cohérents du *hardé* Lagadgé (zone nue)

Description de la fosse F3 (figure IV.1)

HORIZON SABLEUX PEU COHÉRENT

Discontinu (4 cm d'épaisseur au maximum). Gris brun 10 YR 4/2, blanchâtre à sec. Sable fin. Humectage rapide. Porosité forte, intergranulaire et vésiculaire. Racines de graminées peu abondantes. Limite nette (teinte, cohésion, granulométrie, structure), sur 1 à 2 cm.

HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS

Ces horizons possèdent une surface supérieure irrégulière qui est due à leur structure columnaire (réseau polygonal de 10 à 25 cm de côté en plan et fentes verticales de 3 à 10 cm de profondeur).

Horizon sablo-argileux gris et mince (1 cm)

Brun sombre 10 YR 3/3, gris à sec. Sable fin. Porosité moyenne vésiculaire. Limite nette (teinte), sur 1 cm.

Horizon sablo-argileux columnaire (5 à 20 cm)

Brun foncé 10 YR 4/4. Structure columnaire peu développée (fentes espacées de 10 à 20 cm, à remplissage sableux, blanchâtre à sec). Porosité intraagréat faible. Racines peu abondantes. Limite nette (présence discontinue de microlliis sableux ou argilo-limoneux), sur 2 cm.

Horizon sablo-argileux à argileux massif (20 à 70 cm)

Brun 10 YR 5/3 et orange 10 YR 6/8. Sablo-argileux à argileux de haut en bas. Massif. Porosité moyenne. Cohésion forte. Humectage lent. Volumes bruns et volumes oranges : irréguliers, décimétriques, sablo-argileux, peu nombreux (10 %). Volumes bruns à pseudomycéliums carbonatés et nodules ferrugineux (5 mm) peu nombreux. Galeries de termites très nombreuses.

HORIZON ARGILEUX PEU COHÉRENT

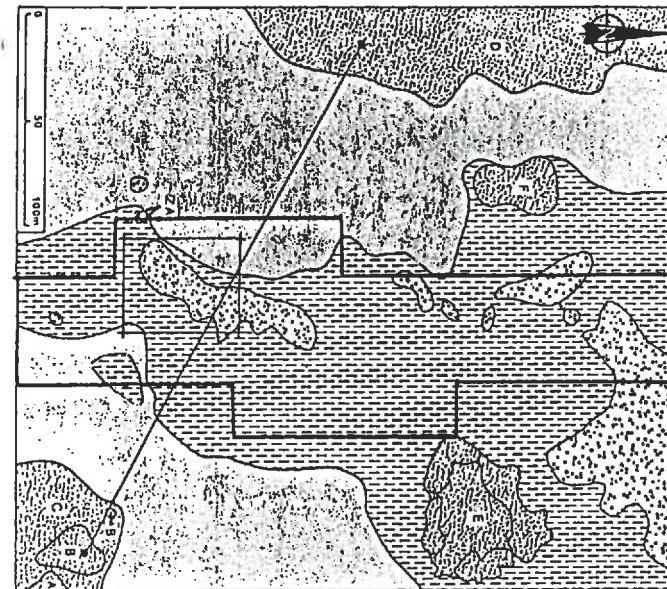
Brun 10 YR 5/3 (40 %), gris 10 YR 6/2 (30 %) et brun rouille 10 YR 6/8 (30%). Massif. Humectage lent. Porosité très faible. Nodules ferrugineux noirs et concrétions carbonatées (1 cm) peu nombreux. Limite d'observation à 130 cm.

Sol argileux du hardé Lagadgé (zone de mares)
Description de la fosse F4 (figure IV.1)

- Horizon argileux à forte activité de vers de terre, à surface mamelonnée (0 à 15 cm) Discontinu, en mametons de 20 cm de hauteur et de 20 à 40 cm de diamètre. Gris sombre 5 Y 4,5/1 et brun rouille 7,5 YR 5/8 (15 à 30 %). Matière organique abondante, à débris visibles. Massif. Cohésion faible. Humectage rapide. Forte porosité de galeries de vers de terre, de forme tubulaire (1 à 2 mm). Racines d'herbes nombreuses. Gaines brun rouille autour des racines et des galeries de vers de terre. Limite nette (teinte, granulométrie, structure), sur 3 cm.
- Horizon continu, sableux blanchâtre à sec (15 à 20 cm)
Brun 10 YR 5/3 et brun très pâle 10 YR 6,5/2 (blanchâtre à sec). Sable grossier. Particulaire, lité. Porosité forte intergranulaire. Humectage très rapide. Galeries de vers de terre peu nombreuses, verticales ou horizontales. Racines d'herbes peu nombreuses. Rares gaines brun rouille. Limite inférieure nette (teinte, structure, granulométrie), sur 1 cm.
- Horizon argilo-sableux gris sombre et brun rouille (25 à 40 cm)
Gris sombre 5 Y 4,5/1 et brun rouille 7,5 YR 5/8 (15 à 30 %). Sable fin ou grossier. Structure prismatique bien développée (10 à 20 cm de large) et polyédrique (5 cm) peu développée. Porosité intraagrégat faible et tubulaire (très faible porosité vésiculaire sur les faces des agrégats). Porosité interagrégat forte (fentes subverticales, ouvertes de 0,5 à 2 mm, jusqu'à 0,5 m ou 1 m de profondeur en saison sèche). Revêtements argilo-sableux gris clair sur les faces des prismes. Volumes brun rouille de forme irrégulière (5 à 8 cm) ou en gaines autour de tubules. Cohésion forte et humectage rapide. Nodules ferrugineux noirs à cortex brun rouille peu nombreux. Racines (5 mm ou moins de 1 mm) peu nombreuses. Galeries de vers verticales ou obliques (2 mm) et peu nombreuses. Limite inférieure peu nette (teinte et granulométrie), sur 5 cm.
- Horizon argileux brun foncé (40 à 110 cm)
Brun foncé 10 YR 4/2. Cohésion faible et humectage rapide. Structure prismatique peu développée et polyédrique (1 cm) bien développée. Porosité intraagrégat faible tubulaire très fine. Porosité interprisme nette ou oblique. Peu de différenciation. Volumes décimétriques irréguliers à forte activité faunique. Limite nette (apparition vers le bas de volumes brun rouille), sur 5 cm.
- Horizon argilo-sableux gris, brun et rouille (observé de 110 à 130 cm)
Gris clair 10 YR 6,5/2 (40 %), brun 10 YR 5/3 (30 %) et brun rouille 7,5 YR 5/8 (20 %). Sable fin ou grossier. Structure prismatique large (0,5 m) et polyédrique très peu développée. Cohésion faible et humectage rapide. Volumes brun rouille arrondis irréguliers (5 à 8 cm) ou en filaments fins. Porosité faible tubulaire fine associée aux volumes brun rouille. Limite d'observation à 130 cm.

Annexe V

Comparaison entre l'organisation du modèle et la distribution de la végétation dans le secteur de cartographie de la résistivité apparente (figure V.1)



ZA Zone arboree
Z H Zone herbacée ~ 70 ~ Courbe de niveau équidistance = 10 z.m

Caractéristiques physico-chimiques d'horizons SPC et STC développés au sein du matériau supérieur

Réf. Prot. Horizon	< 2 µm	2-50 µm	50-200	> 200 µm	pH	Al	T	Ca	Mg	K	Na	C	
[1]	[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[5]	[6]	[7]	[8]	[8]	[8]	[9]	
A A A A A A	7 22 34 42 55 75	5 10 3 19 26 26	12 17 17 16 19 17	59 53 60 51 47 49	24 20 20 14 8 <br;<0,1< td=""><td>4,3 5,2 7,5 8,1 8,7 <0,1</td><td>0,5 0,4 <0,1 <0,1 9,9 <0,1</td><td>1,5 0,6 1,5 1,3 2,0 9,2</td><td>0,3 0,4 <0,1 0,3 2,0 5,9</td><td><0,1 0,1 <0,1 0,1 0,6 1,0</td><td>0,1 0,1 0,1 0,1 0,1 0,1</td><td><0,1 <0,1 0,3 1,5 2,1 2,7</td><td>1,2 1,3 0,7 1,2 0,8 1,0</td></br;<0,1<>	4,3 5,2 7,5 8,1 8,7 <0,1	0,5 0,4 <0,1 <0,1 9,9 <0,1	1,5 0,6 1,5 1,3 2,0 9,2	0,3 0,4 <0,1 0,3 2,0 5,9	<0,1 0,1 <0,1 0,1 0,6 1,0	0,1 0,1 0,1 0,1 0,1 0,1	<0,1 <0,1 0,3 1,5 2,1 2,7	1,2 1,3 0,7 1,2 0,8 1,0
B B B B B B	6 25 42 50 70 95	12 17 - 21 20 24	16 14 - 49 51 18	56 55 - 13 15 46	16 14 - <0,1 15 12	4,9 4,9 5,6 5,7 7,5 7,7	0,8 1,6 0,2 8,0 <0,1 <0,1	1,2 5,4 3,2 4,3 18,3 17,3	0,5 1,5 0,5 0,6 7,6 7,6	0,2 0,4 0,1 0,1 1,0 1,0	0,3 <0,1 0,3 0,8 0,2 0,2	<0,1 1,6 2,0 1,8 1,2 1,3	
F1 F1 F1 F1	12 35 97 190	7 9 7 3	12 13 15 23	82 61 60 58	18 17 18 16	4,4 3,6 4,2 4,5	- <0,1 - -	1,8 <0,1 4,0 0,9	<0,1 <0,1 <0,1 <0,1	<0,1 <0,1 0,1 <0,1	<0,1 <0,1 0,1 <0,1	2,8 1,8 0,8 0,4	

[1] Référence de l'échantillon (localisation des fosses A, B et F1 sur la figure IV.1)

[2] Profondeur de l'échantillon (cm)

[3] Type d'horizon :

 sableux très cohérent

[4] Pourcentage de particules (g/100g)

[5] pH déterminé après une mise en suspension dans l'eau (rapport massique échantillon/solution = 2,5)

[6] Teneur en cations échangeables (mé/100 g) dosées par colorimétrie après une extraction dans KCl 1N

[7] Capacité d'échange cationique (mé/100 g) déterminée par absorption atomique après une extraction dans BaCl₂ (pH sol) et après une saturation avec MgSO₄

[8] Teneur en cations échangeables (mé/100 g)

[9] Carbone total (g/1000 g) dosé après une combustion dans un analyseur élémentaire (Carlo-Erba CHN)

LISTE DES FIGURES

Chapitre I

Figure I.1	Cadre géographique (d'après ORSTOM, 1984).....	15
Figure I.2	Carte schématique des zones de climat et de végétation (d'après MALEY, 1982): (1) zone guinéenne (forêt dense humide), (2) zone de transition (mosaïque forêt-savane), (3) zone soudano-guinéenne, (4) zone soudanienne, (5) zone sahélienne, (6) zone du Sahara tropical, (7) zone du Sahara central, (8) zone saharo-sindienne, (9) zone méditerranéenne.....	16
Figure I.3	Synthèse stratigraphique concernant la sédimentation depuis 50 000 ans dans la zone sahélienne et ses bordures (d'après DURAND et LANG, 1986).....	17
Figure I.4	Reconstitution des fluctuations du niveau du lac Tchad au cours du dernier millénaire (d'après MALEY et SEIGNOBOS, 1989).....	18
Figure I.5	Diagramme ombrothermique pour le poste de Salak (modifié, d'après SUCHEL, 1988).....	20
Figure I.6	Variations de la précipitation moyenne mensuelle pour le poste de Salak (modifié, d'après JEGADEN-SANTIAGO, 1989).....	22
Figure I.7	Variations géographiques : (A) de la température moyenne annuelle (d'après SUCHEL, 1988), (B) de la pluviosité moyenne annuelle (d'après BRABANT et GAVAUD, 1985) et (C) de l'évapotranspiration ETc TURC (d'après JEGADEN-SANTIAGO et SUCHEL, 1990).....	23
Figure I.8	Carte du bassin tchadien (d'après SERVANT et SERVANT-VILDARY, 1980).....	24
Figure I.9	Coupe montrant la structure du bassin tchadien (d'après POUCLÉT et DURAND, 1984).....	24
Figure I.10	Carte schématique montrant la distribution des principales formations géologiques (d'après des données de BRABANT et GAVAUD, 1985 ; NJEL, 1986 ; BRABANT, 1991)	26
Chapitre II		
Figure II.1	Sol à horizons sableux très cohérents développés directement à partir du socle. Exemple du hardé de Gazar.....	35
Figure II.2	Sol à horizons sableux très cohérents développés à partir de sédiments. Exemple du hardé de Mongossi.....	36
Figure II.3	Séquence de Tagawa associant latéralement un vertisol (savane à épineux), un vertisol cultivé (<i>kara</i>) et un sol à horizons argileux très cohérents (<i>hardé</i> anciennement cultivé)	42
Figure II.4	Sol à volumes très cohérents façonnés par l'Homme (vestiges de constructions en pisé). Exemple du terre anthropique de Mongossi.....	45
Figure II.5	Sol à volumes très cohérents façonnés par des termites (<i>Odontotermes magdalena</i>). Exemple étudié sur le hardé Lagadgé	46
Chapitre III		
Figure III.1	Situation du hardé Lagadgé encadré par le périmètre d'altération du socle (vers le sud), par les complexes dunaires de Kaltou et de Doukoula (vers l'est), par le complexe dunaire de Gagadgé (vers l'ouest), par une zone de bas-fonds d'alluvions argileuses et par le "cordon sableux" (vers le nord). Cliché SPOT- IMAGE du 4 avril 1986	53
Figure III.2	Localisation du site de Lagadgé. Carte montrant le modèle et le réseau hydrographique (d'après IGN, 1973)	56

Figure III.3	Carte schématique montrant la variation de la profondeur du socle dans les environs du hardé Lagadgé (d'après des données de SIEFFERMANN, 1963 ; BOUTRAIS, 1984 a ; BRABANT et GAVAUD, 1985 ; BERNARDI et al., 1985 ; MORIN, à paraître).....	58
Figure III.4	Variation de recouvrement végétal sur le hardé Lagadgé (cliché IGN, 1961).....	60
Figure III.5	a) Distribution des différentes zones de végétation (LAMOTTE et DONFACK, non publiée). b) Coupe topographique dans l'axe de la séquence I.....	62
Figure III.6	Distribution des végétaux de la strate ligneuse au sein d'une zone arborée ZA (LAMOTTE et DONFACK, non publiée). Carte réalisée en utilisant un carroyage matérialisé par des décamètres.....	64

Chapitre IV

Figure IV.1	Présentation des sols (séquence I)	70
Figure IV.2	Schéma de la dynamique hydraulique et érosive à la surface des sols.....	78
Figure IV.3	Profils hydriques saisonniers : à gauche d'un sol à horizons sableux peu cohérents épais de 3 m (zone arborée) et à droite d'un sol à horizons sableux très cohérents présents à 0,5 m de profondeur (zone herbacée)	80

Chapitre V

Figure V.1	Localisation du secteur de cartographie de résistivité apparente et localisation des séquences II, III et IV sur la carte des associations végétales.....	86
Figure V.2	Schéma du dispositif de mesure de la résistivité apparente en Wenner normal	88
Figure V.3	Schéma en plan des dispositifs de mesure mis en œuvre pour la cartographie de résistivité apparente en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m.....	92
Figure V.4	Répétition des mesures de résistivité apparente ($\alpha = 1$ m) : à la frontière entre les deux blocs de mesure A et B (1) et sur la première ligne de mesure (2),.....	94
Figure V.5	Variation de la résistivité apparente d'horizons sableux peu cohérents et d'horizons sableux très cohérents en fonction de la teneur en eau volumique (mesures du 18/10/1990 : teneur en eau mesurée par "perte de poids" à 105 °C et résistivité apparente mesurée en $\alpha = 0,6$ m sur les parois de la fosse F5, figure V.1)	96
Figure V.6	Variation de la résistivité apparente d'horizons sableux peu cohérents et d'horizons sableux très cohérents en fonction du taux de saturation en eau de la porosité (mesures du 18/10/1990 : teneur en eau mesurée par "perte de poids" à 105 °C et résistivité apparente mesurée en $\alpha = 0,6$ m sur les parois de la fosse F5, figure V.1)	96
Figure V.7	Cartes de résistivité apparente (isovaleurs en Ωm) mesurée avec un dispositif Wenner en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m (LAMOTTE, DABAS, GABALDA, HESSE et ROBAIN, non publiée)	99
Figure V.8	Distribution des valeurs de résistivité apparente pour l'ensemble des mesures en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m.....	101
Figure V.9	Distribution des valeurs de résistivité apparente sur les cartes en 1 m (a), 2 m (b), 4 m (c) et 8 m (d)	101
Figure V.10	Cartes de résistivité apparente en 1 m, 2 m, 4 m et 8 m et localisation des séquences II, III et IV sur un extrait de la carte des associations végétales.....	106
Figure V.11	Séquence II : variation de la résistivité apparente en 1 m et en 2 m (a), en 4 m et en 8 m (b), et variation de la profondeur de la discontinuité entre les horizons SPC et STC (a) et (b).....	107
Figure V.12	Séquence II : (a) pseudo-section et (b) coupe des organisations pédologique	108

Figure V.13 Détail de la séquence II montrant les organisations pédologiques associées à la principale anomalie de résistivité apparente A. Coupe dressée à l'échelle de 1/20 pour les hauteurs, les profondeurs et les distances 110

Figure V.14 Détail de la séquence II : coupe verticale montrant la distribution des nodules ferrugineux à proximité d'une interruption latérale des horizons sableux très cohérents STC. Coupe dressée à l'échelle de 1/10 pour les hauteurs, les profondeurs et les distances 111

Figure V.15 Séquence III : variation de la résistivité apparente en 1 m et en 2 m (a), en 4 m et en 8 m (b) et variation de la profondeur de la discontinuité entre les horizons SPC et STC (a) et (b) 112

Figure V.16 Séquence III : (a) pseudo-section et (b) coupe des organisations pédologiques 114

Figure V.17 Séquence IV : variation de la résistivité apparente en 1 m et 2 m (a), en 4 m (b), en 8 m (c), et variation de la profondeur de la discontinuité de cohésion entre les horizons SPC et STC (a), (b) et (c) 116

Figure V.18 Séquence IV : (a) pseudo-section et (b) coupe des organisations pédologiques 117

Chapitre VI

Figure VI.1 Protocole d'analyse granulométrique conduisant aux courbes de la distribution de taille des particules (DTP)	128
Figure VI.2 Localisation des échantillons le long de la séquence I	130
Figure VI.3 Courbes granulométriques cumulatives avec un chevauchement entre 20 et 50 μm . Cas de l'échantillon SPC A4	132
Figure VI.4 Courbes granulométriques cumulatives avec un chevauchement entre 20 et 50 μm . Cas de l'échantillon STC A5	132
Figure VI.5 Courbes granulométriques cumulatives avec un raccord à 20 μm . Cas de l'échantillon SPC A4	133
Figure VI.6 Courbes granulométriques cumulatives avec un raccord à 20 μm . Cas de l'échantillon STC A5	133
Figure VI.7 Identification de quatre fractions granulométriques sur la courbe cumulée et sur la courbe dérivée obtenue pour l'échantillon STC A10	136
Figure VI.8 Caractérisation des matériaux sédimentaires. Variation de la médiane et de la pente inter-quartile pour les particules supérieures à 50 μm	140
Figure VI.9 Courbes dérivées montrant les différences de distribution de la taille des particules au sein du matériau inférieur	140
Figure VI.10 Variation de la médiane et de la pente inter-quartile pour les particules supérieures à 50 μm des horizons SPC et STC du matériau supérieur	144
Figure VI.11 Constitution granulométrique des horizons SPC et STC développés au sein du matériau supérieur	144
Figure VI.12 Variation de la teneur en AF ($D < 0,2 \mu\text{m}$) et en AG ($0,2 < D < 3 \mu\text{m}$) rapportée à 100 g de SL ($3 < D < 500 \mu\text{m}$). Cas d'un sol à discontinuité de cohésion très contrastée	146
Figure VI.13 Variation de la teneur en AF ($D < 0,2 \mu\text{m}$) et en AG ($0,2 < D < 3 \mu\text{m}$) rapportée à 100 g de SL ($3 < D < 500 \mu\text{m}$). Cas d'un sol à discontinuité de cohésion peu contrastée	146
Figure VI.14 Variation de la teneur en AF ($D < 0,2 \mu\text{m}$) et en AG ($0,2 < D < 3 \mu\text{m}$) rapportée à 100 g de SL ($3 < D < 500 \mu\text{m}$). Cas d'un sol à interruption latérale des horizons STC	147

Chapitre VII

- Figure VII.1 Schéma montrant que la représentation de l'espace poral sous la forme d'un réseau de pores cylindriques conduit à privilégier le rôle des diamètres de "constriction" (d'après VACHIER et al., 1979) 152
- Figure VII.2 (a) Courbes du volume poral cumulé obtenues en porosimétrie au mercure en fonction du diamètre de pore équivalent et (b) courbes dérivées associées. Cas d'un horizon SPC (C3) et d'un horizon STC (C4) 154

Chapitre VIII

- Figure VIII.1 Schéma des différents modes d'observation en microscopie optique 162
- Figure VIII.2 Schéma montrant la surestimation des proportions des constituants (sous-estimation de la porosité) dans le cas d'une observation microscopique en lumière transmise 164
- Figure VIII.3 Distribution relative des constituants grossiers et des constituants fins (d'après STOOPS et JONGERIUS, 1975 ; BULLOCK et al., 1985) 165
- Figure VIII.4 Schéma de localisation des échantillons 166

Chapitre IX

- Figure IX.1 Schéma de localisation des échantillons 192
- Figure IX.2 Sélection des sites d'analyse chimique des constituants fins formant des parois. Coupes schématiques des sites non retenus les plus fréquents 194
- Figure IX.3 Diffractogrammes obtenus avec les constituants fins ($< 0,5 \mu\text{m}$) extraits d'un échantillon SPC (A 22) : sous la forme de poudre non orientée (P), de dépôt orienté (D), de dépôt orienté et glycérolé (G) et de dépôt orienté et chauffé à 500 °C (C) 196
- Figure IX.4 Diffractogrammes obtenus avec les constituants fins ($< 0,5 \mu\text{m}$) extraits d'un échantillon STC proche de la discontinuité de cohésion (A 40) : sous la forme de poudre non orientée (P), de dépôt orienté (D), de dépôt orienté et glycérolé (G) et de dépôt orienté et chauffé à 500 °C (C) 198
- Figure IX.5 Diffractogrammes obtenus avec les constituants fins ($< 0,5 \mu\text{m}$) extraits d'un échantillon STC éloigné de la discontinuité de cohésion (A 102) : sous la forme de poudre non orientée (P), de dépôt orienté (D), de dépôt orienté et glycérolé (G) et de dépôt orienté et chauffé à 500 °C (C) 198
- Figure IX.6 Comparaison des diffractogrammes obtenus avec les constituants fins ($< 0,5 \mu\text{m}$) extraits d'un échantillon SPC (A 22) et d'échantillons STC proches de la discontinuité de cohésion (A 40) ou éloignés de cette discontinuité (A 57 et A 102). Constituants fins sous forme de dépôt orienté (a) et sous forme de dépôt orienté et glycérolé (b) 199
- Figure IX.7 Comparaison des diffractogrammes obtenus avec les constituants fins ($< 0,5 \mu\text{m}$) extraits d'un échantillon SPC (E77) et d'échantillons STC proches de la discontinuité de cohésion (D160, D120 et D100) ou éloigné de cette discontinuité (D140). Constituants fins sous forme de dépôt orienté (a) et sous forme de dépôt orienté et glycérolé (b) 200
- Figure IX.8 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P1 et la composition de minéraux argileux de référence 206
- Figure IX.9 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P2 et la composition de différents minéraux argileux 208
- Figure IX.10 Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P3 et la composition de différents minéraux argileux 210

Figure IX.11	Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P4 et la composition de différents minéraux argileux.....	212
Figure IX.12	Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P5 (a : sur le bord de la paroi et b : vers le centre) et la composition de différents minéraux argileux.....	218
Figure IX.13	Comparaison entre la composition chimique des constituants fins des draperies et la composition de différents minéraux argileux.....	219
Figure IX.14	Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P7 et la composition de différents minéraux argileux.....	220
Figure IX.15	Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P8 et la composition de différents minéraux argileux.....	224
Figure IX.16	Comparaison entre la composition chimique des constituants fins de la paroi P9 et la composition de différents minéraux argileux.....	225
Figure IX.17	Variation du rapport Fe/Si en fonction du rapport Al/Si pour l'ensemble des constituants fins non différenciés des parois.....	227

LISTE DES TABLEAUX

	Chapitre I
Tableau I.1	Principaux paramètres climatiques mesurés au poste de Salak.....19
	Chapitre V
Tableau V.1	Caractéristiques physico-chimiques des horizons sableux peu cohérents et des horizons sableux très cohérents87
	Chapitre VI
Tableau VI.1	Constitution granulométrique d'un échantillon SPC A4 et d'un échantillon STC A5, exprimée selon cinq classes (JAMAGNE, 1967 ; ORSTOM, 1969 ; MAGNIEN, 1980 ; STIPA, 1982).....135
Tableau VI.2	Décomposition des courbes granulométriques cumulatives.....138
Tableau VI.3	Constitution granulométrique des principaux horizons selon quatre fractions granulométriques AF, AG, SL et SG.....142
	Chapitre VII
Tableau VII.1	Décomposition de l'espace poral à partir des courbes obtenues par porosimétrie au mercure pour les horizons SPC et STC156
	Chapitre VIII
Tableau VIII.1	Comparaison du mode d'assemblage des constituants dans les horizons SPC et STC à proximité des différentes discontinuités de cohésion188
	Chapitre IX
Tableau IX.1	Composition chimique de la paroi P1 ("point de jonction" disposé entre un grain de quartz et un grain de feldspath).....206
Tableau IX.2	Composition chimique de la paroi P2 (analyses 1 à 12 : "point de jonction" disposé entre un grain de quartz et un grain d'ilmenite) et composition chimique d'un revêtement (analyses 14 à 16 : revêtement disposé sur le pourtour d'un grain d'ilmenite).....208
Tableau IX.3	Composition chimique de la paroi P3 ("cloison" à nombreux granules) et composition chimique d'un revêtement (analyses 10 à 14 : revêtement sur un grain de quartz).....210
Tableau IX.4	Composition chimique de la paroi P4 ("cloison" à granules peu abondants).....212
Tableau IX.5	Composition chimique de la paroi P5 ("cloison" à liséré de bordure).....216
Tableau IX.6	Composition chimique de la paroi P6 de type "draperie"216
Tableau IX.7	Composition chimique de différentes parois de type "draperie".....219
Tableau IX.8	Composition chimique de la paroi P7 disposée en travers d'un chenal biologique.....220
Tableau IX.9	Composition chimique d'une paroi très épaisse P8.....224
Tableau IX.10	Composition chimique d'une paroi très épaisse P9.....225
Tableau IX.11	Composition chimique des différents types de paroi.....228
Tableau IX.12	Estimation des teneurs en kaolinite, en beidellite et en excès de silice pour les différents types de paroi.....229

LISTE DES PLANCHES

Chapitre IV

Planche IV	
A) Distribution des zones de végétation à la surface du hardé Lagadgé	
B) Sol présentant une limite très contrastée entre les horizons SPC et les horizons STC	
C) Sol présentant une limite peu contrastée entre les horizons SPC et les horizons STC	
D) Interruption latérale des horizons STC.....	83

Chapitre VIII

Planche VIII.1	Photographies de lames-minces en microscopie optique	168
Planche VIII.2	A) Assemblage peu compact de grains nus et libres (MEB sur fragment SPC A30) B) Assemblage compact de grains nus et libres (MEB sur fragment SPC A30) C et D) Détail de la photo B montrant la présence de nombreux granules sur les grains et entre les grains E et F) Assemblage des constituants élémentaires : agencement de grains ou de granules présentant une surface nue et irrégulière avec des figures de choc (MEB sur fragment SPC A30)	170
Planche VIII.3	A et B) Assemblage cloisonné de grains revêtus : grains entièrement revêtus par des constituants fins et reliés entre eux par des parois de constituants fins (MEB sur fragment SPC A45) C) Détail de la photo B. Paroi rectiligne de type "cloison" et grains présentant un revêtement de constituants fins D) Détail de la photo B. Paroi de type "point de jonction" entre plusieurs grains à courte distance E) Assemblage cloisonné de grains revêtus (MEB sur fragment STC A45) F) Détail de la photo E montrant la continuité des constituants fins entre une paroi et un revêtement.....	172
Planche VIII.4	A) Assemblage cloisonné de grains revêtus (MEB sur fragment STC A45) B) Détail de la photo A montrant un revêtement d'aspect grumeleux et un plan de fracture d'une paroi rectiligne de type "cloison" C et D) Détail de la photo A montrant des constituants fins sous la forme de feuillets disposés en revêtement à la surface d'un grain.....	174
Planche VIII.5	A) Paroi de type "draperie" présentant une ouverture (MEB sur fragment STC A45) B et C) Détail de la photo B montrant une paroi de type "draperie" D) Détail de la photo C sur un plan de fracture de la "draperie" montrant la présence de constituants fins sous la forme de feuillets	176
Planche VIII.6	A) Assemblage cloisonné de grains revêtus (MEB sur fragment STC A45) B) Détail de la photo A montrant une "draperie" disposée entre plusieurs grains C et D) Détail de la photo B (sous un angle différent) montrant la présence de constituants fins en feuillets et l'absence de granules au sein de la "draperie"	177
Planche VIII.7	A) Paroi de type "point de jonction" et de type "cloison" (MEB sur fragment STC A45) B) Détail de la photo A montrant une paroi de type "point de jonction" entre deux grains à très courte distance C et D) Détail de la photo A montrant la présence de granule au sein d'une paroi de type "cloison"	178
Planche VIII.8	A) Assemblage cloisonné de grains revêtus (MEB sur fragment STC A45) B) Détail de la photo A montrant la présence de constituants fins en feuillets au sein d'une paroi de type "point de jonction" C et D) Détail de la photo A montrant que les constituants fins en feuillets d'une paroi de type "cloison" sont en continuité avec ceux d'un revêtement.....	181

Chapitre IX

Planche IX.1

- A) Site P1. Assemblage de constituants grossiers et de constituants fins sous la forme de parois ou de revêtements (MEB sur lame-mince, échantillon STC A45)
 B) Détail de la photo A : paroi de type "point de jonction" disposée entre un grain de quartz et un grain de feldspath
 C) Schéma de localisation des points d'analyse chimique (d'après la photo B).....207

Planche IX.2

- A) Site P2. Assemblage de constituants grossiers et de constituants fins sous la forme de parois ou de revêtements (MEB sur lame-mince, échantillon STC A45)
 B) Détail de la photo A montrant un revêtement sur un grain d'ilménite
 C) Schéma de localisation des points d'analyse chimique (d'après la photo B)
 D et E) Détail de la photo A montrant une paroi de type "point de jonction" entre un grain de quartz et un grain d'ilménite
 F) Schéma de localisation des points d'analyse chimique (d'après la photo D).....209

Planche IX.3

- A) Site P3. Paroi de type "cloison" entre deux grains de quartz (MEB sur lame-mince, échantillon STC A45)
 B) Détail de la photo B montrant la présence de nombreux granules au sein de la paroi
 C) Schéma de localisation des points d'analyse chimique (d'après la photo B).....211

Planche IX.4

- A) Site P4. Paroi de type "cloison" entre deux grains de quartz (MEB sur lame-mince, échantillon STC A45)
 B) Détail de la photo A
 C) Schéma de localisation des points d'analyse (d'après la photo B).....213

Planche IX.5

- A) Site P5. Paroi de type "cloison" entre deux grains de quartz (MEB sur lame-mince, échantillon STC A45)
 B) Schéma de localisation des points d'analyse chimique concernant la paroi P5 (d'après la photo A)
 C) Site P6. Assemblage de constituants grossiers et de constituants fins sous la forme de parois ou de revêtements (MEB sur lame-mince, échantillon STC A45)
 D et E) Détail de la photo C : paroi de type "draperie" disposée entre deux grains de quartz
 F) Schéma de localisation des points d'analyse chimique concernant la paroi P6 (d'après la photo D).....217

Planche IX.6

- A) Site P7. Paroi en travers d'un chenal d'origine biologique (microscope optique sur lame-mince, échantillon STC A45)
 B) Détail de la photo A (MEB sur lame-mince)
 C) Schéma de localisation des points d'analyse chimique (d'après la photo B).....221

Planche IX.7

- A) Site P8. Paroi très épaisse et à nombreux granules (MEB sur lame-mince, échantillon D140)
 B) Schéma de localisation des points d'analyse chimique concernant la paroi P8 (d'après la photo A)
 C) Site P9. Paroi très épaisse et à granules peu abondants (MEB sur lame-mince, échantillon D140)
 D) Schéma de localisation des points d'analyse chimique concernant la paroi P9 (d'après la photo C).....223

TABLE DES MATIÈRES

SOMMAIRE.....	1
AVANT-PROPOS.....	3

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Première partie

LES ZONES ARIDES HARDÉ DE LA PLAINE MÉRIDIONALE DU BASSIN TCHADIEN

Chapitre I : Le milieu naturel et anthropique

1. INTRODUCTION.....	15
2. ÉVOLUTION CLIMATIQUE.....	16
2.1. Paléoclimats	16
2.2. Climat actuel.....	19
3. FORMATIONS GÉOLOGIQUES.....	23
3.1. Origine et structure de la cuvette tchadienne	23
3.2. Remplissage de la cuvette tchadienne pendant le Quaternaire	25
3.3. Distribution géographique des formations géologiques.....	27
4. COURS D'EAU ET NAPPES	28
5. COUVERTURE VÉGÉTALE.....	28
6. ÉVOLUTION DE L'OCCUPATION HUMAINE.....	29
7. CONCLUSION.....	31

Chapitre II : Les sols à horizons très cohérents associés aux zones hardé

1. DÉFINITION DU TERME HARDÉ.....	33
2. SOLS À HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS.....	34
2.1. Exemple du hardé de Gazal	35
2.2. Exemple du hardé de Mongossi	37
2.3. Exemple du hardé Lagadgé	38
2.4. Caractères généraux des sols à horizons sableux très cohérents	39
3. SOLS À HORIZONS ARGILEUX TRÈS COHÉRENTS.....	41
3.1. Exemple du hardé de Tagawa	41
3.2. Caractères généraux des sols à horizons argileux très cohérents	43
4. SOLS À HORIZONS TRÈS COHÉRENTS SUPERFICIELS ET MINCES	44
5. SOLS À VOLUMES TRÈS COHÉRENTS FAÇONNÉS PAR L'HOMME	44
6. SOLS À VOLUMES TRÈS COHÉRENTS FAÇONNÉS PAR DES TERMITES	46
7. CONCLUSION.....	47

Deuxième partie

ORGANISATION DES SOLS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS DU HARDÉ LAGADGÉ

Chapitre III : Le hardé Lagadgé

1. INTRODUCTION.....	55
2. UN SECTEUR SUR LE REBORD DE LA CUVEtte TCHADIENNE	55
3. UN SECTEUR SITUÉ ENTRE DEUX SYSTÈMES HYDROLOGIQUES	57
3.1. Écoulements superficiels.....	57
3.2. Pertes et sous-écoulements.....	57
4. UN ÉCOSYSTÈME À FORTS GRADIENTS DE RECOUVREMENT VÉGÉTAL	59
4.1. Couverture végétale	61
4.1.1. Associations végétales	63
4.1.2. Distribution des espèces ligneuses	65
4.2. Édifices externes résultant de l'activité de la mésofaune.....	65
5. UN SECTEUR FAIBLEMENT PEUPLÉ	66
6. CONCLUSION.....	66

Chapitre IV : Présentation des sols du hardé

1. INTRODUCTION.....	69
2. PRINCIPALES DIFFÉRENCIATIONS PÉDOLOGIQUES.....	69
2.1. Sol observé dans la zone arborée.....	71
2.1.1. Micro-organisation superficielle.....	71
2.1.2. Organisation verticale du sol.....	71
2.2. Sol observé dans la zone herbacée.....	73
2.2.1. Micro-organisation superficielle.....	73
2.2.2. Sol à discontinuité de cohésion très contrastée	73
2.2.3. Sol à discontinuité de cohésion peu contrastée	75
2.3. Sol observé dans la zone nue	76
2.3.1. Micro-organisation superficielle.....	76
2.3.2. Organisation verticale du sol.....	76
2.4. Sol observé dans la zone de mares.....	77
2.4.1. Fonctionnement hydrique à la surface des sols	77
2.4.2. Profils hydriques saisonniers.....	77
3.2.1. Profil hydrique du sol de la zone arborée	79
3.2.2. Profil hydrique du sol de la zone herbacée	79
4. CONCLUSION.....	81
	81

Chapitre V : Étude de l'organisation des horizons : approche par cartographie de résistivité apparente et observations morphologiques le long de séquences

1. INTRODUCTION.....	85
2. MÉTHODOLOGIE.....	85
2.1. Choix du secteur d'investigation.....	87
2.2. Choix de la méthode géophysique.....	87
2.3. Rappel méthodologique	87
2.4. Modalité de mise en œuvre de la méthode électrique.....	89
2.4.1. Sondages électriques de reconnaissance	90
2.4.2. Choix des profondeurs d'investigation et de la maille de mesure	90
2.4.3. Calage par des observations morphologiques.....	91
3. QUALITÉ DES MESURES.....	93
3.1. Éventualité d'une dérive au cours de la période de mesure.....	93
3.2. Variation de résistivité apparente en fonction de la teneur en eau.....	95
4. DISTRIBUTION SPATIALE DES RÉSISTIVITÉS APPARENTES	95
4.1. Carte de résistivité apparente en 1 m.....	97
4.2. Carte de résistivité apparente en 2 m.....	97
4.3. Carte de résistivité apparente en 4 m.....	102
4.4. Carte de résistivité apparente en 8 m.....	103
4.5. Conclusion.....	103
5. ORGANISATIONS ASSOCIÉES AUX PRINCIPALES ANOMALIES	104
5.1. Étude de séquences recouvrant l'anomalie A	105
5.1.1. Séquence transversale à l'anomalie	105
5.1.2. Séquence sur la terminaison nord de l'anomalie	105
5.2. Étude d'une séquence recouvrant l'anomalie B	113
6. INTERPRÉTATION DES CARTES DE RÉSISTIVITÉ APPARENTE	115
7. CONCLUSION.....	118
	120

Troisième partie

NATURE ET ASSEMBLAGE DES CONSTITUANTS ÉLÉMENTAIRES DANS LES HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS DU HARDÉ LAGADGÉ

Chapitre VI : Analyse granulométrique détaillée : étude de la distribution de la taille des particules par sédimentation et tamisage

1. INTRODUCTION.....	127
2. MÉTHODOLOGIE.....	127
2.1. Principe d'analyse.....	127
2.2. Modalités de mise en œuvre	129
3. RÉSULTATS.....	131
3.1. Analyse d'exemples de courbes.....	134
3.1.1. Raccord entre les courbes obtenues par sédimentation et par tamisage	134
3.1.2. Caractères généraux des courbes	134
3.1.3. Décomposition des courbes granulométriques.....	135

3.2. Analyse de l'ensemble des résultats	
Individualisation de quatre fractions granulométriques	137
3.3. Caractéristiques granulométriques des matériaux sédimentaires	139
3.3.1. Matériau supérieur	139
3.3.2. Matériau inférieur	139
3.4. Constitution des horizons SPC et STC du matériau supérieur	141
3.5. Analyse de variations locales de granulométrie	
Transition entre des horizons SPC et STC du matériau supérieur	143
3.5.1. Sol à discontinuité de cohésion très contrastée	143
3.5.2. Sol à interruption latérale des horizons STC	145
3.5.3. Sol à interruption peu contrastée	148
4. CONCLUSION	148
Chapitre VII : Analyse porosimétrique : étude de la géométrie de l'espace poral	
1. INTRODUCTION	151
2. MÉTHODOLOGIE	151
2.1. Principe de la porosimétrie au mercure	151
3. RÉSULTATS	153
3.1. Volume poral total des horizons SPC et STC	155
3.2. Analyse de la distribution des volumes poraux	155
3.2.1. Mode d'analyse présenté à partir de deux exemples	155
3.2.2. Analyse de l'ensemble des courbes d'intrition de mercure	157
3.3. Discussion	159
4. CONCLUSION	160
Chapitre VIII : Étude de l'assemblage des constituants : approche en microscopie optique sur lames-minces et en microscopie électronique à balayage sur fragments	
1. INTRODUCTION	161
2. MÉTHODOLOGIE	161
2.1. Mise en œuvre de la microscopie optique	161
2.1.1. Préparation des lames-minces	163
2.1.2. Mode d'observation	163
2.1.3. Mode de description	164
2.2. Mise en œuvre de la microscopie électronique à balayage	165
3. ASSEMBLAGGES DE PART ET D'AUTRE D'UNE LIMITE DE COHÉSION	
HORizontale ET TRÈS CONTRASTÉE	
3.1. Horizons SPC	167
3.1.1. Fond matriciel	167
3.1.2. Traits	167
3.1.3. Conclusion : assemblage de grains nus et libres	171
3.2. Horizons STC	171
3.2.1. Fond matriciel	173
3.2.2. Traits	173
3.2.3. Conclusion : assemblage cloisonné de grains revêtus	178
4. ASSEMBLAGGES DE PART ET D'AUTRE D'UNE LIMITÉE DE COHÉSION HORIZONTALE ET PEU CONTRASTÉE	
4.1. Horizons SPC	182
4.1.1. Fond matriciel	182
4.1.2. Traits	182
4.1.3. Conclusion : assemblage de grains nus et libres, avec des amas entre des grains	183
4.2. Horizons STC	183
4.2.1. Fond matriciel	184
4.2.2. Traits	184
4.2.3. Conclusion : assemblage cloisonné de grains revêtus, avec des amas de constituants fins entre des grains	184
5. ASSEMBLAGGES DE PART ET D'AUTRE D'UNE LIMITÉE DE COHÉSION SUBVERTICALE ET TRÈS CONTRASTÉE	185
5.1. Horizons SPC	185
5.1.1. Fond matriciel	186
5.1.2. Traits	186
5.1.3. Conclusion : assemblage de grains nus et libres	186
5.2. Horizons STC	186
5.2.1. Fond matriciel	187
5.2.2. Traits	187
5.2.3. Conclusion : assemblage cloisonné de grains revêtus	189
6. DISCUSSION ET CONCLUSION	189

Chapitre IX : Étude minéralogique et géochimique des constituants fins caractéristiques de l'assemblage très cohérent

1. INTRODUCTION	191
2. MÉTHODOLOGIE	191
2.1. Analyse par diffraction des rayons X	191
2.2. Micro-analyse chimique par spectrométrie de rayons X	193
2.2.1. Conditions opératoires	193
2.2.2. Sélection des sites analysés	195
3. ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DES CONSTITUANTS FINS (< 0,5 µm)	197
3.1. Étude de part et d'autre d'une limite horizontale de cohésion	197
3.2. Étude de part et d'autre d'une limite verticale de cohésion	201
3.3. Conclusion	202
4. ÉTUDE GÉOCHIMIQUE IN SITU DES PAROIS	203
4.1. Échantillon prélevé à proximité d'une discontinuité de cohésion	204
4.1.1. Parois très épaisses de type "point de jonction"	204
4.1.2. Parois épaisses et rectilignes de type "cloison"	205
4.1.3. Paroi de type "draperie"	215
4.1.4. Paroi en travers d'un chenal d'origine biologique	222
4.2. Échantillon prélevé au cœur des horizons très cohérents	222
4.2.1. Paroi très épaisse à nombreux granules	222
4.2.2. Paroi très épaisse à granules peu abondants	226
5. DISCUSSION ET CONCLUSION	226

Quatrième partie

DISCUSSION GÉNÉRALE CARACTÈRES ET ORIGINE DES SOLS A HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS

1. INTRODUCTION	233
2. LES SOLS A HORIZONS SABLEUX TRÈS COHÉRENTS	234
3. CARACTÉRISTIQUES DES HORIZONS À FORTE COHÉSION	235
3.1. Variation de la taille des constituants	236
3.2. Variation de la porosité	237
3.3. Variation de l'assemblage des constituants élémentaires	240
3.4. Nature des constituants assurant la cohésion de l'assemblage	242
3.5. Conclusion	245
4. ORIGINE DES HORIZONS SABLEUX À TRÈS FORTE COHÉSION	247
4.1. Organisation des horizons SPC et STC	247
4.2. Scénario expliquant la différenciation des horizons SPC et STC	249
4.3. Conclusion	253

CONCLUSION GÉNÉRALE

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

261

ANNEXES	283
Annexe I Formations sédimentaires de la plaine méridionale du bassin tchadien	283
Annexe II Sol à horizons sableux très cohérents du hardé de Gazzal	285
Sol à horizons sableux très cohérents du hardé de Mongossi	287
Sols à horizons argileux peu ou très cohérents de la séquence de Tagawa	288
Sol à volumes très cohérents (pisé) du tertre de Mongossi	289
Annexe III Espèces ligneuses de chacune des zones de végétation du hardé Lagadgé	290
Especes herbacées de chacune des zones de végétation du hardé Lagadgé	291
Micro-organisations superficielles sur le hardé Lagadgé	292
Sol à horizons sableux très cohérents du hardé Lagadgé (zone herbacée)	293
Sol à horizons sableux très cohérents du hardé Lagadgé (zone nue)	294
Sol argileux du hardé Lagadgé (zone de mares)	295
Annexe V Comparaison entre l'organisation du modèle et la distribution de la végétation dans le secteur de cartographie de la résistivité apparente	296
Annexe VI Caractéristiques physico-chimiques d'horizons SPC et STC développés au sein du matériau supérieur	297
	299

LISTE DES FIGURES	301
LISTE DES TABLEAUX	307
LISTE DES PLANCHES	309

LES SOLS À FORTE COHÉSION DES ZONES TROPICALES ARIDES

Étude du hardé Lagadgé au Nord-Cameroun

Dans la plaine méridionale du bassin tchadien et sous un climat soudano-sahélien, les zones arides hardé, à végétation et faune rares et spécifiques sont très étendues. Les sols y présentent des horizons à très forte cohésion qui empêchent l'infiltration de l'eau, la pénétration racinaire et les travaux culturaux. L'objectif est d'expliquer leurs propriétés physiques et leur genèse.

Une étude détaillée a été effectuée sur un site du Nord-Cameroun (*hardé Lagadgé*) où la distribution de la végétation est très contrastée (zones nues, herbacées ou arborées). Les sols sont développés au sein de sédiments. Pour analyser l'organisation des sols, une cartographie de résistivité apparente a été associée à des observations morphologiques ponctuelles. La couverture pédologique est caractérisée par la présence quasi-générale et continue d'horizons sableux très cohérents STC situés à la base d'horizons sableux peu cohérents SPC dont l'épaisseur est variable. Ceux-ci apparaissent à quelques centimètres de profondeur dans les zones nues et à quelques décimètres dans les zones herbacées. Dans les zones arborées, l'étude a révélé un approfondissement ou une interruption des horizons STC. Sans aucune variation topographique systématique, l'existence d'horizons STC peu profonds est associée à la présence d'un substrat argileux alors que leur approfondissement coïncide avec un substrat sableux grossier.

La nature et le mode d'assemblage des constituants élémentaires ont été étudiés afin d'expliquer les propriétés physiques des horizons très cohérents. Ils diffèrent des horizons SPC par une faible augmentation de la teneur en constituants fins ($< 0,2 \mu\text{m}$) associée à une forte diminution de porosité. La très forte cohésion est dû à l'arrangement de ces constituants fins sous la forme de parois entre les constituants grossiers. La rigidité de l'assemblage est d'autant plus forte que les parois sont solidaires de revêtements qui enserrent les constituants grossiers. Les parois sont composées principalement de beidellite alumino-ferrifère. À l'état sec, de fortes liaisons entre les particules argileuses assurent une continuité de la phase solide et une très forte cohésion de l'assemblage. A l'état humide, la cohésion interparticulaire diminuant les échantillons se dispersent aisément dans l'eau.

La genèse des horizons STC est favorisée par la superposition d'un sédiment sableux, perméable et peu épais sur un substrat imperméable, et par l'existence d'une nappe fortement minéralisée au sein du sédiment sableux. Une néoformation argileuse réalisée lors de périodes de forte évaporation explique la formation des horizons STC. Ainsi, les caractéristiques des sédiments et du climat semblent jouer un rôle primordial dans le développement des horizons à forte cohésion.

HARD-SETTING SOILS OF THE ARID TROPICS

A study of the *Lagadge hardé*, North Cameroon

On the southern plain of the Chad basin, under sudano-sahelian climate, there are large areas of hard-setting soils, which impede infiltration of water, penetration by roots, and soil tillage. These soils support a specific vegetation type and specific faunal communities. We set out to explain the physical properties and the formation of these soils.

A detailed study was carried out on a site in North Cameroon (*Lagadge hardé*), where the vegetation has a distinctive pattern of bare areas alternating with vegetated areas covered with herbs or trees, all underlain by sediments. To analyse the spatial organization of the soils, mapping of apparent resistivity over a large area was combined with morphological observations at particular points. The soil cover is characterized by the presence almost everywhere of a continuous, very hard-setting massive sandy horizon (STC), overlain by a rather loose sandy horizon (SPC) of variable thickness. Under the bare areas the SPC horizon is only a few centimeters thick, under the vegetated areas a few tens of centimeters. Our study has also shown that under the areas with trees the STC horizon occurs only at greater depth or is absent altogether. While there is no systematic topographical variation, the presence of an STC horizon very close to the surface is associated with the presence of a clayey sediment, while its occurrence at greater depth coincides with the presence of coarse, sandy sediments.

To explain the physical properties of the hard-setting horizon, the primary organization of its constituent soil particles was studied. The STC horizon differs from the SPC horizon through a small increase in fine clay particles ($< 0.2 \mu\text{m}$), associated with a large decrease in porosity. Its very strong cohesion is caused by the formation of clay bridges between the coarse particles. The cohesion is the stronger for the connection of the bridges with material coating the coarse particles. The bridges consist primarily of Al-Fe beidellite. When dry the strong bonding between the clay particles ensures continuity of the solid phase and very strong cohesion of the soil. Upon wetting the interparticle cohesion is lessened and the soil disperses easily in water.

The formation of an STC horizon is favoured by the presence of permeable sandy sediments of limited thickness overlying an impermeable layer, and by the presence in the sandy sediments of perched groundwater rich in dissolved minerals. New formation of clay minerals during periods of high evaporative explains the formation of the STC horizons. Thus the characteristics of the sediments and of the climate appear to play a primary role in the development of these hard-setting soils.

ISBN : 2-7099-1265-1

Éditions de l'ORSTOM
72, route d'Aulnay
93143 BONDY Cedex