

UNIVERSITE DE PERPIGNAN
ECOLE DOCTORALE 0305
Biologie, Environnement et Sciences de l'Ingenieur

THÈSE
pour obtenir le grade de :

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE PERPIGNAN

DISCIPLINE : **Océanologie-Géologie**

présentée et soutenue publiquement

par

Alice KOSSONI

Le 16 juin 2003

**PROCESSUS SÉDIMENTAIRES DU LAC OSSA (DIZANGUÉ, SUD-
OUEST CAMEROUN) ET ÉVOLUTION PALÉOCLIMATIQUE
HOLOCÈNE**

JURY

BARUSSEAU Jean-Paul, Professeur, Univ. Perpignan,
GIRESSE Pierre, Professeur, Univ. Perpignan,
MALEY Jean, Directeur de Recherche, IRD, Montpellier
TASTET Jean-Pierre, Professeur, Univ. Bordeaux I
ORTLIEB Luc, Directeur de Recherches, IRD Bondy,

Examineur
Directeur de Thèse
Examineur
Rapporteur
Rapporteur

*Á Hachém Tsevaoth,
Qui rak lekha col Ahkavod vé Aguiboura*

*Á ma famille, mon Père, ma mère
Mes frères et sœurs, Franck et Alexandra,
Pour tous les sacrifices consentis*

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail de longue haleine et de persévérance, j'aimerais remercier toutes les personnes physiques ou morales dont la contribution et l'assistance ont favorisé son évolution et son achèvement.

Mes recherches ont été financées par l'IRD (Institut français de recherche pour le développement) par le biais d'une bourse de formation continue qui m'a été accordée par son "département soutien et formation" (DSF). Je tiens donc à remercier le chef de ce département et ses collaborateurs pour leur appui qui m'a permis de poursuivre sereinement mes recherches en France.

Je tiens à rappeler que ces travaux à l'origine ont bénéficié du soutien du programme ECOFIT du CNRS-ORSTOM. A ce titre, je remercie les responsables de ce programme, et en particulier mon responsable immédiat, Denis Wirrmann, pour m'avoir initié dans les travaux de recherche et ceux en équipe, très enrichissants ; et de m'avoir de ce fait préparée à la réalisation d'un travail de thèse.

Ce séjour à l'étranger a également été possible grâce au soutien de mon institution, occupant déjà un poste d'enseignant chercheur à l'Université de Yaoundé I au Cameroun. Je voudrais donc remercier le Ministre de l'Enseignement supérieur, le Recteur de l'Université de Yaoundé I et le directeur de l'Ecole Normale Supérieure, d'avoir bien voulu autorisé mon départ pour l'étranger. Mes remerciements vont aussi à l'endroit du Professeur Omokolo N. Denis, chef du département des "Sciences de la vie et de la Terre" de l'E.N.S., mon supérieur hiérarchique, pour son précieux soutien, ainsi qu'au Professeur Emmanuel Ndjeng, mon parrain en sédimentologie.

Je voudrais remercier les membres du Jury qui ont pris de leur temps (précieux) pour apprécier ce travail :

Monsieur Luc ORTLIEB, Directeur de Recherches IRD, chef de l'UR PALEOTROP de l'IRD île de France et Monsieur Jean-Pierre TASTET, Professeur, de l'Université de Bordeaux I qui ont bien voulu être les rapporteurs de ce travail. Je voudrais également remercier M. L. ORTLIEB pour m'avoir fourni le cadre institutionnel pour l'obtention de la bourse IRD et pour le soutien logistique qu'il m'a apporté.

Monsieur Jean Maley, Directeur de Recherches IRD, Université de Montpellier II ; son appui dans la réalisation de ce travail a toujours été permanent.

Monsieur Jean-Paul BARUSSEAU, Professeur, LEGEM, Université de Perpignan ; ses encouragements et ses nombreux conseils m'ont souvent apporté le déclic nécessaire pour avancer.

Enfin, mon directeur de thèse, le Professeur Pierre Giresse, chef du LEGEM, à qui j'adresse mes sincères remerciements, car sans lui, ce travail n'aurait jamais pu être réalisé. Il s'est investi tant dans l'acquisition des moyens financiers nécessaires à la réalisation d'une thèse que dans le travail de thèse proprement dit. Sa grande expérience en sédimentologie et en paléoclimatologie tropicale et sa rigueur scientifique ont été tout aussi déterminants dans l'achèvement de cette thèse.

Je voudrais évidemment remercier ma petite "famille" du laboratoire d'études et de géo-environnements marins (LEGEM) et du CEFREM : Raphaël Certain, Bénédicte Ferré, Makaya M'Voubou, Elias Tachi et Nicole Delsault. L'ambiance chaleureuse, très amicale que vous avez su créer et entretenir m'a beaucoup marquée. Avec vous, je me suis toujours sentie aimée et bien entourée. Merci infiniment.

Je voudrais à leur suite remercier tout le LEGEM pour leur soutien et leurs encouragements constants : Virginie Gaullier (je garde encore le souvenir des soirées très arrosées au rhum arrangé), Jean Benkhelil, Henri Pauc, Thierry Courp, Laurent Jallet, Lise Monhurel, Hélène Deniaud. Mais aussi le CEFREM et en particulier Jacques Carbonne, Bruno Charrière, Philippe kerherve, Javier Garcia.

Je ne saurai oublier mes ami(e)s et collègues qui, malgré l'éloignement, n'ont pas cessé de m'apporter leurs encouragements : Blandine Nembo, Germaine Tami, Carole Gisèle Nitcheu, Yvette Poudjom Djomani, Emmanuel Yomba, Cyrille Mbiaga, Désiré Eloundou, Alex Mengue, Frida Longo, Yvette Balana, Kathy Beaumont et Yves Ayong.

Merci à tous les *bnés* Israël de *Yeruchalayim* pour leur soutien.

A tous les amis du « Bouba » pour les discussions constructives et les soirées anti-stress, après de dures journées de travail.

A Francis pour son soutien constant.

Que toutes les personnes qui ont participé à la réalisation de ce travail, de près ou loin, et qui ne figurent pas dans cette page, sachent cependant que je leur suis très reconnaissante ; ces remerciements s'adressent aussi à elles.

SOMMAIRE

Liste des figures
Listes des tableaux

INTRODUCTION	1
---------------------------	----------

PREMIÈRE PARTIE : LE MILIEU NATUREL	6
--	----------

I.1. LE CAMEROUN	7
I.1.1. Relief, géomorphologie	7
I.1.2. Cadre géologique et pédologique	7
I.1.2.1. Structure géologique	7
I.1.2.2. Les sols	10
I.1.3. Climat et végétation	12
I.1.4 Le fleuve Sanaga	15
I.2. LA ZONE D'ÉTUDE : LE LAC OSSA ET SA RÉGION	17
I.2.1. Situation géographique du site	17
I.2.2. Contexte géologique	18
I.2.3. Climatologie	20
I.2.4. Végétation	24
I.2.5. Contexte anthropique	25
I.2.6. Morphologie les lacs de la zone d'étude	26
A. La profondeur lacustre	26
B. Les lacs du bassin versant	31
C. Les lacs hors du bassin versant	30
I.2.7 Les fluctuations du niveau lacustre : impact des précipitations et du fleuve Sanaga	32
I.2.8 Qualité des eaux des lacs étudiés	35

DEUXIÈME PARTIE : LA SÉDIMENTATION ACTUELLE	45
--	-----------

II.1. LE MATÉRIEL D'ÉTUDE	46
II.2. LA MÉTHODE D'ANALYSE DES ÉCHANTILLONS ACTUELS	48
II.2.1. L'analyse minérale quantitative IRFT	48
II.2.2. Frottis de sédiments	49
II.2.3. Dosage du carbone et de l'azote	52
II.3. LA SÉDIMENTATION MINÉRALE	52
II.3.1. Le quartz	53
II.3. 2. Les feldspaths	57
II.3.3. La kaolinite	59

II.3.4. La gibbsite	61
II.3.5. La silice amorphe	63
II.4. LA SÉDIMENTATION ORGANIQUE	68
II.4.1. Le carbone	68
II.4.2. L'azote	70
II.4.3. Le rapport C/N	72
II.5. CONCLUSION PARTIELLES CONCERNANT LA SÉDIMENTATION SUPERFICIELLE.	74
TROISIÈME PARTIE : LA SÉDIMENTATION HOLOCÈNE	77
III.1. MÉTHODOLOGIE	78
III.1.1. Prélèvement de longues carottes	78
III.1.2. Analyses au laboratoire	78
III.2. LA CAROTTE OW1	81
III.2.1. Localisation	81
III.2.2. Lithologie	81
III.2.3. Chronologie et vitesse de sédimentation	82
III.2.4. Marqueurs des sédiments	84
III.2.4.1. Observation microscopique des frottis de sédiments	84
III.2.4.2. Analyse texturale	84
A – Teneur en sables et indice de clasticité	84
B – Analyse granulométrique des sables	86
III.2.4.3. Observation de la fraction sableuse au stéréomicroscope	87
III.2.4.4. Étude diffractométrique des rayons X. de la phase argileuse	94
III.2.4.5. Analyse minérale quantitative par la méthode infrarouge	96
III.2.4.6. Dosage du carbone et de l'azote	99
III.2.5. Essai synthétique des données analytiques de la carotte OW1. Comparaison avec les données des pollens	101
III.3. LA CAROTTE OW5	109
III.3.1. Localisation	109
III.3.2. Lithologie	109
III.3.3. Chronologie	110
III.3.4. Marqueurs des sédiments	110
III.3.4.1. Teneur en eau, teneur en sables et indice de clasticité	110
III.3.4.2. Observation de la fraction sableuse au stéréomicroscope	112
III.3.4.3. Étude diffractométrique des rayons X. de la fraction pélitique	113
III.3.5. Comparaison entre les données analytiques et essai de corrélation entre les carottes OW1 et OW5	115

III.4. LA CAROTTE OW4	119
III.4.1. Localisation	119
III.4.2. Lithologie	119
III.4.3. Chronologie et vitesse de sédimentation	120
III.4.4. Marqueurs des sédiments	121
III.4.4.1. Observation microscopique des frottis de sédiments	121
III.4.4.2. Teneur en sables et indice de clasticité	123
III.4.4.3. Observation de la fraction sableuse au stéréomicroscope	123
III.4.4.4. Étude diffractométrique des rayons X. de la phase argileuse	126
III.4.4.5. Les résultats de l'analyse spectroscopique infrarouge (IRFT)	128
III.4.4.6. Les résultats du dosage du carbone, de l'azote et de l'analyse par pyrolyse Rock-Eval	131
III.4.5. Principaux enseignements de l'étude sédimentologique de la carotte OW4	133
III.4.6. Comparaison avec la distribution des diatomées, indicateurs de la nature des eaux	136
III.4.7. Comparaison avec la distribution des pollens, indicateurs de la couverture végétale régionale	139
III.5. LA CAROTTE OW2	143
III.5.1. Localisation	143
III.5.2. Lithologie	143
III.5.3. Chronologie et vitesse de sédimentation	143
III.5.4. Marqueurs des sédiments	146
III.5.4.1. Observation microscopique des frottis de sédiments	146
III.5.4.2. Analyse texturale	147
A – Teneur en sables et indice de clasticité	147
B – Analyse granulométrique des sables	147
III.5.4.3. Principaux marqueurs de la fraction sableuse au stéréomicroscope	150
III.5.4.4. Étude diffractométrique des rayons X. de la phase argileuse	152
III.5.4.5. Les résultats de l'analyse spectroscopique infrarouge (IRFT)	154
III.5.4.6. Les résultats du dosage du carbone, de l'azote et de l'analyse par pyrolyse Rock-Eval	156
III.5.5. Essai de corrélation entre les résultats	159
III.6. LA CAROTTE OW3	163
III.6.1. Localisation	163
III.6.2. Lithologie	163
III.6.3. Chronologie	164
III.6.4. Marqueurs des sédiments	164
III.6.4.1. Teneur en eau, teneur en sables et indice de clasticité	164
III.6.4.2. Observation de la fraction sableuse au stéréomicroscope	166
III.6.4.3. Étude diffractométrique des rayons X. de la fraction argileuse	167
III.6.5. Comparaison entre les données analytiques et essai de corrélation avec la carotte OW2	169

QUATRIÈME PARTIE – SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS.....	173
VI.1. RAPPEL SUR LES PRINCIPALES DONNÉES DE LA SÉDIMENTATION ACTUELLE DU LAC OSSA.....	174
IV.2. MORPHOLOGIE DES FONDS DU LAC.....	174
IV.3. L'ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE DU LAC DURANT L'HOLOCÈNE.....	178
IV.3.1. Premier épisode à gley : 9200-8000 ans BP.....	178
IV.3.2. Épisode de sédimentation vaseuse (8000-5300 ans BP).....	181
IV.3.3. Épisode de sédimentation sableuse (5300-3300 ans BP).....	184
IV.3.4. Épisode d'affaiblissement des précipitations (3300-1000 ans BP).....	187
IV.3.5. Épisode de sédimentation vaseuse (1000 ans BP à l'actuel).....	190
IV.4. ÉVOLUTION CLIMATIQUE HOLOCÈNE DE LA RÉGION DU LAC OSSA : COMPARAISONS AVEC D'AUTRES RÉGIONS D'AFRIQUE CENTRALE ATLANTIQUE.....	195
IV.4.1. 9200-5300 ans BP : période humide à très humide.....	199
IV.4.2. 5300-3300 ans BP : période encore humide, mais niveau lacustre moins élevé.....	202
IV.4.3. 3300-1000 ans BP : période moins humide à aride, bas niveau lacustre.....	203
IV.4.4. 1000 ans BP à l'actuel : niveau lacustre moyen à élevé.....	206
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	208
RÉFÉRENCE BIBLIOGRAPHIQUES.....	213

LISTE DES FIGURES

I.1	carte physique du Cameroun d'après Morin (1979)	8
I.2	Carte géologique du Cameroun	9
I.3	Répartition des sols du Sud-Ouest Cameroun (adapté d'Olivry, 1986)	11
I.4	Climats et régions climatiques du Cameroun	13
I.5	Carte phytogéographique du Cameroun	14
I.6	Le bassin de la rivière Sanaga	16
I.7	Débits moyens mensuels de la Sanaga entre 1944 et 1980	17
I.8	Vue aérienne de la région du lac Ossa	18
I.9	Circulation atmosphérique de surface en Afrique en janvier et en juillet	22
I.10	Profondeurs moyennes du lac Ossa et des lacs voisins	27
I.11	Le système lacustre Ossa. Morphologie, topographie détaillée de l'environnement du lac Ossa	28
I.12	Profils topographiques reliant la bordure ouest du lac Ossa à la bordure est du Mévia, et la bordure ouest du lac Ossa à la Sanaga via la bordure sud-est	30
I.13	Précipitations moyennes mensuelles à Dizangué et hauteur du plan d'eau du lac Ossa	32
I.14	Débits moyens mensuels (m^3/s) de la Sanaga à Edéa entre 1944 et 1980 et hauteur de la tranche d'eau à l'exutoire entre mai 1992 et mars 1993	34
I.15	Distribution spatiale des pH dans les lacs étudiés	36
I.16	Distribution des anions dans le système lacustre Ossa	39
I.17	Distribution des cations dans le système lacustre Ossa	41
I.18	Distribution des nitrates et de la silice dans le système lacustre Ossa	42
II. 1.	Lac Ossa et lacs voisins. Localisation des prélèvements	47
II.2.	Prélèvements ponctuels récents dans la zone d'étude	48
II.3.	Préparation des échantillons pour analyse IR	50
II.4.	Quantification par spectroscopie IR des phases minérales des sédiments	51
II.5.	Distribution spatiale des teneurs en quartz dans la zone d'étude	55
II.6.	Distribution spatiale des teneurs en feldspaths dans la zone d'étude	58
II.7.	Distribution spatiale des teneurs en kaolinite dans la zone d'étude	60
II.8.	Distribution spatiale des teneurs en gibbsite dans la zone d'étude	62
II.9.	Distribution spatiale des teneurs en silice amorphe dans la zone d'étude	64
II.10.	Abondance relative des phytolithes et des spicules d'éponge	65
II.11.	Distribution spatiale des teneurs en diatomées des sédiments superficiels	67
II.12.	Distribution spatiale des teneurs en carbone dans la zone d'étude	69
II.13.	Distribution spatiale des teneurs en azote dans la zone d'étude	71
II.14.	Distribution spatiale des C/N dans la zone d'étude	73
II.15.	Schéma synthétique des mouvements hydrodynamiques dans le lac Ossa	76
III. 1.	Lac Ossa. Localisation des carottes	79
III.2.	Carotte OW1. Lithologie, teneur en sables, IC et granulométrie des sables	85
III.3.	Carotte OW1. Principaux constituants de la fraction sableuse	89
III.4.	Carotte OW1. Analyse R.X. sur la fraction argileuse	95
III.5.	Carotte OW1. Principaux constituants minéraux des sédiments d'après l'analyse IRFT du sédiment entier	97

III.6. Carotte OW1. Principaux constituants organiques d'après le dosage de C et de N sur sédiment total	100
III.7. Variations du niveau eustatique de l'océan durant les 13000 dernières années	108
III.8. Lac Ossa. Localisation de la carotte OW5	109
III.9. Carotte OW5. Lithologie, teneur en eau, teneur en sables, IC et constituants des sables	111
III.10. Carotte OW5. Analyse R.X sur la fraction pélitique	114
III.11. Essai de corrélation entre les carottes OW1 et OW5	118
III.12. Lac Ossa. Localisation de la carotte OW4	119
III.13. Carotte OW4. Distribution des âges ¹⁴ C en fonction de la profondeur	122
III.14. Carotte OW4. Lithologie, teneur en sables, IC et constituants des sables	124
III.15. Carotte OW4. Analyse diffractométrique R.X sur la fraction argileuse	127
III.16. Carotte OW4. Flux des principaux constituants minéraux des sédiments d'après l'analyse IRFT	129
III.17. Carotte OW4. Teneurs des principaux minéraux des sédiments d'après l'analyse IRFT	130
III.18. Carotte OW4. Principaux constituants organiques d'après le dosage du C et de N et IH par pyrolyse Rock-Eval sur sédiment total	132
III.19. Carotte OW4. Principaux épisodes sédimentologiques et (b) flux des diatomées en fonction des âges estimés	134
III.20. Carotte OW4. A. Variation des diatomées oligotrophes et eutrophes. B. Variation des diatomées épiphytes et aérophiles. C. Variation des diatomées alcaliphiles et acidophiles. D. Variation des teneurs en quartz. E. Variation des teneurs en feldspaths en fonction des âges estimés	137
III.21. Carotte OW4. Variation des diatomées exotiques indicatrices de brumes sèches.	139
III.22. Carotte OW4. Variation des pollens de <i>Caesalpinaceae</i> , de <i>Podocarpus latifolius</i> , d' <i>Alchornea</i> , de <i>Poaceae</i> et de <i>Cyperaceae</i>	141
III.23. Lac Ossa. Localisation de la carotte OW2	143
III.24. Carotte OW2. Lithologie, teneur en sables, IC et constituants des sables	148
III.25. Carotte OW2. Distribution des âges en fonction de la profondeur	145
III.26. Carotte OW2. Quelques histogrammes représentatifs des populations des sables.	149
III.27. Carotte OW2. Analyse diffractométrique R.X sur la fraction argileuse	153
III.28. Carotte OW2. Teneurs des principaux minéraux des sédiments d'après l'analyse IRFT du sédiment entier	155
III.29. Carotte OW2. Principaux constituants organiques d'après le dosage de C et de N et IH par pyrolyse Rock-Eval sur sédiment total	157
III.30. Carotte OW2. Principaux épisodes sédimentologiques	160
III.31. Lac Ossa. Localisation de la carotte OW3.	163
III.32. Carotte OW3. Lithologie, teneur en eau, teneur en sables, IC et constituants des sables	165
III.33. Carotte OW3. Analyse diffractométrique R.X sur la fraction argileuse	168
III.34. Synthèse sur les dépôts holocènes	173
IV.1. Localisation des zones de prélèvements des carottes et topographie détaillée de l'environnement du lac Ossa.	174
IV.2. Mise en évidence de la topographie du fond du lac à partir des différentes profondeurs actuelles des zones de prélèvement des carottes	177
IV.3. Évolution sédimentaire du lac. Premier épisode à gley (9200-8000 ans BP).	179

IV.4. Épisode sédimentation vaseuse (8000-5300 ans BP).....	182
IV.5. Principaux marqueurs des sédiments durant l'épisode de sédimentation vaseuse (8000-5300 ans BP).....	183
IV.6. Épisode développement sédimentation sableuse (5300-3300 ans BP).....	185
IV.7. Principaux marqueurs des sédiments durant l'épisode 5300-3300 ans BP	186
IV.8. Épisode d'affaiblissement des précipitations (3300-1000 ans BP).....	188
IV.9. Principaux marqueurs des sédiments durant l'épisode 3300-1000 ans BP	189
IV.10. Épisode vase fine supérieur 1000 ans BP- actuel	191
IV.11. Principaux marqueurs des sédiments durant l'épisode 3300-1000 ans BP	192
IV.12. Coupe schématique des dépôts des flux du fleuve Sanaga.....	194
IV.13. Mise en évidence des fluctuations du niveau lacustre	196
IV.14. Afrique équatoriale atlantique. Localisation des sites d'étude paléoclimatique	198
IV.15. Evolution paléoclimatique du lac Ossa	200
IV.16. Evolution paléoenvironnementale en Afrique centrale Atlantique depuis 9200 ans BP	201

LISTE DES TABLEAUX

I.1.Données climatiques de la station SAFACAM à Dizangué	23
I.2.Concentrations minimales, maximales et moyennes des ions, salinité (mg/l).....	38
II.1.Récapitulatif du nombre d'échantillons prélevés et étudiés.....	46
II.2. Sédiments actuels. Teneur minimale, maximale et moyenne des constituants minéraux	52
II.3. Zones de plus faibles teneurs en quartz dans le système lacustre Ossa.....	53
II.4. Quelques zones de teneurs moyennes en quartz	53
II.5. Zones de très fortes teneurs en quartz	53
II.6. Sédiments actuels. Teneur minimale, maximale et moyenne des principaux constituants organiques	68
III.1. Liste des différentes carottes prélevées	80
III.2. Carotte OW1. Liste des âges radiocarbone	82
III.3. Carotte OW1. Vitesses de sédimentation	83
III.4. Carotte OW4. Liste des âges radiocarbone.....	120
III.5. Carotte OW4. Vitesses de sédimentation.....	122
III.6. Carotte OW2. Liste des âges radiocarbone.....	144
III.7. Carotte OW2. Vitesses de sédimentation.....	145
IV.1. Principaux marqueurs des sables et de la matière organique durant le premier épisode à gley 9200 – 8000 ans BP.....	180

INTRODUCTION

L'Afrique centrale est l'une des régions équatoriales du monde qui reçoit les plus fortes précipitations et où les hydrolyses superficielles sont les plus actives. C'est le domaine de la forêt dense équatoriale. Celle-ci joue un rôle important dans la régulation des échanges d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Elle absorbe une grande quantité d'énergie en atténuant les contrastes thermiques entre l'équateur et les pôles. Cette forêt est, en outre, caractérisée par une grande diversité d'espèces animales et végétales.

La prévision de l'évolution de cet écosystème passe par la maîtrise de sa dynamique actuelle qui doit prendre en compte l'aspect climatique et l'aspect anthropique. L'écosystème actuel résulte d'une évolution d'environnements passés ayant subi plusieurs variations climatiques. La reconstitution de son histoire est donc nécessaire à la compréhension de sa dynamique actuelle et à la prévision de son évolution.

De nombreux travaux récents montrent que cette région a subi des variations climatiques durant le Pléistocène supérieur (Talbot *et al.*, 1984 ; Richards, 1986 ; Giresse *et al.*, 1994 ; Maley, 1991 ; Brenac, 1988 ; Elenga, 1992), et également durant l'Holocène (Maley, 1996 ; 1998 ; Vincens *et al.*, 1998 ; Elenga, 1996 ; Schwartz *et al.*, 1995 ; Reynaud-Farrera, 1995).

La synthèse des données paléoclimatiques holocènes actuellement disponibles montre une évolution en trois étapes principales :

Du début de l'Holocène (10⁴ ans) à 3000 ans BP, la zone équatoriale connaît une période humide avec un développement important des forêts dont le maximum se situe à 4500-3000 ans BP autour du Barombi-Mbo (Maley, 1991), à 7000-6000 ans BP sur les plateaux Batéké (Elenga, 1992). Cette extension de la forêt dense humide s'accompagne d'une diminution importante des herbacées et d'une disparition des espèces de la forêt montagnarde. Cet épisode, très pluvieux, est caractérisé sur le plan hydrologique par de hauts niveaux lacustres et une élévation du niveau de la nappe phréatique dans les sites marécageux.

Une phase moins humide (plus sèche) intervient dès 3000 ans BP durant laquelle des modifications importantes de l'environnement sont observées. Une régression importante de la forêt et corrélativement une mise en place de paysages ouverts avec l'apparition des espèces héliophiles sont observées dès 3000 ans BP au Congo tant sur les plateaux Batéké, dans le Mayombe que sur le littoral (Vincens *et al.*, 2000). Dans la vallée du Niari, cette phase est précoce, car dès 4000 ans BP, s'installe un paysage de savane qui

s'accompagne de l'assèchement du lac Sinnda vers 3800 ans BP (Bertaux et *al.*, 1996, Vincens et *al.*, 1994). Une diminution du niveau du lac et la fragmentation du bloc forestier avec des savanes incluses sont observées dès 2500 ans BP au Barombi-Mbo (Giresse et *al.*, 1994 ; Maley, 1987 ; Brenac, 1989) et vers 2100 ans BP au lac Mboadong (Richards, 1986) tandis qu'à Ossa on observe des perturbations dans la forêt (Reynaud-Farrera, 1995).

Un retour à des conditions plus humides caractérisé par une nouvelle extension de la forêt est enregistré dès 2000 ans BP au Barombi-Mbo, à 900 ans BP à Ngamakala (Congo), à 700 ans BP à Ossa et à 500 ans BP à Kitina. Sur le plan hydrologique, cette période est caractérisée par la remise en eau du lac Sinnda et une élévation du niveau des autres lacs tant au Congo qu'au Cameroun. Cette période est également caractérisée par l'émergence de la métallurgie au Sud-Cameroun à Obobogo (Essomba, 1989), au Gabon (Clist, 1987) et au Congo (Pinçon, 1990). À partir de cette période, les facteurs climatiques et anthropiques interviennent simultanément dans l'évolution du paysage.

Ces données paléoenvironnementales soulèvent un certain nombre de problèmes :

a) La phase sèche holocène 3000-2000 ans BP est actuellement reconnue à travers toute l'Afrique équatoriale atlantique. Elle est d'origine climatique pour la majorité des auteurs, mais sa cause et sa durée demeurent cependant imprécises. Les enregistrements sédimentaires montrent que l'évolution des flux détritiques dans les séries sédimentaires continues est souvent contrôlée par l'intensité des pluies (Giresse et *al.*, 1982) ; cette évolution est considérée en fonction de la granulométrie et de la lithologie des sables afin de préciser le type de précipitations et l'état du couvert végétal.

b) L'émergence de la métallurgie est synchrone de la phase sèche holocène à 2500 ans BP. Jusqu'à cette période, les causes des modifications de l'environnement étaient à rechercher dans le climat. Dès lors, il faut tenir compte du facteur anthropique et tout le problème réside dans l'identification de chaque facteur intervenant dans la modification du paysage. En dehors des indicateurs archéologiques, de fortes proportions de charbons de bois dans les sédiments et des taux de sédimentation anormalement élevés peuvent constituer des indicateurs d'action anthropique durant l'Holocène supérieur.

Le présent travail a été initié dans le cadre du programme ECOFIT dont l'objectif général était d'étudier la réponse de la forêt tropicale aux changements climatiques holocènes en Afrique et en Amérique du Sud. Au Cameroun, le site du lac Ossa a été

l'objet des études palynologique (Reynaud-Farrera, 1995), et diatomologique (Nguetsop, 1997) et la présente étude sédimentologique. Les données paléoclimatiques présentées plus haut sont fournies pour la plupart par des indicateurs écologiques. La nécessité de données sédimentologiques s'avère indispensable dans la compréhension et l'identification des variations climatiques (Bertaux *et al.*, 1996, 2000). C'est la contribution que nous nous proposons d'apporter dans cette thèse.

Les sédiments lacustres sont un mélange complexe de constituants minéraux, organiques et amorphes. Il nous a paru judicieux d'appliquer des méthodes appropriées à l'identification et à la caractérisation de chacun de ces constituants.

La caractérisation physique et macroscopique des sédiments a été faite par l'analyse sédimentologique qui ici a consisté en la détermination des teneurs en eau et en sables, la description des phases sableuses au stéréomicroscope et au MEB, la granulométrie et l'étude des minéraux argileux par diffraction des R.X. L'identification et la quantification des constituants minéraux et amorphes des sédiments a été effectuée par l'analyse minérale infrarouge (IRFT). C'est une méthode très récente qui permet une bonne quantification des constituants minéraux et amorphes. Corrélée aux datations, elle permet de détecter des signaux minéralogiques en fonction du temps. La géochimie organique a été effectuée par la technique de l'analyse élémentaire basée sur les méthodes classiques. Des datations au radiocarbone (AMS) ont été effectuées sur la matière organique totale.

Une première approche de ce travail fut d'étudier, à l'aide de ces techniques, les processus sédimentaires lacustres actuels du lac Ossa, au Sud-Cameroun, typique de la zone forestière équatoriale et d'en identifier les marqueurs minéraux et géochimiques du climat. La deuxième approche a consisté, en s'appuyant sur ces premiers résultats, à caractériser la sédimentation des dépôts holocènes dont l'évolution sera ainsi précisée. Une centaine de sédiments superficiels et 5 sondages carottés de 5 m de profondeur moyenne serviront de supports analytiques à cette étude. Nous espérons aboutir à une meilleure caractérisation des limites et des causes des événements déjà identifiés lors des études antérieures tels que la phase sèche holocène 3000-2000 ans BP. Sur un plan hydrologique plus local, nous envisageons aussi de préciser la communication du lac Ossa avec le fleuve Sanaga. Cette communication a été effectivement négligée par les études antérieures.

Le mémoire se présente en quatre parties :

Après une présentation du Cameroun en général et de la zone d'étude en particulier, on abordera dans une deuxième partie, l'étude détaillée de la sédimentation actuelle, à partir des résultats de l'analyse des sédiments superficiels. Ces résultats nous permettront d'établir la distribution horizontale de la sédimentation minérale et organique, afin de caractériser la dynamique sédimentaire dans le lac, de déterminer les relations sédimentation-bassin versant et d'identifier les principaux marqueurs des flux sédimentaires.

La troisième partie portera sur l'étude de la sédimentation holocène basée sur les caractéristiques sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques des carottes OW1, OW2, OW3, OW4 et OW5 toujours par référence à l'actuel. Des comparaisons avec les données des diatomées et des pollens et des corrélations entre les carottes seront effectuées.

La quatrième partie synthétise l'évolution sédimentaire holocène pour l'ensemble du lac. Cette évolution, comparée à celle d'autres régions d'Afrique centrale Atlantique (Cameroun et Congo principalement), permettra la reconstitution paléoclimatique du Sud-Cameroun forestier pendant les 9000 dernières années environ.

PREMIÈRE PARTIE

LE MILIEU NATUREL

I.1 LE CAMEROUN

Le Cameroun est situé en Afrique Centrale entre les parallèles 1° 38' et 13° 05' de latitude Nord et 8°33' et 16° 11' de longitude Est ; il s'ouvre au Sud-Ouest sur le golfe de Guinée le long de 300 km environ de côte. Cette extension latitudinale et l'ouverture sur l'océan expliquent sa grande diversité physique et climatique.

I.1.1. Relief, géomorphologie

Le Cameroun présente diverses unités géomorphologiques constituées de plaines, de plateaux et des montagnes (fig. I.1).

Les différents plateaux sont des plus bas aux plus élevés, les plateaux de la Bénoué (400-500 m), le plateau Sud-Camerounais (700 m), le plateau de l'Adamaoua (1000-1100 m) et le plateau Bamiléké (1500 m).

Les montagnes sont d'origine volcanique ou tectonique et s'ordonnent suivant un axe SW-NE, de la dorsale camerounaise jusqu'au Nord du pays avec une virgation de l'Adamaoua vers la R.C.A. Les sommets les plus importants sont rencontrés à l'Ouest, parmi lesquels le Mont Cameroun, (4095 m), les Monts Oku (3011 m), les Monts Bamboutos (2740 m), les Monts Manengouba (2396 m), les Monts Koupe (2050 m) et au Nord, les Monts Mandara (1405 m) et les Monts Rumsiki (1224 m).

Parmi les plaines, on distingue les plaines côtières sur le littoral du pays dont les altitudes dépassent rarement 100 m et présentent une morphologie constituée de petites collines en demi-orange, séparées par des ruisseaux à faible débit. Les plaines du Nord et de l'extrême nord : le bassin de la Bénoué et la cuvette tchadienne. Les premières de 300 m d'altitude moyenne, résultent de la pénéplanation des terrains anciens et sédimentaires du Crétacé et du dépôt des alluvions le long des axes des cours d'eau. Quant aux plaines de la cuvette tchadienne, de 350 à 280 m d'altitude, elles résultent de l'épandage des alluvions tertiaires, quaternaires et actuelles autour du lac Tchad.

I.1.2. Cadre géologique et pédologique

I.1.2.1. Structure géologique

- Les formations du socle

Le "complexe de base" du Précambrien inférieur est constitué de roches cristallophylliennes (micaschistes, gneiss, orthogneiss et migmatites) (fig. I.2) et de

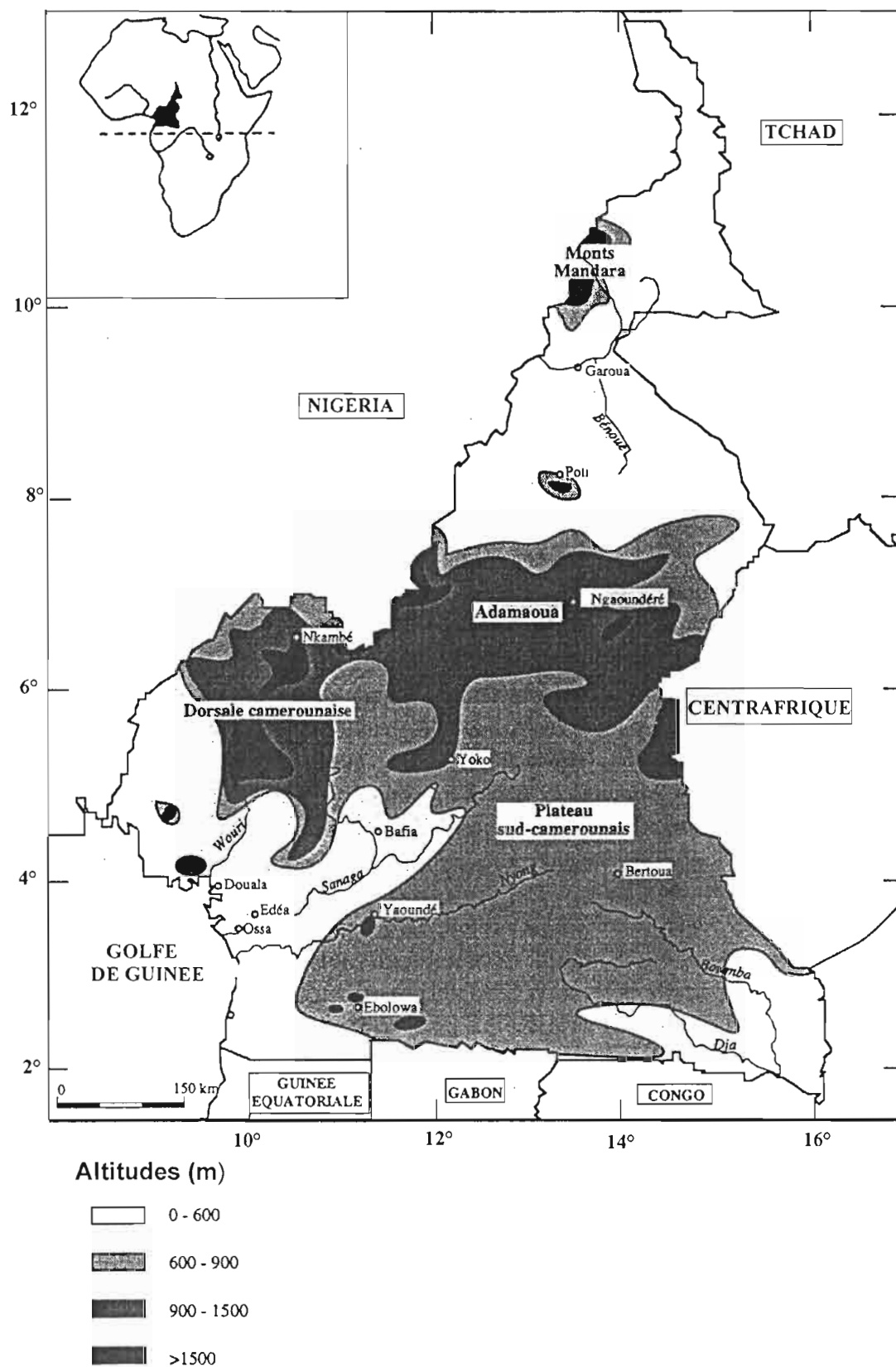


Figure I. 1. Carte physique du Cameroun d'après Morin (1979)

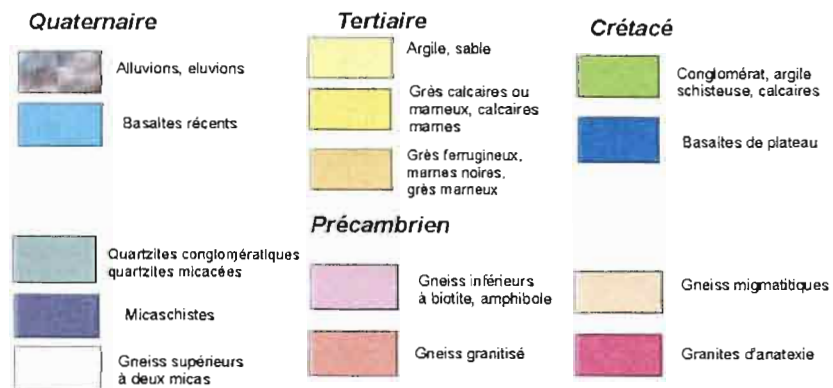
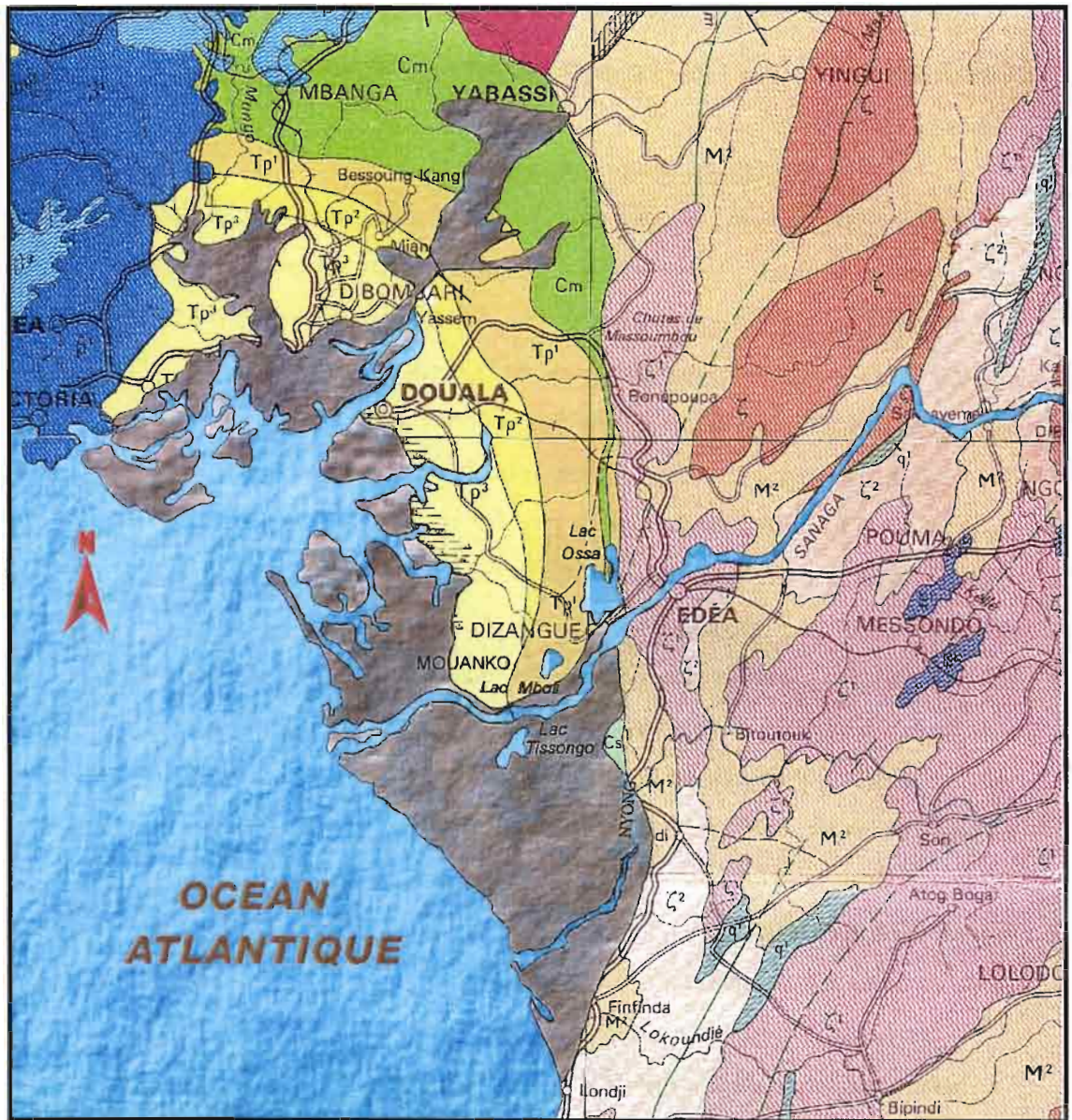


Figure I.2. Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun (D'après Regnault, 1986)

roches éruptives ou intrusives anciennes (granites). La série du Lom du Précambrien moyen ou supérieur, discordante sur le complexe de base est constituée de quartzites et de schistes qui ont été mis en place lors des cycles orogéniques et volcaniques successifs.

- Les formations de couverture (fig. I.2)

Elles comprennent des roches éruptives et des formations sédimentaires. Les roches intrusives ou effusives récentes (tertiaires, quaternaires) sont généralement des basaltes, des andésites, des trachytes, des rhyolites localisées le long de l'axe volcanique du Cameroun, des hauts plateaux de l'Ouest au plateau de l'Adamaoua. Aucune formation volcanique n'est observée dans la zone d'étude du lac Ossa.

Les formations sédimentaires concernent principalement le bassin côtier de Douala. Elles ont été mises en place par des transgressions et régressions marines du Crétacé supérieur au Tertiaire (Reyre, 1959, 1966 ; Njiké-Ngaha, 1984). Elles reposent en discordance sur le socle précambrien et débutent par une série marine formée de marnes et de calcaires fossilifères (environ 40 m d'épaisseur), d'âge turonien-campanien inférieur, et se poursuit par une série continentale, azoïque, d'âge campanien supérieur - paléocène à actuel. Cette série continentale encore appelée *série de Dizangué* (Andreëff, 1950 ; Reyre, 1959, 1966) est d'âge paléocène. Elle est constituée d'un petit conglomérat à la base et de grès fins ou grossiers, friables dans la partie supérieure. Elle présente des intercalations d'argile, de grès kaolinique et de grès ferrugineux à stratification entrecroisée et représente le Continental Terminal de la région.

Une autre série sédimentaire continentale, du Crétacé moyen, est observée dans le bassin amont de la Sanaga (Haut-Djerem) Elle est constituée d'une succession de grès fins, noirs et beiges, et de grès conglomératiques arkosiques (Ndjeng, 1992).

I.1.2.2. *Les sols* (fig. I.3)

Plusieurs processus pédologiques ont conduit à la formation des sols du Cameroun parmi lesquels, la ferrallitisation, est de loin le plus important, car il a contribué à la formation des sols ferrallitiques qui concernent plus de 70 % des sols du Cameroun (Martin, 1967 ; Vallerie, 1973 ; Bilong *et al.*, 1992 ; Segalen, 1994). Les sols ferrallitiques sont le résultat d'une hydrolyse totale des minéraux primaires des roches à l'exception du quartz, avec élimination des bases et de la silice et néoformation de la kaolinite et des oxyhydroxydes de fer et d'aluminium. Ces sols s'étendent du Sud-

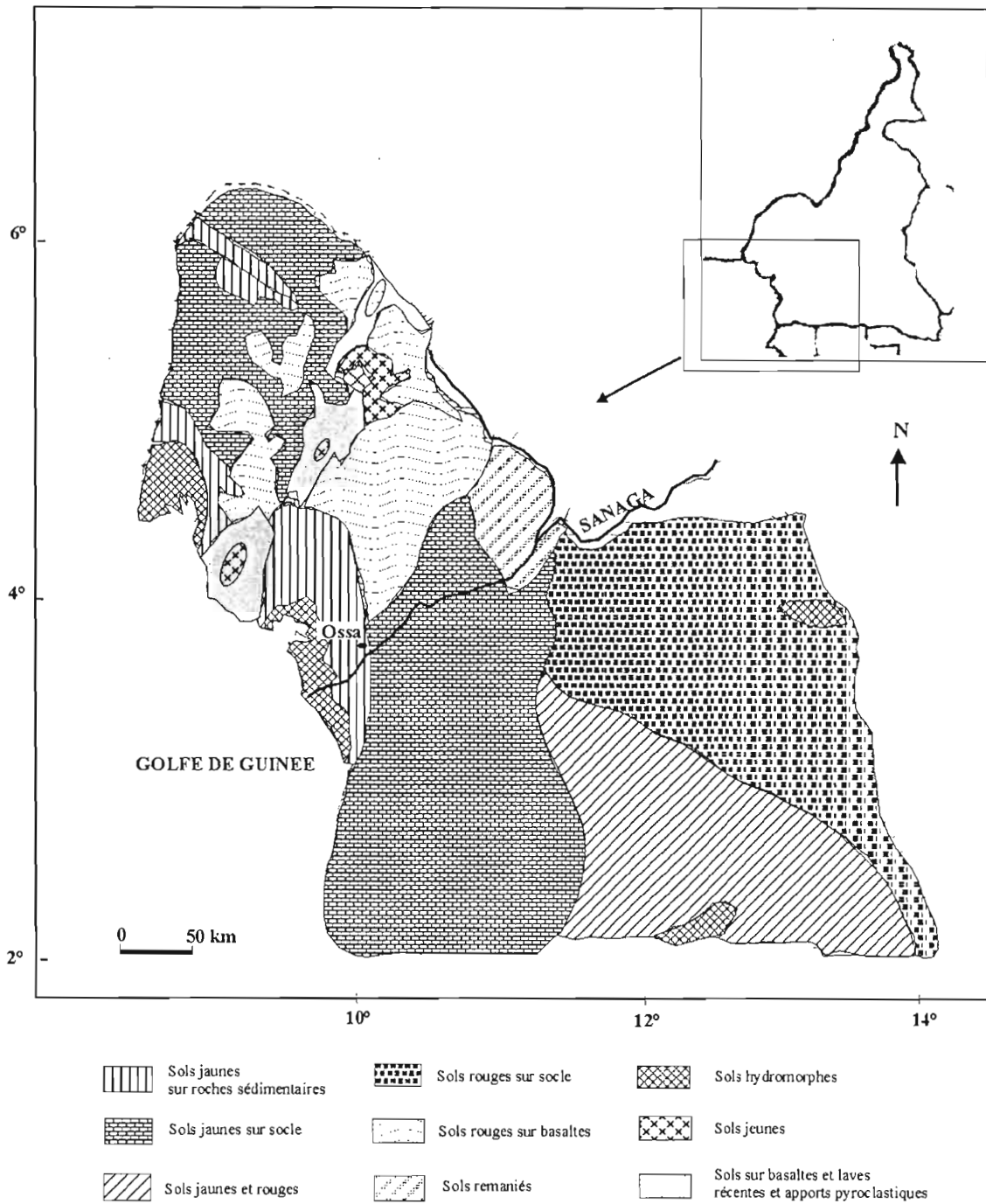


Figure I.3. Répartition des sols du sud-ouest Cameroun
(adapté de Olivry, 1986)

Cameroun jusqu'aux limites septentrionales de l'Adamaoua et présentent plusieurs variantes : des sols ferrallitiques jaunes, dans le Sud-Ouest au niveau de la côte et localement en quelques zones de l'axe volcanique du Cameroun ; des sols ferrallitiques rouges localisés au centre-Sud du Cameroun et vers le Nord, à la limite sud du plateau de l'Adamaoua ; des sols rouges d'altitude dans les régions montagneuses, des sols ferrugineux tropicaux au Nord et les sols minéraux bruts sur le rebord sud du plateau Bamiléké et au Mont Cameroun.

D'autres types de sols sont également observés comme les sols hydromorphes qui sont caractérisés par une saturation permanente (sols à gleys) ou temporaire (sols à pseudo-gleys) des eaux. Ces sols hydromorphes sont observés sur la plaine de la Bénoué et localement sur la mangrove à la côte. Les vertisols et les argiles noires occupent la cuvette tchadienne.

I.1.3. Climat et végétation

En fonction de l'intensité des précipitations, de la position par rapport au golfe de Guinée et du relief, plusieurs environnements ont été différenciés (Letouzey, 1968 et 1985 ; Suchel, 1988) (fig. I.4 et I.5) :

a - La forêt sempervirente de basse et moyenne altitude où règne un climat équatorial de type guinéen ou camerounien. Elle présente trois sous-types :

- la forêt biafréenne à *Caesalpinaceae*, développée entre 200 et 800 m d'altitude, autour de la baie de Biafra. Elle est caractérisée par de fortes précipitations, supérieure à 2000 mm/an, atteignant 10000 mm/an au nord-ouest (Debundcha), une grande humidité de l'air et une température moyenne de 26 °C. La mousson équatoriale est prépondérante.

- la forêt littorale atlantique à *Lophira alata* (*Ochnaceae*) et *Sacoglottis gabonensis* (*Humiriaceae*), est un sous-type de la forêt biafréenne qui se développe sur des altitudes plus basses que cette dernière (100 à 200m). Elle s'étend de la côte jusqu'à 200 km à l'intérieur du continent. La pluviosité y est également forte > 2000 mm/an .

- la forêt dense humide ou forêt congolaise s'étend de l'Est du Sud-Cameroun aux environs de Yaoundé. La pluviosité est de 1800 mm/an ; cette pluviosité assez faible par rapport à celle de la forêt biafréenne est due à l'influence moins grande du flux de mousson. La végétation est caractérisée par une abondance des *Caesalpinaceae*.

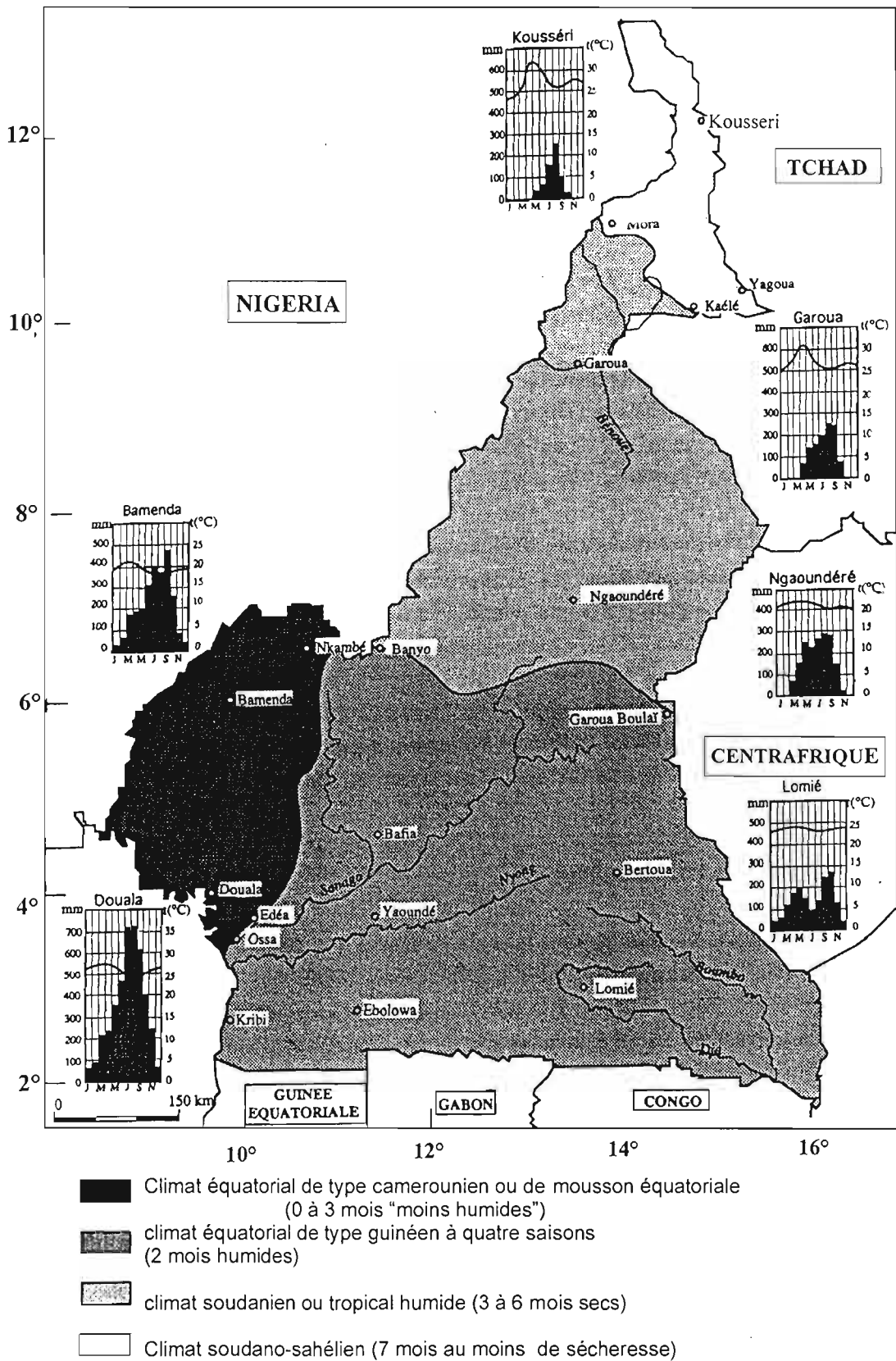


Figure I.4. Climats et régions climatiques du Cameroun (d'après Mobi-Etia (1979), Olivry (1986), Suchel (1988))

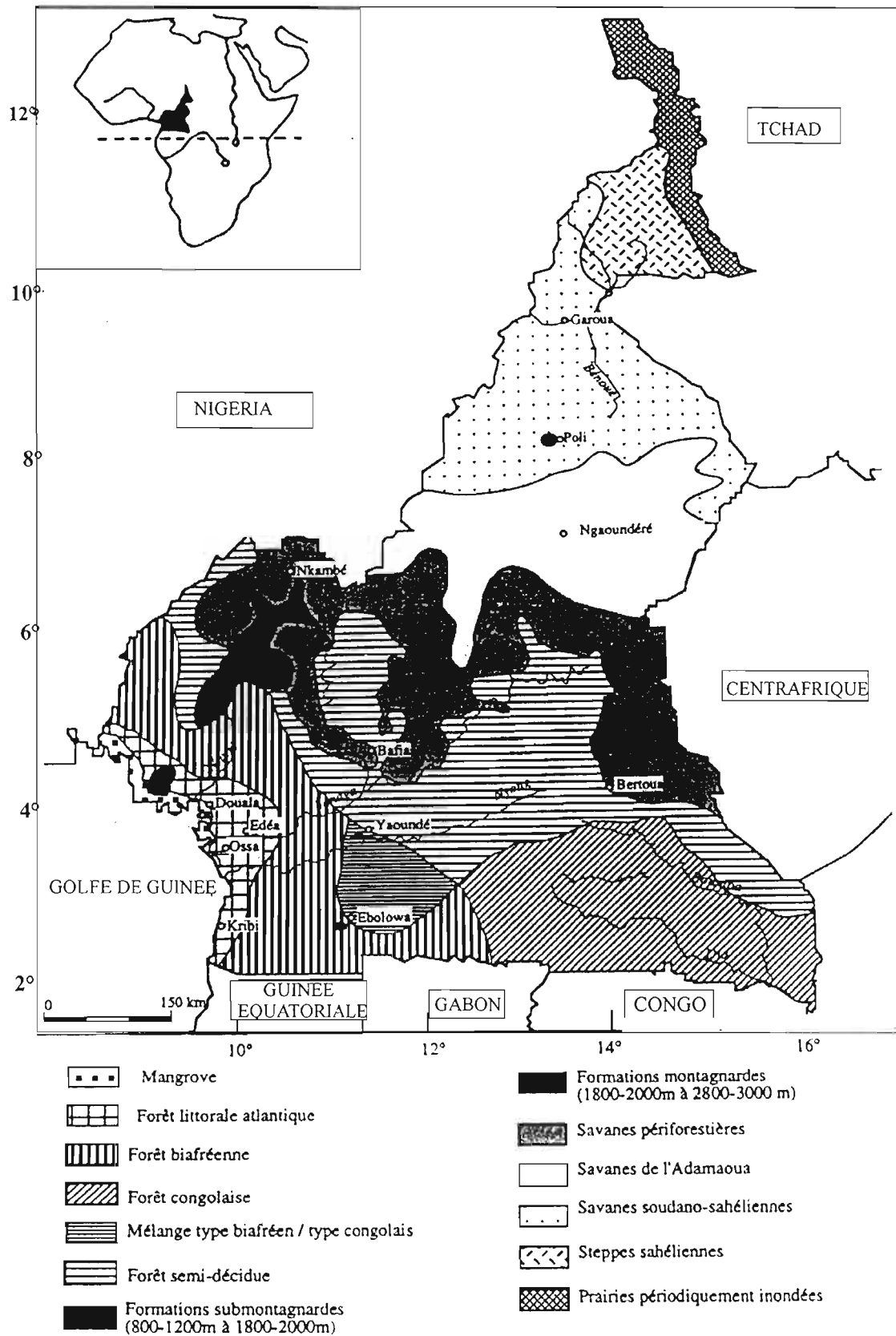


Figure I.5. carte phytogéographique du Cameroun (d'après Letouzey, 1968 ; 1985)

b - La forêt semi-décidue est une forêt ombrophile du domaine guinéo-congolais, moins humide et plus claire. Elle est développée entre 4° et 5° de latitude Nord, de Yaoundé jusqu'aux contreforts de l'Adamaoua. La pluviosité moyenne est de 1500 mm/an.

c - Les forêts montagnardes se développent sur les massifs montagneux à partir de 800 m ou 1200 m d'altitude selon les régions. Les espèces caractéristiques sont, entre autres, *Podocarpus latifolius*, *Olea capensis* (Letouzey, 1985). Les températures moyennes sont de 21 °C.

D'autres types de végétation existent également au Cameroun comme les savanes et les steppes localisées dans la partie septentrionale avec un climat soudanien (3 à 6 mois secs) ou soudano-sahélien (plus de 7 mois secs) et une température moyenne de 28 °C.

I.1.4. Le fleuve Sanaga

La Sanaga est de loin le fleuve le plus important du Cameroun. Avec 25 bassins intermédiaires, elle draine 133000 km², soit plus du quart de la superficie totale du pays

depuis l'Adamaoua où elle prend sa source jusqu'au golfe de Guinée dans lequel elle se jette. Son bassin couvre ainsi diverses régions climatiques, depuis les savanes arborescentes au climat tropical au Nord jusqu'aux forêts semi-décidues, puis la forêt dense équatoriale au Sud (fig. I.6). Ce fleuve a été régulé par deux barrages déversoirs installés dans sa partie amont depuis 1970. Son cours marqué de chutes et de rapides sur le socle cristallin, est plus régulier et méandrique dans la plaine sédimentaire. Son cours inférieur orienté SW-NE, est encombré de bancs de sables bien visibles aux environs du lac Ossa. L'érosion spécifique du fleuve est de 38 t/km²/an, soit environ 5.10⁶ t/an de matériaux solides exportés vers l'océan.

Le débit moyen annuel de la Sanaga est de 2072 m³/s (Olivry, 1986). La courbe des variations des débits moyens mensuels du fleuve Sanaga (fig. I.7) montre que les plus forts débits sont enregistrés en septembre et octobre (4527 – 5228 m³/s) tandis que les plus faibles sont observés aux mois de février et mars (555 – 598 m³/s), ce qui implique un fort contraste saisonnier des débits (environ 1 à 10).

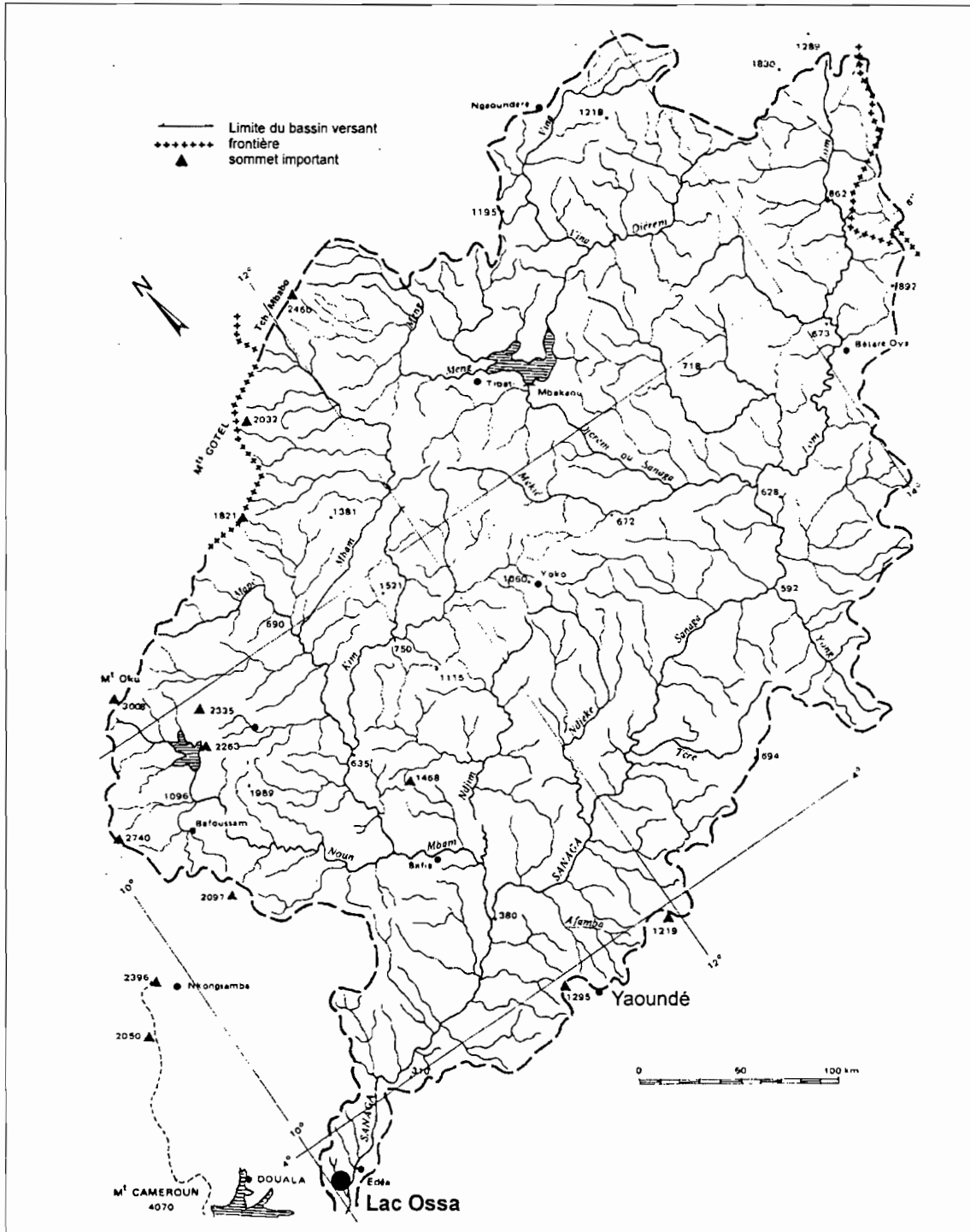


Figure I.6. Le bassin de la rivière Sanaga (d'après Olivry, 1986)

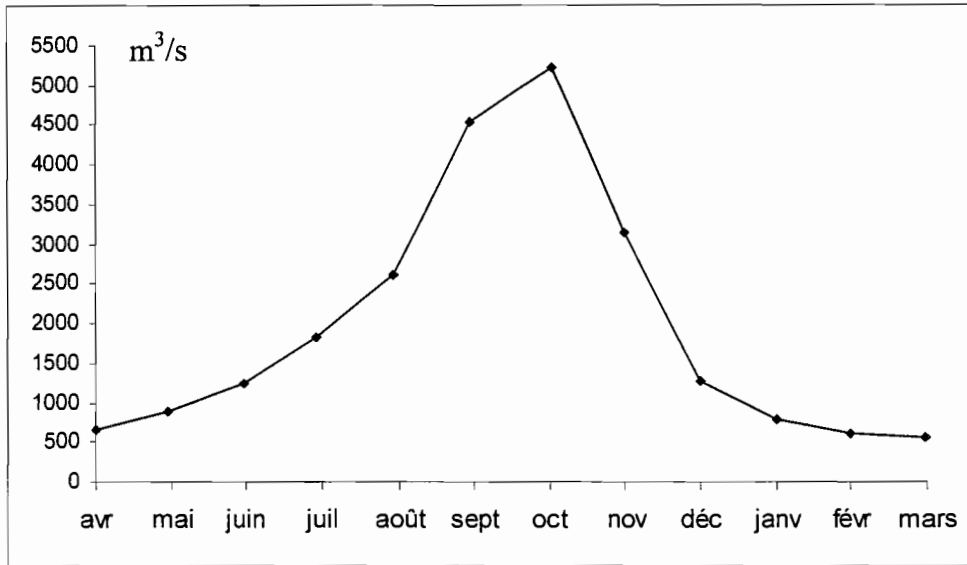


Figure I. 7. Débits moyens mensuels de la Sanaga entre 1944 et 1980
(Olivry, 1986)

Ce fleuve peut jouer un rôle important dans le fonctionnement hydrique du lac Ossa avec lequel il est actuellement lié par un chenal. Nous reviendrons ultérieurement sur cette communication entre le lac Ossa et le fleuve Sanaga.

I.2. LA ZONE D'ÉTUDE : LE LAC OSSA ET SA REGION

La base de notre étude est le lac Ossa et son bassin versant. Le bassin versant d'un lac est la totalité de la surface topographique qui draine toutes les eaux de surface vers ce lac. Dans ce contexte, les lacs Mévia et Mwembé font partie du même bassin versant. L'étendue et l'orientation de ce bassin, la géologie, la nature et la perméabilité des sols, l'hydrologie et enfin le couvert végétal seront pris en compte dans l'étude du milieu physique. Lorsqu'on parle du lac Ossa, c'est en fait de l'ensemble constitué par les lacs Ossa, Mévia et Mwembé.

I.2.1. Situation géographique du site

Le lac Ossa (3°45' - 3°53' N ; 9°58'-10°04' E) est situé à 20 km à l'Ouest d'Edéa et en moyenne à 8 m d'altitude au dessus du niveau de la mer (fig. I.8) dont il est distant de 30 km environ.

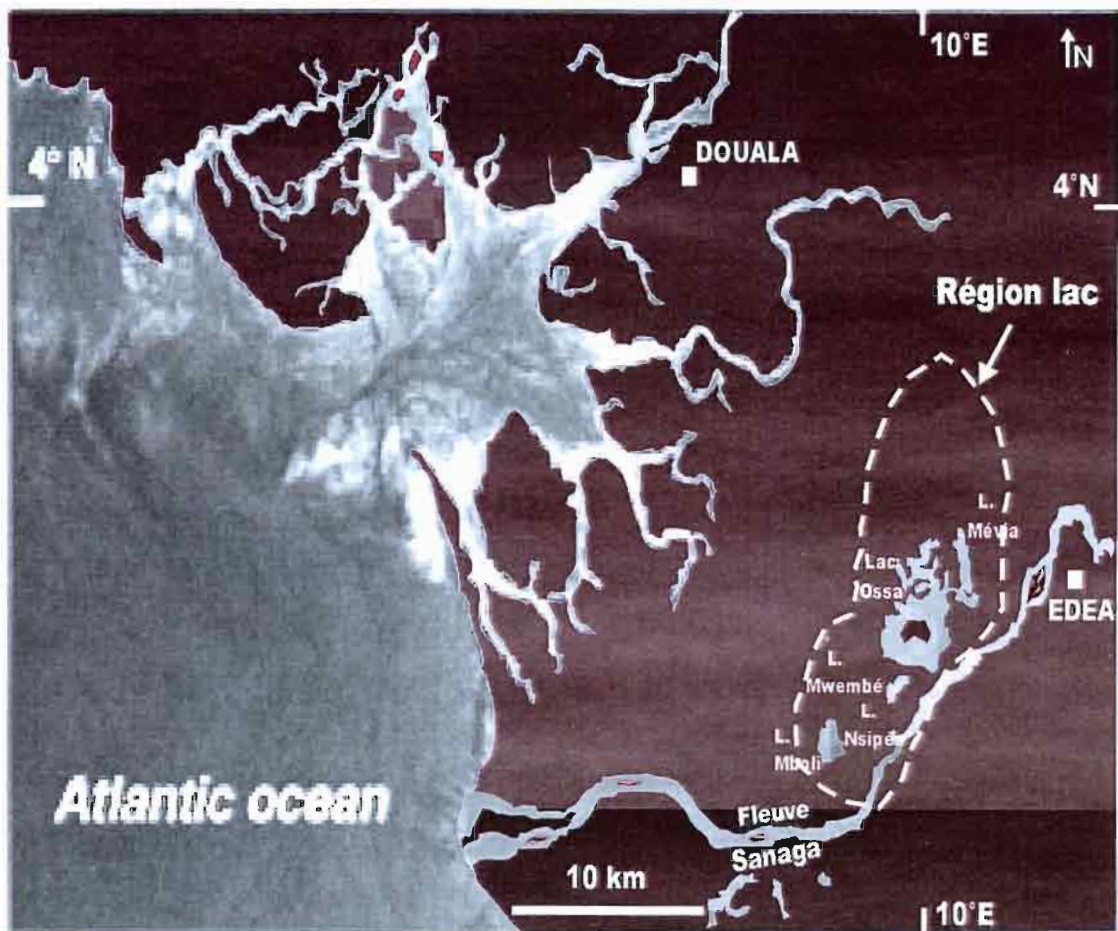


Figure I.8. Vue aérienne de la région du lac Ossa. (d'après une combinaison d'images Landsat et radar, Wirrmann et *al.* (2001)

Plusieurs autres lacs, moins étendus que le lac Ossa existent également dans la région étudiée. Ce sont les lacs Nsipé I, II et III, Iléka, Mbolé. Tous ces lacs sont situés sur le versant droit de la Sanaga et présentent généralement les mêmes caractéristiques limnologiques que le lac Ossa.

I.2.2. Contexte géologique

– Sous-bassement géologique

Le système lacustre Ossa est situé près de la bordure continentale du bassin sédimentaire côtier du Cameroun. Ce bassin, délimité à sa bordure orientale par deux faisceaux de failles majeures N150-N170 E et N40-N65 E (Njiké-Ngaha, 1984 ; Elf-Serepca, 1987) a été comblé par les sédiments continentaux, et vers la bordure occidentale par des sédiments marins (Njiké-Ngaha, 1984). Le sous-bassement de la zone

d'étude est caractérisé par une structure en marche d'escalier, générale sur toute la bordure continentale du bassin de Douala et conséquente de la flexure continentale nord-sud. C'est une structure du socle très caractéristique en bordure des bassins sédimentaires d'Afrique au Sud du Sahara (Reyre, 1966). Cette structure résulterait des effets additionnés de l'érosion régressive à partir du niveau de base et des failles normales longitudinales engendrées par la tectonique du socle (Reyre, 1966 ; Njiké-Ngaha, 1984). L'axe de la Sanaga correspondrait ainsi à une fracture majeure à la bordure Nord du craton du Congo. L'emplacement du lac Ossa comme celui des lacs environnants est vraisemblablement lié au rejeu des fractures anciennes (Hausknecht, 1976 ; Njiké-Ngaha, 1984 ; Dumont, 1986) qui a créé sur le socle des horsts et des grabens. Ces derniers se seraient affaissés progressivement en fonction de la surcharge des sédiments crétacés et tertiaires du bassin de Douala. Le rejeu des failles, par accentuation de la subsidence, a donné naissance à une multitude de petites fractures le long desquelles coulent les petits cours d'eau du nord du lac Ossa et Mévia. Ces ruisseaux, initialement dirigés vers l'axe de la Sanaga, auraient été bloqués par l'accumulation de la basse terrasse alluvionnaire de la Sanaga qui a permis la retenue des eaux, donnant ainsi naissance au lac du moins dans sa configuration actuelle.

Les formations géologiques sont les roches sédimentaires caractéristiques de la série de Dizangué (Continental terminal) pour la majeure partie du bassin versant. Ce sont des grès ferrugineux à stratification entrecroisée d'âge paléocène. Une mince bande d'argiles schisteuses à intercalations grésosableuses et à rares épisodes calcaires d'âge crétacé supérieur est présente au Nord du Mévia. Les affleurements rocheux sont rares dans la région du lac Ossa, du fait d'une épaisse couverture colluviale et pédologique (voisine de 20 m) qui est quasi-homogène sur tout le bassin versant du lac. Quelques affleurements de grès kaoliniques sont rencontrés à la base de certaines tranchées routières (route Dizangué-Mariemberg) ou aux coudes des grandes rivières, et de grès ferrugineux et marneux aux sources des ruisseaux (nord du Mévia). Signalons que la limite avec le socle se trouve à 2 kilomètres environ au nord-est du lac Mévia.

- Les sols

Les sols sur la zone d'étude sont des sols jaunes ferrallitiques sur roches sédimentaires (Segalen, 1994). Ils ont une texture sableuse à sablo-argileuse. Les divers constituants de ces sols sont la kaolinite, le quartz, la gibbsite, l'hématite, la goëthite (Segalen, 1994). Au nord-est du bassin versant, à l'Est du Mévia, on observe dans les

sols en plus des constituants énumérés ci-dessus, des feldspaths et des micas en faible quantité. Le profil pédologique présente la succession d'horizons suivants sur la butte de Dizangué :

- un horizon d'altération blanchâtre à taches jaunes ou violacées, sableux dans lequel les structures sédimentaires (chenaux) sont encore conservées ;
- un horizon jaune sableux à blocs de cuirasse rouge-brique d'épaisseur pouvant atteindre 6 m ;
- un horizon jaune, épais (3 m), à nappes de nodules ferrugineux hétérométriques emballés dans une terre fine sableuse à sablo-argileuse. Sur certains versants abrupts, les horizons à nodules ferrugineux affleurent ;
- un mince horizon humifère brun-jaune, sableux, surmonté par une litière peu épaisse.

I.2.3. Climatologie

a - Les mécanismes du climat

Le climat de la zone d'étude comme celui du Cameroun en général est contrôlé par le déplacement en latitude au cours de l'année de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Elle se déplace ainsi d'une dizaine de degrés, au cours d'une même année, au gré des saisons, du sud vers le nord, puis du nord vers le sud. Sa position moyenne est de 5° Nord : c'est l'équateur météorologique (EM).

La ZCIT résulte de la convergence des vents de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud appelés alizés ou vents d'Est, on encore la ZCIT des alizés. Elle est bien visible sur l'Océan par des alignements de nuages convectifs à fort développement vertical encore appelés cumulo-nimbus. Le FIT ou front intertropical, de structure en front de pente très inclinée, correspond à la trace au sol de l'équateur météorologique (Suchel, 1988 ; Leroux, 1983).

La ZCIT est le siège de phénomènes d'ascendance des masses d'air dans la troposphère. Celles-ci se dirigent vers les deux hémisphères et alimentent les anticyclones subtropicaux. Il y a ainsi formation de cellules tournant dans un plan méridien appelées cellules de Hadley.

La ZCIT se déplace du côté de l'hémisphère le plus chaud et correspond à une zone de précipitations maximales. Cette translation latitudinale au cours de l'année est fonction des positions successives du soleil par rapport à la terre.

1°) - En hiver boréal (décembre - février)

Les anticyclones des Açores (AA) et Egypto-Lybie (AEL) se dilatent et se décalent au maximum vers le Sud. La ZCIT et les basses pressions intertropicales se trouvent totalement décalées dans l'hémisphère Sud, alors surchauffé. C'est la grande sécheresse de novembre à février, qui atteint son paroxysme en décembre-janvier (fig. I.9a). Sur le continent, l'alizé est transformé en un flux chaud et sec appelé harmattan qui transporte les poussières (contenant entre autres des minéraux, des diatomées et des pollens), du Sahara jusqu'aux régions équatoriales.

2°)- En hiver austral (juillet - octobre)

Durant cette période, la situation est inversée. Les anticyclones, cette fois de Sainte Hélène (ASH), Sud-Africain et Indien (AI), se gonflent et se dilatent au maximum au-delà de l'Equateur. Ils sont très actifs car ils s'alimentent de puissantes décharges polaires de l'Antarctique (fig. I.9b). La ZCIT et les basses pressions intertropicales sont totalement rejetées dans l'hémisphère Nord surchauffé. Les alizés austraux se chargent de vapeur d'eau au dessus de l'océan ; ils prennent la direction SW-NE sous l'effet de la force de Coriolis après avoir traversé l'Equateur. Ce flux est alors appelé flux de mousson au nord de l'Equateur, et se manifeste par de fortes précipitations de fin juillet à fin octobre dans la zone d'étude. De ce fait, l'anticyclone Sainte-Hélène est le moteur principal de la circulation atmosphérique sur le Golfe de Guinée durant l'hiver austral, et c'est à son dynamisme que la mousson doit sa vigueur.

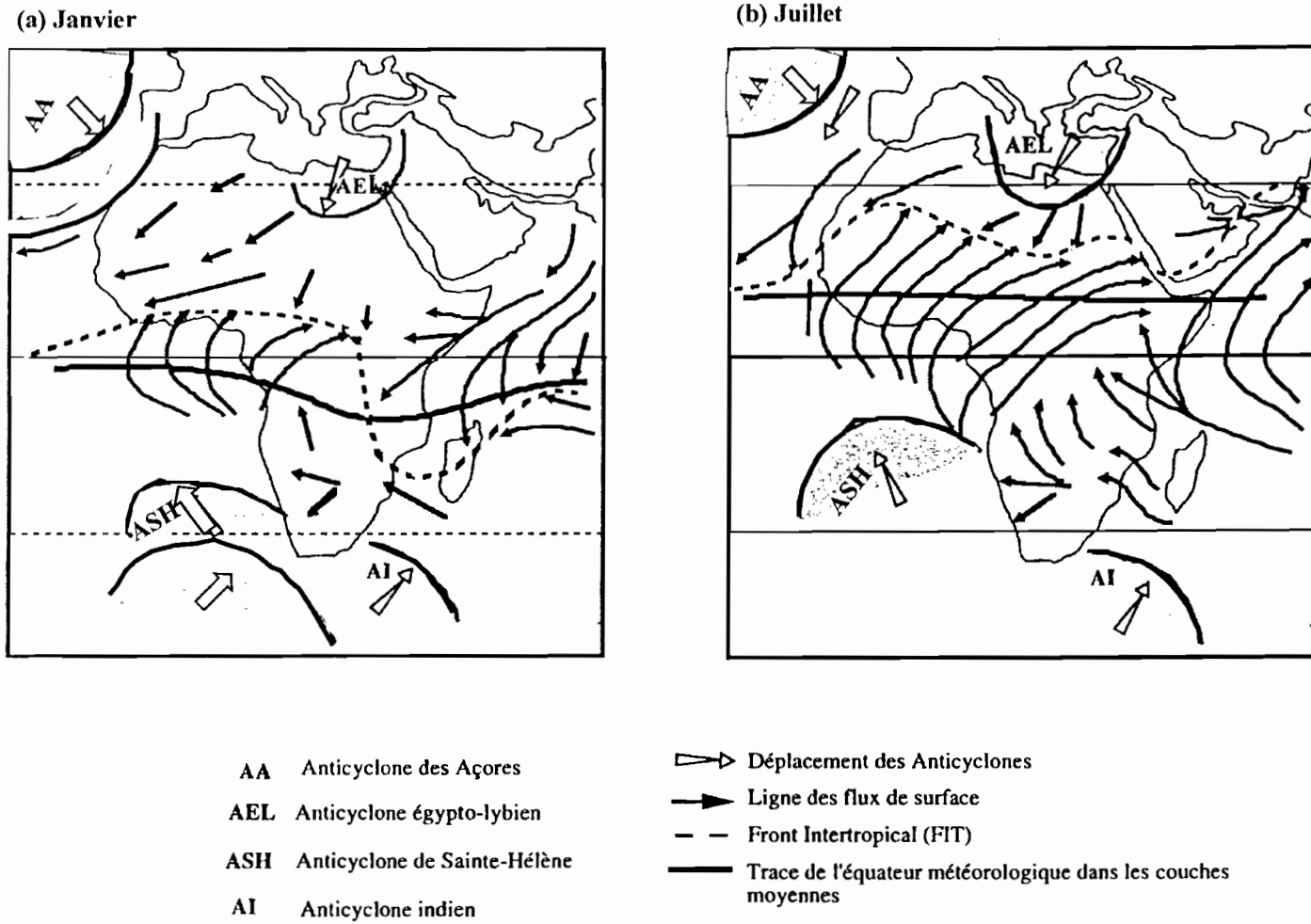


Figure I.9. Circulation atmosphérique de surface en Afrique en Janvier et en Juillet (Leroux, 1983)

Durant cet hiver austral, le golfe de Guinée connaît des remontées d'eau froides encore appelées "**upwelling**", qui sont à l'origine de la stabilité atmosphérique. Il en résulte sur le continent une petite saison sèche avec des températures fraîches et de faibles précipitations (bruines) ; mais en raison de la stabilité atmosphérique, l'atmosphère reste humide et on note une forte couverture nuageuse. Ce phénomène est propre à tout le Sud-Cameroun et est communément appelé "oyôn" en langue locale.

Lorsque la ZCIT se déplace de manière insistante au-delà de ses positions saisonnières habituelles, des anomalies climatiques apparaissent tous les trois à dix ans. Ainsi la variabilité climatique inter-annuelle dans l'Atlantique tropical se manifeste selon deux modes distincts (Servain *et al.*, 1998). Le premier comparable à *El Niño*, est caractérisée par une modification du régime des vents dans l'ouest de l'équateur et des changements de température des eaux de surface dans le golfe de Guinée. Le second se traduit par des variations de la température de l'eau dans les parties Nord et Sud du bassin Atlantique tropical, de part et d'autre de la zone de convergence intertropicale des alizés.

b - Données générales sur le climat de la région de Dizangué

Les données proviennent de trois stations : SAFACAM, Dizangué et Edéa.

Les deux composantes essentielles du climat sont la température et la pluviosité. La température s'élève à 26,4°C de moyenne annuelle et varie peu durant l'année (Tab. I.1). La pluviosité est également forte avec 3080 mm d'eau de moyenne annuelle (Dubreuil *et al.* 1975 ; SAFACAM, 1990). Deux saisons prédominent (tab. I.1) :

Mois	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
P(mm)	27,9	44,1	151,8	239,7	317,3	284,1	345,6	456,3	539,3	393,2	118,8	34,4
T(°C)	27,3	27,9	27,6	27,6	27,4	25,9	24,6	24,5	25,4	26,1	26,8	27,3

Source SAFACAM. 8 m ASL. 3°02'N 10°01'E . 29 ans d'observation.

Tab. I.1 : Données climatiques de la station de SAFACAM à Dizangué

- une longue saison pluvieuse de mars à octobre, avec une dépression pluviométrique (Suchel, 1988) de juin à juillet où on note une baisse de température ; en fait, c'est la période la plus froide de la région.

- une saison sèche bien marquée, de mi-novembre à mi-février.

Les autres paramètres non mesurés à SAFACAM, ont été recueillis à la station d'Edéa (Olivry, 1986):

- Les vents dominants sont de secteur W sont invariables durant toute l'année, avec une majorité (75 %) de calmes (vitesse < 1 m/s).

- L'humidité relative, peu variable d'un mois à un autre, est de 64 % en février (minimum) et de 83 % en Août (maximum).

Signalons aussi la présence de brumes sèches en janvier et février qui révèlent une influence non négligeable de l'harmattan durant la saison sèche.

Le climat de la région du lac Ossa est une variante océanique du type guinéen (Suchel, 1988), caractérisée par trois mois de déficit pluviométrique et sept mois très pluvieux. C'est un type régional de transition entre le régime subéquatorial intérieur et le régime de mousson de la côte (Suchel, 1972). Il est caractérisé par l'interaction entre la masse d'air australe anticyclonique (Sainte Hélène et Indien) et les masses d'air du flux de mousson. Il est comparable à celui d'Edéa et se démarque de ce dernier par une pluviosité plus forte due au rapprochement de l'océan et à la présence de la vaste nappe d'eau lacustre. Ainsi durant les mois de novembre à février, c'est l'influence du régime subéquatorial qui est prépondérante dans la région, et durant les mois très pluvieux (août-octobre), c'est plutôt le règne exclusif de la mousson.

1.2.4. Végétation

Dans la région du lac Ossa comme dans tout le littoral atlantique, la végétation est une forêt dense de type littoral atlantique. Les espèces caractéristiques sont *Lophira alata* et *Sacoglottis gabonensis*. *L. alata* est surtout développé sur les interfluves tandis que *S. gabonensis* colonise les thalwegs aux sols hydromorphes (Letouzey, 1968 ; 1985). Le taxon prédominant est l'espèce héliophile *L.alata*. Les individus de cette espèce présentent une très grande circonférence (220 à 240 cm) donnant de grands ombrages, qui bloquent le développement des jeunes plantules. Ce qui implique un sous-bois clairsemé avec quelques arbustes effilés et peu de lianes. En début de saison sèche, *Lophira* fleurit puis perd ses feuilles. De ce fait, cette espèce serait originaire de régions moins humides avec des espèces semi-caducifoliées dominantes. Il existe d'ailleurs un

équivalent en zone de savane, *Lophira lanceolata*. Le système racinaire est très développé, ce qui permet aux arbres de résister aux eaux de ruissellement qui ravinent et décapent une bonne partie des sols en arrachant les arbres les moins résistants. Il est fréquent en effet de voir après de fortes pluies des arbres couchés ou arrachés du sol (chablis).

Dans la zone de battement saisonnier des eaux, il existe trois types de végétation de la rive des lacs vers la terre ferme. Les herbacées, composées essentiellement de *Echinochloa* sp. (*Poaceae*) se développent sur les abords immédiats du lac. Elles peuvent être fixées sur le sol ou flotter sur des surfaces d'eau libre pendant les hautes eaux où elles constituent de véritables prairies flottantes colonisant les lacs. Elles se développent surtout en période de basses eaux, la zone étant immergée en période de hautes eaux. Les nénuphars et les fougères succèdent aux herbacées, viennent ensuite des arbustes aux tiges rampantes (*Alchornea*) et enfin des rotins et raphiales.

I.2.5. Contexte anthropique

Les données archéologiques les plus anciennes actuellement reconnues dans la zone sont postérieures à 950 ans BP (Wirrmann et Elouga, 1998). Elles se traduisent par des fragments de poteries, de céramique associées à des charbons de bois datées entre 1280 et 1666 ans BP. Une phase de colonisation avant l'arrivée des Yakalak (affilié aux Bantous) est datée de 660 à 303 ans BP (Wirrmann et Elouga, 1998). Ces peuples étaient des pêcheurs et des agriculteurs. Il est généralement admis que la colonisation d'un milieu forestier est favorisée par son ouverture suite à des péjorations climatiques (Schwartz, 1992 ; Maley, 1992). Remarquons l'absence de données archéologiques plus anciennes (2500 ans BP), par ailleurs retrouvées dans divers sites de la forêt du Sud-Cameroun (de Maret, 1982 ; Hori, 1977 ; 1982 ; Kadomura, 1986). Ce manque de données serait éventuellement lié à l'absence de recherches archéologiques dans la zone

Ensuite, dès 1897 a lieu la mise en place de la Société Africaine Forestière et Agricole du Cameroun (SAFACAM), qui crée de vastes plantations industrielles. Ayant commencé avec 95 ha, elle occupe actuellement 15528 ha de plantations de palmier à huile et d'hévéa. En dehors de cette influence industrielle, la région est également l'objet d'une exploitation forestière et des cultures vivrières y sont régulièrement pratiquées.

I.2.6. Morphologie des lacs de la zone d'étude

A – La profondeur lacustre

Les mesures de profondeur ont été effectuées à la faveur des différentes missions sur le terrain en période de bas niveaux lacustres. Ces mesures sont consignées sur le tableau I. 2 en annexe. Quelques mesures sur la hauteur du niveau lacustre entre mai 1992 et août 1993 sont aussi disponibles. La différence de niveau entre les plus hautes eaux (mois les plus pluvieux) et les plus basses (mois les plus secs) est de 450 cm. De même, des marques noires indicatrices d'une présence d'eau ont été repérées à 500 cm environ du sol sur des tiges d'arbres en bordure sud du lac Ossa et confirment cette élévation saisonnière du niveau lacustre. Nous nous sommes servis des profondeurs mesurées en période de basses eaux et de l'amplitude des oscillations des eaux obtenue plus haut, pour calculer la profondeur du lac en période de hautes eaux, puis la profondeur moyenne du lac en différents points de prélèvements (fig. I.10).

La figure I.10 présente des zones d'inégale profondeur dans le lac Ossa. Les plus grandes profondeurs (4-5 m) sont observées dans les parties centrales du lac autour de la grande île, puis au sud et à l'ouest (fig. I.10), et ponctuellement vers le Nord du lac Ossa et au centre du lac Mévia. La partie orientale du lac Ossa est généralement couverte par une tranche d'eau inférieure à 3 m. Cette inégalité de profondeur est susceptible d'induire des gradients de sédimentation dans le lac, des zones les moins profondes vers les zones de plus grande profondeur.

B- Les lacs du bassin-versant

a) Le système lacustre Ossa

Ce système lacustre a une superficie en eau d'environ 3800 ha pour une superficie totale de 4500 ha. Il contient en son sein de nombreuses îles au relief escarpé dont la grande île centrale du lac Ossa. Il est formé de deux bassins principaux reliés par un chenal court, dont le plus grand est appelé Ossa, (37,6 km² de surface et un bassin versant de 55 km²) et le plus petit, Mévia (7,5 km² et un bassin versant de 110 km²) (Wirrmann, 1992) (fig. I.11). La profondeur moyenne du lac est de 4,5 m. Un troisième bassin plus petit, Mwembé (2,8 km²) existe au sud du bassin versant mais n'a aucun lien avec les deux premiers. Ce système lacustre est relié au Sud-Est à la Sanaga par un exutoire très sinueux (fig. I.11).

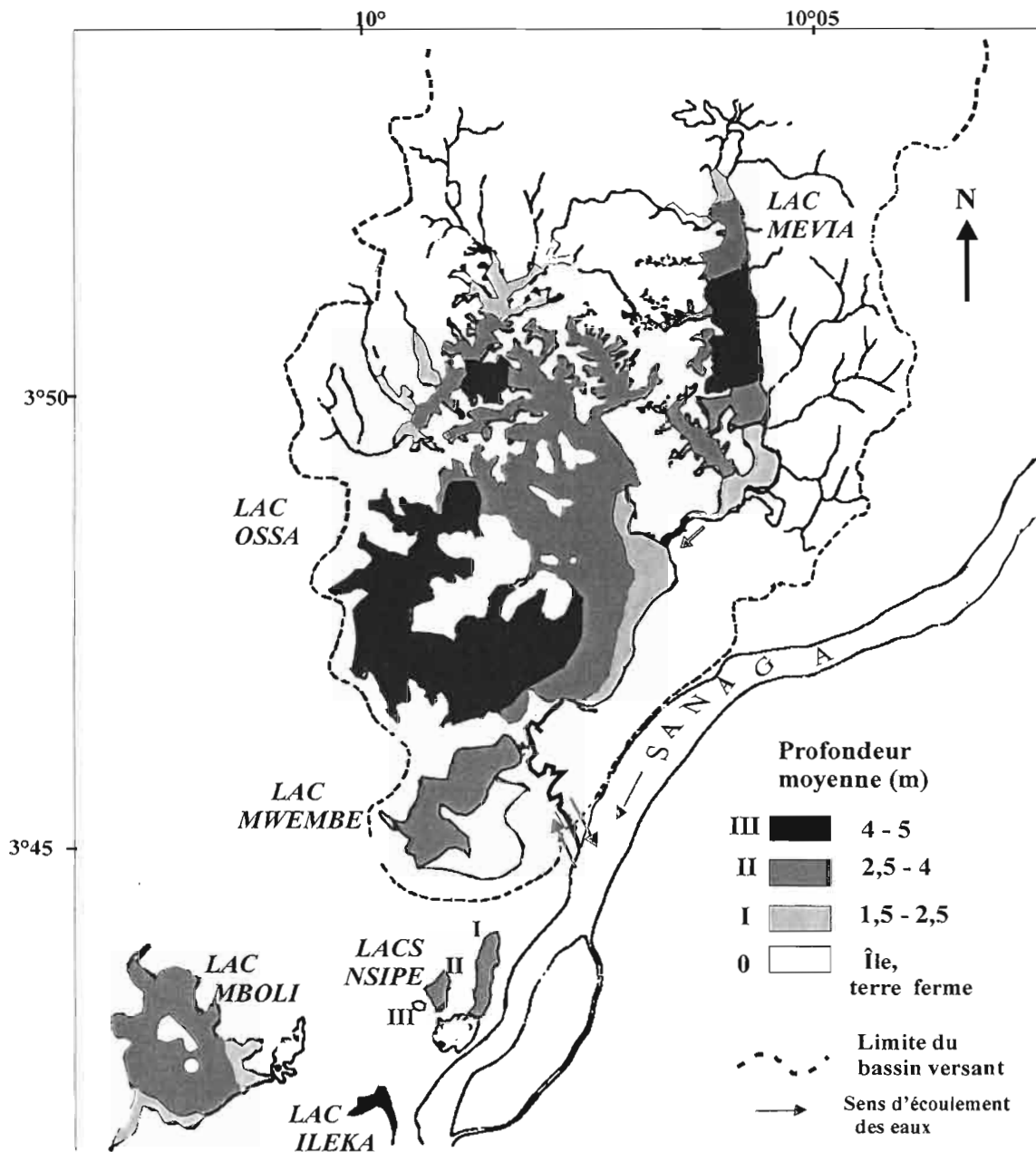


Figure I.10. Profondeur moyenne dans le lac Ossa et dans les lacs voisins

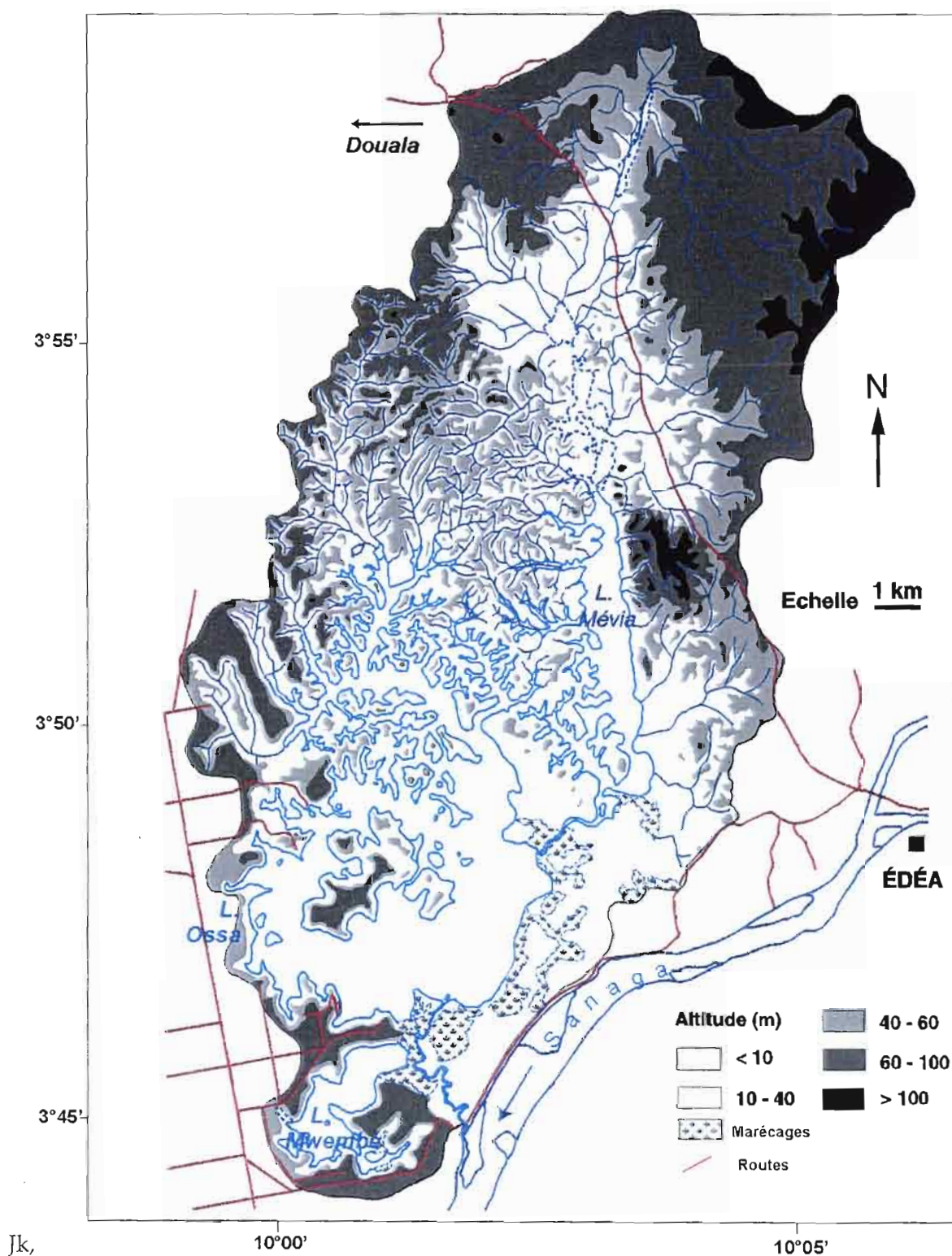


Figure I.11. Le système lacustre Ossa. Morphologie, topographie détaillée de l'environnement du lac Ossa. (Wirrmann *et al.*, 2001)

Le lac Ossa a une forme grossièrement ovale, orientée Nord-Sud, légèrement évasée vers le Sud. Ses contours réguliers dans l'ensemble, sont fortement invaginés vers le Nord. Les rives du lac sont des pentes raides s'élevant rapidement à des hauteurs de 70 à 80 m. Il contient de nombreuses îles au relief escarpé (de dénivelé par rapport au lac dépassant souvent 60 m) en son centre et vers le Nord. Ce type de relief très digité témoigne de la formation du plan d'eau par ennoyage des parties basses. Le lac Mévia est de forme longiligne, orienté Nord-Sud, très édenté dans toute sa partie Ouest (fig. I.11).

Autour du lac Ossa, on observe les formes de relief suivantes :

- les collines en demi-orange sont localisées au Nord et Nord-Est de la région. Elles sont associées à un réseau hydrographique (ruisseaux) très dense au nord et nord-est du lac très disséqué. Ces collines présentent des altitudes variables : 140 m à l'Est et vers le Nord-Est, 40 à 60 m au Nord et plus de 90 m vers le Nord-Ouest. La forte altitude à l'Est et au Nord-Est de la zone d'étude (140 m) serait liée au voisinage de la limite socle cristallin (caractérisée par de hautes altitudes) - bassin sédimentaire (affaissement) (fig. I.11).

- Les plateaux d'altitude (70-80 m d'altitude) se trouvent sur toute la bordure ouest du lac et localement au Sud, au niveau de la ville de Dizangué. Ils présentent une inclinaison générale vers l'Ouest. Ils sont ondulés et disséqués, et leurs versants donnant directement sur le lac sont particulièrement abrupts (pente de l'ordre de 35 %).

- Les zones basses sableuses saisonnièrement inondées sont observées localement au Sud- Est, et sont de faible altitude, 8 à 9 m au maximum.

Deux profils topographiques de direction NNE et SSE reliant les bordures occidentales et orientales du lac illustrent bien cette morphologie du bassin versant du système lacustre Ossa (fig. I.12). On peut remarquer sur cette figure que les bordures sud-ouest du lac Ossa et est du lac Mévia présentent des versants assez abrupts, ce qui suggère un ruissellement important pendant les précipitations. La présence de reliefs de faible altitude entre la Sanaga et le sud-est du lac permet d'envisager le déversement des eaux du fleuve au sud-est du lac lors des épisodes de crues exceptionnelles durant l'Holocène.

Ce système lacustre présente une morphologie et des caractères spécifiques : le lac Ossa ss, est un grand bassin de sédimentation, mais présente un petit bassin versant. A l'inverse, le lac Mévia présente un petit bassin de sédimentation et un grand bassin versant dont les altitudes sont élevées, ce sont les plus hautes altitudes de la zone d'étude (fig. I.11). Ce bassin versant contient de nombreuses rivières au nord qui

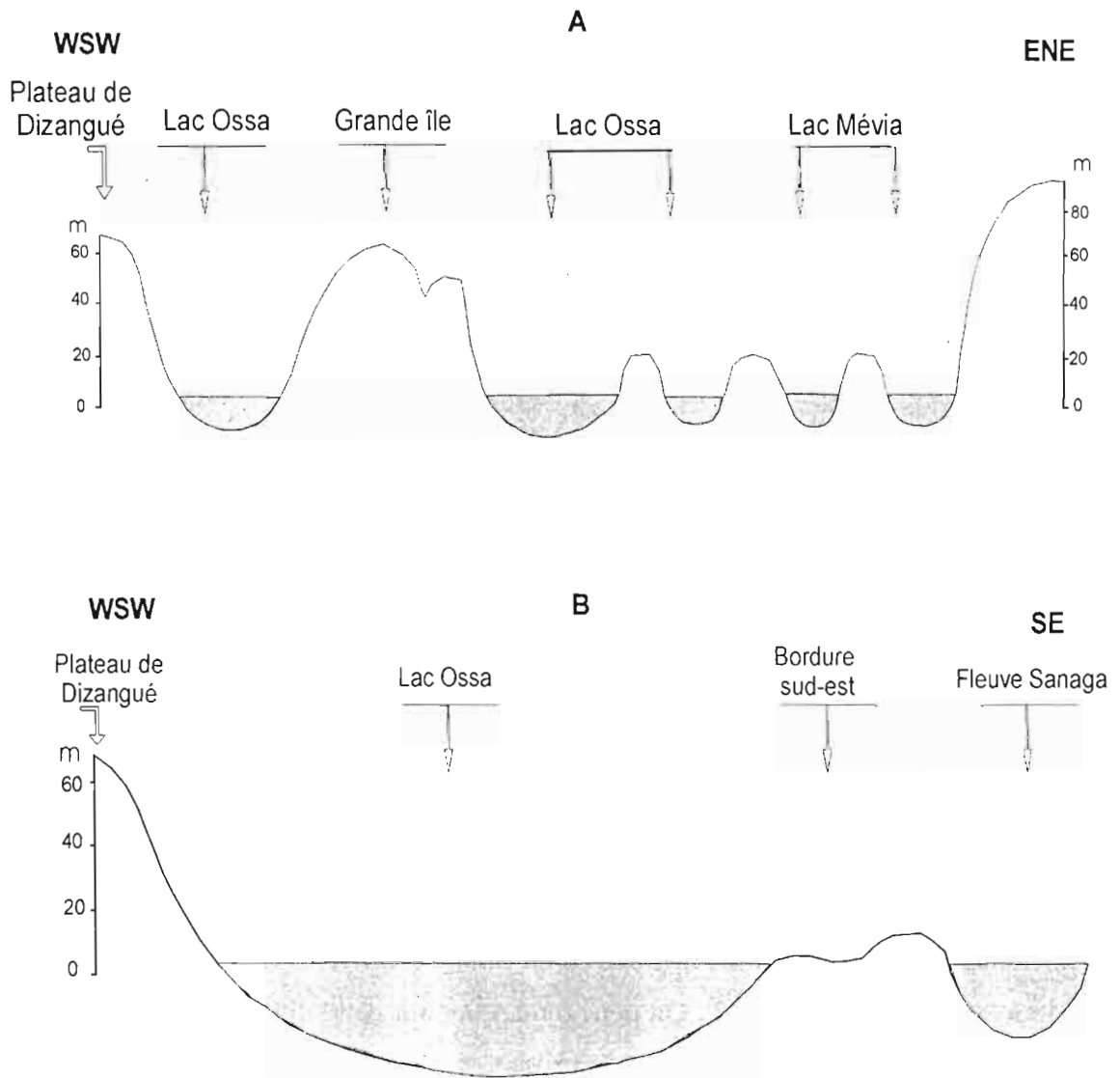


Figure I.12. Profils topographiques reliant (A) la bordure ouest du lac Ossa à la bordure est du lac Mévia, puis (B) la bordure ouest du lac Ossa à la Sanaga en passant par la bordure sud-est

se déversent dans le lac Mévia, tandis que très peu se déversent dans le lac Ossa (fig. I.11). Le lac Mévia est relié au lac Ossa par un chenal court où existe un courant descendant vers le sud-est de Ossa. Les altitudes élevées du bassin versant du Mévia, la surface réduite du lac Mévia, ainsi que le courant descendant sur le chenal suggèrent des apports du bassin versant du Mévia au sud-est lac Ossa. Les données analytiques nous permettront peut-être de confirmer cette hypothèse.

b) L'exutoire du système lacustre Ossa

Il est situé au Sud-Est du lac et mesure 3,5 km de long pour une largeur de 10 m environ (mesure faite en saison sèche). La profondeur moyenne mesurée à l'exutoire est de 5 m environ. Elle est de 4,56 m à la sortie du lac et de 4,71 m au moment où il se jette dans la Sanaga. Les observations faites sur ce chenal en saison sèche indiquent un sens d'écoulement des eaux du lac vers le fleuve ; une inversion du sens d'écoulement des eaux est donc probable pendant les hautes eaux de ce fleuve.

C - Les lacs hors du bassin-versant

a) Le lac Mboli

Le lac Mboli, d'environ 3 m de profondeur moyenne, d'une superficie totale de 420 ha, a une forme grossièrement rectangulaire orientée NW-SE. Il contient quelques îles en son sein dont la plus grande se trouve au Nord (fig. I.10). Un exutoire marécageux au SW, relie le lac au fleuve Sanaga. Au nord du lac, s'étend la plantation d'hévéa de la SAFACAM. Partout ailleurs, le lac est entouré par une forêt dense littorale atlantique à *Lophira alata*. Le relief périphérique est assez plat, les contreforts surplombant le lac étant situés à 25 m d'altitude moyenne.

b) Les lacs Nsipé I - II - III

Ces trois lacs de 3 m de profondeur moyenne, sont situés aux abords de la Sanaga et communiquent avec elle en saison des pluies. Le lac Nsipé I est le plus grand (environ 100 ha), suivi de Nsipé II (45 ha) puis Nsipé III, très petit (10 ha) de forme circulaire (fig. I.10). Toute la partie nord et ouest de ces trois lacs est occupée par une plantation d'hévéa, tandis que la forêt dense occupe l'Est, le Nord-Est et le Sud. Un grand marécage borde le lac Nsipé I au Sud. Nsipé I et Nsipé II sont reliés par un court chenal marécageux. Ces lacs sont entourés de plateaux de 70 m d'altitude moyenne au Nord et à l'Ouest, dont les versants sont déforestés.

c) Le lac Iléka

C'est un petit lac en forme de V inversé vers le Nord, d'une superficie de 50 ha et de 4 m de profondeur moyenne (fig. I.10). Il comprend des plateaux de 70 m d'altitude moyenne dans toute sa partie Nord et des collines qui s'élèvent à 35 m en moyenne au Sud. Le Nord du lac est occupé par une plantation de palmiers à huile tandis qu'une forêt dégradée est présente sur ses pentes.

I.2.7. Les fluctuations du niveau lacustre : impact des précipitations et du fleuve Sanaga.

Nous avons vu dans le paragraphe traitant de la profondeur que le niveau du lac Ossa était très fluctuant et que l'amplitude des oscillations était de 450 cm. Afin d'expliquer cette différence de niveau des eaux lacustres, jugée considérable par les hydrologues, nous avons, dans un premier temps, comparé l'évolution saisonnière du plan d'eau lacustre entre mai 1992 à août 1993 à celle des précipitations moyennes mensuelles mesurées à la station de la SAFACAM durant la même période (fig. I. 13).

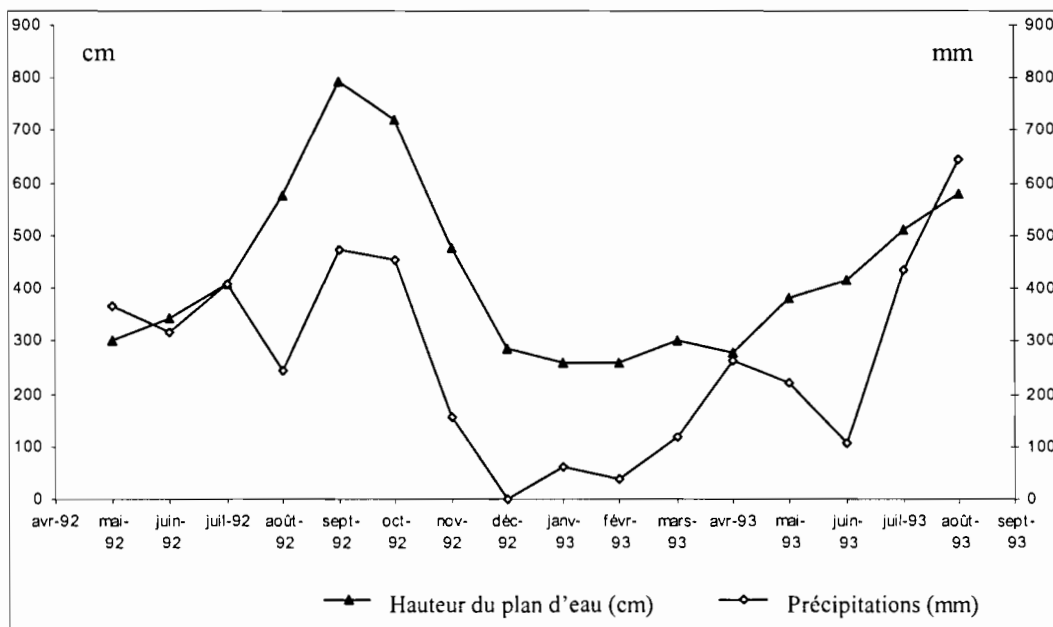


Figure I. 13. Précipitations moyennes mensuelles à Dizangué et hauteur du plan d'eau du lac Ossa mesurées entre mai 1992 et Août 1993.

Ces deux courbes ne présentent une évolution identique qu'entre septembre 1992 et décembre 1992. On pourrait à priori envisager que pendant cette période qui se situe entre le maximum pluvieux et le maximum sec, les précipitations sur le bassin versant sont à l'origine de l'abaissement du niveau lacustre. Mais 450 mm de précipitations peuvent-ils permettre une augmentation de près de 500 cm de hauteur d'eau pour un lac de 3100 ha ? En dehors de cette période septembre-décembre 1992, les évolutions des deux courbes sur la figure I.12 sont différentes. Ainsi les diminutions marquées des précipitations d'août 1992 et de juin 1993 n'ont aucun impact sur la hauteur du plan d'eau qui, au contraire, augmente pendant ces mêmes périodes. De même, la petite saison pluvieuse de mars 1993 à fin mai 1993 n'entraîne pas une élévation conséquente du plan d'eau lacustre (fig. I.13). Or, habituellement, la réponse d'un lac aux changements des précipitations sur son bassin versant est immédiate. Si les précipitations locales étaient seules à l'origine de la forte variation du niveau lacustre, la corrélation entre les deux courbes serait parfaite. Nous pouvons affirmer, au vu de ce qui précède, que l'amplitude des oscillations du niveau lacustre de 450 cm n'est pas la conséquence unique du ruissellement sur son bassin versant. Cette observation suggère l'existence d'une autre source d'alimentation du lac.

Nous avons ensuite comparé la courbe des débits moyens mensuels de la Sanaga à Edéa à celle de la hauteur du plan d'eau lacustre entre mai 1992 et août 1993 (fig. I. 14).

L'évolution de la courbe des débits moyens mensuels de la Sanaga à Edéa est en parfaite corrélation avec celle de la hauteur du plan d'eau lacustre (fig. I.14). Les débits les plus forts du fleuve coïncident avec les niveaux lacustres les plus élevés, et les plus faibles débits avec les niveaux les plus bas pour la même tranche de temps. Nous avons relevé plus haut dans le paragraphe traitant du fleuve Sanaga, un fort contraste saisonnier des débits (de 1 à 10) ; les hauteurs du plan d'eau lacustre présentent aussi un assez grand contraste saisonnier (de 1 à 3), assez remarquablement synchrone de celui des débits. Il existe ainsi un lien entre les crues de la Sanaga et les hauteurs du plan d'eau

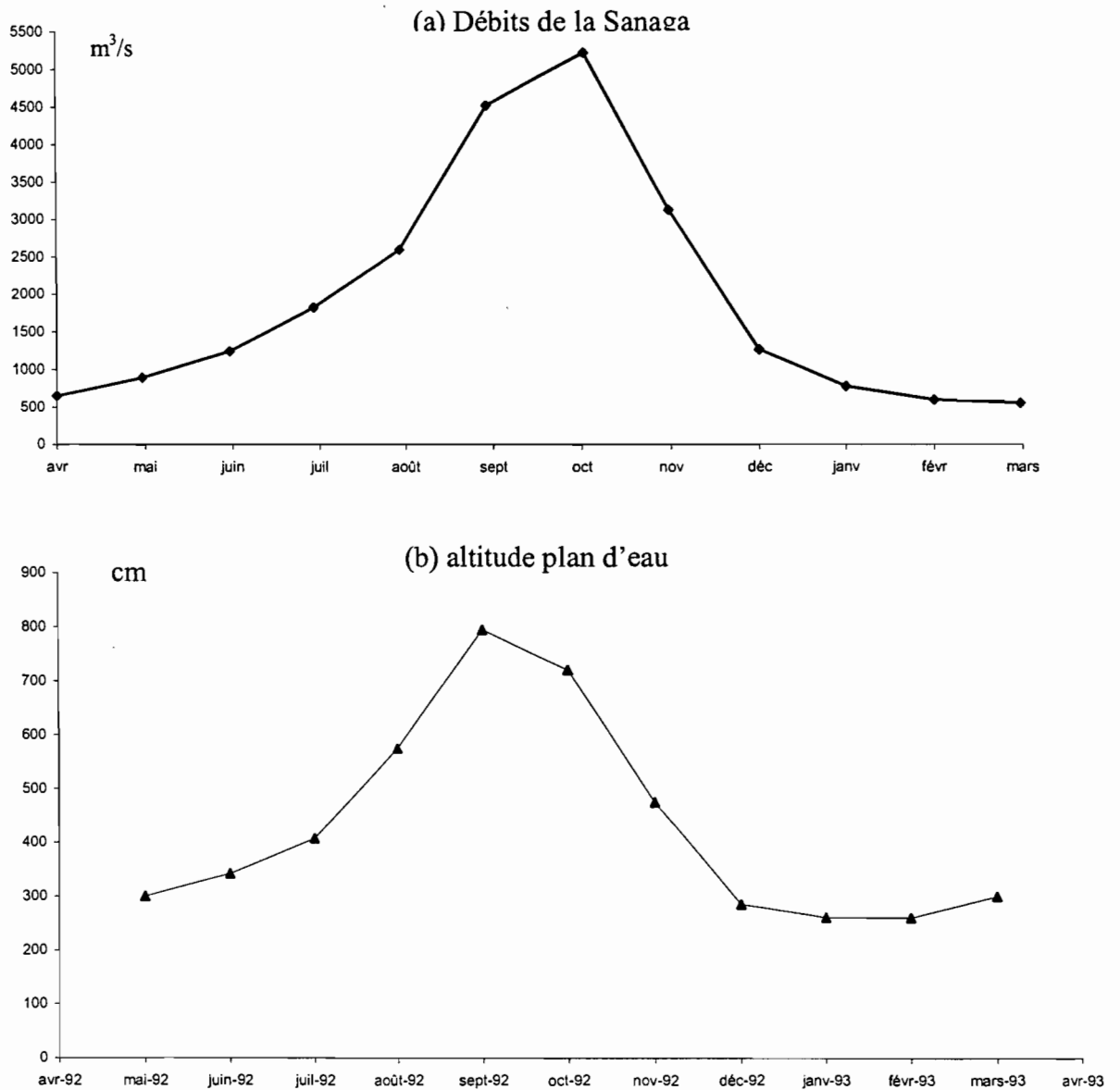


Figure I.14. (a) Débits moyens mensuels (m^3/s) de la Sanaga à Edéa entre 1944 et 1980 (Olivry, 1986)
 (b) Hauteur de la tranche d'eau à l'exutoire entre mai 1992 et mars 1993

lacustre. Ce constat suggère une alimentation du lac par le fleuve Sanaga via le chenal pendant les phases de crue.

Cependant, la forme assez sinueuse du chenal et son colmatage à ses deux extrémités ne peuvent permettre aujourd'hui une arrivée importante de particules grossières du fleuve jusque dans le lac. Les matières transportées pendant les périodes de communication seraient essentiellement en suspension, ce qui laisserait supposer que la majorité du matériel détritique grossier du lac proviendrait de son bassin versant sensu stricto.

I.2.8. Qualité des eaux des lacs étudiés

Le pH et la TDS (Total Dissolved Salt) des eaux à chaque point de prélèvement ont été mesurés à l'aide d'une sonde multiparamètre de marque U-10 HORIBA. D'autre part, l'étude de la chimie des eaux des différents lacs étudiés et de la Sanaga au niveau du lac Ossa a été effectuée. La silice (SiO_2) et les cations Ca^{2+} et Mg^{2+} ont été dosés par spectrométrie d'émission de plasma à couplage inductif (ICP-AES) (marque Varian, modèle Liberty 200), K^+ et Na^+ par spectrométrie d'absorption atomique (AAS) (marque Varian, modèle AA10), limites de détection $\pm 0,1$ ppm ($\mu\text{g/g}$). Les anions Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} ont été dosés par chromatographie ionique (marque Dionex, modèle 2010i) ; l'anion HCO_3^- est mesuré par titration potentiométrique avec H_2SO_4 à 0,1N..

Ces différentes concentrations d'ions et les pH aideront à mieux comprendre la nature des apports et la dynamique des eaux dans le lac, ainsi que les conditions physico-chimiques de sédimentation dans le lac.

Le pH

Les mesures de pH ont été effectuées pour la majorité en période de basses eaux. Le pH des eaux varie entre 4,33 et 9,55. Une distribution des différentes valeurs de pH sur la zone étudiée permet de distinguer diverses zones (fig. I.15) :

- les pH inférieurs à 5 caractérisent l'extrême nord du lac Ossa au débouché d'une rivière, le marécage situé dans cette même zone et d'autres zones marécageuses situées entre Ossa et Mwembé.
- les pH compris entre 5 et 6 sont observés au nord du lac Ossa, au nord du lac Mévia, dans le lac et le marécage de Mwembé, dans le lac Nsipé II et dans le lac Mboli.
- les pH compris entre 7 et 8 sont observés au nord-ouest de l'île centrale, à l'ouest et au sud du lac Ossa, ponctuellement au centre de Mévia, au centre de Nsipé I et à l'exutoire du Mboli;

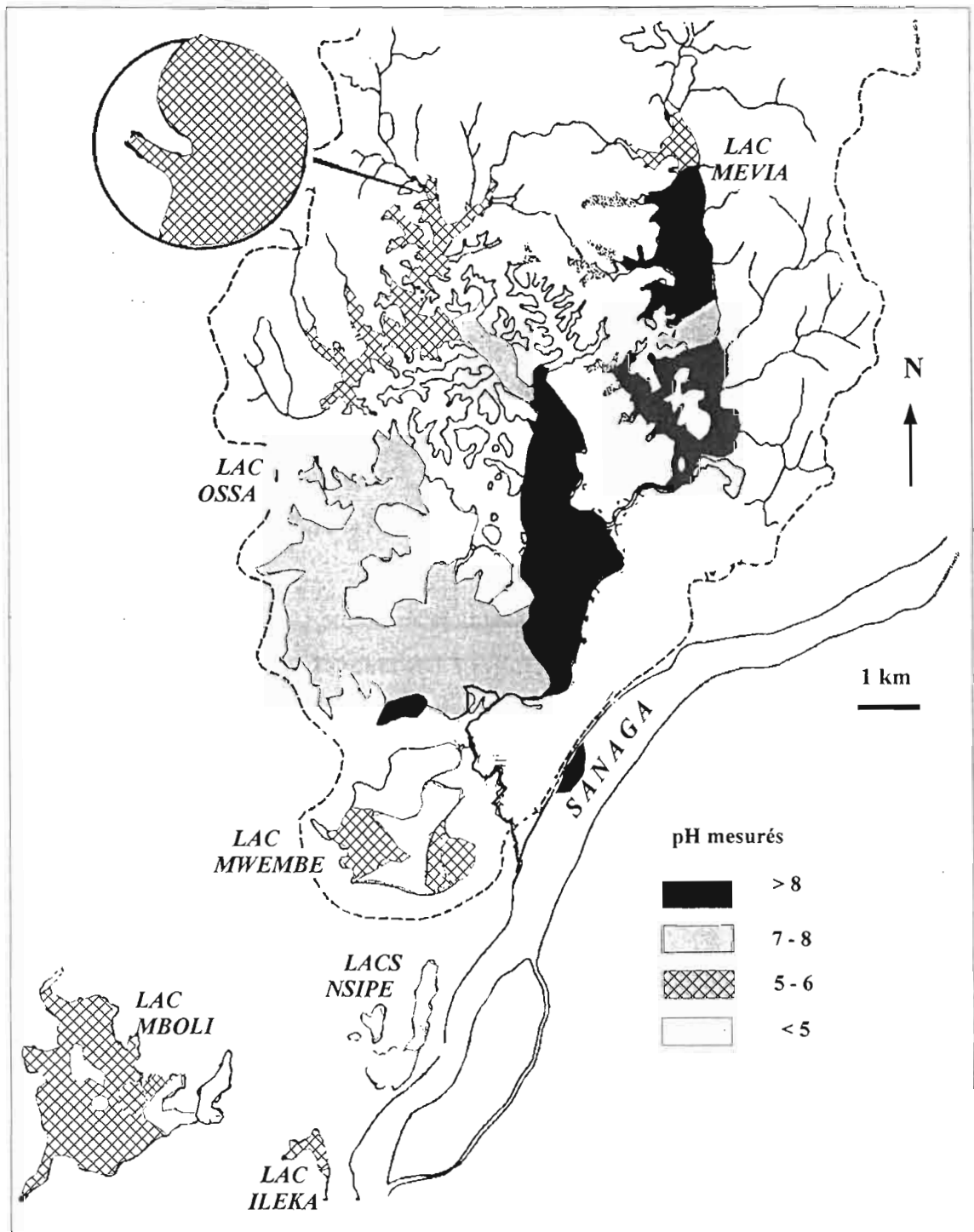


Figure I.15. Distribution spatiale des pH dans les lacs étudiés

- les pH supérieurs à 8 sont observés dans la majeure partie du lac Mévia au nord et au sud, ainsi qu'à l'est d'Ossa et ponctuellement au sud-ouest.

On peut ainsi en conclure que :

- Les eaux de la partie nord du lac Ossa, de l'extrême nord du lac Mévia, du Mwembé, des lacs Iléka, Mboli, Nsipés sont caractérisées par des pH acides, l'extrême nord de Ossa au débouché des rivières présentant des pH très acides (< 5). Ces pH faibles des eaux témoignent de la production d'acides forts vraisemblablement liés à la décomposition de la ripisilve.

- Les eaux du lac Mévia (excepté l'extrême nord), de l'est et sud-est du lac Ossa sont caractérisées par des pH alcalins (> 8) qui sont de valeurs assez comparables à ceux que nous avons mesurés en plusieurs points de la Sanaga. Cette parenté laisse supposer une progression des eaux fluviales du grand fleuve dans la partie proximale du système lacustre.

- Les eaux des parties centrales du lac Ossa, au sud et à l'ouest ainsi que celles de Nsipé I présentent des pH faiblement alcalins (7-7,5), témoignant des conditions de transition entre les deux systèmes extrêmes que nous venons de décrire.

La distribution des ions et des TDS

Les TDS (Total Dissolved Salt) varient entre 3,55 et 25,81 mg/l. Ces valeurs très faibles par rapport à la norme OMS de 3g/l, indiquent que les eaux sont douces

Les concentrations en différents ions mesurés (Ca, Mg, K, Na, SO_4 , HCO_3 , Cl, NO_3) et de silice (Tab. I.2) indiquent que les eaux sont très peu minéralisées.

Les distributions de ces ions et des TDS sur le lac Ossa ont été cartographiées (figure I. 16, I.17 et I.18).

Les eaux de la Sanaga sont les plus riches en sels dissous (25,5 mg/l). Les eaux du lac Mévia, du sud du lac Ossa et du chenal ont également des teneurs élevées en sels dissous (de l'ordre de 14 mg/l), mais moins fortes que celles de la Sanaga (fig. I.16). Cette répartition semble indiquer une migration des eaux de la Sanaga vers le lac Mwembé et vers le sud du lac Ossa. Les teneurs plus faibles au sud et sud-est du lac suggèrent des dilutions par les eaux issues du nord du lac Ossa.

ions mesurés	concentrations minimales (mg/l ⁻¹)	concentrations maximales (mg/l ⁻¹)	concentrations moyennes (mg/l ⁻¹)
K ⁺	0,20	2,19	0,85
Na ⁺	0,39	2,3	1,5
Ca ²⁺	0,02	2,04	0,4
Mg ²⁺	0,05	1,19	0,31
HCO ₃ ⁻	0	18,31	4,63
NO ₃ ⁻	0	5,77	0,59
Cl ⁻	0,36	1,63	0,90
SO ₄ ²⁻	0	3,94	0,56
SiO ₂	0,58	20,28	5,38
TDS	3,55	25,81	9,56

Tableau I.2 : Concentrations minimales, maximales et moyennes des ions, salinité (en mg/l⁻¹)

Les eaux de la Sanaga présentent également de très fortes concentrations en ions HCO₃ (18,31 mg/l). Le sud du lac Mwembé, la partie centrale du lac Ossa au sud de la grande île, puis le sud du lac, et ponctuellement le nord du lac Mévia présentent aussi des concentrations assez élevées en ions HCO₃ (fig. I.16). La présence d'ions HCO₃ dans le lac Mwembé et au centre-sud du lac Ossa indiquerait une migration des eaux du fleuve Sanaga vers ces zones lacustres. Les ions HCO₃ peuvent aussi être libérés par la végétation. La faible quantité de ces ions au sud-est du lac Ossa laisse également supposer une progression des eaux du lac Mévia vers le sud-est du lac Ossa. Les eaux du lac Mévia, du marécage de Mwembé et de l'exutoire de Ossa sont les plus sulfatées et les plus chlorurées (fig. I. 16). Les ions sulfates et les ions chlorures sont quasi-absents dans les eaux du fleuve Sanaga aux environs du lac Ossa, mais sont, par contre, présents dans le chenal et dans les zones marécageuses proches. Ces ions seraient concentrés par évaporation sur les berges de ces marécages, puis mis en solution dans les eaux les plus proches.

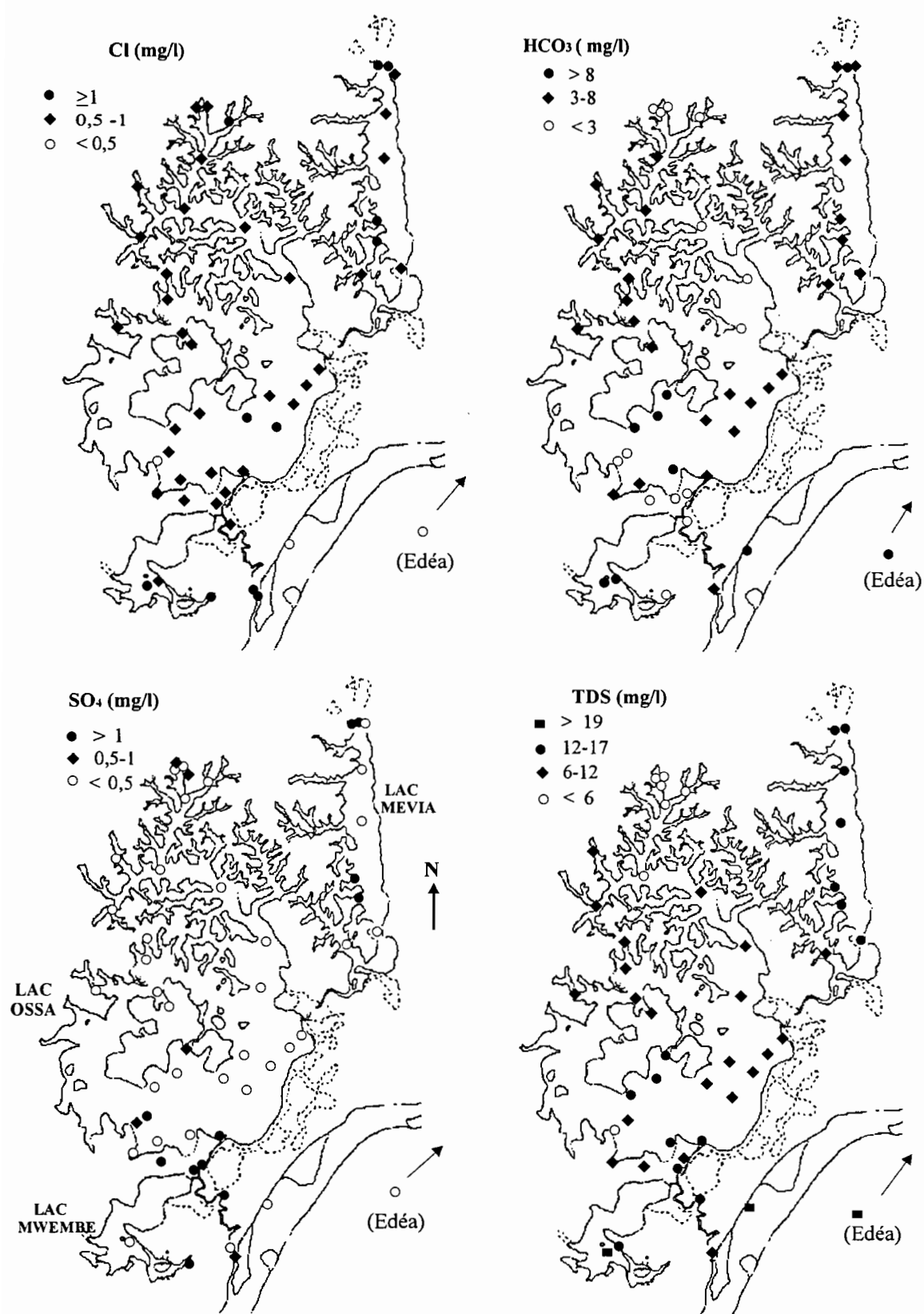


Figure I.16. Distribution des anions Cl, SO₄, HCO₃ et des TDS dans le lac Ossa

Les eaux de la Sanaga présentent les concentrations les plus élevées en Mg^{2+} et en Na^+ (fig. I.17). Les eaux du lac Mévia présentent aussi des concentrations fortes en ions Na^+ (fig. I.17). La présence de ces ions à la partie sud du lac Ossa et dans le lac Mwembé serait logiquement liée à une migration des eaux de la Sanaga vers ces zones lacustres.

Les eaux du lac Mwembé, depuis le marécage jusqu'à l'est du Mwembé sont les plus riches en ions K^+ ($> 1,5 \text{ mg/l}$) et présentent des valeurs comparables à celles de la Sanaga. Néanmoins, d'assez fortes concentrations en ions K^+ sont observées dans les eaux du Mévia et dans celles du sud, du sud-est et de l'exutoire du lac Ossa (fig. I.17). Si la présence des ions K^+ au sud du lac Ossa et dans le lac Mwembé est liée à des apports du fleuve Sanaga, dans le lac Mévia, cette présence aurait plutôt une origine différente.

De manière générale, la Sanaga présente de fortes concentrations en cations. Si la progression des eaux du fleuve vers le lac Ossa et vers le lac Mwembé semble évidente pour les ions K , elle l'est moins pour les ions Na , Ca et Mg .

Les eaux du lac Mwembé, des zones périodiquement inondées entre Ossa et Mwembé, de l'exutoire du lac Ossa et ponctuellement des eaux du sud et de l'est Ossa sont caractérisées par des teneurs élevées en nitrates (fig. I.18). Ces milieux, à l'exception de l'est du lac Ossa, sont proches des plantations industrielles situées au sud-ouest du lac. Ces plantations pourraient ainsi être à l'origine d'une pollution en nitrates. Cette hypothèse semble confirmée par l'absence des nitrates dans la Sanaga et dans le lac Mévia qui sont les sources potentielles des autres apports ioniques dans le lac Ossa.

Les eaux du marécage à l'est du lac Mwembé présentent les plus fortes concentrations en silice ($> 20 \text{ mg/l}$). Les eaux de la Sanaga, du sud du lac Mwembé, du sud du lac Ossa et du nord du lac Mévia présentent aussi des teneurs assez fortes en silice (fig. I.18). La présence de cette silice au centre-sud du lac Ossa serait liée à des eaux en provenance de la Sanaga et du nord du lac Mévia.

Nous avons vu dans le paragraphe précédent la bonne corrélation entre le débit liquide de la Sanaga et l'élévation du niveau lacustre, ce qui nous a amené à conclure à une alimentation du lac Ossa par le fleuve Sanaga en période de crue. La répartition des teneurs en ions sur la zone d'étude confirme donc assez largement cette hypothèse. Les eaux sont préférentiellement déversées à la partie Sud du lac. Les vents dominants de secteur SW (cf paragraphe climat) les redistribuent vers l'est et le nord-est. Ces eaux pourraient ainsi migrer vers le nord du lac Ossa et vers le Mévia. C'est ce qui expliquerait la présence

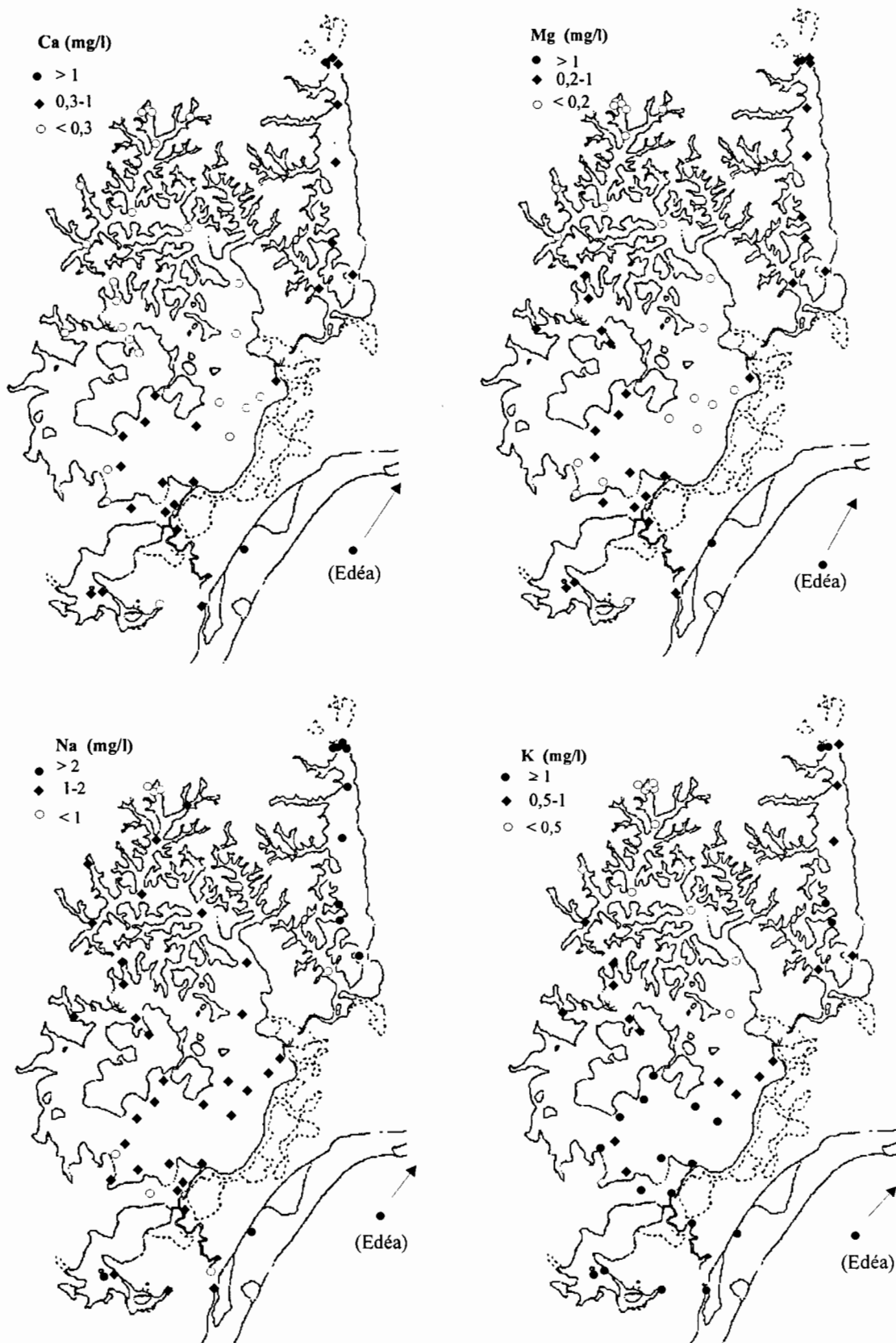


Figure I. 17 : Distribution des cations dans le système lacustre Ossa

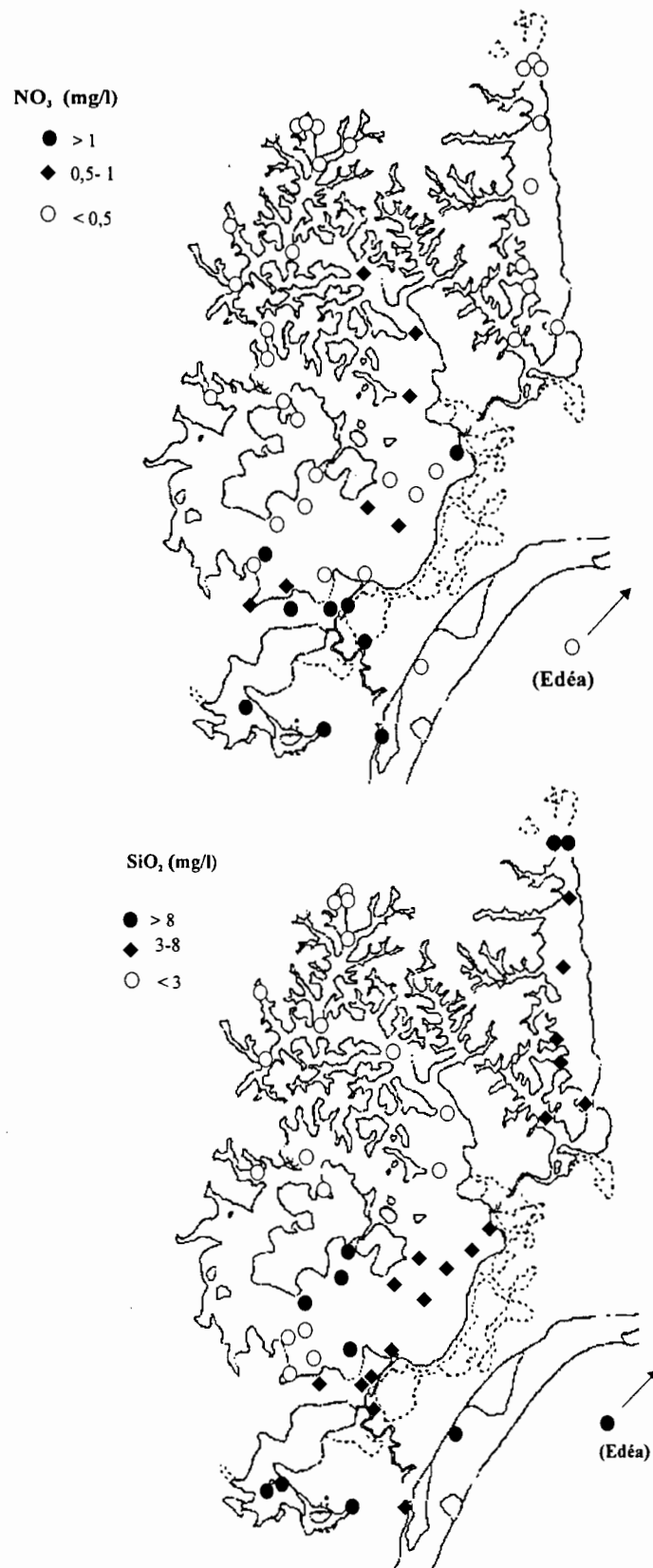


Figure 1.18. Distribution de nitrates et de la silice dans le système lacustre.

d'ions Cl^- , Na^+ et Ca^{2+} dans le lac Mévia, dont l'origine ne pourrait être reliée à son bassin versant. La présence d'ions Na^+ et Cl^- pourraient être indicateurs de la marée saline de l'aval vers l'amont de la Sanaga. Il a été signalé dans les sédiments prélevés dans la Sanaga aux environs du lac Ossa (Beñgo, 1996), la présence de pollens de *Rhizophora* (taxon caractéristique de mangrove). Ces pollens qui remonteraient le fleuve depuis la côte confirment ainsi la progression de cette marée dynamique, sinon saline.

Les ions sodium et chlorure seraient également apportés par les pluies si on se réfère aux travaux de Sigha-Nkamdjou *et al.* (1998) et Grimaldi et Pedro (1996) sur la physico-chimie des eaux superficielles en milieu tropical humide. Leur concentration dans les pluviomètres témoigne de leur accumulation préalable par la végétation, puis de leur mobilité au cours du lessivage. Le processus d'évaporation pendant la décrue expliquerait la concentration des ions alors en solution dans les eaux. Les prélèvements ont été effectués, rappelons-le, en période de basses eaux. Les concentrations de Na supérieures à celles de Cl s'expliquent par le fait que les ions Na sont adsorbés sur les argiles et absorbés par la végétation grâce à leurs racines, ce qui n'est pas le cas pour les ions Cl. L'ion Mg est comme le Na apporté par les pluies et participe aussi au cycle biogéochimique, ses concentrations sont cependant plus faibles. Les concentrations en ions K, Ca, NO_3 et SO_4 sont très faibles malgré l'évaporation qu'ont subie les eaux. Cela pourrait s'expliquer d'une part par la pauvreté en minéraux des sols, le K des muscovites ne passant pas facilement en solution, et par l'absence des minéraux calciques, et d'autre part par l'absorption de ces ions par la végétation.

Le lac Mévia, le sud-est et l'exutoire Ossa, le lac Mwembé présentent les eaux de forte teneur en silice et les plus minéralisées, de teneurs assez comparables à celles de la Sanaga. Ces zones, à l'exception du lac Mwembé, présentent également des pH très alcalins. Cette parenté entre les eaux du fleuve Sanaga et celles des zones lacustres qui lui sont les plus proches laisserait penser à une migration des eaux du fleuve vers ces zones pendant les périodes de communication. Les eaux du nord du lac Ossa sont les plus faiblement minéralisées et attestent de l'accès limité des eaux du fleuve Sanaga.

En conclusion, la majorité des lacs de la région étudiée présentent des eaux douces et de faibles concentrations en ions comparées à celles des autres lacs tropicaux et tempérés (Gasse, 1987). Les pH sont neutres, à l'exception de la partie est du lac Ossa et du Mévia, basiques qui présentent également des teneurs relativement fortes en carbonates et en sulfates. Les eaux de la Sanaga sont différentes de celles des lacs par des pH basiques, des fortes teneurs en bicarbonates, en cations et en silice, des TDS assez élevés et une conduc-

tivité plus élevée. Cela pourrait s'expliquer par le fait que la région lacustre étudiée est dans un environnement sablo-quartzeux assez pauvre en minéraux, apparenté au Continental Terminal tandis que la Sanaga et ses affluents drainent des formations géologiques assez variées avec des sols ferrallitiques bien développés. Les caractéristiques des eaux de la Sanaga sont comparables à celles du Mévia, les teneurs de la Sanaga étant un peu plus fortes. Les rivières saisonnières sur le bassin versant du Mévia prennent leur source en bordure du socle cristallin, d'où la similitude de ces eaux avec celles de la Sanaga.

En résumé, la zone étudiée présente toutes les caractéristiques physiques et climatiques de la plaine littorale. Les roches sont sédimentaires à dominante alumino-silicatée, les sols sont épais et sableux. Le relief est d'altitude peu élevée, de 140 m en bordure du socle cristallin, il diminue progressivement jusqu'à 25 m environ au niveau du lac Mboli proche de la mer. La forêt littorale est présente, malgré la forte influence anthropique dans la région. Le climat est chaud et humide, avec une forte pluviosité annuelle.

Les différents lacs étudiés dans la région du lac Ossa présentent généralement les mêmes caractéristiques limnologiques et sont tous liés à la Sanaga par leur exutoire. En saison sèche, leurs bordures connaissent un grand développement de la prairie flottante à *Echinochloa pyramidalis*.

Le lac Ossa est sous influence au nord-est du Mévia dont le bassin versant est très étendu et d'altitude élevée. Les eaux du lac Mévia sont drainées par un chenal dans le lac Ossa. Le sud-est du lac est également sous influence de la Sanaga dont le niveau s'élève fortement en période de crue.

La zone d'étude est située à une double limite :

- une limite géologique et morphologique. La limite entre le socle cristallin et le bassin sédimentaire se trouve à quelques kilomètres au Nord-Est du lac Ossa. Cette proximité explique la présence de reliefs élevés à la partie Nord-Est de la zone d'étude, précisément au nord et nord-est du lac Mévia.

- une limite climatique entre le régime de mousson équatoriale à deux saisons à l'Ouest, et le régime subéquatorial à quatre saisons à l'Est. Cette limite se déplace vers l'est ou vers l'ouest selon la prédominance saisonnière de l'un des régimes.

DEUXIÈME PARTIE

LA SÉDIMENTATION ACTUELLE

II. 1. LE MATÉRIEL D'ÉTUDE

Les sédiments destinés à la caractérisation de la sédimentation actuelle ont été prélevés principalement dans le lac Ossa (Tab. II.1). D'autres ont aussi été prélevés dans les lacs environnants (Mwembé, Mboli, Nsipé I-II-III, Iléka), dans les marécages et le long de quelques talwegs sur les versants des lacs (fig. II.1). Le but est de caractériser les différentes zones sédimentaires actuelles pour une bonne reconstitution des paléoenvironnements.

La méthode a consisté à prélever à l'aide d'une sonde creuse dans l'interface eau-sédiment une quantité variable de sédiments indifférenciés. La sonde ne dépasse pas une profondeur de 10 cm en s'enfonçant dans les sédiments.

Pour une comparaison ultérieure avec des sédiments fossiles, quelques prélèvements de sédiments actuels ont été récemment effectués dans la Sanaga, dans le lac Mwembé et au sud du lac Ossa pour une étude granulométrique ponctuelle (fig. II.2).

Groupe	Zones de prélèvement	Nombre d'échantillons étudiés
Bassin versant	Lac Ossa	79
	Lac Mévia	13
	ZPI* Ossa-Mwembé	4
	Lac Mwembé	9
	Exutoire Ossa	5
Hors bassin versant	Lac Nsipé	9
	Lac Mboli	8
	Lac Iléka	2
fleuve	Sanaga	6
Total		135

* zone périodiquement inondée

Tableau II. 1 : Récapitulatif du nombre d'échantillons de surface prélevés et étudiés

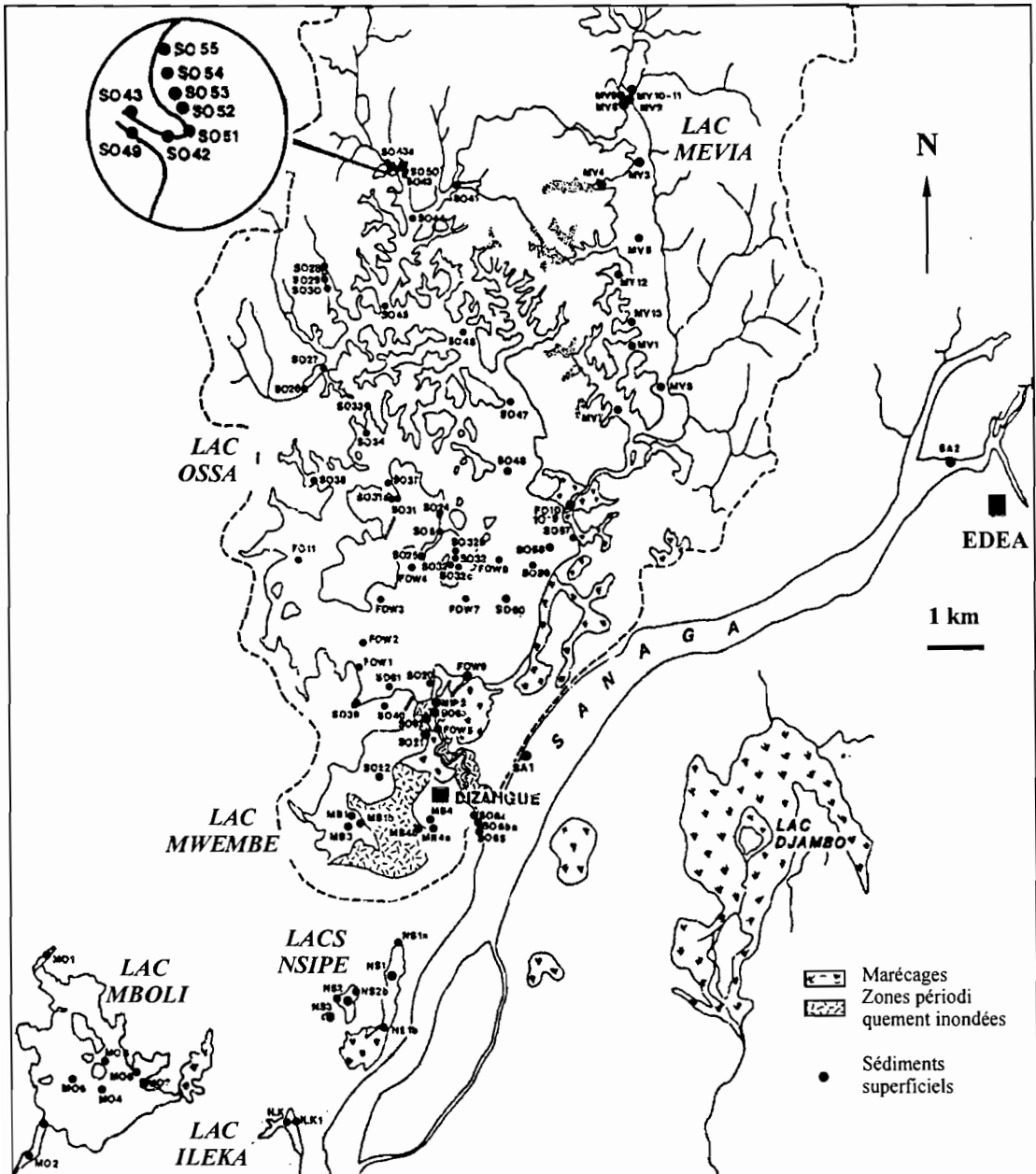


Figure II.1. Lac Ossa et lacs voisins. Localisation des prélèvements des sédiments superficiels

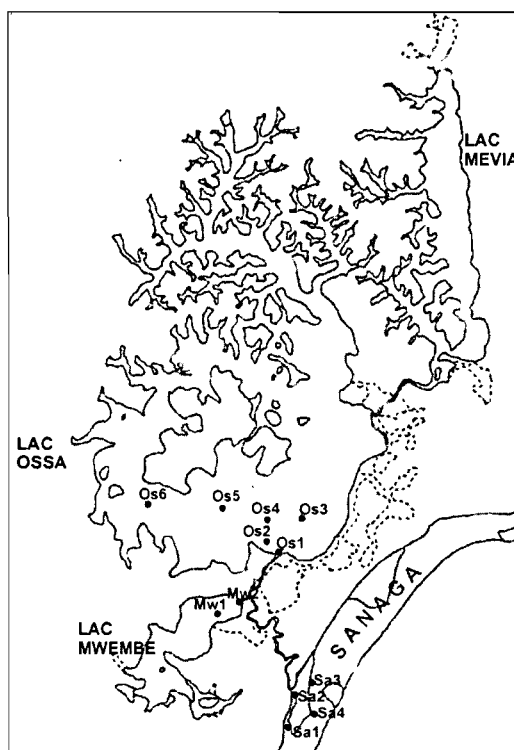


Figure II.2. Prélèvements ponctuels effectués dans la Sanaga, dans le lac Mwembé et au sud du lac Ossa.

II.2. LA MÉTHODE D'ANALYSE DES ÉCHANTILLONS ACTUELS

II.2.1 - L'analyse minérale quantitative IRFT

La quantification des constituants repose sur l'application de la loi d'absorption (loi de Lambert-Beer), initialement établie pour les phases fluides. Selon la loi d'absorption, pour un constituant donné, à une certaine longueur d'onde, l'absorbance est proportionnelle à la concentration :

$$A = alc$$

or le maximum d'absorption est une fonction exponentielle de la concentration :

$$I/I_0 = e^{-alc} \text{ ou encore } \ln I/I_0 = -alc$$

où : A = absorbance de la bande ; a = coefficient d'extinction spécifique (constante) ; l = épaisseur de la pastille ; c = concentration du constituant en % ; I_0 = intensité de la radiation incidente sur l'échantillon ; I = intensité transmise

Son application aux phases solides requiert un milieu homogène et isotrope ; ce qui nécessite un broyage très fin (grain < 2 μ m) et une dilution précise, conditions

nécessaires pour l'application de la loi d'absorption (Chester & Elderfield, 1968 ; Fröhlich, 1989).

La méthode d'analyse minérale quantitative utilisée est celle mise en évidence par Bertaux et *al.* (1998). Cette méthode permet l'identification et la quantification des constituants des sédiments. Des pastilles KBr de sédiment total ont été confectionnées selon le protocole indiqué sur la figure II.3. Elles ont ensuite été passées au spectromètre à transformée de Fourier (Infra Red Fourier Transform, IRFT). Des spectres de mélange complexe de constituants ont été obtenus et enregistrés numériquement par l'IRFT. Les différentes phases minérales sont identifiées en fonction de leurs spectres d'absorption spécifiques (fig. II.4a), l'intensité des bandes d'absorption étant proportionnelle à la masse de la phase dans le mélange. Le spectre d'un mélange est égal à la somme linéaire des spectres de chaque composé, pondérés de leur proportion dans le mélange (Bertaux et *al.*, 1998). A partir des spectres IR de constituants des sédiments préalablement étalonnés, une décomposition du spectre d'un mélange est possible par un calcul matriciel. Les indices affectés à chaque spectre étalon donnent les proportions relatives de chaque phase, et permettent l'obtention d'un spectre simulé dont la conformité avec celui de l'échantillon souligne la validité de l'analyse (fig. II.4b).

Ces analyses ont été effectuées à l'unité de spectroscopie infrarouge du Laboratoire de Formations Superficielles de l'IRD de Bondy.

II.2.2 - Frottis de sédiments

Dans le but de préciser la description macroscopique des sédiments dont l'observation à l'œil nu donne un ensemble globalement uniforme, des frottis ont été confectionnés sur sédiment total. Les échantillons de frottis ont été observés et décrits au microscope optique.

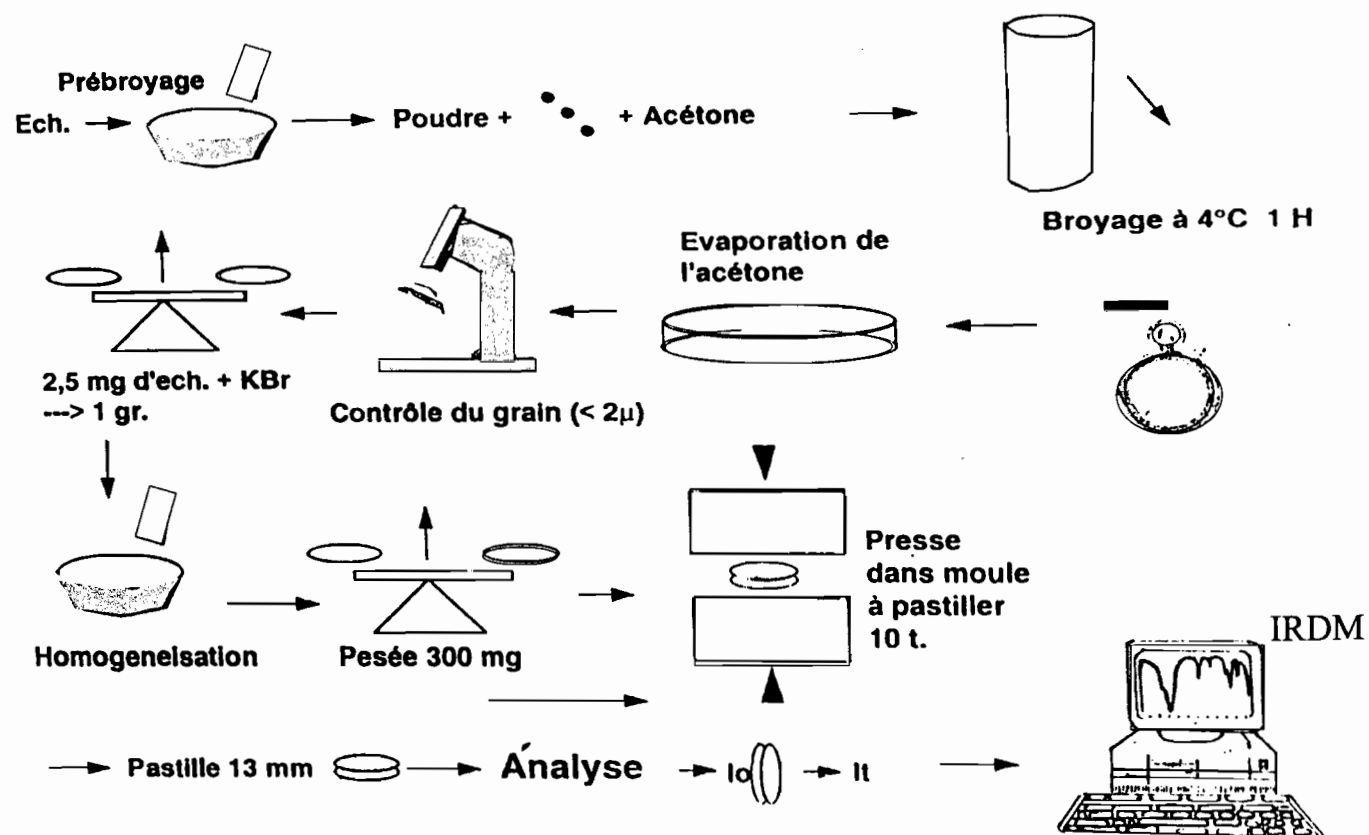


Figure II.3. Préparation de l'échantillon pour analyse IR

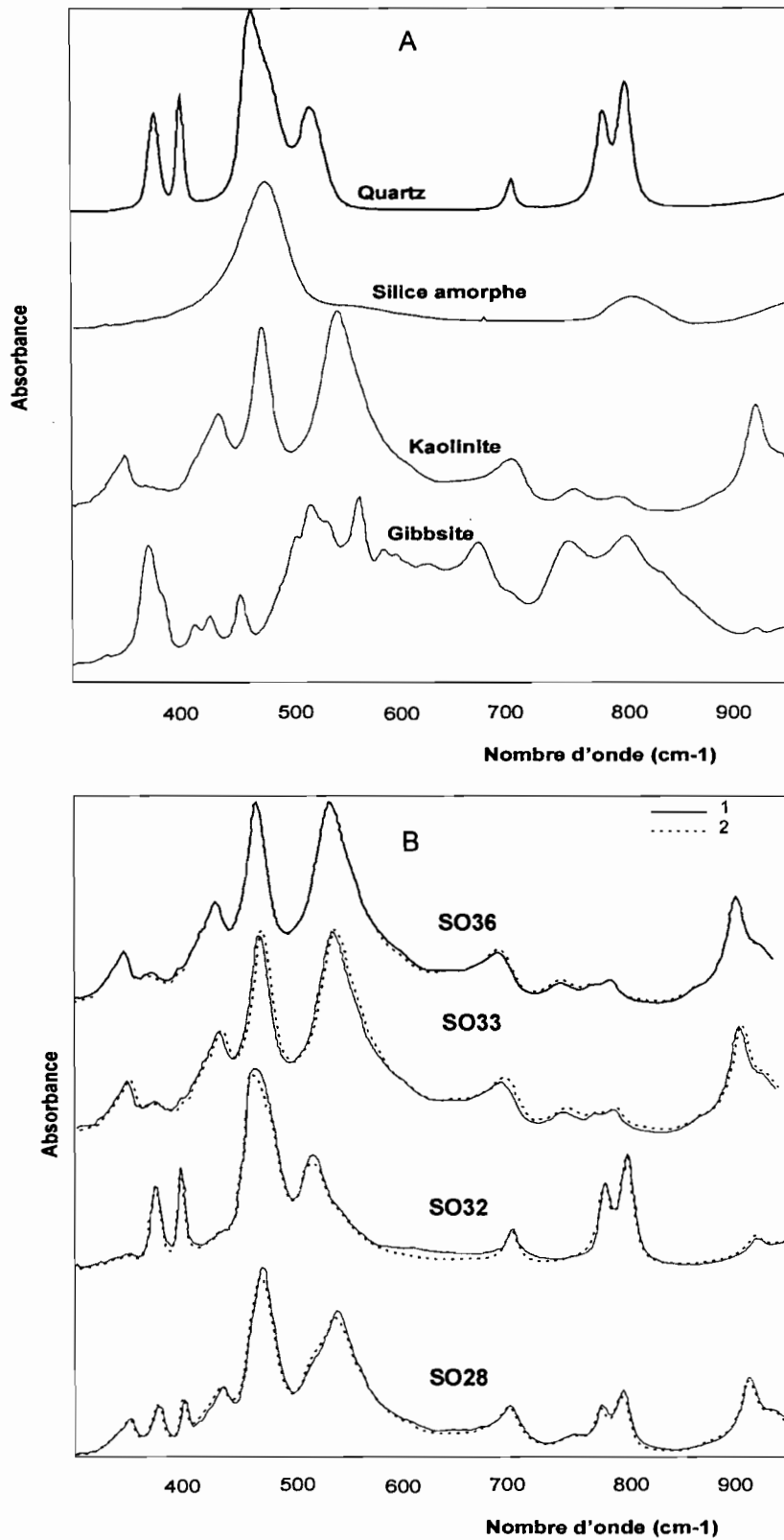


Figure II.4. Quantification par spectroscopie IR des phases minérales des sédiments

A - Spectre IR de principales phases minérales contenues dans les sédiments de Ossa.

B - Exemple de simulation de quelques échantillons de sédiments superficiels :

1. Spectre mesuré ; 2. Spectre calculé en faisant la somme pondérée de chacun des constituants.

II.2.3 - Dosage du carbone et de l'azote

Le carbone et l'azote ont été dosés par la technique de l'analyse élémentaire basée sur les méthodes classiques de Dumas et de Pregl. L'utilisation de la technique de l'étalon externe permet de calculer la teneur des éléments dosés. Le calcul du rapport C/N a été effectué. Cette analyse a été effectuée à l'unité de géochimie des sols et des sédiments du Laboratoire de Formations Superficielles de Bondy.

II.3. LA SÉDIMENTATION MINÉRALE

La spectroscopie infrarouge a permis la détermination des constituants essentiels des sédiments superficiels ainsi que leurs teneurs respectives. Le quartz, la kaolinite, la gibbsite, la silice amorphe et les feldspaths ont ainsi été déterminés. Le quartz et la kaolinite sont les constituants dominants, avec des teneurs variant de 0 à 94 % pour le quartz et de 0 à 74 % pour la kaolinite. La silice amorphe (0-23 %) est le troisième constituant le mieux représenté, puis l'orthose, 0-21 % et enfin la gibbsite avec de faibles teneurs comprises entre 0 et 5 % (Tab. II.2). Les résultats I.R. détaillés sont proposés sur le tableau 3 en annexe.

constituants	Teneur minimale (%)	Teneur maximale (%)	Teneur moyenne (%)
quartz	0	93,9	23,2
feldspath	0	21,9	1,8
silice amorphe	3,3	28,7	13,8
kaolinite	0	73,8	37,9
gibbsite	0	4,6	0,7

Tableau II.2 : Sédiments actuels : teneur minimale, maximale et teneur moyenne des constituants minéraux

Afin de définir la distribution des minéraux et de choisir les ensembles de teneurs qui ont été cartographiées, des histogrammes de fréquences des teneurs de chaque minéral en fonction du nombre total d'échantillons analysés ont été effectués. Des répartitions spatiales des teneurs de chaque constituant ont été effectuées sur la zone d'étude.

II.3.1. Le quartz

Trois ensembles de teneurs ont été cartographiées pour le quartz :

- les teneurs < 5 % que nous avons considérées comme faibles dont quelques exemples sont présentés sur le tableau II.3

Zones	Teneur (%)
ouest Ossa	0,5
sud Ossa	0,8
nord Ossa	1,8
nord-ouest Ossa	3
centre Mévia	2,8
centre Mwembé	1,3

Tableau II.3 : Zones de plus faibles teneurs en quartz dans le système Ossa

- les teneurs comprises entre 5 et 35 % sont moyennes (tab. II.4)

Zones	Teneur (%)
centre-est Ossa	13,9
sud-est Ossa	7,3
extrême sud Ossa	6,87
chenal Ossa-Sanaga	10,8
centre nord Mévia	7,5
sud Mévia	15,7

Tableau II.4 : Quelques zones de teneurs moyennes en quartz

- les fortes teneurs sont celles supérieures à 35 % (tab. II.5).

Zones	Teneur (%)
nord Ossa	93,9
nord Mévia	81,9
est Ossa	58,5
Sanaga	63,9

Tableau II.5 : Zones de très fortes teneurs en quartz

La figure II.5 représente la distribution spatiale des teneurs en quartz. Quatre principales zones de forte teneur en quartz sont mises en évidence : le nord du lac Mévia, l'extrême nord du lac Ossa, l'est du lac Ossa et le fleuve Sanaga. Dans une moindre mesure les sols de la grande île centrale du lac Ossa peuvent faire partie de cet ensemble. Les faibles teneurs en quartz sont enregistrées dans les parties occidentales et septentrionales du lac Ossa, dans la partie occidentale du lac Mévia et dans les zones marécageuses (fig. II.5). Les teneurs moyennes sont observées au sud-est, vers l'est et vers l'extrême sud du lac Ossa témoignant des conditions de transition entre les zones à teneurs extrêmes.

Dans les zones de forte teneur, les grains de quartz sont généralement émoussés et grossiers. Dans le sud-est du lac Ossa et de la Sanaga, ils sont de couleur généralement ocre, quelques-uns sont blancs. Par contre, la couleur blanche caractérise les grains de quartz au nord des lacs Mévia et Ossa ; ces grains contiennent également des inclusions de zircon et d'oxydes de fer et quelques-uns sont cariés. Dans les échantillons de sols du site insulaire, les grains de quartz sont également grossiers, tachetés, parfois cariés.

Les grains de quartz dans les zones de faible teneur en quartz sont fins et blancs. Dans les zones à teneur moyenne, les grains sont hétérométriques, blancs et ocres.

Afin de mettre en évidence la circulation des apports dans le lac Ossa, des gradients de caractère textural sont identifiés en fonction des teneurs en quartz :

Dans le lac Mévia, un gradient Nord-centre où se succèdent des zones à très forte teneur en quartz, des zones à teneur moyenne, puis des zones à faible teneur au centre.

Dans le lac Ossa, un gradient Sud-Nord où l'on observe des zones à très fortes teneurs en quartz au niveau de la Sanaga, des zones à teneurs moyennes dans le chenal et au sud-est du lac, et un gradient Est-Ouest, des zones à fortes teneurs à l'est vers des zones à teneurs faibles au centre et vers l'ouest du lac. On remarque que les évolutions de ces gradients de sédimentation sont fonction de la profondeur du lac. Plus le lac est profond, plus les sédiments sont fins. Un tri granulométrique s'effectue ainsi à la faveur du transport allant du nord vers le centre du lac Mévia, de l'est vers l'ouest Ossa, de la Sanaga vers le sud du lac Ossa.

L'extrême nord du lac Ossa et le nord du lac Mévia sont situés aux débouchés des rivières du nord de ces lacs, c'est-à-dire aux débouchés d'un bassin versant très vaste et contenant de nombreux ruisseaux qui se déversent dans le lac. C'est au débouché de ces

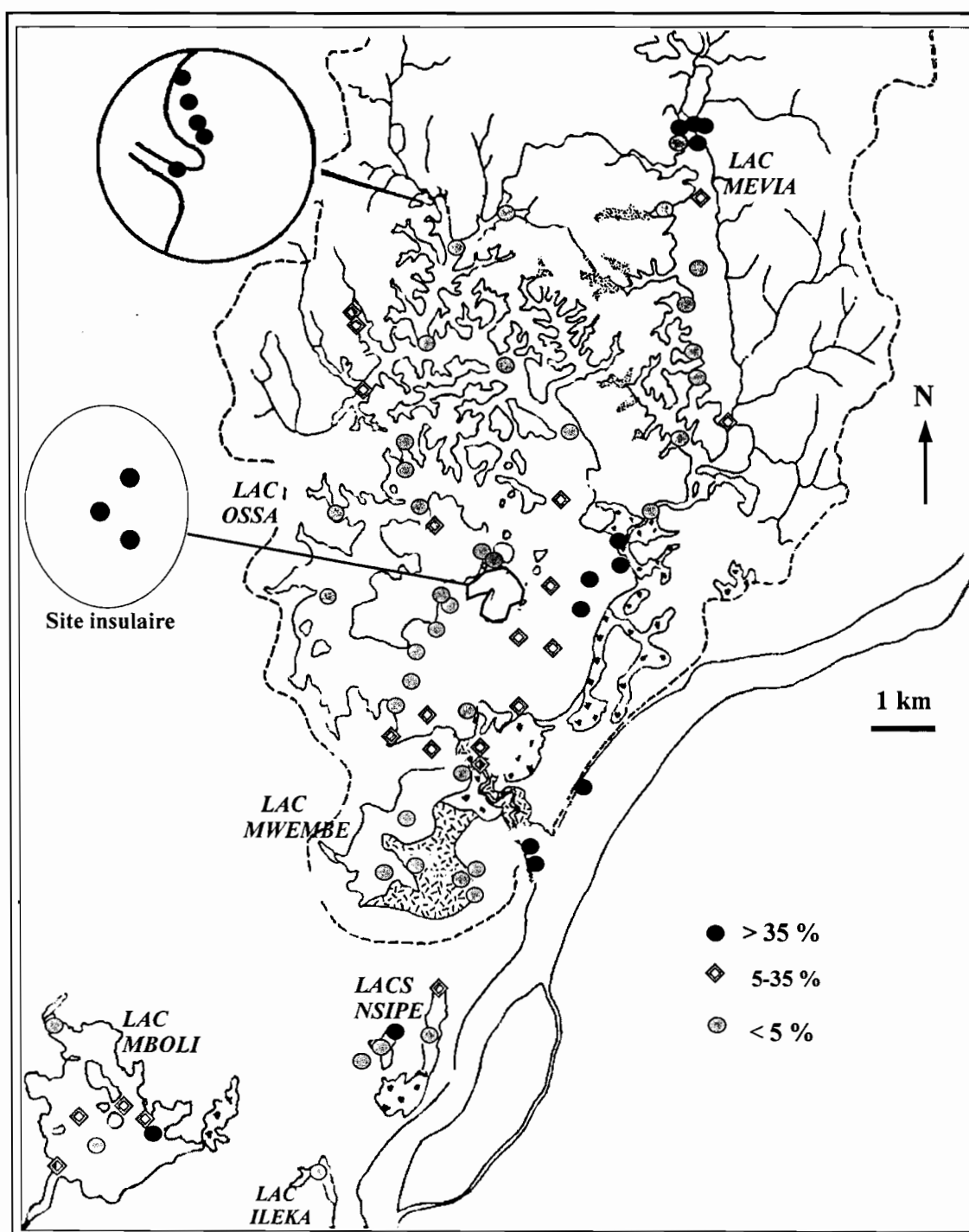


Figure II. 5. Distribution spatiale des teneurs en quartz dans la zone d'étude

ruisseaux ou à quelques mètres vers le large, qu'on note de fortes teneurs en quartz (fig.II.5). Cette observation suggère des apports de quartz du nord du bassin versant par érosion locale des sols à la suite des précipitations, puis leur transport par les ruisseaux vers le lac. L'érosion est favorisée par le relief dont les altitudes au nord du bassin versant sont les plus élevées de la zone d'étude, tout particulièrement au nord et à l'est du lac Mévia (> 120 m). Ces flux sont très localisés, car peu après, en aval de ces zones s'observent des teneurs en quartz plutôt faibles (fig. II.5).

Le fleuve Sanaga (intérieur du fleuve et entrée du chenal) et l'est du lac Ossa enregistrent de fortes teneurs en quartz (fig. II.5). Dans le chapitre précédent, nous avons vu que le fleuve alimente le lac en période de crues où son débit est particulièrement fort (il correspond à 10 fois celui de l'étiage). Pendant ces phases, le niveau du lac Ossa s'élève de plus de 4 m. Ce qui implique logiquement dans les parties proximales du lac Ossa un flux important du fleuve, qui est matérialisé par de fortes teneurs en quartz dans le chenal et à l'est du lac Ossa. Le gradient Sud-Nord de la Sanaga vers le lac Ossa s'est vraisemblablement mis en place pendant les hautes eaux, période pendant laquelle la Sanaga en crue déverse ses apports au sud du lac. Le chenal Ossa-Sanaga se comporte alors comme un affluent du lac. Le lac étant peu profond (10 m maximum), les vents dominants de secteur SWW définissent une houle qui transfèrent les sédiments vers la bordure est-sud-est. Les fortes teneurs observées au sud-est du lac sont en fait un héritage de dépôts successifs de sédiments des flux de la Sanaga. Les zones basses marécageuses orientales que nous avons décrites au chapitre précédent sont les surfaces d'épandage de ces flux sableux. Si ces flux semblent limités à l'est du lac, les distributions des ions et de la TDS ont montré que les eaux progressent un peu plus vers le nord et se mélangent avec les eaux des ruisseaux en provenance du nord du bassin versant. Puis, en période de basses eaux, se mettent en place les gradients Nord-Sud et Est-Ouest par vidange des eaux. Le chenal Ossa-Sanaga peut alors véritablement fonctionner comme un exutoire. Toutes ces interactions hydrodynamiques saisonnières affectent principalement la partie orientale du lac. La partie occidentale, de plus grande profondeur, intervient principalement comme une zone de décantation.

En conclusion, le quartz serait un marqueur assez général du flux du fleuve Sanaga dans le sud et l'est du lac Ossa et aussi un marqueur local de ruissellement important dans les zones septentrionales des lacs Mévia et Ossa.

II.3.2. Les feldspaths

Les feldspaths dans les sédiments de la région du lac Ossa présentent des teneurs qui varient entre 0 et 21 %. La plupart des sédiments ont des teneurs nulles ou très faibles (< 1 %). Selon l'histogramme de fréquences des teneurs, quatre groupes ont été définis :

- les teneurs inférieures à 1% sont considérées faibles
- les teneurs comprises entre 1 et 3 % sont dites moyennes
- les teneurs comprises entre 3 et 10 % sont fortes
- les teneurs supérieures à 10 % sont dites très fortes

La figure II.6 présente la distribution spatiale des teneurs en feldspaths. Cette figure montre que les fortes teneurs en feldspath sont localisées au nord et au sud du lac Mévia, à l'est du lac Ossa, dans le chenal Ossa-Sanaga et dans le fleuve Sanaga, donc dans les parties orientales du système lacustre. Les plus fortes teneurs sont observées à l'est du lac Ossa et dans la Sanaga (fig. II.6). L'extrême nord du lac Ossa et le site insulaire sont, par contre, très pauvres en feldspaths. Enfin, les parties occidentales et septentrionales du lac présentent des teneurs très faibles ou nulles. Les teneurs moyennes sont observées dans les parties centrales à l'est, puis au nord et au nord-ouest de la grande île centrale (fig. II.6).

En comparant les répartitions spatiales des feldspaths et du quartz dans le lac Ossa, on constate que les feldspaths présentent le plus souvent des teneurs fortes dans les zones où le quartz est abondant, l'extrême nord et le site insulaire constituent des exceptions à la règle.

Au nord du lac Mévia, de même qu'au sud, les feldspaths sont vraisemblablement apportés par les flux locaux des ruisseaux du bassin versant dont les dépôts demeurent limités à ces zones. Des affleurements rocheux du socle précambrien sont observés en bordure nord des zones marécageuses du bassin versant du Mévia où les ruisseaux prennent leur source.

Les fortes teneurs en feldspath à l'est du lac Ossa et dans le chenal de communication avec la Sanaga confirment l'hypothèse d'une alimentation du lac Ossa par le fleuve Sanaga par flux saisonniers et dépôts successifs vers la bordure orientale du lac pendant les crues du fleuve. Ces teneurs suggèrent que le flux de la Sanaga atteint parfois les parties centrales nord et nord-ouest du lac Ossa.

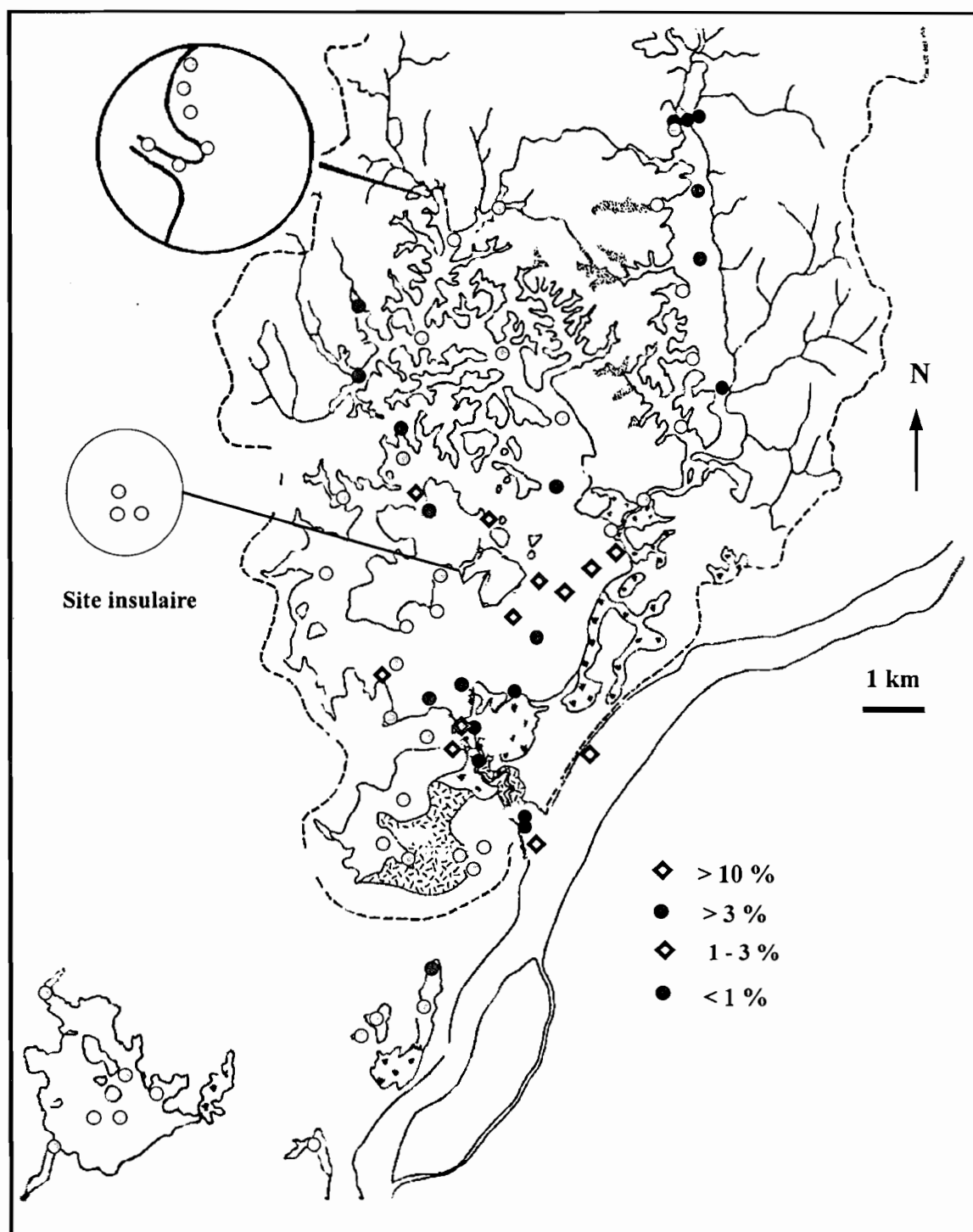


Figure II. 6. Distribution spatiale des teneurs en feldspaths sur la zone d'étude

Comme le quartz, les feldspaths seraient des marqueurs du flux du fleuve Sanaga dans le sud, l'est du lac Ossa, et des marqueurs locaux de ruissellement important dans les zones septentrionales du lac Mévia. Par contre, au contraire du quartz, ils ne signalent pas les apports sableux issus du remaniement du Continental Terminal (cf parties nord et ouest du lac

II.3.3. La kaolinite

La kaolinite constitue avec le quartz, le minéral le plus abondant dans les sédiments étudiés. Ses concentrations varient de 0% à près de 75%. Selon l'histogramme de fréquence des teneurs, nous avons considéré les teneurs inférieures à 25 % comme faibles, les teneurs comprises entre 25 et 45 % comme moyennes, et les teneurs supérieures à 45 % comme fortes.

La figure II.7 présente la répartition spatiale de ces teneurs. Les faibles teneurs en kaolinite sont observées à l'extrême nord du lac Ossa, au nord du lac Mévia, à l'est du lac Ossa dans le chenal et dans le fleuve Sanaga, donc globalement dans les parties orientales du système lacustre. Le site insulaire présente également de faibles teneurs en kaolinite. Les fortes teneurs sont observées dans les parties occidentales et septentrionales du lac Ossa et dans les parties occidentales du lac Mévia. Les teneurs moyennes, peu nombreuses, caractérisent surtout les zones marécageuses. Cette répartition est celle de la fraction la plus fine des dépôts, elle est donc logiquement inverse de celle du quartz qui constitue l'essentiel des sables. Elle est le résultat du tri hydrodynamique qui s'effectue saisonnièrement dans le lac à la suite des introductions des eaux de la Sanaga dans le système lacustre. Les parties occidentales et septentrionales, plus profondes sont les zones de décantation. La kaolinite, qui représente l'essentiel de la fraction argileuse des sédiments est abondante dans les zones calmes et à tranche d'eau épaisse, et peu abondante dans les zones peu profondes et plus agitées.

Elle est donc le marqueur d'une sédimentation calme, son abondance relative soulignant les zones de décantation.

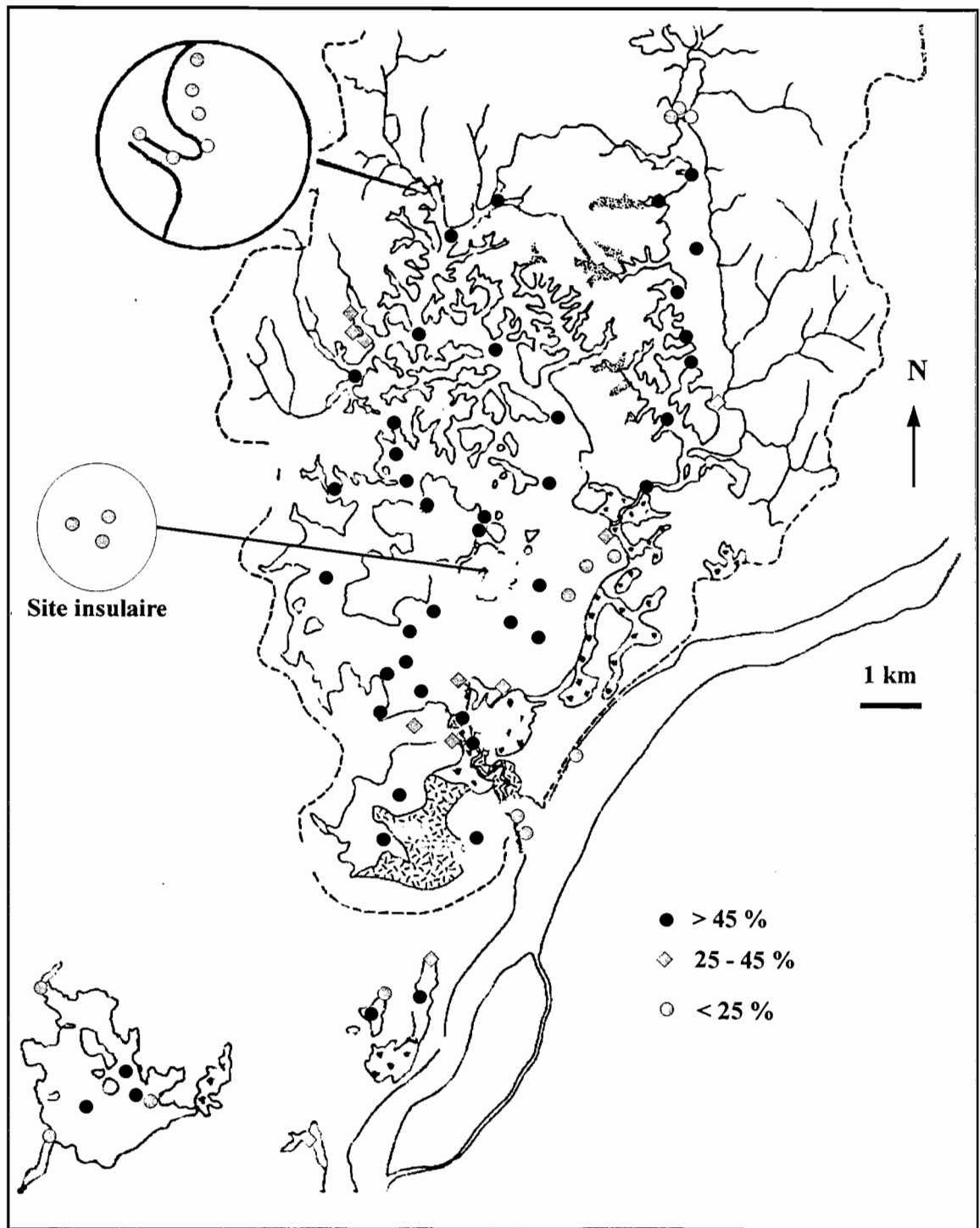


Figure II. 7. Distribution spatiale de la kaolinite sur la zone d'étude

II.3.4. La gibbsite

La gibbsite est peu abondante dans les sédiments étudiés. Ses proportions varient entre 0 et 4,6 %. Trois groupes de teneur ont été différenciés :

- les teneurs en gibbsite inférieures à 1,5 % sont dites faibles,
- les teneurs comprises entre 1,5 et 3 % sont fortes,
- les teneurs comprises entre 3 et 4,6 % sont considérées comme très fortes.

La distribution de ces teneurs sur la zone étudiée (fig. II.8) montre que les plus fortes teneurs en gibbsite sont localisées à l'intérieur du lac Mévia. Les fortes teneurs concernent le nord du lac Mévia, le sud et le sud-est du lac Ossa, ainsi que le chenal Ossa-Sanaga. Les faibles teneurs sont observées dans toutes les autres parties du lac Ossa et dans la Sanaga, ainsi que sur le site insulaire.

La gibbsite est très abondante dans le lac Mévia. Sa présence dans le lac Ossa suggère, à priori, une progression des suspensions issues du Mévia au sein du lac Ossa, sa quasi-absence au nord du lac Ossa et dans le fleuve Sanaga concourt en faveur de cette hypothèse (fig. II.8).

Les faibles concentrations mesurées incitent à une certaine prudence vis-à-vis notamment des teneurs les plus faibles. Cependant cette répartition de la gibbsite semble liée à celle des particules fines, la majorité de ses teneurs fortes sont observées dans les parties internes, centrales et méridionales des lacs Ossa et Mévia, à tranche d'eau épaisse et à fortes teneurs en kaolinite.

La présence de la gibbsite dans le lac Mévia pourrait s'expliquer par les reliefs d'altitude élevée à l'est et au nord-est de son bassin versant liés à la proximité du socle cristallin. Les affleurements rocheux du socle en bordure nord du bassin versant, associés aux pentes fortes et à un bon drainage seraient favorables à la néoformation de la gibbsite dans les horizons d'accumulation.

La gibbsite serait un marqueur des eaux du lac Mévia au sein du lac Ossa.

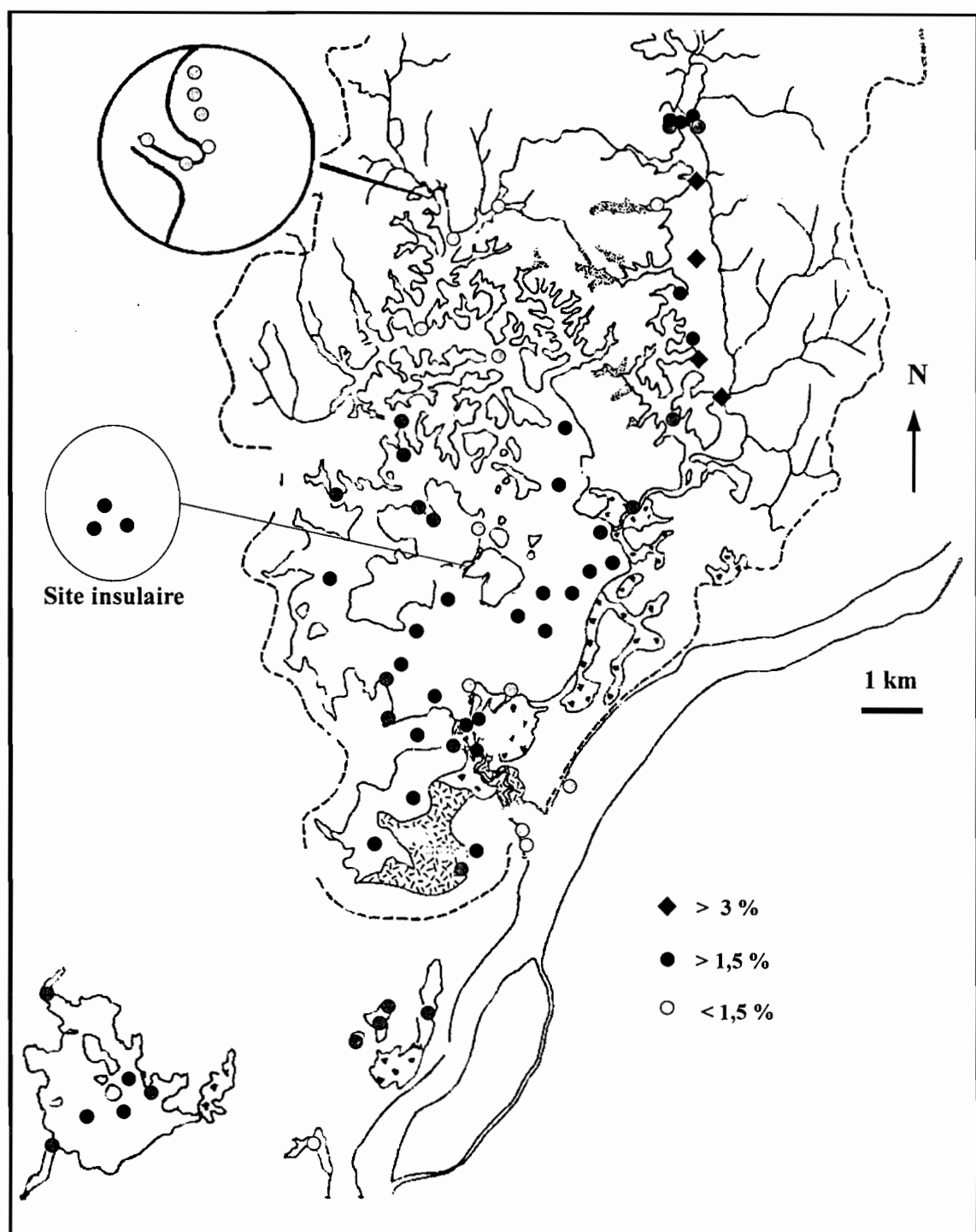


Figure II. 8. Distribution spatiale des teneurs en gibbsite

II.3.5. La silice amorphe

La silice amorphe constitue le squelette des algues unicellulaires (diatomées), des spicules de spongiaires et des incrustations siliceuses présentes dans les végétaux (phytolithes). Sa formule générale est $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. La silice en solution est sous forme ionisée $\text{Si}(\text{OH})_4$, acide monosilicique ou silice monomère. Une partie importante d'espèces microplanctoniques a le pouvoir de l'extraire, même à des solutions très diluées et de la polymériser pour construire leur squelette. Les plantes par leurs racines absorbent la silice monomère. Celle-ci se fixe sur les tiges et les feuilles sous forme de corpuscules siliceux de forme et d'aspect caractéristiques des espèces végétales dont ils sont issus, car ils épousent le contour des cellules des feuilles. Lorsque ces feuilles s'assèchent et tombent, elles libèrent ces corpuscules encore appelés phytolithes qui se conservent dans les sols.

La silice amorphe dans les sédiments lacustres a donc une double origine possible :

- 1) elle est issue de la productivité primaire (phytoplanctonique et spongiaire) ;
- 2) elle est également issue du bassin versant (dégradation de la végétation).

Les teneurs en silice amorphe comprises entre 0 et 28,7 %, ont été réparties en trois groupes. Les teneurs inférieures à 10 % sont dites faibles, les teneurs comprises entre 10 et 15 % sont considérées comme moyennes, et les teneurs supérieures à 15 % sont considérées comme fortes. Les fortes teneurs en silice amorphe se répartissent le long du lac Mévia, à l'est du lac Ossa, sur le chenal Ossa-Sanaga et dans la Sanaga (fig. II.9). La partie septentrionale du lac Ossa enregistre des teneurs moyennes en silice amorphe, tandis que l'ouest et le sud-ouest du lac enregistrent de faibles teneurs.

L'observation des frottis de sédiments montre que le matériel amorphe est représenté par des frustules de diatomées, des phytolithes et des spicules de spongiaires. Les tests de diatomées sont un peu plus abondants que les phytolithes. Les spicules d'éponge sont plutôt rares.

Les phytolithes sont abondants au débouché des ruisseaux du nord du lac Ossa et du lac Mévia, dans les marécages entre Ossa et Mwembé et dans la Sanaga (fig. II.10). Ils sont

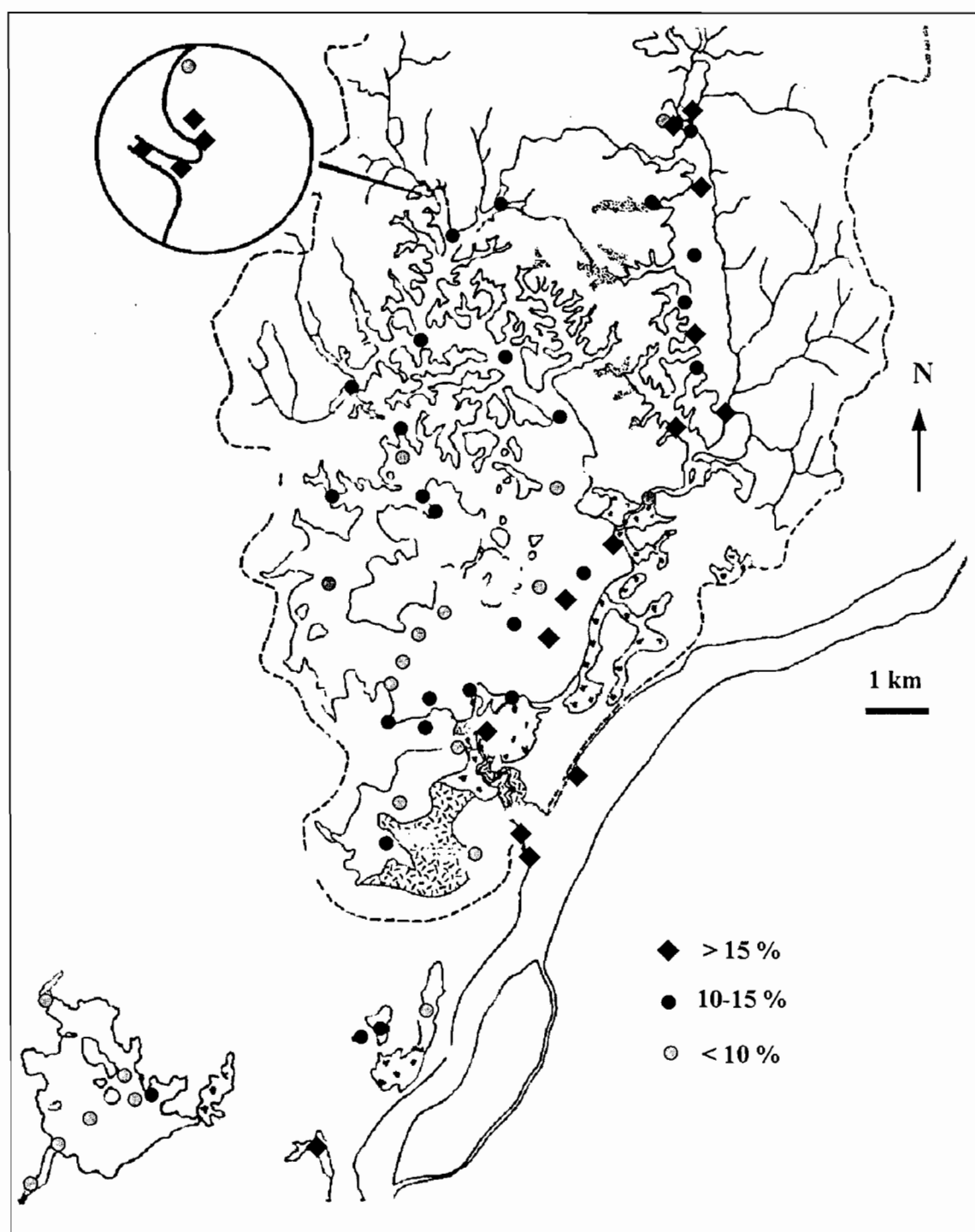


Figure II. 9. Distribution spatiale des teneurs en silice amorphe

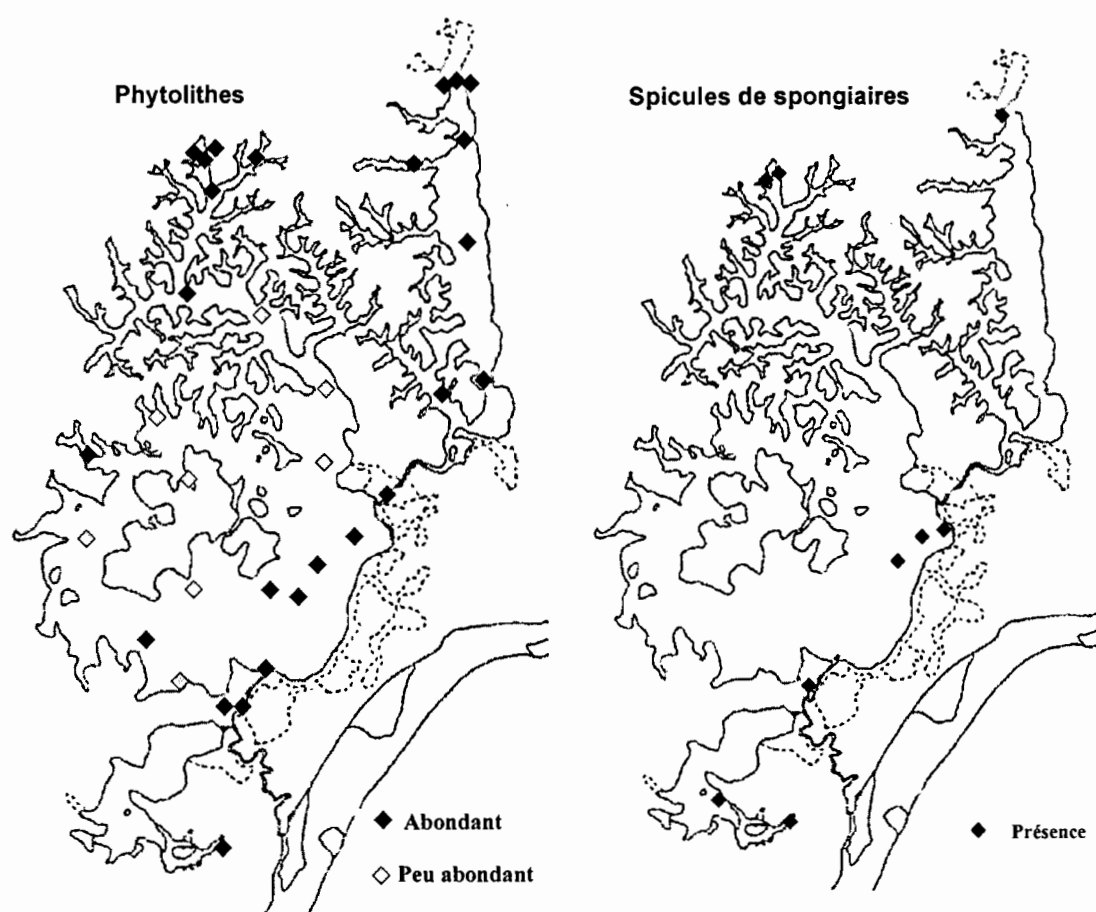


Figure II.10 : Abondance relative des phytolithes et des spicules d'éponge

peu abondants partout ailleurs. Ils sont ainsi logiquement liés aux apports détritiques issus du bassin versant. Les spicules de spongiaires sont présents dans les zones marécageuses et dans les bordures nord du lac Mévia, nord et est du lac Ossa.. Ils sont issus des habitats de ces organismes qui prolifèrent habituellement sur des substrats durs proches de la berge. L'observation des frustules de diatomées sur frottis ne donnant qu'une image rapprochée de la teneur réelle des diatomées, nous avons fait appel à l'étude spécifique des diatomées par comptage (Nguetsop, 1997) (fig. II.11). Cette figure montre de fortes teneurs en diatomées dans la partie septentrionale du lac Ossa, et ponctuellement à l'ouest et au sud de l'île centrale, au sud-ouest du lac Mévia. Des teneurs moyennes à fortes dans toutes les parties centrale et occidentale du lac Ossa, et dans le lac Mévia. Les faibles teneurs concernent l'extrême nord du lac Mévia, l'est du lac Ossa, le chenal et le fleuve Sanaga.

Cette répartition des teneurs en diatomées est difficilement corrélable avec celle des teneurs en silice amorphe. Ainsi, les zones de teneur élevée en silice amorphe ne correspondent pas à des zones de teneurs élevées en diatomées, exception faite de quelques points. En particulier, l'axe de répartition de fortes teneurs en silice amorphe matérialisé par le lac Mévia, le sud-est du lac Ossa, le chenal de communication lac Ossa-Sanaga, n'est pas identifié au niveau des diatomées qui présentent au contraire de faibles teneurs au sud-est du lac Ossa et dans le Sanaga. Ce constat suggère que les fortes teneurs en silice amorphe dans ces zones ne sont pas majoritairement constituées par les diatomées, mais certainement par un mélange de diatomées et de phytolithes dans lequel les phytolithes seraient majoritaires.

La répartition des fortes teneurs en silice amorphe à l'est du lac Ossa et dans le chenal Ossa-Sanaga se corrèle avec celle du quartz et serait en accord avec l'hypothèse d'un hydrodynamisme saisonnier de la Sanaga dans le lac Ossa, tandis que les teneurs moyennes dans la partie septentrionale seraient certainement liées à une productivité lacustre d'après la carte de Nguetsop (1997). Enfin, le lac Mévia témoigne d'importants flux de phytolithes comparables à ceux identifiés grâce aux quartz et aux feldspaths. La ténuité de ces particules est susceptible d'expliquer un transfert sur une longue distance : les phytolithes du sud-est du lac Ossa peuvent être issus aussi bien de la Sanaga que du lac Mévia.

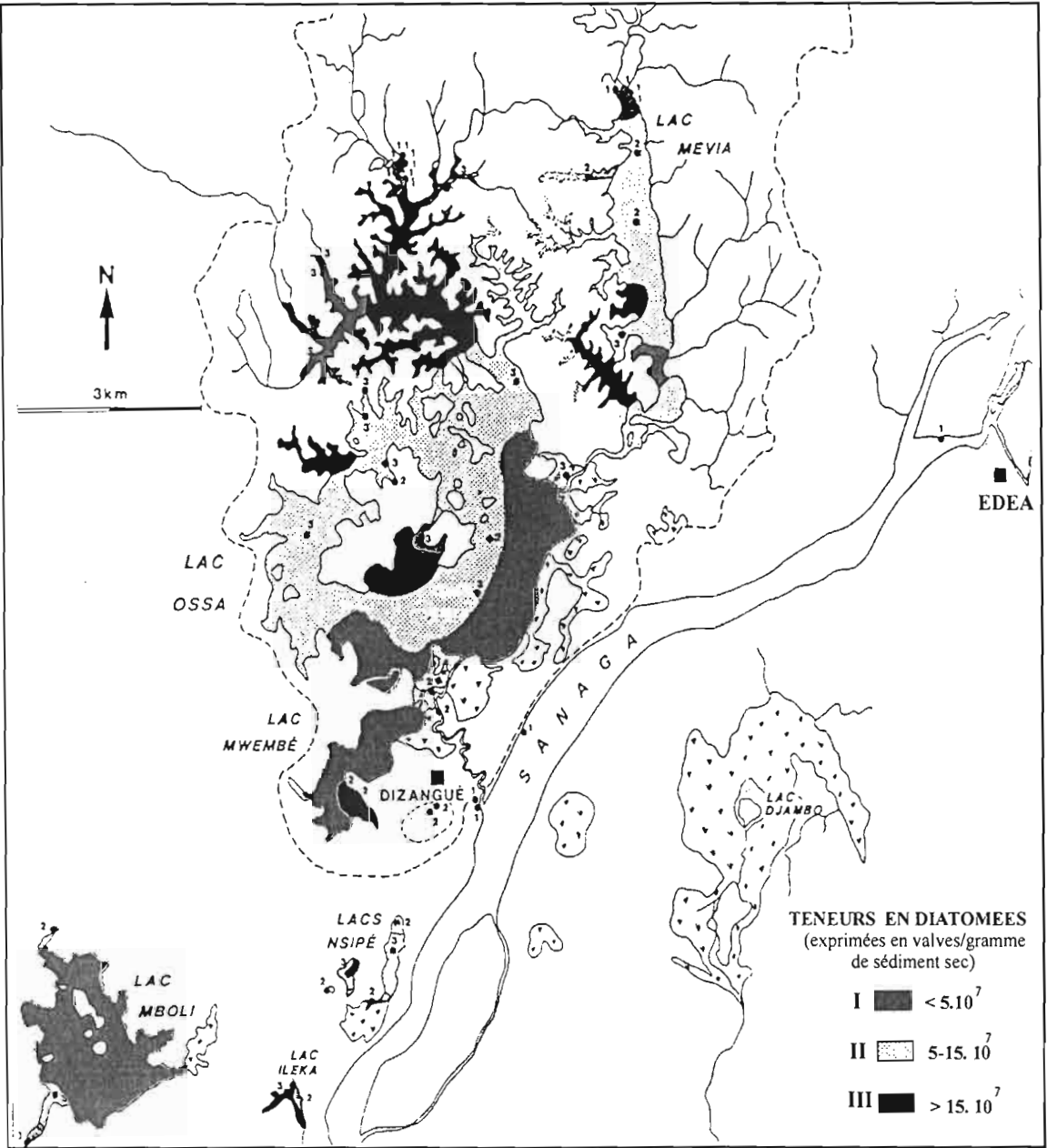


Figure II.11. Distribution spatiale des teneurs en diatomées des sédiments superficiels (Nguetsop, 1997).

II.4. LA SÉDIMENTATION ORGANIQUE

Le carbone (C) et l'azote (N) sont les constituants essentiels de la matière organique. Le calcul rapport C/N a été effectué. Les résultats d'ensemble de l'analyse C et N sont présentés sur le tableau II.6.

constituants	Teneur minimale (%)	Teneur maximale (%)	Teneur moyenne (%)
carbone	0,7	44,1	13,1
azote	0,02	2,8	0,1
C/N	Valeur minimale	Valeur maximale	Valeur moyenne
	8,8	38	15,2

Tableau II.6 : Sédiments superficiels : teneur minimale, teneur maximale et teneur moyenne des principaux constituants organiques et C/N

II.4.1 Le carbone

Les teneurs en carbone dans les sédiments étudiés varient entre 0,7 et 44,1 %, avec une proportion moyenne de 13,1 % (Tab. II.6). Ces proportions se répartissent de cette manière : les teneurs en C > 20 % sont très fortes, les teneurs comprises entre 10 et 20 %, sont considérées comme fortes, les teneurs comprises entre 5 et 10 % sont considérées comme moyennes et les teneurs inférieures à 5 % sont appelées faibles.

La figure II.12 présente la répartition spatiale des teneurs en carbone. Il en ressort que les plus fortes teneurs en carbone (> 20 %) sont observées préférentiellement dans les zones marécageuses ou à proximité des berges. Cela est également vrai pour certaines teneurs fortes. On remarque cependant la présence de fortes teneurs à l'intérieur des zones lacustres comme le nord du lac Ossa ou les parties centrales des lacs Mboli, Nsipe I ou Ileka.

Les faibles teneurs en carbone (< 5 %) s'observent surtout soit aux débouchés des ruisseaux du nord des lacs Ossa et Mévia, soit au débouché du chenal sur la Sanaga ou alors dans la partie orientale du lac Ossa. Toutes ces zones, de faible profondeur, sont caractérisées par des dépôts sableux minéraux prépondérants.

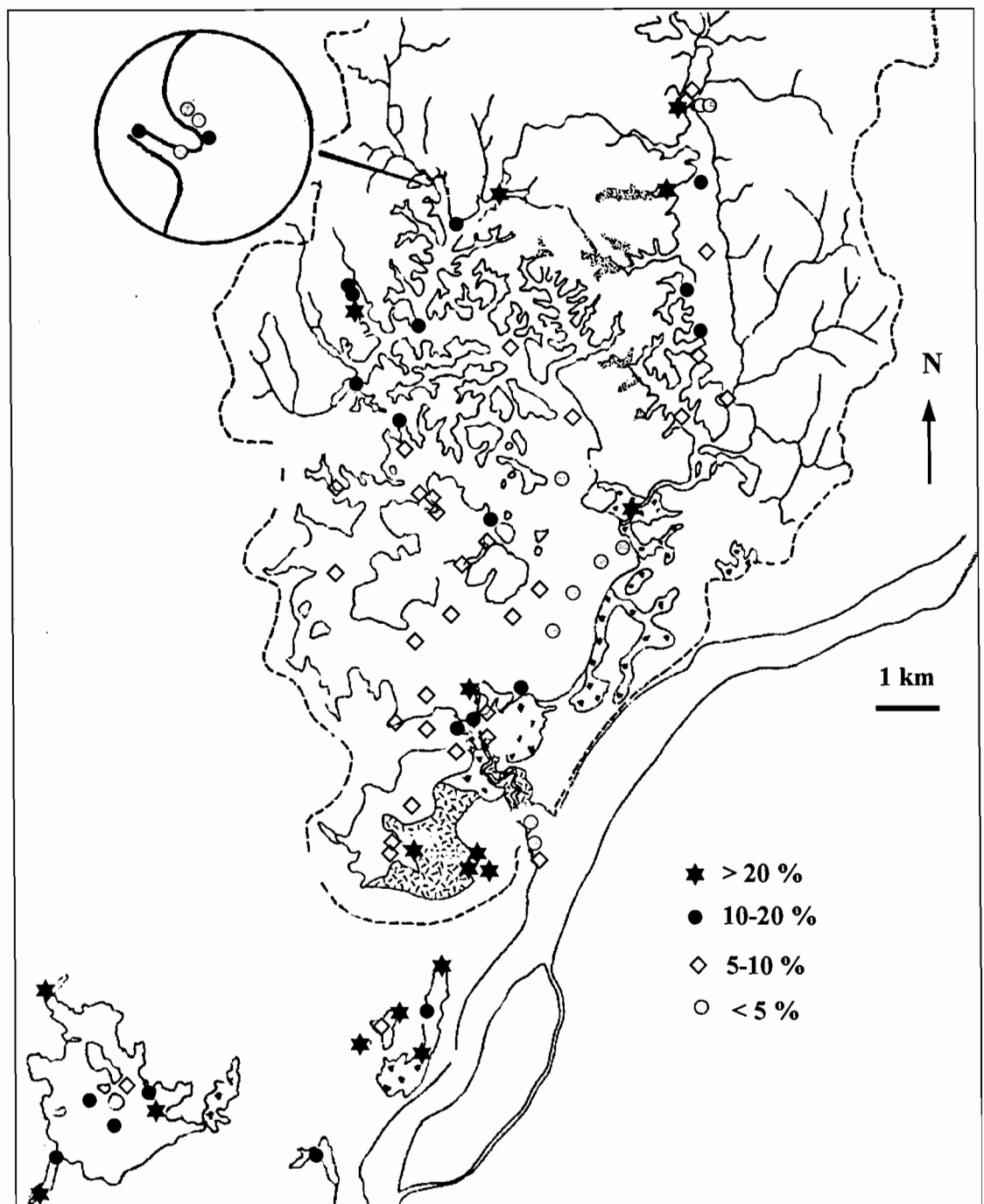


Figure II. 12. Distribution spatiale des teneurs en carbone sur la zone étudiée

Les teneurs moyennes (5-10 %) occupent préférentiellement des zones à tranche d'eau épaisse que sont les parties centrales du lac Ossa, l'ouest et le sud du lac. Elles peuvent également être présentes au centre et au sud du lac Mévia et dans le lac Mwembé.

L'observation au microscope a révélé une matière organique, constituée de débris végétaux plus ou moins bien conservés. Dans les zones à forte teneur en carbone, la matière organique est constituée de macrorestes comme des débris ligneux et des débris de feuilles. Dans les zones à teneur faible, la matière organique est fine et forme avec les argiles et des oxy-hydroxydes de fer, des amas argilo-organiques ou organo-ferrugineux de couleur brun-orangé.

Ces données suggèrent que les teneurs élevées en carbone dans les zones marécageuses et dans les zones proches des berges sont liées à une abondance de débris végétaux plus ou moins grossiers issus de la dégradation *in situ* de la ripisilve. A l'inverse, dans les zones internes du lac Ossa et Mévia caractérisées par de faibles teneurs en carbone, la matière organique est constituée de particules fines qui sédimentent logiquement dans les eaux profondes à fonds vaseux.

II. 4. 2. L'azote

Les teneurs en azote dans les sédiments étudiés varient entre 0 et 2,8 %, et se répartissent de la manière suivante : les teneurs inférieures à 1 % sont considérées comme faibles, et les teneurs supérieures à 1 % comme fortes.

La répartition de ces teneurs sur la zone d'étude (fig. II.13) montre que de très faibles teneurs en azote dans le lac Mévia (excepté les marécages), dans toute la partie centrale nord et est du lac Ossa, le chenal Ossa-Sanaga et le lac Mwembé. Les teneurs fortes sont observées toutes les zones marécageuses à l'intérieur du bassin versant de Ossa, ainsi que la partie interne nord et sud-ouest du lac Ossa. Ces fortes teneurs concernent également les lacs hors du bassin versant de Ossa. La répartition des teneurs en azote à quelques exceptions près est identique à celle du carbone. Toutefois, quelques teneurs élevées sont observées autour de l'île centrale du lac Ossa, c'est-à-dire sous une tranche d'eau assez importante. On peut envisager pour ces relatives concentrations azotées une origine partiellement planctonique.

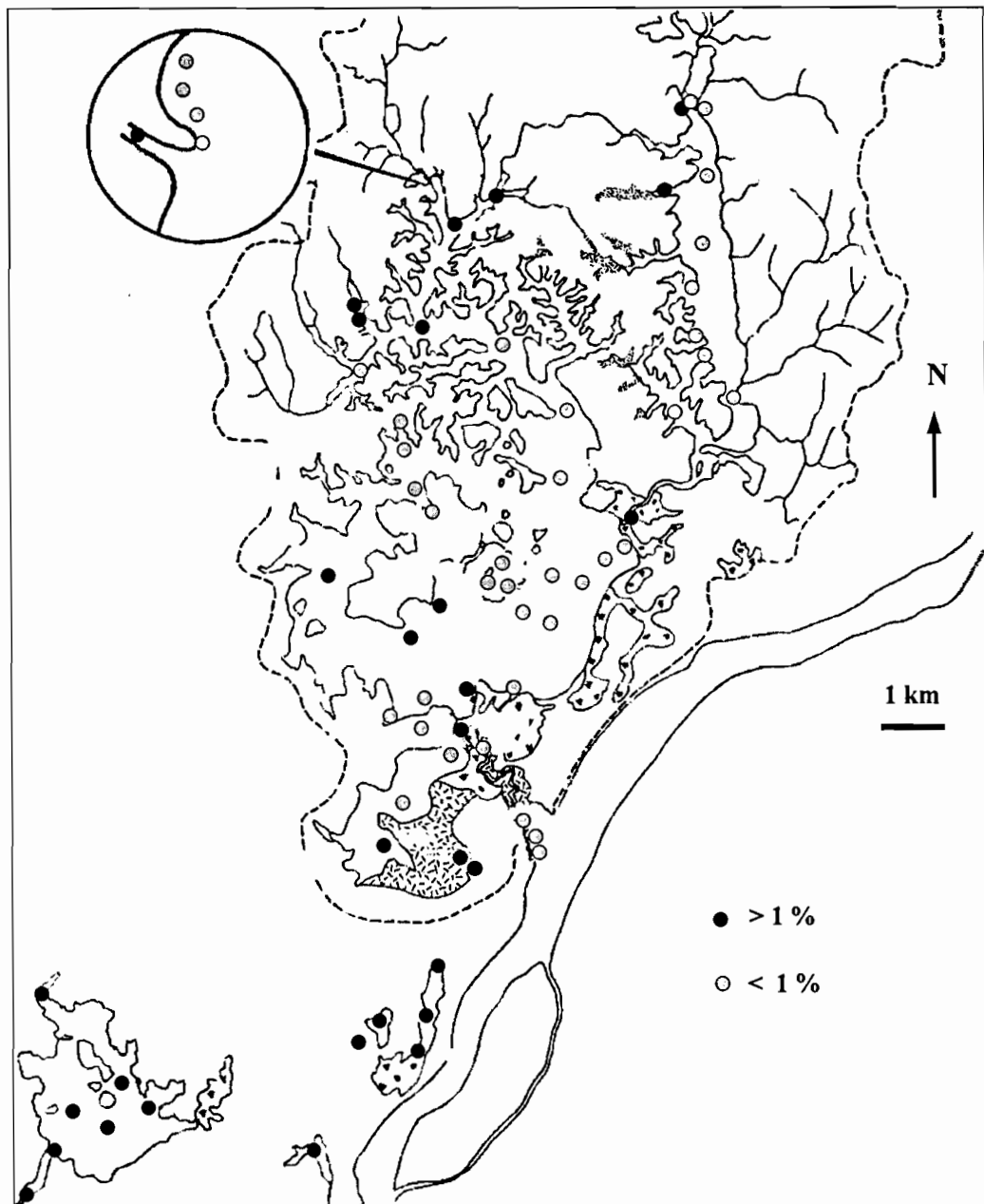


Figure II. 13. Distribution spatiale des teneurs en azote sur la zone étudiée

II.4. 3. Le rapport C/N

Dans la zone d'étude, les rapports C/N sont compris entre 8,8 et 36, les valeurs moyennes étant de 15,2 (Tab. II.6). Les fortes valeurs sont celles supérieures à 15. Les valeurs comprises entre 10 et 15 sont considérées comme moyennes et celles inférieures à 10, faibles. Cette subdivision est faite en référence aux mesures proposées dans les travaux de Hansen (1959) et de Giresse *et al.* (1991)

La figure II.14 représente la distribution des valeurs de ce rapport C/N, et montre que les faibles valeurs du rapport C/N (< 10) sont localisées sous les eaux profondes dans les zones au sud de la grande île centrale et à l'ouest du lac Ossa. Les valeurs intermédiaires concernent la partie centrale du lac Mévia, la partie septentrionale et orientale du lac Ossa. Les fortes teneurs sont observées au niveau des bordures marécageuses ou peu profondes du nord et nord-ouest des lacs Ossa et Mévia, au sud du lac Mévia, sur la bordure est du lac Ossa, dans le chenal Ossa-Sanaga, et dans les zones marécageuses. Cette répartition des rapports C/N s'oppose à celle des teneurs en carbone dans les parties internes du lac Ossa et dans le chenal Ossa-Sanaga.

Les fortes valeurs de C/N sont liées à la présence de débris végétaux grossiers, essentiellement ligneux, donc à une matière organique réfractaire et souvent allochtone (Duchaufour, 1983) qui est ici caractéristique des berges. Ces débris sont vraisemblablement apportés par les flux locaux des ruisseaux du bassin versant au nord des lacs Ossa et Mévia, et par le flux de la Sanaga dans le chenal Ossa-Sanaga et à l'est du lac Ossa. Les valeurs moyennes de C/N témoigneraient de la progression des suspensions à l'intérieur des lacs. La zone centrale et le sud-ouest du lac Ossa se démarquant par leurs valeurs faibles, seraient caractérisées par une matière organique fine plus azotée où une contribution de la production phytoplanctonique peut être associée.

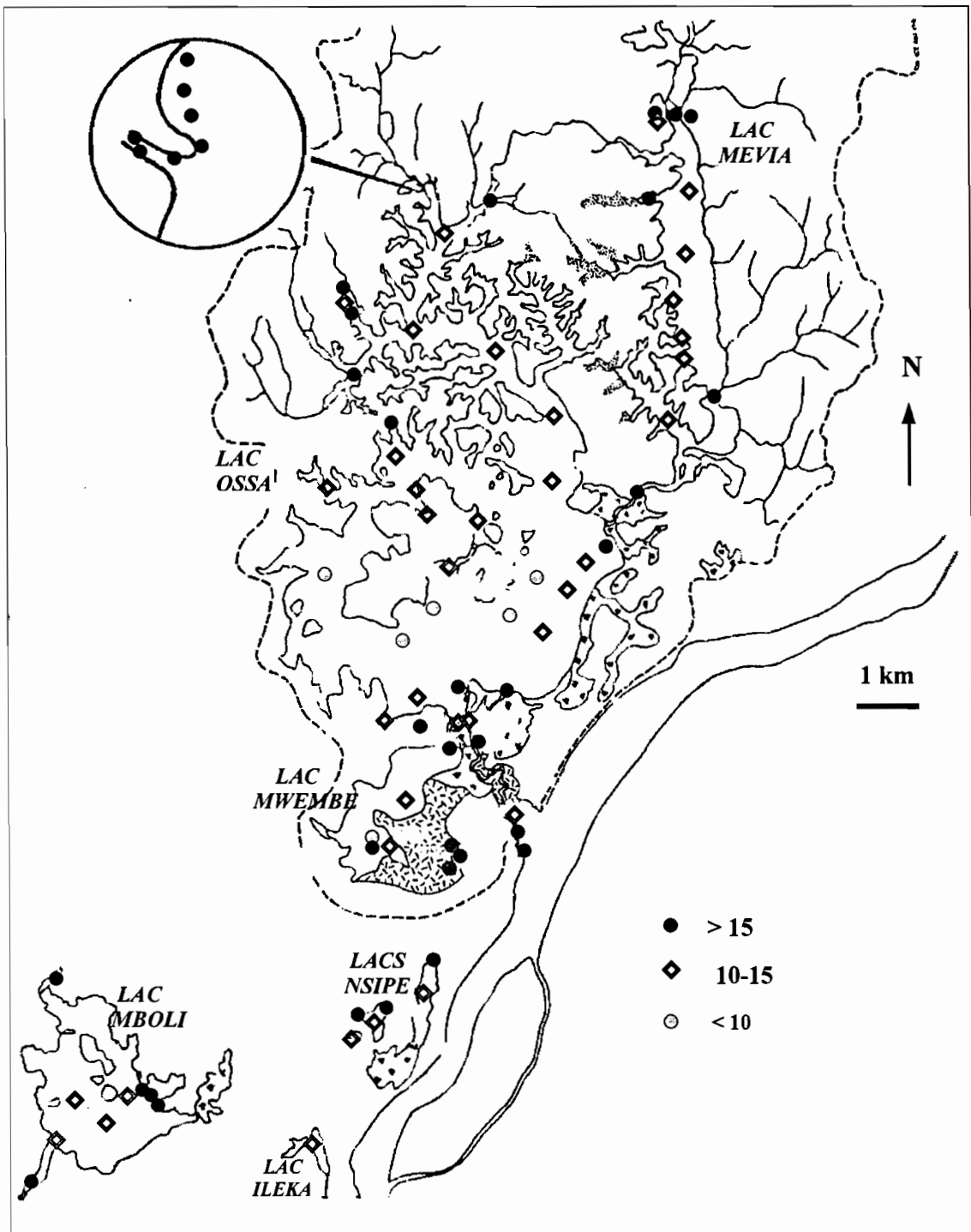


Figure II. 14. Distribution spatiale des C/N sur la zone étudiée.

II.5. CONCLUSIONS PARTIELLES CONCERNANT LA SÉDIMENTATION SUPERFICIELLE

Les distributions des constituants minéraux et organiques des sédiments comparées et corrélées permettent de définir les affinités entre ces constituants et leur relation avec le milieu.

Le quartz, composant essentiel des sables est associé aux feldspaths. Ces constituants sont liés à des zones de dépôts des flux locaux des ruisseaux du nord des lacs Ossa et Mévia ou au flux de la Sanaga dont ils définissent par leurs teneurs élevées l'axe de circulation. Il en est de même des feldspaths qui sont absents du bassin versant du lac Ossa ss, et dont la présence en quantité abondante au sud-est du lac a été attribuée à ce flux du fleuve. Ces zones de faible tranche d'eau sont des milieux agités. La dynamique des sables vers la bordure orientale du lac peut être ainsi résumée : les apports qui arrivent des parties orientales (fleuve Sanaga) et septentrionales au sud-est du lac, sont repoussés par les vents de secteur SW, vers la bordure est. Seuls les plus fins parviennent dans les parties occidentales plus profondes.

Les phytolithes, malgré leur petite taille, sont souvent associés à ces flux locaux. Les C/N dans ces zones sont élevés et sont liés à des débris végétaux assez grossiers d'une matière organique réfractaire souvent allochtone.

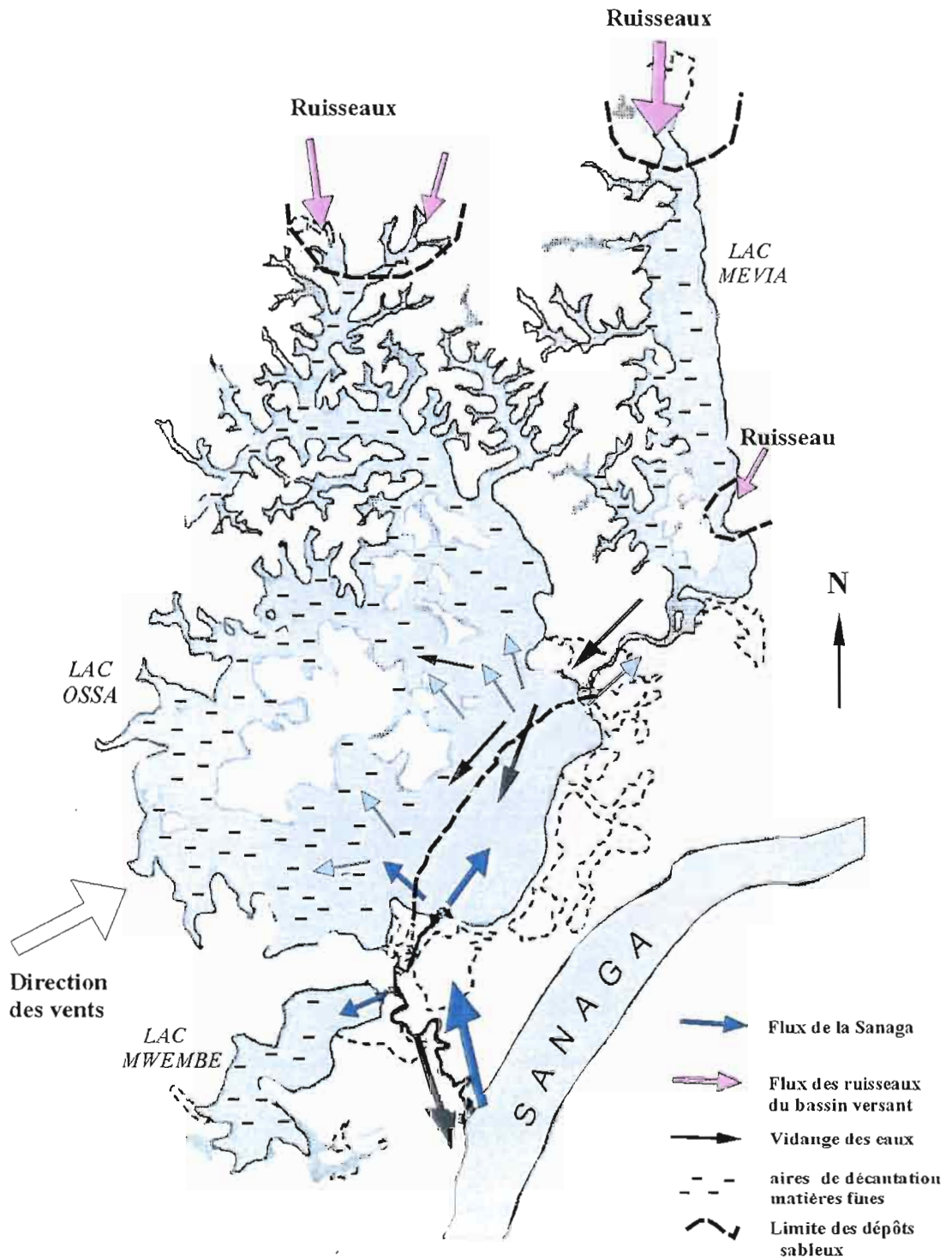
A l'inverse, la kaolinite, composant essentiel de dépôts lacustres fins, est associée à la gibbsite et à une matière organique fine. Toutefois, la gibbsite est accumulée préférentiellement dans la partie orientale du système lacustre et souligne les flux issus des versants ferrallitiques proches du socle précambrien. Le caractère fin de ces particules leur permet de rester en suspension dans les eaux et de se déposer lorsque le milieu devient calme. Ces conditions sont rencontrées dans les zones profondes médianes et occidentales du système lacustre. Les C/N dans ces zones sont bas et sont associés à une matière organique fine plus azotée où une contribution de la production phytoplanctonique peut être associée. L'étude des diatomées confirme cette production phytoplanctonique avec des teneurs élevées en diatomées dans ces mêmes zones (Nguetsop, 1997).

Des zones intermédiaires existent entre ces deux secteurs sédimentaires et soulignent la transition entre ces deux extrêmes. Cela est nettement mis en évidence à l'est du lac Ossa

par les teneurs moyennes en feldspaths et en quartz qui matérialisent la progression du flux de la Sanaga vers le nord, vers l'ouest et vers le sud-ouest.

Cette zonation des dépôts est liée assez largement à la proximité d'un grand fleuve, la Sanaga. La grande variation saisonnière des débits de ce fleuve, et donc de la cote de la surface des eaux, contrôle dans le lac Ossa deux mouvements hydrodynamiques saisonniers (fig. II.15). Le premier, induit par les crues du fleuve Sanaga entraîne un flux important des eaux du fleuve vers le sud du lac Ossa à travers le chenal de communication Ossa-Sanaga. Il contribue ainsi à une élévation du niveau lacustre de plus de 4 m. Ce flux, sous l'effet des vents de direction SSW est repoussé vers l'est du lac où s'accumulent les sables. Pendant ces saisons de hautes eaux, les eaux progressent ensuite vers le nord des lacs Ossa et Mévia où elles s'additionnent et diluent les flux moins importants des ruisseaux issus du nord de ces lacs.

A la décrue, commence la vidange des eaux par le chenal fonctionnant alors comme un exutoire du système lacustre. Cette période de vidange est le moment le plus favorable au dépôt des particules fines par décantation dans les parties profondes des lacs. On constate que le lac Ossa au cours d'une année hydrologique est le site de mouvements hydrodynamiques alternatifs susceptibles d'induire des remobilisations des matériaux. Le sud-est du lac Ossa est la zone privilégiée de ces remobilisations.



(La taille des flèches est fonction du volume du flux)

Figure II.15 : Schéma synthétique des mouvements hydrodynamiques dans le lac Ossa

TROISIÈME PARTIE

LA SÉDIMENTATION HOLOCÈNE

Dans la deuxième partie traitant de la sédimentation actuelle, nous avons mis en évidence les principaux paramètres des sédiments actuels, ainsi que leur rôle dans la sédimentation et leur lien avec le bassin versant. Cela nous a permis d'aboutir à la dynamique sédimentaire dans le lac Ossa et à l'identification des marqueurs de la sédimentation. Dans cette nouvelle partie, nous analyserons l'évolution de la sédimentation durant les 9000 dernières années sur la base des constituants des sédiments fossiles, et en considérant la référence aux caractéristiques actuelles de la sédimentation.

III. 1. METHODOLOGIE

III. 1.1. Prélèvement de longues carottes

Les carottes étudiées ont été prélevées à l'aide d'un carottier à vibration construit par Martin et Flexor (1989). Le principe du carottage consiste à fixer à l'extrémité d'un tube en aluminium (7,5 cm de diamètre et de 1,1 m d'épaisseur), un vibreur relié à un moteur. Sous l'effet des vibrations, le tube s'enfonce rapidement dans la vase jusqu'à ce qu'il soit plein ou qu'il bute contre une zone compacte. Puis, il est extrait à l'aide d'un palan manuel et ses extrémités sont bouchées par des boules en PVC. Cinq carottes ont ainsi été prélevées dans le lac Ossa (fig. III.1 et tab. III.1). En nous référant sur la carte de bathymétrie du chapitre premier ainsi que sur le tableau III.1, on remarque que ces différentes carottes ont été prélevées dans des zones bathymétriques bien distinctes. On devrait ainsi logiquement obtenir des enregistrements sédimentaires spécifiques liés aux différents flux d'apports.

Les carottes OW1 et OW4 ont également fait l'objet d'études diatomologiques (OW4, Nguetsop, 1997) et palynologiques (OW1 et OW4, Reynaud-Farrera, 1995) qui seront prises en considération lors des approches synthétiques.

III.1.2. Analyses au laboratoire.

La démarche méthodologique utilisée pour l'analyse des sédiments superficiels a aussi été appliquée pour l'analyse des sédiments des carottes OW1, OW2 et OW4, notamment la spectroscopie infrarouge et le dosage du carbone et de l'azote. Le pas

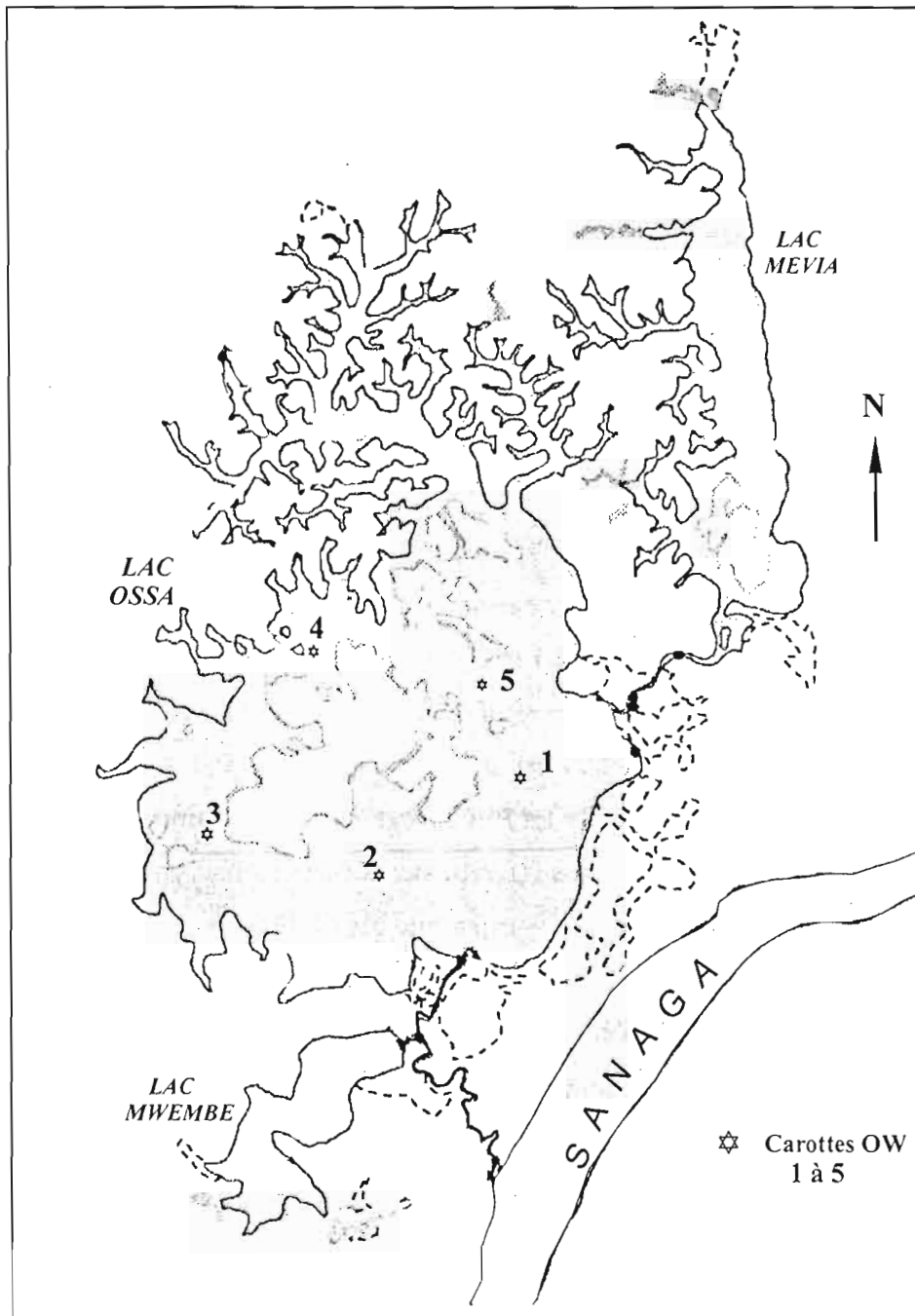


Figure III.1. Lac Ossa. Localisation des carottes

d'échantillonnage de ces carottes est variable entre 2, 10 et 20 cm, il est plus resserré vers le sommet de la carotte et dans d'autres niveaux afin d'appréhender certaines variations à petite échelle. La pyrolyse Rock-Eval a été appliquée aux sédiments des carottes OW2 et OW4, avec une maille de 20 cm, afin d'affiner l'étude de la fraction organique des sédiments.

Carottes	Longueur (m)	Epaisseur tranche d'eau (m)	Localisation	Date de prélèvement
OW1	3,8	1,6	sud-est 3°47',5/10°1'8	février 1993
OW2	5,87	2,2	Sud 3°46'7/10°1'1	février 1993
OW3	4,18	1,7	Ouest 3°46',8/9°59',6	février 1993
OW4	5,55	1,7	nord-ouest île 3°48',3/10°05'	février 1993
OW5	5,44	1,25	nord-est île 3°48'/10°2'	février 1993

Tableau III. 1 : Liste des différentes carottes prélevées dans le lac Ossa.

Plusieurs autres méthodes d'analyse sédimentologique et minéralogique ont été appliquées à toutes les carottes étudiées.

Le teneur en eau, lorsqu'elle était effectuée, a été obtenue par rapport au poids du sédiment humide selon la relation : $(1 - \text{poids sec} / \text{poids humide}) \times 100$.

Deux fractions granulométriques ont été obtenues par tamisage sous filet d'eau du sédiment total : la fraction sableuse ($> 50 \mu\text{m}$) et la fraction pélitique ($< 50 \mu\text{m}$). Dans certains cas nécessaires, une deuxième fraction sableuse ($> 315 \mu\text{m}$) a été évaluée.

La fraction sableuse a été observée à la loupe binoculaire afin d'en identifier les principaux constituants et de réaliser une semi-quantification de leur abondance relative. L'indice de clasticité (I_c), équivalent au diamètre moyen des cinq grains les plus grossiers, a été également déterminé. Des précisions sur la nanostructure et éventuellement la composition chimique des constituants ont été apportées par le MEB couplé à une microsonde à dispersion d'énergie. Les différents modes de chaque échantillon, les percentiles ainsi que

l'indice de triage (sorting index) ont été déterminés pour des sédiments dont la teneur en sables était supérieure à 15 %.

La diffractométrie aux rayons X a été effectuée sur plusieurs échantillons représentatifs des épisodes sédimentologiques majeurs afin de déterminer les principaux minéraux argileux. Les rapports quartz(100)/kaolinite (001), illite(002)/kaolinite (001) ont été effectuées pour une caractérisation hydrodynamique. La raie 001 du quartz est parfois difficile à discriminer car elle subit l'influence du pic 003 de l'illite d'où le choix du pic 100. De même, le pic 001 de l'illite, du fait de la grande dégradation des argiles, n'est pas bien exprimé ; nous avons plutôt utilisé celui de l'illite 002 qui est mieux exprimé. Le rapport $\frac{I_{002}}{I_{001}}$ du pic principal de la kaolinite mesure l'asymétrie de la diffraction et rend compte ainsi de l'état de cristallinité des kaolinites. Il permet d'apprécier le degré d'altération de ces minéraux argileux.

Pour les carottes OW1, OW2, OW3 et OW4, le pas d'échantillonnage est de 5 cm. Il est de 10 cm pour la carotte OW5. Pour la détermination des minéraux argileux, en fonction de la prédominance monotone des pélites, la maille a été élargie à 20 cm.

Ces différentes analyses ont été effectuées au Laboratoire d'Etude des Géoenvironnements Marins (LEGEM) de l'Université de Perpignan.

Des datations radiocarbone par AMS ont été réalisées au Laboratoire Beta Analytic Inc. (Beta) de Miami et au Laboratoire de l'Université d'Utrecht (UTC).

III.2. LA CAROTTE OW1

III.2.1. Localisation

La carotte OW1, de 575 cm de long, a été prélevée à l'est du lac (3°46'7"N - 10°1'1"E), sous une tranche d'eau de 1,60 m (fig. III.1), c'est-à-dire dans une zone relativement peu profonde.

III.2.2. Lithologie (Fig. III.2)

La carotte OW1 présente, de la base jusqu'à 300 cm, un niveau argileux gris très compacté qui a toutes les caractéristiques d'un sol hydromorphe de type gley, de couleur 5Y 4/1 (Munsell soil color charts, 1975) avec des granules de sidérite de teinte marron. Puis, on observe un niveau vaseux argilo-organique noir de couleur 10 YR 3/1,5 jusqu'à 170 cm, avec des agrégats de vivianite. A partir de 170 cm, les sédiments présentent un changement très net : on observe entre 170 et 101 cm, des sables très clairs moyens à grossiers (couleur 5Y 2,5/1 à 5Y 5/2) avec des passées argileuses entre 140 et 130 cm, puis entre 100 et 95 cm. Plus

haut, de 100 à 20 cm, les sables sont de moins en moins grossiers en allant vers le sommet, ils sont de couleur claire ou brune (2,5 Y 3/2). Le sommet de la carotte (20-0 cm) présente un niveau vaseux argilo-organique fin et sombre de couleur 5Y 2,5/2.

III.2.3. Chronologie et vitesses de sédimentation

Sept datations au radiocarbone ont été effectuées par AMS dont cinq sur matière organique totale et deux à partir de fragments de bois au Laboratoire Beta Analytic Inc., Miami (USA) et à l'Université d'Utrecht (UTC) (Tab. III.2) :

profondeur (cm)	N° laboratoire	Âges mesurés ^{14}C (ans BP)	Âges conven- tionnels (ans BP)	Âges calibrés (ans cal BP)
19,2	Beta -7227	700 $\pm$ 60	640 $\pm$ 60	672-528
113,9	Beta- 66540	7120 $\pm$ 60	7050 $\pm$ 60	7938-7689
173,8	Beta -72272	5890 $\pm$ 60	5840 $\pm$ 60	6843-6488
301,3	UTC -3901	non fourni	7170 $\pm$ 60	8091-7908
305	UTC - 3902	non fourni	7980 $\pm$ 100	8986-8576
356,5	Beta- 66541	6750 $\pm$ 60	6660 $\pm$ 60	7572-7391
377,8	Beta -71274	8310 $\pm$ 60	8260 $\pm$ 60	9427-8993

Tableau III.2 : Carotte OW1. Liste des âges radiocarbone

Les âges radiocarbone ont été convertis en âges calibrés ou âges calendaires avec le programme CALIB (version 3.0.3c) (Stuiver and Reimer, 1993) où toutes les possibilités données par la calibration ont été prises en compte. Il existe une différence entre les âges calendaires et les âges radiocarbone, ces derniers étant plus jeunes que les premiers surtout avant 20.000 ans BP. De plus, un âge radiocarbone donné peut correspondre à plusieurs âges calibrés. Ceci résulte des discontinuités (artefacts) causées par de petites variations dans la production du ^{14}C (Bartlein *et al.*, 1995). Les âges doivent ainsi être calibrés afin d'éviter des erreurs d'interprétation dans l'estimation des vitesses de sédimentation. Il nous a paru nécessaire de présenter nos résultats sur la base d'une chronologie exprimée en âges ^{14}C calibrés. Cette démarche a été adoptée pour toutes nos datations.

Les deux datations réalisées sur les morceaux de bois (7050 $\pm$ 60 et 6660 $\pm$ 60 ans BP) s'avèrent non cohérentes au regard de celles effectuées sur le sédiment total. L'âge "ancien"

de 7050 ± 60 BP peut s'expliquer en fonction du remaniement important des versants (ou du fonds du lac) lors de l'arrivée des matériaux grossiers postérieurs à 5840 ± 60 BP. L'âge 6660 ± 60 BP implique une autre hypothèse, éventuellement celle de la pénétration assez profonde de racines arbustives du marécage. Une différence de 800 ans est constatée entre deux âges, 7170 ± 60 BP et 7980 ± 100 BP correspondant à deux niveaux séparés de seulement 4 cm. Ceci suggérerait un éventuel apport allochtone de matériaux remaniés dans le niveau le plus profond ; cet accident étant effectivement identifié par une augmentation des teneurs en sables révélée par l'analyse qui va suivre.

En raison de certaines aberrations constatées sur la distribution des âges, les datations effectuées sur le bois n'ont pas été prises en compte dans le calcul des vitesses de sédimentation. Seuls les âges reposant sur la matière organique microparticulaire et localisés au niveau des limites entre les différents épisodes lithologiques ont été utilisés pour ce calcul. Ne disposant pas de mesures d'humidité du sédiment, il sera présenté ici simplement un tableau comparatif des vitesses de sédimentation en $\text{cm}/10^3$ ans des épisodes limités par les changements lithologiques principaux que nous venons de présenter.

Ensembles lithologiques	Âges (ans BP) délimitant les niveaux	Vitesse de sédimentation ($\text{cm} \cdot 10^{-3}$ ans)
Episode argilo-organique supérieur	640 - 0	30
Episode sableux	5840-640	29,7
Episode argilo-organique noir	7170-5840	95,9
Episode à gley	8260-7170	72,2

Tableau III.3 : Carotte OW1. Vitesses de sédimentation

Le tableau III.3 présente des vitesses de sédimentations élevées dans les épisodes inférieurs plus argileux de la carotte, puis plus basses dans l'épisode sableux et dans l'épisode vaseux supérieur. On peut suggérer que les dépôts pélitiques de la moitié inférieure de la carotte correspondent à une sédimentation régulière aboutissant à des taux d'accumulation assez forts. *A contrario*, les dépôts plus grossiers de la partie supérieure expriment des apports vraisemblablement brutaux, mais irréguliers ainsi que vraisemblablement des lacunes sédimentaires.

III.2.4 - Marqueurs des sédiments

III.2.4.1. Observation microscopique des frottis de sédiments

L'observation des frottis de sédiments au microscope montre dans les niveaux argileux de la partie inférieure de la carotte une matière organique abondante constituée de débris ligneux, de fibres végétales et d'amas argilo-organiques. Puis, cette matière organique devient rare à absente dans la phase sableuse 170-20 cm, mais est de nouveau présente vers le sommet de la carotte.

On observe aussi des constituants minéraux dont des quartz et de la sidérite. Les grains de quartz fins et assez rares sont observés dans les niveaux argileux de la partie inférieure de la carotte. Ils sont logiquement abondants et grossiers dans le niveau sableux et vers le sommet de la carotte. Les microgranules de sidérite se présentent sous forme de tablettes, de poupées qui sont isolées ou emprisonnées à l'intérieur d'amas organo-argileux. Toutefois, cette sidérite n'est présente qu'entre 280 et 170 cm.

L'observation au microscope révèle aussi des constituants biogènes représentés majoritairement par les diatomées associées à quelques phytolithes. Les diatomées sont rares à la base de la carotte entre 380 et 300 cm, les phytolithes également. Dans les niveaux vaseux, argilo-organiques 170-260 cm et vers le sommet de la carotte, les diatomées sont plus abondantes. Les phytolithes sont plus abondants vers le sommet de la carotte. Les spicules d'éponge n'ont été que rarement observés.

III.2.4.2. Analyse texturale

A - Teneurs en sables et indice de clasticité

La fraction sableuse (supérieure à 50 μm) présente des teneurs très faibles à nulles dans les niveaux argileux de la partie inférieure de la carotte jusqu'à 170 cm (fig. III.2). On relève néanmoins un pic de 9% au niveau 305-290 cm. Dans ces mêmes niveaux, l'indice de clasticité (I_c) présente des valeurs comprises entre 0,7 et 1,4 mm, qui sont toutefois légèrement plus élevées (2,4 mm en moyenne) à la base (370-380 cm) et entre 300 et 285 cm (fig.

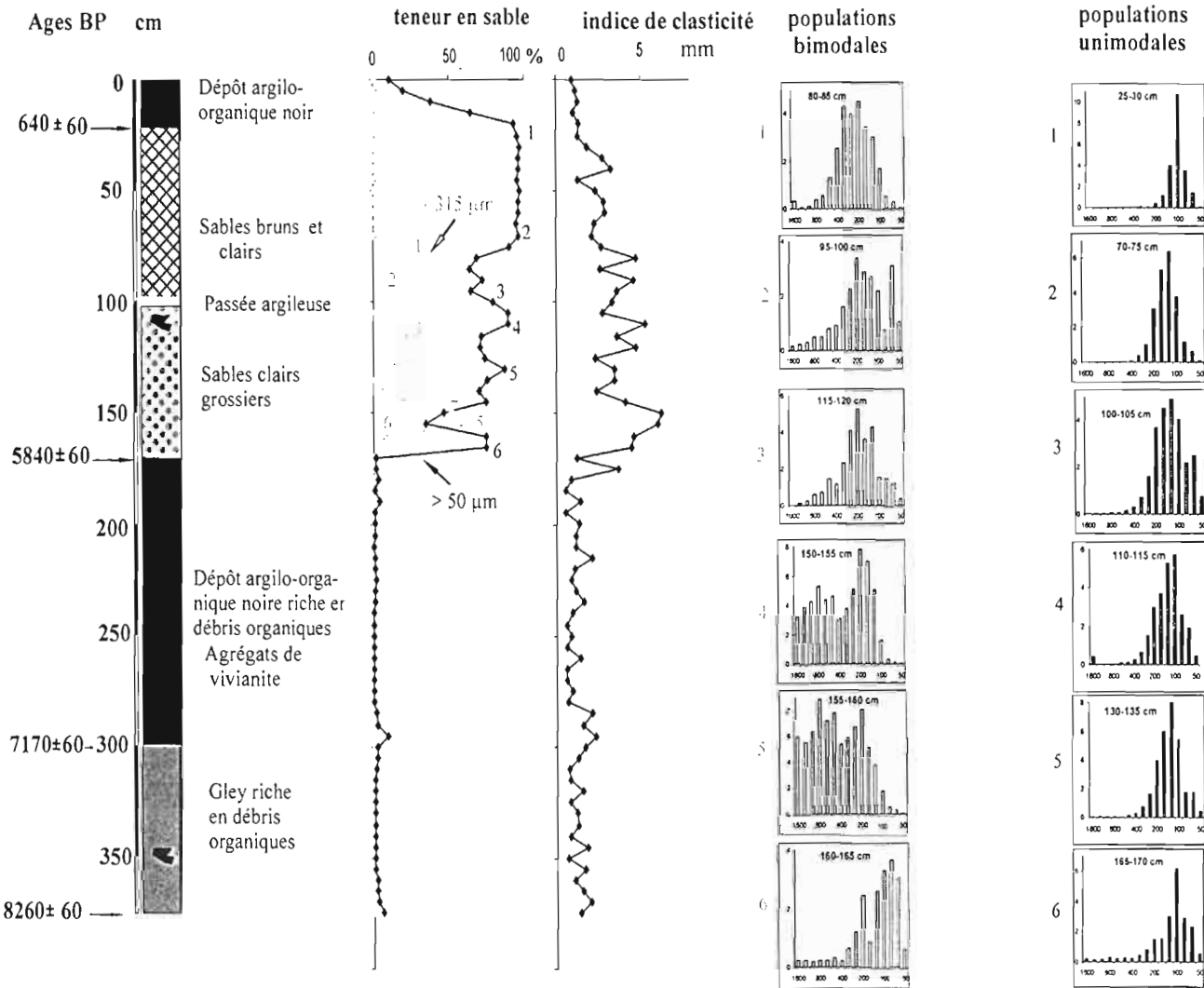


Figure III.2. Carotte OW1. Lithologie, teneur en sables, indice de clasticité et granulométrie des sables.

III.2). Au dessus de 170 cm, les teneurs en sable augmentent brutalement à 74,3 % jusqu'à atteindre des valeurs avoisinant 100 % surtout entre 75 et 20 cm. Ces teneurs sont assez fluctuantes notamment entre 165 et 80 cm où on note trois épisodes de fortes teneurs en sables grossiers (supérieurs à 315 μm), situés entre 160-145 cm, entre 130-110 cm et entre 95-75 cm. Ces flux quartzeux sont généralement associés à des I_c élevés. Les teneurs en sables fins (compris entre 50 et 315 μm) demeurent néanmoins supérieures à celles des sables grossiers sauf au niveau 155-150 cm. Entre 80 et 20 cm, les teneurs en sables, essentiellement fins, demeurent assez stables et voisines de 100 %. Dans ce même intervalle, l'indice de clasticité varie entre 1 et 4 mm, la moyenne étant de 2,5 mm environ. A partir de 20 cm, la teneur en sable diminue jusqu'à des valeurs de 11% au sommet de la carotte. Corrélativement, les sables présentent un indice de clasticité bas, voisin de 1 mm.

On remarque donc une assez bonne corrélation dans l'ensemble entre la teneur en sable et l'indice de clasticité. Quelques exceptions apparaissent cependant : à 215 cm et à 285 cm où les teneurs en sables sont très faibles, mais présentent un I_c largement supérieur à la moyenne des niveaux voisins.

B - Analyse granulométrique des sables

Elle a été effectuée uniquement dans l'épisode sableux compris 170 et 15 cm. Deux types de populations ont été identifiés. Une population unimodale de mode standard 100 ou 125 μm (fig. III.2) qui caractérise les niveaux 15-75 cm, 100-110 cm et 130-140 cm, puis 165-170 cm. Les sables sont bien classés avec un indice de triage bas largement inférieur à 1. Ils sont généralement fins, blancs ou transparents dans les niveaux 100-110 cm, 130-140 cm et 165-170 cm, et sont associés à de grosses paillettes de micas. Dans le niveau 15-75 cm vers le sommet de la carotte, les grains de quartz présentent deux variétés de couleur, blanc-clair et ocre, la couleur ocre étant dominante, et sont associés à des pseudo-oolites ferrugineuses abondantes. L'unimodalité est parfaite et caractérise un type unique d'énergie de transport et de dépôt.

La population bimodale, de valeurs modales variées, caractérise les niveaux 80-95 cm (200-315 μm), 115-125 cm (200-500 μm), 150-155 cm (800-200 μm) et 160-165 cm (200-80 μm) (fig. III.2). Ces niveaux correspondent aux épisodes de flux de quartz grossiers. Le premier épisode de flux de quartz grossiers vers la base du niveau sableux présente des populations différentes. Il débute entre 160 et 165 cm par des populations de valeurs modales faibles à moyennes (200-80 μm). Le mode 200 μm est caractérisé par des paillettes de muscovite abondantes associées à quelques grains de quartz de couleur blanche, tandis que le mode 80

μm est représenté majoritairement par des quartz blancs et de fines paillettes de muscovite. Entre 160 et 150 cm dans le même épisode, on observe des populations modales plus grossières dont les plus grossières (800 μm) sont représentées essentiellement par des quartz blancs transparents ou ocres, et les plus fines (200 μm) par des quartz blancs associés à des paillettes de muscovite. Le deuxième épisode de quartz grossiers entre 115-125 cm présente des valeurs modales moyennes à élevées, le mode 200 μm étant mieux exprimé tandis que le mode 500 μm est moins bien exprimé. Ces populations sont représentées par des quartz blancs ou transparents et sont associés à des paillettes de muscovite abondantes. Dans le dernier épisode de flux de quartz grossiers, deux populations bimodales différentes sont présentes. La base de l'épisode 95-100 cm est caractérisée par des valeurs modales faibles à moyennes (200-63 μm), le mode 200 μm étant le mieux exprimé. Dans ce niveau, les populations sont caractérisées par des quartz blancs et sont associés à des muscovites abondantes et des débris végétaux. Le sommet de cet épisode 80-90 cm présente des valeurs modales plus grossières (200-315 μm) et bien exprimées où les grains de quartz sont à *dominance ocre* et sont *associés à des pseudo-oolites ferrugineuses très abondantes*.

On peut ainsi remarquer la permanence du mode 200 μm dans tous les niveaux représentés par la population bimodale ; il se superpose à un autre plus grossier ou plus fin selon les niveaux . Dans la plupart des épisodes de quartz grossiers, les sables sont mal classés (l'indice de triage est plus élevé ≥ 1) et caractérisent deux types d'énergie de transport et de dépôt qui se trouvent associés dans la même sédimentation.

On passe ainsi d'un faciès de quartz lessivés blancs, transparents roses ou bruns à un ou deux modes, à la partie inférieure de l'épisode sableux à un faciès unimodal de quartz de couleur dominante ocre associés à des pseudo-oolites ferrugineuses vers le sommet de l'épisode. Ce changement de faciès s'accompagne d'une diminution globale du grain moyen.

III.2.4.3 – Observation de la fraction sableuse au stéréomicroscope

La fraction sableuse est constituée de quartz, de micas, des feldspaths, de sidérite, de vivianite, de pseudo-oolites ferrugineuses, de charbons de bois, de débris et de fibres de végétaux (fig. III.3). Ces constituants présentent une répartition particulièrement inégale le long de la colonne sédimentaire.

1) Le quartz

Le quartz est de loin le minéral le plus abondant de la fraction sableuse des sédiments de la carotte OW1. Dans les niveaux argileux de la base de la carotte, on observe des quartz de couleur essentiellement blanche et d'aspect transparent ou laiteux et rarement

mats. Ils sont en général assez bien classés et non usés. Dans les niveaux sableux, de 170 à 80 cm, les quartz sont plus grossiers, blancs ou transparents rosâtres, bruns ou ocres non usés, émoussés et parfois cariés. La couleur dominante étant toujours claire ou blanchâtre. Ces grains de quartz sont généralement lessivés. Certains grains présentent des inclusions ferrugineuses, d'autres ont conservé des restes de feldspaths et/ou de micas encore collés qui indiquent un héritage récent de l'arène. Dans la partie supérieure de l'épisode sableux (80 à 20 cm), les grains de quartz, de taille moyenne, sont ocres ou blancs, mais ici la couleur dominante devient ocre (fig.III.3). Ce sont des grains également non usés. D'une manière générale, on observe dans cet épisode sableux un changement global de faciès des grains : on passe d'un faciès quartz blanchâtre à grains grossiers à un faciès quartz ocre à grains fins. Enfin, le niveau argilo-organique au sommet de la carotte est caractérisé par des quartz fins, ocres et blancs avec une prédominance de grains ocres qui sont généralement non usés.

2) Les micas

Les micas sont après les quartz, les minéraux les plus abondants de la fraction sableuse. Ils sont représentés majoritairement par des muscovites associés à quelques biotites. On les retrouve à tous les niveaux de la carotte et sous des tailles très variables, quelques centaines de microns à quelques millimètres. Les micas sont très abondants et sous forme de grosses paillettes luisantes dans les niveaux 160-170 cm, 130-145 cm et 95-120 cm de l'épisode sableux. Ces niveaux se corrèlent assez bien avec les phases de diminution du flux des sables grossiers ($> 315 \mu\text{m}$) dans l'épisode sableux entre 170 et 75 cm. Ils sont relativement abondants à la partie inférieure de la carotte, mais sont assez fins (de l'ordre de quelques centaines de microns).

3) Les pseudo-oolites

Elles se présentent sous deux variétés brune claire ou brune foncée avec une forme variable, dont la plus courante est sphérique ou ovale. Parfois, on a observé des grains de quartz piégés dans des pseudo-oolites. Elles sont surtout présentes dans l'épisode sableux à

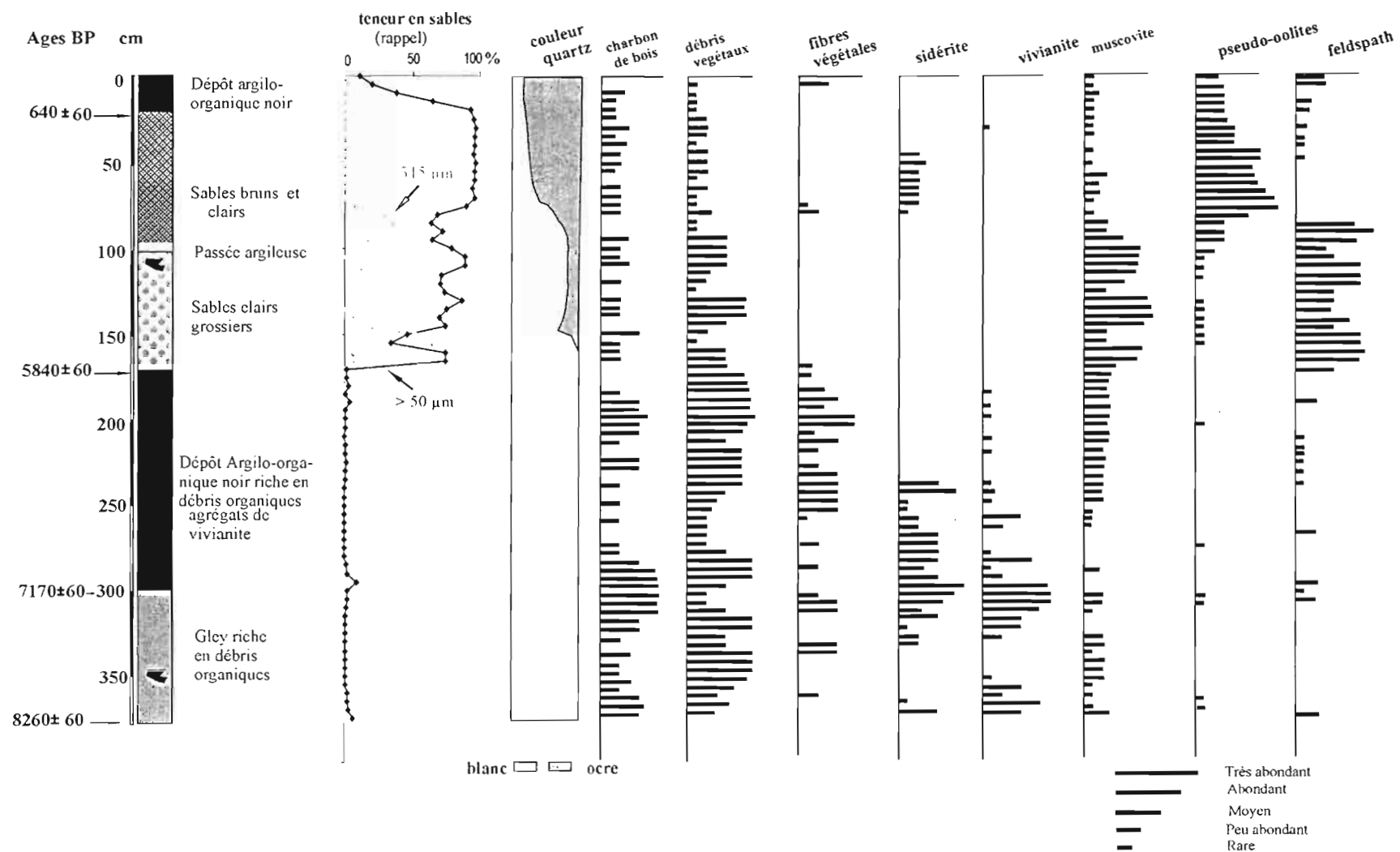


Figure III. 3 : Carotte OW1. Principaux constituants de la fraction sableuse

partir de 120 cm jusqu'au sommet de la carotte. Entre 90 et 60 cm, ces pseudo-oolites sont abondantes à très abondantes, constituant entre 75-80 cm, l'essentiel de la fraction supérieure à 315 μm et plus de 60 % de la fraction supérieure à 50 μm . Les sections de ces pseudo-oolites présentent trois à quatre accumulations corticales d'alternances brun-clair à brun-sombre. L'observation des sections en plaque mince montre l'existence systématique d'un noyau plus argileux et plus oxydé. Une étude plus approfondie au MEB (planche I, photos a et b) précise que ces pseudo-oolites présentent des structures pluricorticales d'oxyde de fer associé à un peu de kaolinite et parfois à quelques cristallisations locales de goethite. On observe parfois des craquelures de déshydratation dans le noyau (Planche1, photo c)

Une analyse aux R.X effectuée sur quelques pseudo-oolites broyées indique une forte abondance de fer amorphe masquant la plupart des pics. Cependant plusieurs diffractions sont observées et correspondent à une phase de kaolinite ferrugineuse : l'état cristallin est médiocre, le pic 001 très mal exprimé, mais plusieurs pics secondaires de la famille des berthiérines sont identifiés.

L'examen des sables alluviaux de la Sanaga et du lit du chenal de communication a révélé la présence de concrétions ferrugineuses de type pseudo pisolithe pédogénétique. Dans les sédiments généralement plus fins de la carotte OW1, ces pseudo oolites seront assimilées à la fraction fine de ces mêmes concrétions. La forte analogie pétrographique de ces grains (Ambrosi et Nahon, 1986) suggère une même origine. Dès lors, ces pseudo-oolites seront considérées comme des marqueurs des flux de la Sanaga au sein du lac Ossa. Ces grains eux-mêmes dérivant de l'érosion de bassins versants à sols ferralitiques.

4) La sidérite

On observe la sidérite en plus grande quantité dans les niveaux argileux à partir de la base de la carotte jusqu'à 240 cm. Elle est abondante uniquement dans la zone de transition entre le niveau argileux gris (gley) et le niveau argilo-organique à 295-315 cm où elle se présente sous forme de microcristaux brun-sombre à marron-brique associés en forme d'étoile et maclés (Planche II, photo g et h). Ces cristaux sont mieux cristallisés. Dans les autres niveaux (240-290 cm), la sidérite est de couleur brun-clair et moins bien cristallisée. La sidérite est présente en petite quantité entre 40-70 cm dans l'épisode sableux sous forme

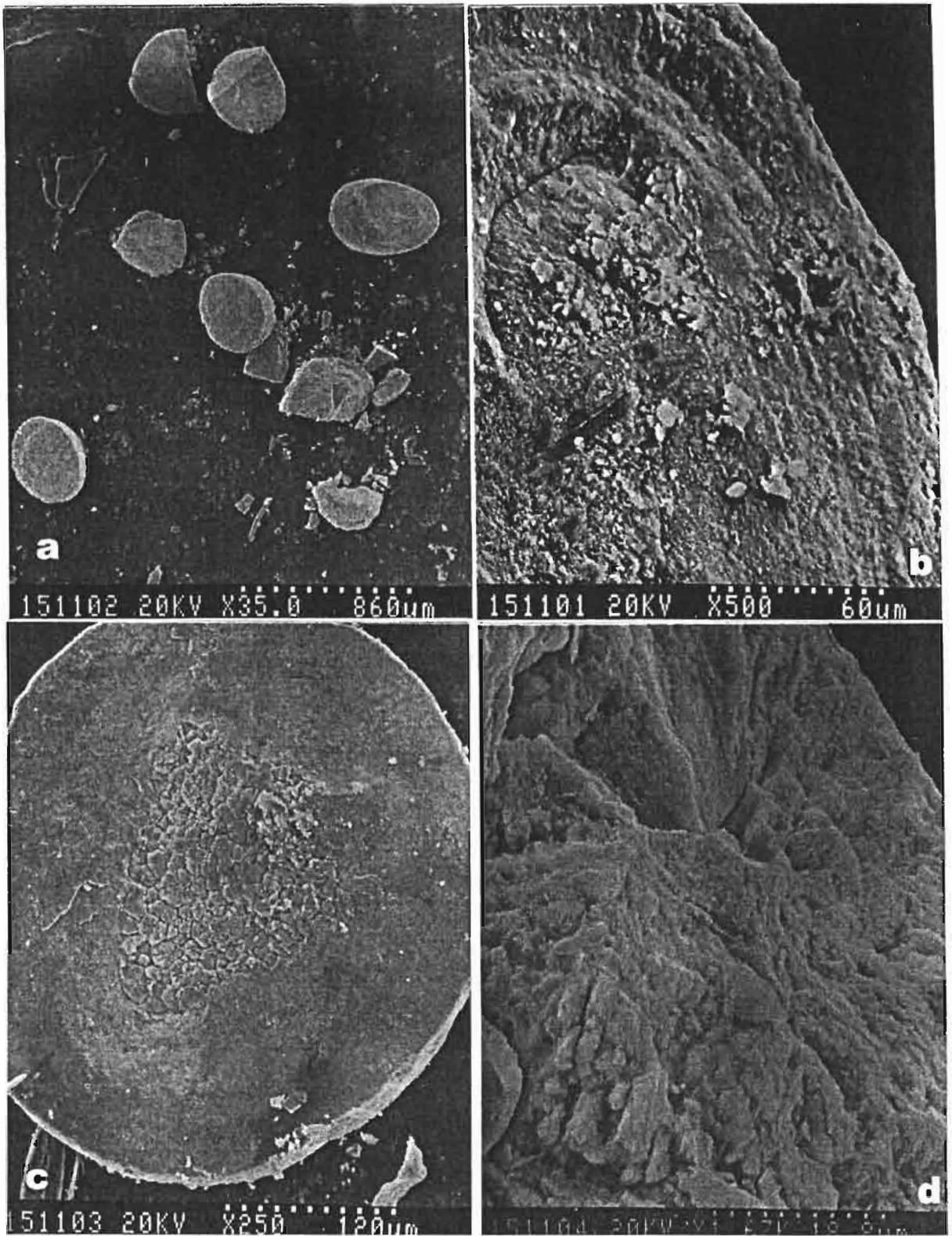


Planche I

- a . Vue d'ensemble de sections de pseudo-oolites
- b. Section d'une pseudo-oolite ferrugineuse. Structure pluricorticale d'oxyde de fer amorphe
- c. Section d'une pseudo-oolite. Craquelure de déshydratation dans le noyau plus kaolinitique
- d. Cristallisation rayonnante d'un nodule de vivianite

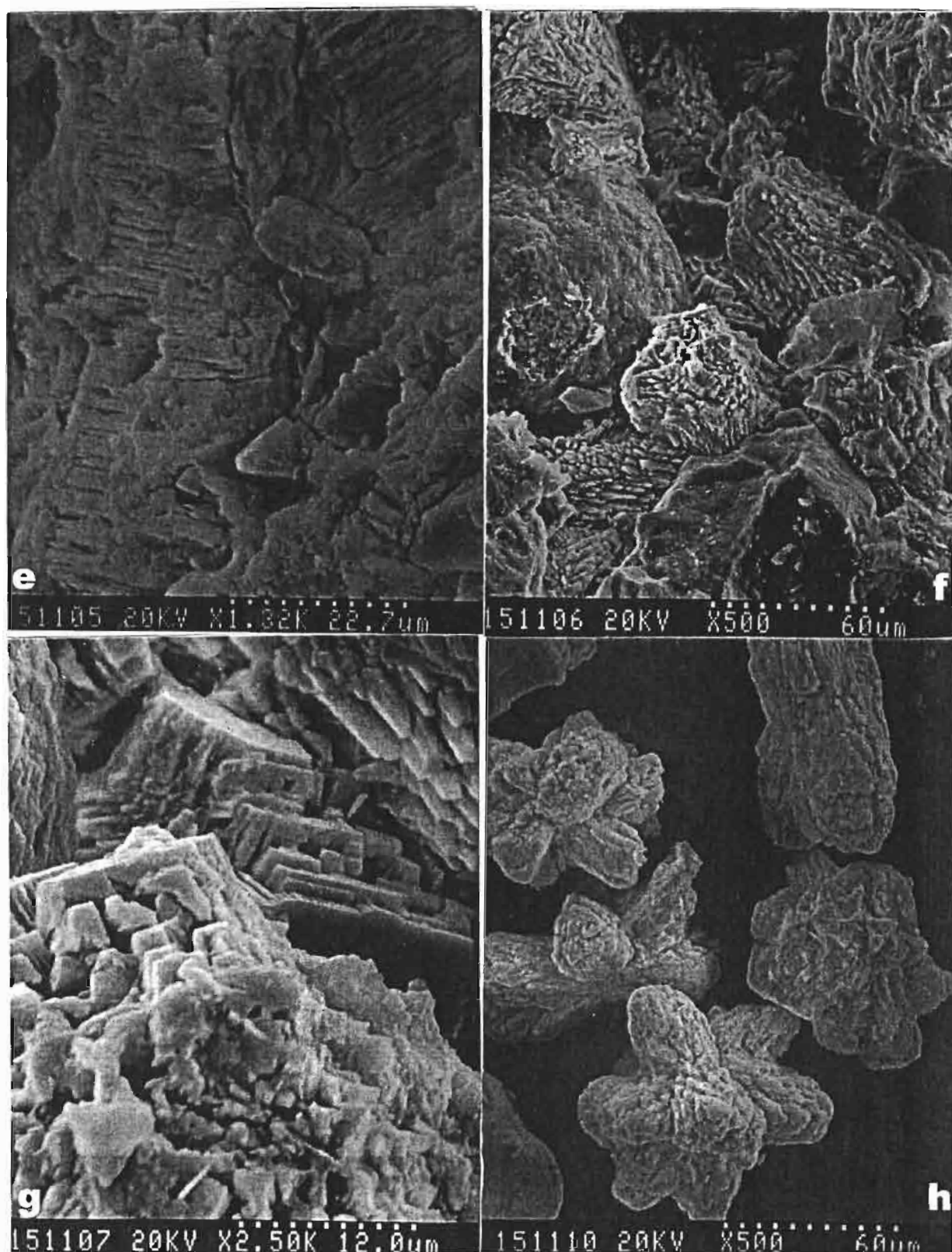


Planche II

- e. Empilement de tablettes de vivianite
- f. Agrégats de quartz et d'argile ferrugineuse cimentés par des néoformations de sidérite
- g. Tablettes de sidérite
- h. Vue d'ensemble de cristallisation rayonnante des prismes de sidérite

d'agréats de petits cristaux brun-sombre qui cimentent des grains de quartz (Planche II, photo f). Les cristaux de sidérite sont parfois isolés dans le sable. Ce minéral est un carbonate de fer ferreux (FeCO_3) qui se forme en conséquence en milieu réducteur. Il précipite généralement dans les milieux d'eau douce carencés en soufre.

5) La vivianite

Elle est présente uniquement dans la partie inférieure de la carotte OW1 de la base jusqu'au niveau 170 cm. Elle est abondante entre 380-370 cm, 270-245 cm, mais surtout entre 320-295 cm où elle constitue avec la sidérite, plus de 65 % de la fraction sableuse. La vivianite est un phosphate de fer de formule $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, qui se forme dans les milieux riches en matière organique et en fer ferreux et, en même temps, réducteurs. Elle se présente sous forme de cristaux microscopiques à millimétriques (Planche II, photo e), de couleur bleue ou bleu-clair, lorsqu'elle est mal cristallisée, et bleu-marine, vert cendre à gris cendre, lorsqu'elle est bien cristallisée.

6) Les feldspaths

Ils sont présents dans l'épisode sableux entre 165-120 cm, mais surtout entre 100-80 cm où ils sont relativement abondants. Ils apparaissent épisodiquement à la base de la carotte à 375-380 cm, à 295-300 cm, également à 190-195 cm, et vers le sommet de la carotte à 5-10 cm. Cette distribution est donc assez parallèle à celle de la muscovite. L'analyse diffractométrique R.X a montré que ces feldspaths étaient toujours essentiellement de type plagioclase ; les orthoses étant rares ou absentes.

7) Les charbons de bois

Les charbons de bois sont peu abondants à rares dans la fraction sableuse. Ils sont de taille variable, inframillimétrique à millimétrique et sont plus abondants à la partie inférieure de la carotte qu'au sommet. De nombreux grains grossiers sont observés au niveau 290-315 cm et également dans l'épisode argileux noir entre 170 et 220 cm. Ils sont parfois recouverts de vivianite en épigénie. Si on tient compte de la lithologie générale du dépôt, ces particules sont plutôt associées aux accumulations argileuses d'eau calme et vraisemblablement peu profonde. Aucune concentration dans les niveaux sommitaux ne permet de suggérer une emprise anthropique récente.

8) Les débris végétaux

Ils sont constitués de débris de feuilles, de tiges, d'écorces, d'enveloppes de graines et de graines. Ils sont fins ou grossiers et à certains niveaux, sont recouverts comme les charbons de bois, par de la vivianite. Ces débris sont abondants à très abondants surtout entre

175-240 cm dans le niveau argileux noir où ils constituent l'essentiel de la fraction sableuse, mais aussi entre 130-145 cm dans l'épisode sableux (fig. III.3). Ils sont présents à abondants dans l'épisode sableux entre 160-175 cm et 95-120 cm, et dans le niveau argileux gris à 290-300 cm et à 350-370 cm. Les débris végétaux sont très rares vers le sommet de la carotte. Cette distribution est relativement comparable à celle des charbons de bois, c'est-à-dire que l'accumulation est favorisée en eau calmes.

9) Les fibres végétales

Elles sont abondantes entre 200-260 cm dans le niveau argilo-organique noir et présentes entre 300-350 cm. Elles sont peu représentées dans le niveau à gley, dans le niveau sableux et vers le sommet de la carotte. Cette distribution peut être comparée à celles des charbons de bois et des débris végétaux : le contraste entre les niveaux argileux et sableux est amplifié en raison de l'extrême ténuité de ces particules.

III.2.4.4 *Etude diffractométrique des rayons X de la phase argileuse*

Cette analyse a été effectuée sur la fraction pélitique $< 2 \mu\text{m}$. Trois pics majeurs sont présents sur les diffractogrammes de la carotte OW1. Le pic de la kaolinite largement majoritaire, le pic de l'illite et celui du quartz. On peut cependant observer l'apparition assez épisodique des pics d'interstratifiés illite/smectite, de smectite, de goethite et d'hallowite. Nous avons procédé au calcul des rapports quartz(100)/kaolinite (001), illite(002)/kaolinite (001) et α_1/α_2 . La figure III.4 présente les variations de ces rapports le long de la colonne sédimentaire.

Le rapport quartz/kaolinite présente une évolution en trois principaux épisodes. Ce rapport est bas à très bas (largement inférieur à 1) dans les niveaux argileux 380-100 cm et 10-0 cm. Ces deux épisodes encadrent un épisode 100-10 cm où le rapport présente des valeurs plus élevées, supérieures ou égales à 1. Cette distribution met donc en évidence, même à l'échelle de la fraction $< 2 \mu\text{m}$, la concentration du matériel quartzique dans la partie supérieure de la colonne sédimentaire.

Le rapport illite/kaolinite présente une évolution globale assez identique à celui du quartz/kaolinite. Il est bas à la base de la carotte entre 380-160 cm et au sommet 10-0 cm, et plus élevé entre 160 et 10 cm., avec une valeur anormalement basse à 100 cm liée à des passées argileuses. Les valeurs élevées du rapport illite/kaolinite traduisent une

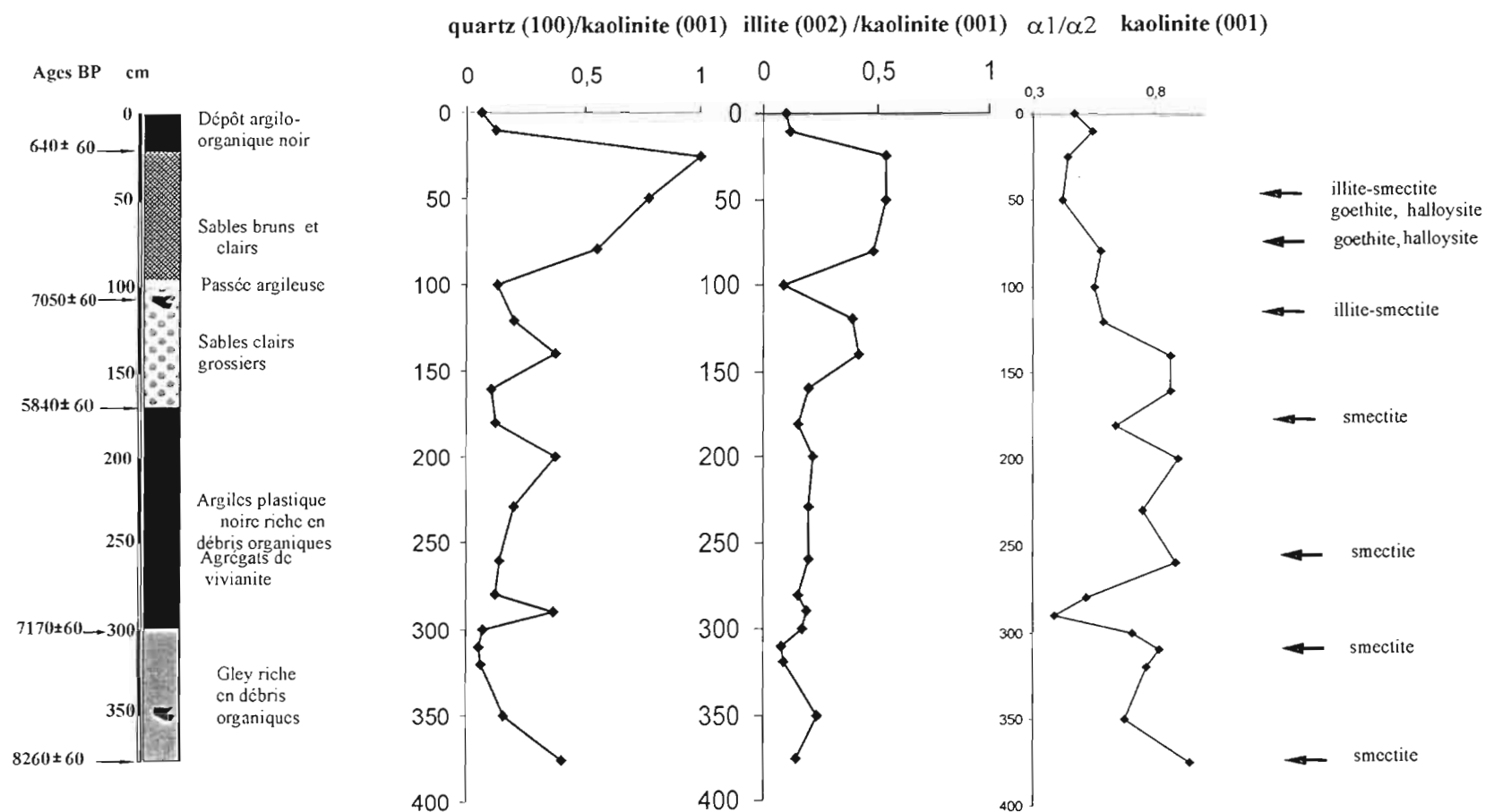


Figure III. 4. Carotte OW1. Analyse R.X sur la fraction < 2 μ m. Rapports quartz/kaolinite, illite/kaolinite et $\alpha 1/\alpha 2$

augmentation des apports en illite. Elles coïncident avec les dépôts à pseudo-oolites ferrugineuses et à quartz ocres décrits plus haut, et indiquent vraisemblablement là aussi l'introduction de flux issus de la Sanaga. Ces deux épisodes peuvent ainsi être liés.

Le rapport α_1/α_2 présente des valeurs plus élevées dans la partie inférieure que dans la partie supérieure de la carotte, exception faite du niveau 290-280 cm, où il est très bas (fig. III.4). Ce niveau coïncide avec celui d'un léger flux sableux déjà mis en évidence. Ainsi, entre 380 et 300 cm, puis 260-140 cm, les valeurs du rapport α_1/α_2 suggèrent des kaolinites assez bien cristallisées. A l'inverse, entre 140 et 0 cm, et 300-260 cm, les valeurs basses à très basses suggèrent des kaolinites mal cristallisées. La présence d'hallowaysite entre 100 et 50 cm confirme cette observation.

La présence épisodique des smectites et des interstratifiés illite-smectite semble plutôt liée à des épisodes assez riches en kaolinite, par ailleurs bien conservées.

En résumé, cette étude fait ressortir encore une fois la spécificité de la sédimentation de la partie supérieure de la carotte. L'introduction croissante du matériel apporté par la Sanaga et issu des versants ferrallitiques est attestée par la présence de matériaux plus dégradés.

III.2.4.5. Analyse minérale quantitative par la méthode infrarouge

La kaolinite, le quartz, les feldspaths, la gibbsite, la silice amorphe et la sidérite sont les principaux constituants minéraux identifiés par l'analyse infrarouge. Les analyses n'ont pas été effectuées dans le niveau sableux (fig. III.5) où le quartz est trop prépondérant par rapport aux autres constituants.

Les teneurs en kaolinite sont très fortes dans le niveau argileux gris (300-380 cm) où elles sont voisines de 65 % de moyenne. Dans le niveau argilo-organique noir inférieur (170-300 cm), ces teneurs diminuent, mais demeurent tout de même fortes (48 % en moyenne), marquant un léger changement dans la sédimentation. Dans le niveau argilo-organique supérieur (0-20 cm), les teneurs en kaolinite, très faibles à la base, augmentent rapidement jusqu'à des valeurs voisines de 60 % au sommet de la carotte. Ce gradient exprime donc logiquement la diminution de la phase sableuse.

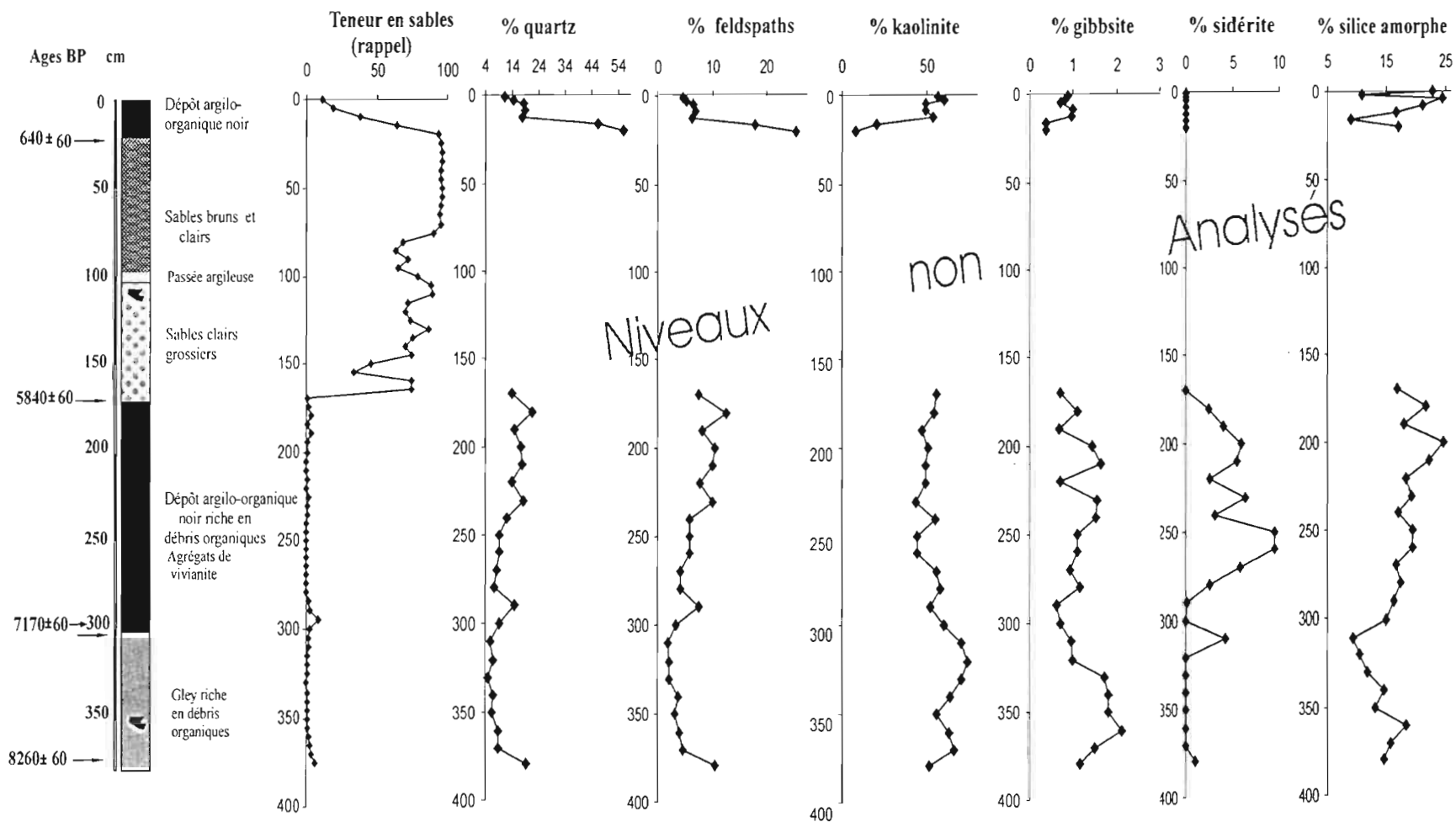


Figure III.5. Carotte OW1. Principaux constituants minéraux des sédiments d'après l'analyse IR du sédiment entier.

Les teneurs en quartz et en feldspaths présentent une évolution identique le long des dépôts argileux de la colonne sédimentaire. Les teneurs en quartz demeurent supérieures (pratiquement le double) à celles des feldspaths. Elles sont faibles dans le niveau à gley (7 % en moyenne) et sont marquées dans le niveau de transition entre le gley et le niveau vaseux argilo-organique par des teneurs relativement fortes (~ 15 %) qui coïncident avec le petit pic de sables déjà signalé. Dans le niveau vaseux argilo-organique inférieur, les teneurs en quartz et en feldspaths présentent une augmentation progressive : dans une première phase entre 280-240 cm, ces teneurs sont encore relativement faibles (~ 10 %), puis dans une deuxième phase entre 240-170 cm, les teneurs sont comprises entre 15 et 20 %. Cette observation suggère l'arrivée progressive de matériaux détritiques dans le bassin sédimentaire. La base du niveau argilo-organique supérieur (20-0 cm) est caractérisée par des teneurs fortes en quartz et en feldspaths qui diminuent rapidement vers des valeurs moyennes à faibles en approchant du sommet de la carotte. Ce gradient, qui était inversé pour la kaolinite, exprime la diminution de la phase sableuse déjà mise en évidence grâce aux lavages.

La silice amorphe présente d'assez fortes teneurs dans les sédiments étudiés (17,4 % de moyenne). Ces teneurs, relativement faibles dans le niveau à gley (10 à 15 %), sont en moyenne plus élevées dans les niveaux argilo-organiques entre 300-190 cm (15-25 %) et vers le sommet de la carotte (10-23 %). Ceci suggère le développement de la productivité planctonique associée probablement à la sédimentation vaseuse sous une tranche d'eau plus importante. L'observation des frottis de sédiment au microscope optique a effectivement révélé la présence d'abondants frustules de diatomées dans les sédiments vaseux, alors que ceux-ci sont très rares dans le niveau à gley.

La gibbsite présente de très faibles teneurs dans les sédiments de la carotte OW1. Cependant, ces teneurs sont un peu plus élevées dans le gley de la partie inférieure de la carotte (~ 2 %), puis faibles (0,7%) entre 310-290 cm. Dans l'épisode argilo-organique inférieur, ces teneurs augmentent légèrement, mais demeurent inférieures à celles du gley argileux gris. Le sommet de la carotte est caractérisé par des teneurs très faibles (< 1%). On peut donc remarquer que la distribution de ces concentrations le long de la carotte est une fonction assez directe de la texture, les teneurs les plus élevées coïncidant avec les dépôts les plus argileux.

La sidérite n'est présente que dans le niveau vaseux argilo-organique noir inférieur (170-280 cm) où elle présente des teneurs comprises entre 2,5 et 9,5 %. Dans ce niveau, les

plus fortes teneurs sont observées entre 240-280 cm et correspondent aux niveaux à faibles teneurs en quartz et en feldspaths. Les plus faibles teneurs en sidérite, entre 240 et 170 cm coïncident avec des teneurs un peu plus fortes en quartz et en feldspaths. Ces observations suggèrent un milieu plus particulièrement réducteur entre 240-280 cm et des conditions de plus en plus oxydantes vers le sommet du niveau argilo-organique. On observe aussi un pic de 4,3 % vers le sommet du niveau à gley ainsi que des traces de sidérite à la base de la carotte.

En définitive, cette étude confirme les résultats obtenus grâce aux analyses précédentes et fait mieux ressortir les différences entre les niveaux lithologiques successifs. Elle apporte, en plus, par l'observation des variations des teneurs en silice amorphe, des informations sur la production phytoplanctonique. Ainsi, le niveau à gley est marqué par une faible productivité, tandis que le niveau vaseux qui lui succède est caractérisé par une productivité de plus en plus abondante. Cette production planctonique est assez irrégulière vers le sommet de la carotte. Les teneurs en sables (quartz, feldspaths) qui, sur la base d'analyses précédentes, semblaient relativement stables le long des niveaux vaseux argilo-organique présentent ici une évolution progressive : assez faibles dans la partie inférieure, elles deviennent de plus en plus élevées vers le sommet de ces niveaux.

III.2.4.6. Dosage du carbone et de l'azote.

Les teneurs en carbone sont comprises entre 0,9 et 1,5 % dans le niveau de gley argileux gris (fig. III.6). Le sommet de cet épisode est marqué par des teneurs très fortes (4,1 %) à 300-305 cm. Le niveau argilo-organique inférieur est caractérisé par des teneurs très élevées en carbone (2,7- 5,8 %). Elles sont plus fortes vers le sommet de ce niveau qu'à la base. Dans le niveau sableux, les teneurs en carbone sont quasi-nulles (0-0,5 %) témoignant de la rareté de débris organiques dans les sables. Dans le niveau argilo-organique supérieur, ces teneurs augmentent de nouveau, de 2,1 % à la base à 4,1 % au sommet de la carotte. Cette répartition des teneurs en carbone est, en général parallèle à celle de l'azote (fig. III. 6), en dehors du niveau 300-305 cm où le pic du carbone est inverse de celui de l'azote. Les teneurs élevées en carbone sont représentées par d'abondants débris végétaux (débris ligneux, débris de feuilles) qui résulteraient en majorité de la dégradation de la ripisilve. Les teneurs élevées en azote coïncident avec les fortes teneurs en silice amorphe et peuvent ainsi être corrélées à l'élévation de la productivité planctonique de cet épisode.

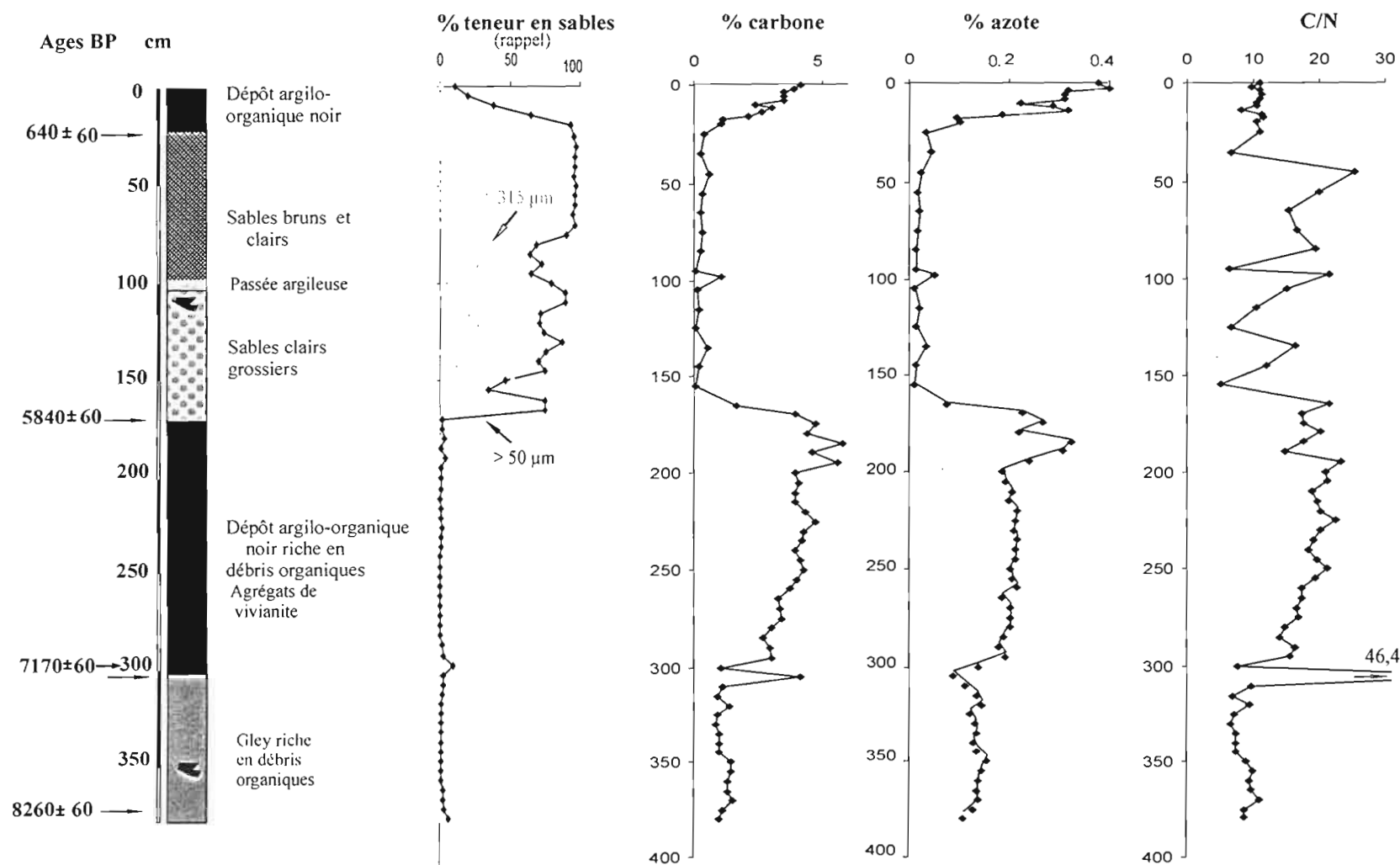


Figure III. 6. Carotte OW1. Principaux constituants organiques d'après le dosage de C et de N sur sédiment total.

Les rapports C/N sont bas dans le niveau à gley de la base de la carotte (< 10). Le sommet de cet épisode (300-305 cm) présente une valeur très élevée (46,4) qui correspond au pic du carbone dans le même niveau. Cette valeur exceptionnelle est due vraisemblablement à l'abondance dans le dépôt de particules ligneuses dégradées. Dans l'intervalle argilo-organique, le rapport C/N présente des valeurs fortes, comprises entre 15 et 23. Le niveau sableux (170-20 cm) est caractérisé par des valeurs globalement fortes (15-25), mais irrégulières notamment dans les niveaux 155-156 cm, 115-125 cm, 95-96 cm et au sommet de l'épisode 25-35 cm où elles sont basses (< 10). Le sommet de la carotte enregistre des valeurs faibles à moyennes (~ 10) qui demeurent remarquablement constantes.

Les C/N bas du niveau à gley de la partie inférieure de la carotte seraient liés une matière organique fine et relativement azotée. Le pic de très forte valeur du C/N vers le sommet du niveau à gley, inverse de celui de l'azote et corrélé à celui du carbone serait lié une brusque arrivée de matériaux ligneux appauvris en matière organique azoté, matériaux qui ont été observés au stéréomicroscope. Dans l'intervalle argilo-organique noir inférieur, les C/N élevés seraient liés à la présence de débris végétaux grossiers relativement abondants, et donc à une matière organique réfractaire certainement allochtone. Dans l'épisode sableux, les niveaux à faibles valeurs de C/N coïncident avec les pics de teneurs en quartz grossiers ($> 315 \mu\text{m}$), observation qui suggère une faible accumulation de débris végétaux, tandis que les fortes valeurs de C/N sont corrélées aux flux de quartz plus fins et aux passées argileuses suggérant des arrivées importantes d'apports organiques détritiques. Au sommet de la carotte, les C/N bas seraient liés à une matière organique plus fine et plus azotée car plus planctonique (abondance de diatomées).

III.2.5. Essai synthétique des données analytiques de la carotte OW1. Comparaison avec les données de pollens.

Nous avons vu dans le paragraphe traitant de la chronologie que les vitesses de sédimentation étaient plus élevées dans les épisodes inférieurs plus argileux de la carotte et plus basses dans l'épisode sableux et dans l'épisode vaseux supérieur. Nous avons ainsi suggéré une sédimentation régulière dans le gley et dans le niveau vaseux de la partie inférieure de la carotte. Les dépôts sableux s'accumulant généralement vite, on devrait logiquement avoir des vitesses de sédimentation élevées dans l'épisode sableux. Cela n'est pas le cas, car 150 cm seulement de sédiments s'accumulent pendant 5200 ans. Cela laisse supposer un rabotage au début de la sédimentation sableuse du toit du niveaux argileux inférieur dont l'épaisseur

était vraisemblablement plus importante. Ces rabotages entraînent des remaniements dans les dépôts qui sont révélés par la présence de débris végétaux d'âge antérieur à celui du dépôt sableux. Les dépôts argileux issus du bassin versant immédiat du lac devraient logiquement être continus, s'il n'y avait pas eu l'introduction massive des flux de la Sanaga à partir de 170 cm.

Dans notre étude, nous avons retenu plusieurs marqueurs de la sédimentation. Comme marqueurs de l'hydrodynamisme, nous avons choisi les teneurs en sables associées à la clasticité. Le rapport α_1/α_2 traduit le degré d'altération du matériel argileux et peut être relié à la source d'apport : plus le transport est long et plus le matériel est dégradé. Les pseudo-oolites ferrugineuses associées à des quartz de couleur ocre, ainsi que des grandes quantités de plagioclase et d'illite sont les marqueurs des flux de la Sanaga. Ces matériaux sont issus des sols ferrallitiques sur socle du bassin versant de la Sanaga qui sont riches en produits d'accumulation ferrugineuse et en matières nutritives. Par opposition, les sols sableux du bassin versant immédiat du lac, qui s'apparentent aux podzols, sont très lessivés, leurs grains de quartz étant de couleur blanche. La silice amorphe est considérée essentiellement comme un indicateur de la production planctonique représentée par des frustules de diatomées. La sidérite et la vivianite sont des marqueurs de milieux réducteurs et riches en matière organique, et enfin le rapport C/N identifie la maturation de la matière organique.

Ces différents marqueurs ont été corrélés entre eux et leurs variations sont fréquemment parallèles à celles de la lithologie. Quatre épisodes ont été distingués le long de la carotte OW1 :

I - *L'épisode à gley de 9200 à 8000 ans cal BP*. Les faibles teneurs en sables et une clasticité faible, ainsi que les paillettes fines de muscovite caractérisent un milieu de faible énergie. Les grains de quartz sont blancs, assez bien classés, et sont associés à des kaolinites assez bien conservées et en concentration élevée, provenant des sols sableux lessivés proches. La production phytoplanctonique peu abondante indique une tranche d'eau très peu importante, et donc des conditions anoxiques marécageuses favorables à la formation des carbonates de fer (sidérite) et des phosphates de fer (vivianite) lorsque l'accumulation de la matière organique est abondante.

Le niveau sommital (300-305 cm) de cet épisode à gley, caractérisé par un rapport C/N très élevé suggère une première arrivée importante d'apports détritiques organiques (débris végétaux et charbons de bois). Dans ce même niveau, les teneurs en sables et en silice amorphe sont très faibles ; cela suggère un milieu plus réducteur que vers la base de la carotte et favorable à la précipitation en grande quantité de sidérite et de vivianite.

II - *L'épisode vaseux argileux inférieur de 8000 à 6700 ans cal BP*. Le niveau à la base de cet épisode est marqué par une sensible augmentation des teneurs en sables et une clasticité élevée indiquant une première arrivée de matériaux détritiques. Les kaolinites mal cristallisées montrent une première influence des apports éventuellement extérieurs au bassin immédiat du lac. Ces caractères, associés à une légère augmentation du rapport illite/kaolinite et à la présence de quelques pseudo-oolites concourent en faveur d'une introduction partielle dans le lac de flux issus de la Sanaga. La sédimentation devient ensuite plus régulière tout en montrant une augmentation progressive des teneurs en sables, d'abord faible entre 280 et 240 cm, puis plus élevées vers le sommet où elle traduit un flux d'apports détritiques. Ce flux, bien que modeste, devient de plus en plus important. Les quartz blancs, très fins et bien classés dans l'ensemble, ainsi que les kaolinites bien cristallisées suggèrent des matériaux assez bien conservés issus des sols sableux lessivés. Les C/N très élevés indiquent une matière organique évoluée provenant de sols plus ou moins lointains. Les fortes teneurs en silice amorphe corrélées à celles également élevées de l'azote indiquent une production planctonique plus abondante certainement liée à une tranche d'eau plus élevée que dans l'épisode précédent : le marécage devient lac. Les teneurs en sidérite plus élevées à la base qu'au sommet de cet épisode indiquent un milieu plus réducteur à la base et des conditions de plus en plus oxydantes vers le sommet, confirmant ainsi cette élévation du niveau lacustre. Malgré cette élévation du plan d'eau, la dynamique sédimentaire demeure associée à des eaux d'énergie relativement faibles comme l'indique l'abondance de fines paillettes de muscovites, de fibres, de débris végétaux et de charbons de bois.

La transition entre le niveau vaseux argileux et le niveau sableux sus-jacent est marquée par une arrivée de matériaux ligneux encore plus importante que dans le niveau vaseux, très enrichie en matière organique azotée et donc planctonique, en relation certainement avec une tranche d'eau encore plus élevée. Le rapport α_1/α_2 encore voisin de 1 jusqu'au niveau 140 cm dans l'épisode sableux, indique la persistance des kaolinites bien cristallisées, celles-ci constituant une fraction pélitique probablement remaniée lors des crues les plus violentes et redéposées dans le dépôt sableux. Cette observation confirme le mécanisme de rabotage du toit du niveau argileux évoqué plus haut dans le commentaire des vitesses de sédimentation..

III - *L'épisode sableux de 6700 à 600 ans cal BP* marque un changement radical dans la sédimentation. On remarque une évolution en deux principales étapes.

La première étape (170-80 cm) où deux types de populations de sables (unimodales et bimodales) s'associent, suggèrent deux flux d'énergie différente alimentant successivement

le bassin. Les flux de quartz grossiers plus ou moins oxydés et cariés témoignent de dépôts brutaux et irréguliers. Des dépôts fins en quartz blancs associés à des paillettes de muscovites s'intercalent ou se superposent à ces dépôts grossiers et témoignent de périodes d'énergie plus modérée. Les dépôts grossiers, associés à de grosses paillettes de muscovite paraissent directement dérivés de la roche-mère et témoigneraient de la proximité relative de la source. Les rapports C/N les plus bas coïncident souvent avec les niveaux de dépôts des sables grossiers. Les flux de ce matériel grossier excluent la présence associée de débris organiques végétaux légers. Il est logique de penser que la faible fraction organique associée à ces sables est autochtone : elle se caractérise par une faible évolution comparable à celle des dépôts du gley sous-jacent. Les dépôts de sables fins, associés à des C/N élevés, indiquent un matériel d'origine plus allochtone.

La deuxième étape (80-20 cm), est caractérisée par un flux unimodal de quartz fins associé à des pseudo-oolites ferrugineuses abondantes et à des C/N élevés. La présence des pseudo-oolites au large de la Sanaga a été signalée par Giresse *et al.* (1998). Ces particules sont apportées par les flux de la Sanaga au lac Ossa, en même temps que des quartz ocres, et une argile plus riche en illite et en interstratifiés illite-smectite. Le rapport α_1/α_2 des kaolinites très bas dans ces dépôts témoigne encore du désordre structural de ces minéraux en conséquence probable d'un transport prolongé à partir du bassin versant *sensu lato* de la Sanaga. Le passage des dépôts plus grossiers à la partie inférieure de l'épisode sableux, vers des dépôts de plus en plus fins vers le sommet suggère que les flux violents de la Sanaga s'affaiblissent vers le sommet du dépôt, en particulier dès le niveau 70 cm jusqu'au sommet de la carotte.

L'épisode sableux 170-20 cm a ainsi une origine largement qui est largement extérieure au bassin lacustre d'Ossa. Cette alimentation depuis le fleuve implique un mélange de dépôts de nature différente où il est nécessaire d'associer deux échelles d'interprétation : une échelle très locale en relation avec le bassin versant immédiat du lac et une échelle régionale qui prend en compte sinon tout le bassin versant de la Sanaga, tout au moins une large part de son cours inférieur.

IV - L'épisode argileux supérieur de 600 à 0 ans BP marque le retour à des conditions de milieu plus calme avec des teneurs en kaolinite à nouveau très élevées. Cependant, la persistance des pseudo-oolites ferrugineuses et des quartz ocres dans les sédiments indiquent toujours l'influence de la Sanaga pendant cet épisode, ce malgré une clasticité faible et des C/N bas marqueurs d'une matière organique plus fine et plus azotée et donc plus planctonique. Les teneurs globalement élevées de la silice amorphe, liées à une production planctonique

élevée suggèrent une tranche d'eau encore importante. Les pseudo-oolites ferrugineuses, les quartz ocres très fins ($I_c < 1$ mm) et des kaolinites encore mal cristallisées sont indicateurs d'une influence encore pérenne des eaux de la Sanaga, influence que nous avons pu mettre en évidence déjà à partir de la composition des eaux et des sédiments superficiels du chapitre précédent.

Afin de compléter le tableau de l'évolution sédimentaire que nous venons de montrer, nous avons fait appel aux données des pollens de la même carotte sur la base des travaux de Reynaud-Farrera (1995). On remarque le long de la carotte OW1 une prédominance des pollens d'arbres sur les pollens des herbacées qui indiquent la permanence de la forêt sur les bassins versants pendant toute la sédimentation. Le spectre pollinique présente cependant quelques fluctuations significatives pendant l'évolution.

D'une manière générale, on note fréquences élevées de pollens de forêt montagnarde (*Podocarpus latifolius*, *Olea capensis*) dans la partie inférieure de la carotte, elles diminuent et s'annulent vers 68 cm (2800 - 2500 ans BP environ). A l'inverse, les pourcentages des taxons des marqueurs de la forêt biafréenne (*Cesalpiniaceae*, *Sapotaceae*, *Martretia*), peu représentés dans les spectres de la partie inférieure de la carotte, commencent à augmenter progressivement à environ 152 cm jusqu'au sommet de la carotte. Les pourcentages de *Lophira alata*, espèce héliophile et littorale, apparaissent sur les spectres polliniques et évoluent de manière presque parallèle à ceux des taxons de la forêt biafréenne. Les différences principales entre les écosystèmes de ces deux types de forêt sont les températures et le régime des précipitations. Les formations de type montagnard présentent actuellement des températures basses, 20°C en moyenne et des précipitations moyennes annuelles de 1800/1900 mm tandis que les formations de type biafréen présentent des températures plus élevées (26°C) et des précipitations fortes (>3000 mm/an). Les forts pourcentages des taxons de végétation montagnarde dans la partie inférieure de la carotte seraient donc liés à une extension de ces formations au-delà de leur limites actuelles suggérant des températures plus froides qu'à l'actuel et des précipitations relativement abondantes. La diminution, puis la disparition de ces pollens dans les spectres, parallèle à l'augmentation des pollens de forêt biafréenne indique une augmentation des températures et un changement du régime des précipitations caractérisé par des pluies plus fortes et abondantes.

D'autres pollens d'arbres, comme ceux d'*Alchornea*, de *Uapaca* et de *Celtis* sont présents et assez bien représentés sur les spectres, mais ne présentent pas de variation particulière.

Les Cypéracées, représentant la végétation aquatique, montrent des pourcentages légèrement élevés dans la partie inférieure de la carotte qui indiquent un bas niveau lacustre. Ces pourcentages diminuent progressivement jusqu'au niveau 68 cm dans l'épisode sableux, indiquant une élévation de la tranche d'eau. A partir de 68 cm, les pourcentages des pollens des Cypéracées augmentent de nouveau jusqu'au sommet de la carotte, révélant une diminution du niveau lacustre.

Les *Poaceae*, représentants de manière générale des végétations de savane, présentent une évolution presque identique à celle des Cypéracées, mais sont mieux représentées sur les spectres. Le développement des *Poaceae* est souvent attribué à des ouvertures dans le couvert forestier. Les *Poaceae* présentent de forts pourcentages dans l'épisode I, suggérant des ouvertures dans la forêt ; ceux-ci diminuent ensuite dans l'épisode II, puis dans l'épisode III jusqu'au niveau 115 cm, suggérant une reconquête par la forêt des milieux précédemment ouverts. A partir du niveau 115 cm, les pourcentages des *Poaceae* augmentent de nouveau jusqu'au sommet de la carotte où ils sont très élevés. Cette observation suggère à nouveau des ouvertures dans la forêt. Dans la région du lac Ossa, une espèce appartenant à la famille des *Poaceae*, *Echinochloa pyramidalis* est fortement représentée. Elle constitue une prairie flottante qui colonise actuellement les bordures du lac Ossa (et de la plupart des lacs de la région) ainsi que les zones marécageuses. On a pu remarquer que son extension était très grande en période de basses eaux. Les pollens de cette espèce peuvent influencer le spectre pollinique des *Poaceae* dans le lac Ossa, mais de l'avis des spécialistes, il n'est pas encore possible à l'heure actuelle de séparer les taxons aquatiques des taxons terrestres.

La répartition des spectres polliniques le long de la carotte ne montre aucune incidence sur les grandes étapes de la sédimentation que nous avons établies ci-dessus. En particulier, dans l'épisode sableux, les spectres polliniques ne présentent pas une spécificité particulière. On peut ainsi remarquer que les flux de la Sanaga dans le lac ne correspondent pas à un changement du paysage, mais sont plutôt liés à des épisodes de hauts niveaux lacustres. Cela suggère des crues exceptionnelles du fleuve ayant favorisé l'introduction de ses eaux dans le lac Ossa. Les données des pollens ont révélé la mise en place vers 5840 ans BP environ de la forêt biafréenne au détriment de la forêt à formations montagnardes. Ce changement aurait été favorisé par une augmentation des températures et un changement du régime des pluies marquée par des précipitations violentes et abondantes (pluies convectives). Dans la sédimentation, ce changement a été marqué par une augmentation du niveau lacustre dans l'épisode II. L'épisode III lié aux flux de la Sanaga peut ainsi être relié à ce changement climatique. Dans la région du lac Ossa, il a débuté dès 7200 ans BP environ, et s'est traduit dans

la sédimentation par une augmentation des teneurs en quartz, en feldspaths et en silice amorphe, ainsi que par des C/N élevés (dans l'épisode vaseux argileux inférieur). On peut penser que ce flux local a été plus ou moins constant dans le lac et a été dilué par le flux régional plus fort issu de la Sanaga. Les deux bassins correspondent à des échelles spatiales très différentes, mais cependant on peut admettre que l'évolution des précipitations, à partir de 5840 ans BP, s'est effectuée d'une manière sensiblement parallèle.

Nous tenons à rappeler qu'au niveau du lac Ossa, le fleuve Sanaga est à 27 km environ de la ligne de rivage océanique, donc assez proche de celle-ci. Les fluctuations du niveau de base de ce fleuve ont été directement liées à celles du niveau eustatique de l'océan. Ainsi vers 9200 ans BP, le niveau de la mer était à environ - 40 m de son niveau actuel (Giresse et Ngueutchoua, 1998) et (fig. III.7). En fonction d'un profil de base différent de celui actuel, on peut présumer que la vallée de la Sanaga à hauteur d'Ossa se trouvait plus encaissée qu'aujourd'hui. Dans ces conditions, même à l'occasion des crues, les eaux ne pouvaient pas déborder dans le lac, ce qui justifie la présence de gley dans la zone de prélèvement de la carotte OW1. A partir de 8000 ans BP, jusqu'à 5500 ans cal BP, on assiste à la remontée rapide du niveau eustatique de l'océan, liée à l'achèvement de la transgression post-glaciaire (fig. III. 7). Corrélativement, le niveau de base du fleuve Sanaga remonte pour atteindre vers 5500 ans BP le zéro altimétrique actuel (8 m asl) et favoriser le remblaiement rapide de la vallée. Ce remblaiement de la vallée étant réalisé, les eaux du fleuve en période de crues peuvent désormais déborder dans le lac Ossa. Ainsi, le passage du faciès marécageux à des conditions lacustres vers 8000 ans BP et l'élévation progressive du niveau lacustre, liés plus haut à l'augmentation des précipitations, sont également à corrélérer avec cette remontée du niveau de base du fleuve et de la nappe phréatique. Dès lors, les eaux du fleuve Sanaga débordent largement dans le lac et la nouvelle sédimentation est caractérisée par l'abondance des quartz ocres associés à des pseudo-oolites ferrugineuses et à des kaolinites dégradées, marqueurs des flux du fleuve.

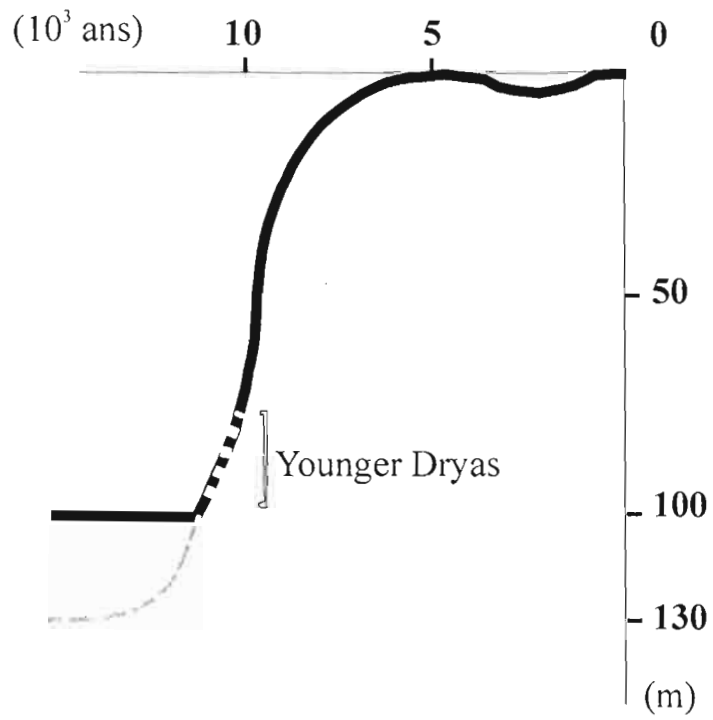


Figure III.7. Variations du niveau eustatique de l'océan durant les 13000 dernières années environ (d'après Giresse et Nguetchoa, 1998)

III 3. LA CAROTTE OW5

III. 3 1. Localisation

La carotte OW5, de 544 cm de long, a été prélevée au nord-est de la grande île centrale ($3^{\circ}48'N - 10^{\circ}1'02'E$), sous une tranche d'eau de 1,25 m et donc dans la zone la moins profonde de cette étude. Elle se situe à 1,3 kilomètres environ de la carotte OW1 (fig. III.8).

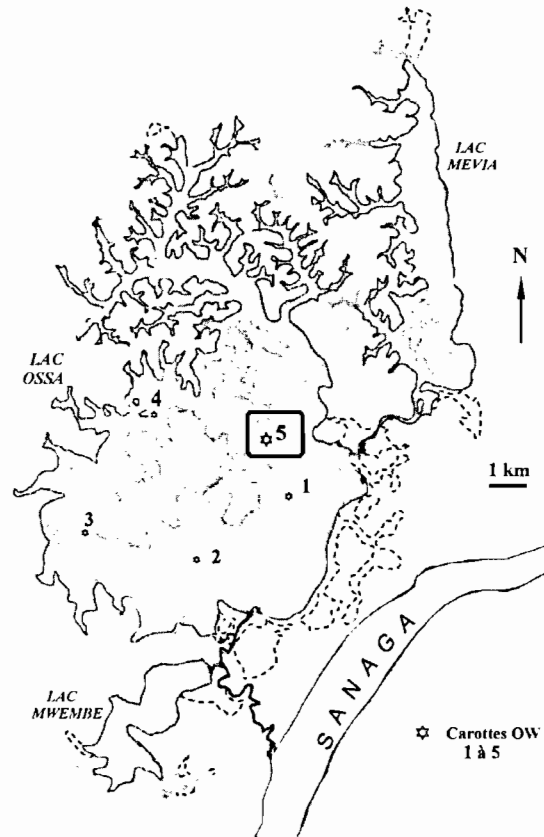


Figure III. 8. Lac Ossa. Localisation de la carotte OW5

III.3.2 - Lithologie

La carotte OW5 présente de la base jusqu'à 510 cm un niveau vaseux sombre, argilo-organique (fig. III. 9). Entre 510 et 150 cm on observe un niveau à gley net qui est gris-clair et fluide entre 510-380 cm, puis gris-sombre et visqueux entre 380 et 150 cm où il évolue vers un pseudo-gley car présentant de nombreuses taches rouilles. Ce pseudo-gley présente des débris organiques vers son sommet. Plus haut, entre 150 et 140 cm, on observe une zone de transition constituée d'un mélange de gley et de vase sombre qui est suivie d'un niveau vaseux argilo-organique et gris-sombre jusqu'au sommet de la carotte.

III.3.3 – Chronologie

Un âge au radiocarbone de 6584 ± 44 ans BP a été obtenu vers la base de la carotte OW5 au niveau 520-530 cm à l'université d'Utrecht (UTC) aux Pays-bas.

III.3.4 – Marqueurs des sédiments

III.3.4.1 Teneur en eau, teneur en sables et indice de clasticité

Les teneurs en eau de l'épisode vaseux inférieur sont faibles (38 %). Elles diminuent à 29 % à la base de l'épisode à gley gris-clair, remontent à des valeurs de 36 % au sommet de ce même niveau, puis demeurent assez stables dans le pseudo-gley jusqu'au niveau 220 cm où elles diminuent jusqu'au sommet de l'épisode (fig. III.9). L'absence de mesure entre les niveaux 390 et 320 cm dans l'épisode à pseudo-gley est due à des trous d'air dans le tube de la carotte qui ont causé le séchage partiel du sédiment. A partir du niveau de transition gley-vase, les teneurs en eau sont assez fortes et augmentent progressivement jusqu'au sommet de la carotte. Une faible teneur (32 %) est cependant notée dans le niveau 70-80 cm. D'une manière générale, les faibles teneurs en eau dans l'épisode vaseux inférieur et dans les niveaux à gley indiquent l'état assez compacté du sédiment, et les fortes teneurs dans l'épisode vaseux argileux supérieur indiquent un sédiment de moins en moins compact.

Les teneurs en sables sont faibles (~ 4 %) dans l'épisode vaseux de la partie inférieure de la carotte, et sont associées à une clasticité faible (fig. III.9). Ces teneurs augmentent légèrement (~ 7 %), mais irrégulièrement, dans le gley gris clair avec un pic fort de 13 % entre 420 et 440 cm, la clasticité demeure faible (< 1 mm). Dans l'épisode à gley gris sombre, les teneurs sont globalement faibles, mais présentent toutefois trois pics de 15 %, 9 % et 9 % qui indiquent l'arrivée de crues dans le lac. La clasticité demeure faible, toujours inférieure à 1 mm de moyenne. Les teneurs en sables sont quasi-nulles dans le niveau marquant la transition gley-vase, mais la clasticité s'y élève à plus de 2 mm de moyenne. La base de l'épisode vaseux supérieur présente de faibles teneurs en sables associées à de faibles I_c qui augmentent rapidement à des valeurs supérieures à 9 % entre 100 et 30 cm, et atteignent dans le niveau 70-80 cm des valeurs exceptionnelles de 67 %. De même, les grains de quartz présentent des I_c élevés compris entre 3 et 6 mm, également plus élevés entre 80 et 70 cm (6 mm). Ce flux abondant de quartz entre 80 et 60 cm associé à des I_c forts suggère donc une forte énergie mécanique dans le milieu. Au-dessus de 30 cm, les teneurs en sables sont à nouveau faibles (3 à 5 %), mais présentent cependant des I_c moyens (2 mm de moyenne).

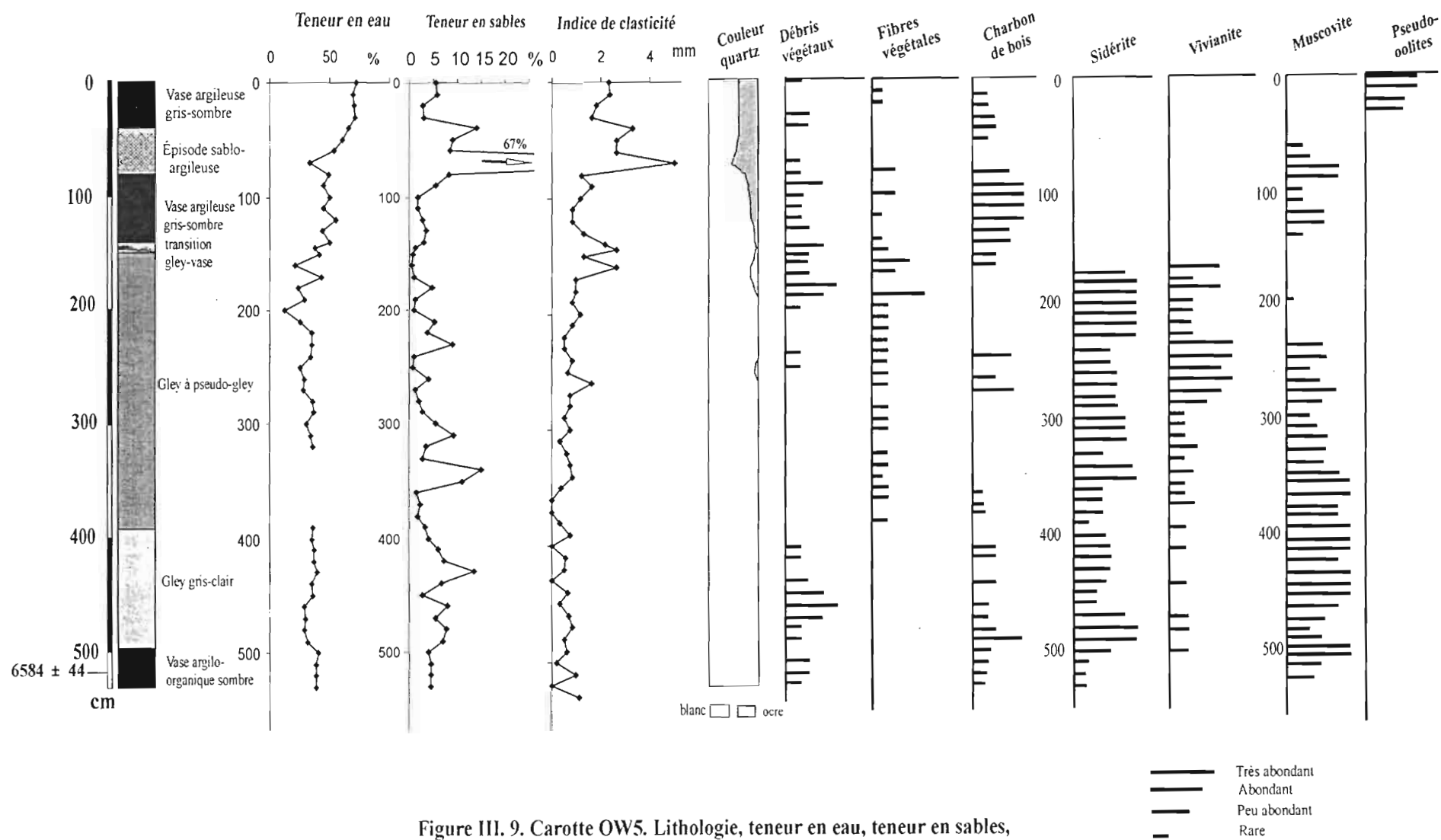


Figure III. 9. Carotte OW5. Lithologie, teneur en eau, teneur en sables, indice de clasticité et constituants des sables

On remarque dans l'ensemble que les changements de faciès s'accompagnent généralement d'un changement de granulométrie.

III.3.4.2. Observation de la fraction sableuse au stéréomicroscope

La fraction sableuse est constituée de quartz, des feldspaths de muscovite, de sidérite, de vivianite, de pseudo-oolites, de charbons de bois et de débris végétaux (fig. III.9).

a) Le quartz

Le quartz est de loin le minéral dominant de la fraction sableuse des sédiments de la carotte OW5. On observe de la base de la carotte au niveau 200 cm, des quartz essentiellement blancs non usés fins assez bien classés (fig. III.9). Entre 260 et 240 cm on observe des traces de quartz ocres associés aux quartz blancs. Les quartz ocres sont véritablement observés dès 200 cm et deviennent abondants, mais en proportions égales aux quartz blancs vers le sommet de la carotte.

b) Les feldspaths

Ils sont peu abondants de la base jusqu'au niveau 170 cm, puis plus abondants à la partie supérieure de la carotte surtout entre 80 et 40 cm.

c) La muscovite

Elle est présente en quantité abondante de la base de la carotte au niveau 230 cm, puis en faible quantité entre 140 et 60 cm. Dans les autres niveaux, elle n'a pas été observée. La muscovite est généralement associée à des milieux de faible énergie. On peut penser que ces conditions prédominaient dans l'épisode argilo-organique de la base de la carotte et dans les niveaux à gley et à pseudo-gley.

d) La sidérite

Elle se présente sous forme d'agrégats ou de cristaux isolés bien individualisés de couleur marron sombre. La sidérite est globalement présente de la base de la carotte au niveau 160 cm. Elle est en moyenne plus abondante dans l'épisode à pseudo-gley que dans le gley, où elle constitue parfois l'essentiel de la fraction sableuse. L'abondance de la sidérite dans ces niveaux suggère un milieu réducteur. Le milieu serait ainsi plus réducteur dans le niveau à pseudo-gley.

e) La vivianite

Elle se présente sous forme de cristaux bleu-sombre à vert-sombre. Comme la sidérite, la vivianite est présente presque uniquement dans les épisodes à gley. Elle est peu abondante et irrégulière dans le gley gris-clair et plus abondante dans le gley gris-sombre. Cette réparti-

tion indiquerait, comme dans le cas de la sidérite, un milieu plus réducteur dans le pseudo-gley.

f) Les pseudo-oolites

Elles ne sont présentes que dans les 40 centimètres sommitaux de la carotte et se corrélaient bien avec les niveaux où les quartz ocres sont abondants. Ces pseudo-oolites sont identiques à celles qui ont été observées sur la carotte OW1, mais sont de taille plus réduite. Dans la carotte OW1, leur présence dans le lac, associée à celle des quartz ocres a été reliée aux flux du fleuve Sanaga. Ce qui suggère des flux de la Sanaga conséquents vers la partie supérieure de l'épisode argileux supérieur.

g) Les charbons de bois

Ils sont peu abondants dans l'épisode vaseux argileux de la base de la carotte, ainsi que dans les épisodes à gley où ils apparaissent de manière épisodique. Ils sont plus abondants dans l'épisode vaseux supérieur entre 160 et 80 cm, puis diminuent à nouveau vers le sommet de la carotte. Cette distribution semble liée à des épisodes plus détritiques, mais aussi à une accumulation de particules fines (milieu de faible énergie).

h) Les débris végétaux

Les débris végétaux sont peu abondants dans l'épisode vaseux de la base de la carotte, mais plus abondants dans l'épisode à gley gris-clair immédiatement au dessus de ce dernier. Dans le pseudo-gley, les débris végétaux sont très peu abondants et sont essentiellement constitués de fibres végétales. Le sommet de l'épisode à pseudo-gley et la zone de transition gley-vase sont pourvus d'abondants débris végétaux. L'épisode vaseux supérieur présente très peu de débris végétaux. Cette distribution semble donc grossièrement parallèle à celle des charbons de bois.

III.3.4.3 Etude diffractométrique des rayons X de la phase pélitique

L'étude a été effectuée sur la fraction inférieure à 50 μm . Trois pics principaux ont été identifiés sur les diffractogrammes : le pic de la kaolinite, toujours majoritaire, le pic du quartz et le pic de l'illite. Les rapports quartz/kaolinite, illite/kaolinite et α_1/α_2 de la kaolinite ont été mesurés (fig. III.10).

Le rapport quartz/kaolinite présente des valeurs voisines de 1 à l'exception du niveau 510-520 cm, 400-410 cm et du sommet de la carotte 40-0 cm où ils sont bas et voisins de 0,4.

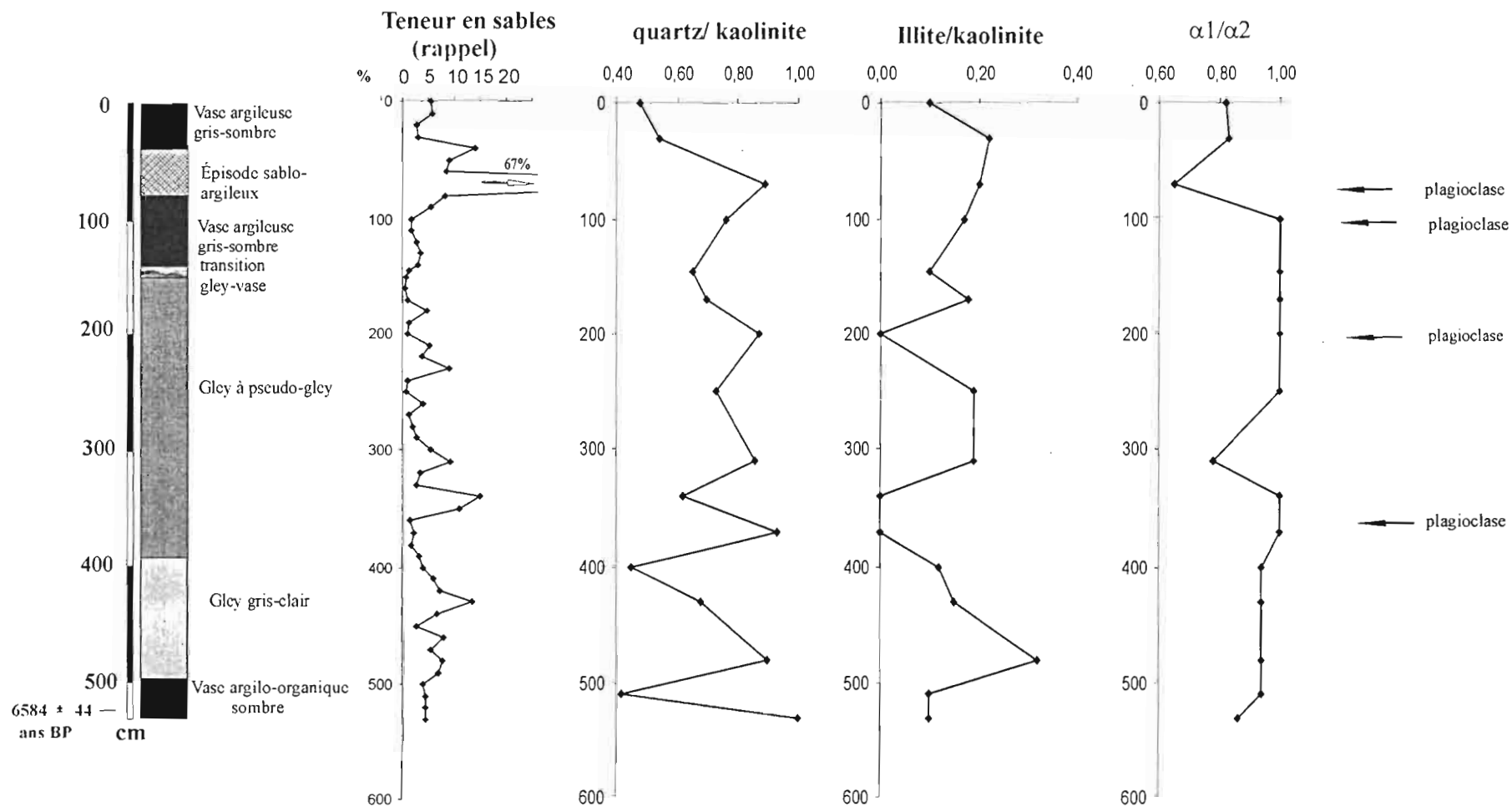


Figure III. 10 : Carotte. OW5. Analyse DRX sur la fraction $< 50\mu\text{m}$. Rapports quartz/ kaolinite, illite/kaolinite et $\alpha 1/\alpha 2$

Le rapport illite/kaolinite présente des valeurs très faibles comprises entre 0 et 0,4 le long de la carotte OW5. Les valeurs mesurées dans les niveaux à gley sont assez irrégulières. Elles sont cependant plus basses dans plusieurs niveaux de l'accumulation du gley où l'illite est parfois totalement absente. Quelques valeurs régulièrement assez fortes sont mesurées dans la partie supérieure de la carotte.

Les valeurs du rapport α_1/α_2 sont voisines de 1 dans les niveaux à gley, en dehors du niveau 310-320 cm. Ce rapport est assez bas entre 80 et 70 cm où il coïncide avec le grand flux sableux mis en évidence par les lavages et indique ainsi des kaolinites mal cristallisées. Ces valeurs demeurent assez basses dans la partie supérieure de la carotte. Cette étude fait ressortir la spécificité de la sédimentation de la partie supérieure de la carotte et en particulier celle du flux sableux 80-40 cm.

III.3.5 Comparaison entre les données analytiques et essai de corrélation entre les carottes OW1 et OW5

Après comparaison des principaux résultats analytiques trois épisodes ont été distingués sur la carotte OW5. Ces variations sont globalement parallèles à la lithologie.

I - L'épisode vaseux inférieur (540-510 cm)

Les faibles teneurs en sables associées à une clasticité également peu élevée ainsi que la présence de fines paillettes de muscovite indiquent un milieu de faible énergie. Les grains de quartz blancs lessivés et les kaolinites bien cristallisées montrent que les matériaux proviennent pour l'essentiel du bassin versant immédiat du lac. La présence assez rare de quelques cristaux de sidérite suggère un milieu faiblement réducteur.

II - L'épisode à gley (510-170 cm)

Les teneurs globalement faibles en sables associées à une clasticité faible, ainsi que l'abondance de fines paillettes de muscovite et la présence de quelques débris végétaux, de fibres végétales et de charbons de bois indiquent une dynamique sédimentaire associée à des eaux de faible énergie. On peut cependant remarquer quatre pics de quartz d'importance inégale dans les niveaux 430-440 cm, 340-360 cm, 310-320 cm et 230-240 cm qui indiquent l'arrivée accidentelle de crues dans le lac. Les kaolinites sont assez bien cristallisées dans l'ensemble et les grains de quartz sont blancs lessivés et bien classés. La sidérite très abondante, associée à la vivianite indique un milieu très réducteur et marécageux. Le milieu paraît cependant plus réducteur dans le pseudo-gley vers la partie supérieure de l'épisode. Cette observation indique des réoxydations des substances réduites en absence d'eau dans le mi-

lieu, et témoignerait de la saturation temporaire en eau caractéristique des pseudo-gley (Vizier, 1983).

La transition entre le gley et l'épisode vaseux supérieur est marquée dès 180 cm jusqu'à 140 cm par une sensible augmentation de la clasticité, ainsi que par l'apparition dans les sables de quartz ocres dont la présence dans les sédiments est liée aux flux de la Sanaga. On observe aussi la présence de débris végétaux et de charbons de bois, en même temps que la disparition de la sidérite et de la vivianite pourtant très abondantes dans les niveaux immédiatement inférieurs. Cela suggère un épisode plus détritique que le précédent et un milieu plus oxydant, mais qui est associé une dynamique sédimentaire caractérisée encore par des eaux de faible énergie (accumulation de particules fines).

III - L'épisode vaseux argilo-sableux (140 - 0 cm)

Il débute par de faibles teneurs en sables associées à une clasticité faible ainsi qu'à des débris végétaux et des charbons de bois qui indiquent encore un milieu d'énergie faible. Les quartz ocres révèlent aussi l'introduction des eaux de la Sanaga. Entre 100 et 30 cm, un changement net dans la sédimentation est révélé par des teneurs fortes à très fortes en sables et des I_c élevés. Il suggère des apports détritiques abondants et un milieu de forte énergie. L'augmentation notable des quartz ocres et une argile plus riche en illite, ainsi que des plagioclases et des paillettes de muscovite caractérisent un flux croissant de la Sanaga. Le rapport α_1/α_2 des kaolinites très bas dans ces dépôts témoigne du désordre structural des minéraux en conséquence probable d'un transport prolongé à partir du bassin versant plus ou moins lointain de la Sanaga. A partir de 30 cm jusqu'au sommet de la carotte, les teneurs en sables à nouveau faibles et associées à des I_c moyens et à peu de débris végétaux et de charbons de bois indiquent des conditions de milieu de faible énergie. Les quartz ocres toujours abondants et en proportions égales aux quartz blancs lessivés, associés à des pseudo-oolites ferrugineuses qui apparaissent pour la première fois dans les sédiments de cette carotte montrent la persistance des flux de la Sanaga, mais cependant avec une énergie moins forte.

Corrélation avec la carotte OW1

Les épisodes que nous venons de décrire ont été corrélés à ceux de la carotte OW1 (fig. III.11), mis à part l'épisode à gley de la base de la carotte OW1 qui ne semble pas avoir d'équivalent sur la carotte OW5.

- Les épisodes vaseux argilo-organique inférieurs. La carotte OW1 a traversé la totalité de l'accumulation de la vase qui atteint une épaisseur de 1,3 m du gley marécageux. Vu les

âges, cette accumulation vaseuse est moins développée sur la carotte OW5 que sur le site voisin (OW1) plus profond.

- L'épisode à gley gris-clair ne semble pas avoir d'équivalent lithologique sur la carotte OW1.

- L'épisode vaseux argilo-organique 140-100 cm de la carotte OW5 qui montre une légère augmentation de la clasticité et une plus grande abondance des débris végétaux présente des caractères assez comparables à ceux des passées argileuses d'OW1 (95-105 cm).

- L'épisode sableux de la carotte OW5 est beaucoup plus modeste que celui enregistré en OW1 (170-20 cm). Les sables y sont moins grossiers et les marqueurs des flux du fleuve Sanaga moins abondants que dans la carotte OW1. Cette observation révèle la diminution de l'énergie des flux en fonction de l'éloignement de la source orientale.

- Dans les épisodes sommitaux des deux carottes, la dynamique sédimentaire semble comparable et associée à des eaux d'assez faible énergie qui témoignent vraisemblablement d'une baisse du niveau du lac bien que cependant des introductions des eaux de la Sanaga soient encore possibles comme c'est le cas aujourd'hui.

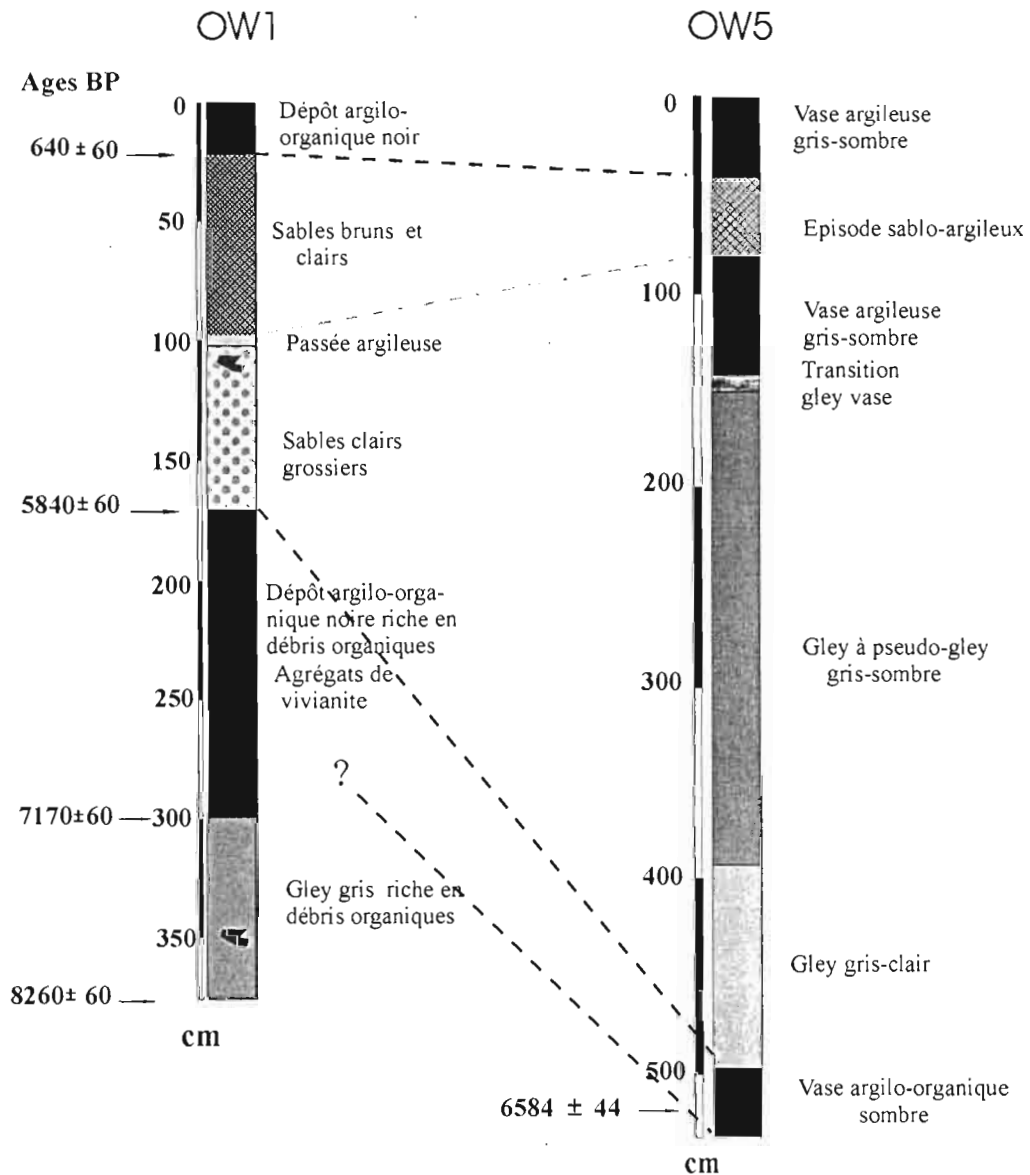


Figure III. 11 : Essai de corrélation entre OW1 et OW5.

III. 4. LA CAROTTE OW4

III.4.1. Localisation

La carotte OW4, de 550 cm de long, a été prélevée au nord-ouest de l'île centrale du lac (3°48'N - 10°05'E) (fig. III.12) sous une tranche d'eau de 1,70 m, c'est-à-dire dans une zone assez profonde par rapport à OW5 qui est située à plus de 3 km à l'est.

III.4.2. Lithologie

L'observation macroscopique de la carotte montre une vase argilo-organique de couleur 5Y 3/1,5 (Munsell soil color charts, 1975), homogène sur toute la colonne sédimentaire. Cette vase devient plus compacte à partir de 85 cm. On observe des agrégats millimétriques de vivianite dispersés surtout dans la partie inférieure de la colonne sédimentaire (Fig. III.13). Cette vase est riche en débris organiques, mais ne présente pas de signes de bioturbation, ni de lamines.

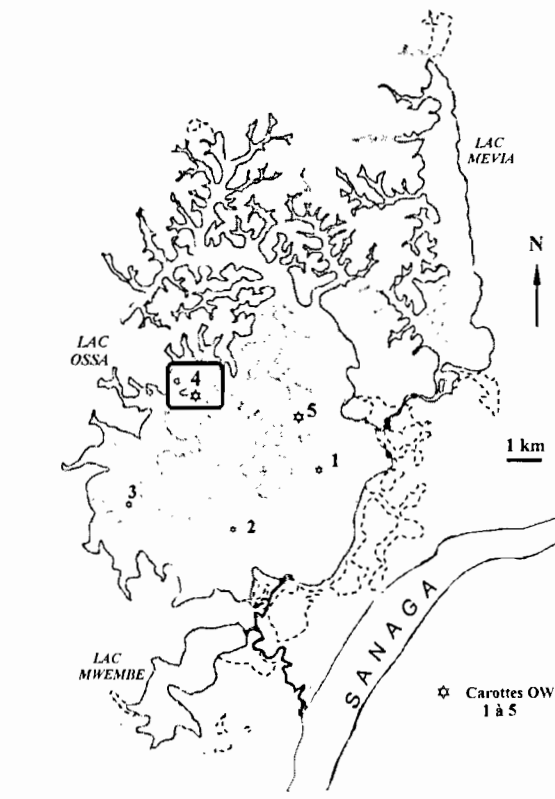


Figure III.12. Lac Ossa. Localisation de la carotte OW4

III.4.3. Chronologie et vitesse de sédimentation

La chronologie est basée sur 8 datations au radiocarbone effectuées sur la matière organique totale, dont 7 au laboratoire Beta Analytic Inc (Beta) (USA) et une à l'Université d'Utrecht (UTC) (Tab. III.4). Les âges obtenus présentent une bonne cohérence stratigraphique. La méthode de calibration est la même que celle utilisée pour la carotte OW1. A partir des âges maximum et minimum obtenus par la calibration, un âge moyen a été calculé pour chaque niveau daté.

La courbe de distribution des âges en fonction de la profondeur (fig. III.14) met en évidence une rupture de pente qui indique une diminution significative du rythme de la sédimentation à partir de 244 cm (3330 ± 50 ans BP).

profondeur (cm)	N° laboratoire	Âges mesurés ¹⁴ C (ans BP)	Âges corrigés (ans B.P.)	Âges calibrés (ans B.P.)
6,8-9	Beta 73082	140 ± 60	90 ± 60	280-0
62,7-64,9	Beta 86769	Non fourni	740 ± 50	729 - 642 (591-570)
122,9-125,5	Beta 73083	1970±60	1890 ± 60	1950-1700
174-175	UTC 3911		2442 ± 43	2706 - 2355
243 - 245,2	Beta 73084	3430±50	3330 ± 50	3679 - 3449
358,8-361	Beta 73085	3980±60	3880 ± 60	4429 - 4099
523,6-525,8	Beta 73086	4650±50	4580 ± 50	5449 - 5389 (5329 - 5040)
548,3-550,5	Beta 73087	4770±60	4770 ± 60	5619 - 5319

Tableau III.4. Carotte OW4. Liste des âges radiocarbone

Ne disposant pas de mesures d'humidité du sédiment, il sera présenté ici simplement un tableau comparatif des vitesses de sédimentation en cm/10² ans des niveaux datés, en supposant que ces vitesses de sédimentation sont constantes entre deux âges consécutifs (tab. III.5). A l'aide de ces vitesses de sédimentation, les âges calibrés moyens ont été extrapolés à tous les niveaux analysés de la carotte.

Les vitesses de sédimentation sont moyennes ($13 \text{ cm} \cdot 10^{-2} \text{ ans BP}$) entre 549 et 525 cm. Elles sont ensuite nettement plus élevées ($> 21 \text{ cm} \cdot 10^{-2} \text{ ans BP}$) entre 525 et 244 cm, et très basses ($5,3 \text{ à } 9,1 \text{ cm} \cdot 10^{-2} \text{ ans BP}$) de 244 cm au sommet de la carotte confirmant le changement de sédimentation bien marquée dès le niveau 244 cm sur la figure III.14. Une diminution aussi importante ne peut s'expliquer probablement que par une diminution d'apports au lac suite à une baisse des précipitations. On remarque dans l'épisode 244-0 cm caractérisé par de faibles vitesses de sédimentation, des niveaux présentant des vitesses plus basses entre 244 et 175 cm et surtout entre 124 et 64 cm suggérant des épisodes de faibles apports détritiques, et des niveaux où les vitesses sont légèrement plus élevées (entre 175 et 124 cm et entre 64 et 0 cm), indiquant probablement des épisodes d'apports plus importants. On suggère à partir de 244 cm, le relais d'une sédimentation régulière et active par une sédimentation plus lente en terme de bilan.

III.4.4. Marqueurs des sédiments

III.4.4.1. Observation microscopique des frottis de sédiments

L'observation des frottis de sédiments au microscope montre que les principaux constituants minéraux sont le quartz et la sidérite. Les grains de quartz sont fins et peu abondants entre 555 et 410 cm, puis ils sont moyens à grossiers, et abondants entre 410 et 160 cm. Entre 160-0 cm, ils sont à nouveau peu abondants. On observe aussi des granules de sidérite sous forme de microtablettes, identiques à celles observées sur la carotte OW1. Ces granules de sidérite sont très abondants entre 555 et 320 cm, puis peu abondants à partir de ce niveau jusqu'à 120 cm ; elles sont ensuite totalement absentes jusqu'au sommet de la carotte.

L'observation au microscope révèle aussi des constituants biogènes représentés majoritairement par les diatomées associées à quelques phytolithes. Les frustules de diatomées sont présents tout le long de la colonne sédimentaire, mais sont cependant plus abondants entre 390 et 140 cm. Les phytolithes sont moins abondants que les diatomées et ne présentent pas une répartition particulière. Les spicules d'éponge n'ont été que rarement observés.

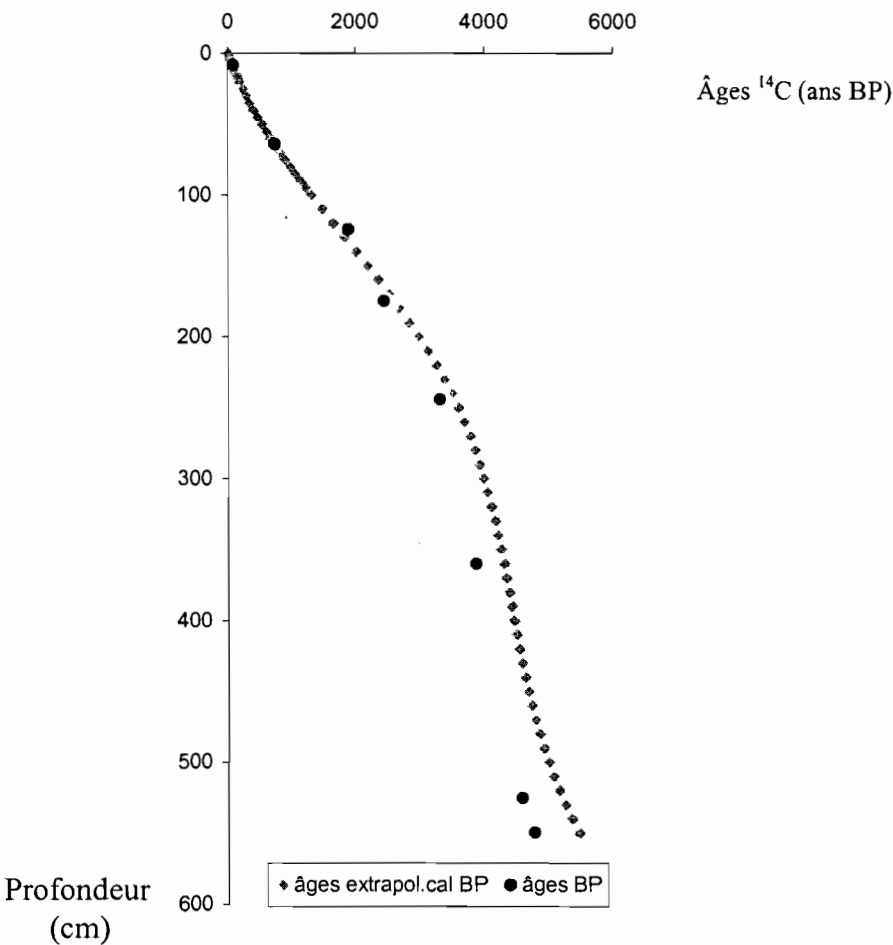


Figure III.14. Carotte OW4. Distribution des âges ^{14}C (conventionnels et calendaires estimés) en fonction de la profondeur.

Niveaux datés (cm)	Vitesse de sédimenta- tion (cm.10 ⁻² ans)
8-0	8,8
64-8	8,6
124-64	5,3
175-124	9,1
244-175	7,8
360-244	21,1
525-360	23,5
549-525	13

Tableau III.5. Carotte OW4. Vitesses de sédimentation

III.4.4.2 Teneur en sables et indice de clasticité

Les teneurs en sables ($> 50 \mu\text{m}$) sont comprises entre 0,15 et 8,8 % (fig. III.13). Elles sont très faibles ($< 1 \%$) de la base jusqu'au niveau 395-400 cm. Elles augmentent ensuite légèrement (1,2 % en moyenne) de 400 à 300 cm, et présentent deux pics, le premier atteint 2,61 % au niveau 370-380 cm et le second, plus fort s'élève à 8,8 % au niveau 330-340 cm et indiquent les arrivées de crues intermittentes dans le lac. Ces teneurs s'élèvent encore à partir de 300 cm, et demeurent élevées jusqu'au sommet de la carotte. Cette augmentation est mieux marquée dans certains niveaux où des pics de sables sont bien individualisés : à 130-100 cm (4,6 %) et à 40-80 cm (3,7 %) suggérant là aussi des arrivées de crues dans le lac. D'une manière générale, ces teneurs en sables sont en moyennes très faibles comparées à celles des carottes précédemment étudiées.

La clasticité est faible et assez constante dans l'ensemble, ses valeurs oscillant autour d'une moyenne de 1,6 mm (fig. III.13). Cela suggère un milieu d'énergie faible pendant pratiquement toute la période d'accumulation de la carotte OW4. On observe cependant deux pics bien individualisés, le premier de 4,65 mm à 420-425 cm, le second et le plus important, 6,2 mm au niveau 330-335 cm. Ce dernier pic se corrèle assez bien avec celui de la courbe des teneurs en sables dans le même niveau. On peut remarquer que l'augmentation des teneurs en sables constatée depuis le niveau 300 cm jusqu'au sommet de la carotte ne s'accompagne pas d'une augmentation de la clasticité.

III.4.4.3. Observation de la fraction sableuse au stéréomicroscope

La fraction sableuse est constituée de quartz, de feldspaths, de sidérite, de vivianite, de charbons de bois, de débris et de fibres de végétaux et de traces de muscovite. Ces constituants présentent une répartition variable le long de la colonne sédimentaire (fig. III.13).

a) Le quartz

Comme sur les carottes précédentes, le quartz demeure le minéral le plus abondant de la fraction sableuse des sédiments de la carotte OW4. La couleur des grains, contrairement aux premières carottes étudiées, demeure essentiellement blanche tout au long de la colonne

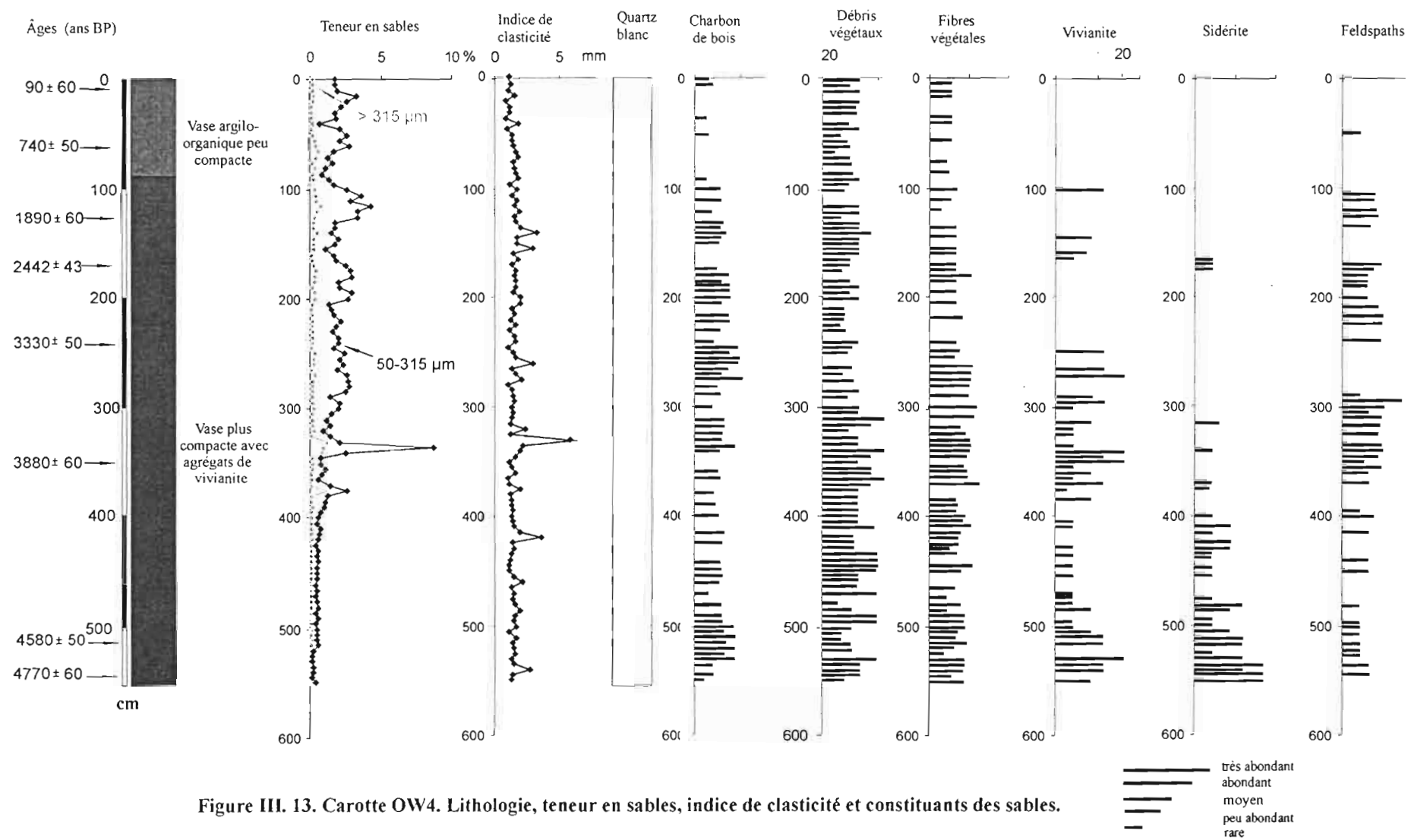


Figure III. 13. Carotte OW4. Lithologie, teneur en sables, indice de clasticité et constituants des sables.

sédimentaire. Les grains sont non usés dans l'ensemble bien que quelques-uns soient cependant corrodés ou émoussés.

b) Les feldspaths

Ils sont présents le long de la carotte OW4 entre 535 et 495 cm, entre 370 et 290 cm, entre 250 et 160 cm et entre 130 et 100 cm. Ces niveaux, mis à part celui entre 535 et 495 cm, présentent des pics de teneurs élevées en sables. Ils sont rares à absents à la base de la carotte (550-535 cm), entre 470 et 420 cm, entre 290 et 250 cm, puis vers le sommet de la carotte à 100-0 cm.

Les paillettes de muscovite fines et assez rares dans les sédiments n'ont été observées que dans les niveaux 475-430 cm et 340-300 cm. Ce dernier niveau est caractérisé par une accumulation assez importante de quartz.

c) La sidérite

La sidérite est présente uniquement à la partie inférieure de la carotte, de la base au niveau 310 cm. Elle est assez abondante entre 550 et 470 cm, puis entre 460 et 405 cm et indique ainsi un milieu réducteur. Elle est peu abondante à rare entre 400-310 cm. La quasi-absence de la sidérite dans la partie supérieure de la carotte, mis à part le niveau 160-180 cm où elle est présente en faibles quantités, suggère des conditions plus oxydantes du milieu.

d) La vivianite

Comme la sidérite, la vivianite est présente essentiellement dans la partie inférieure de la carotte et principalement dans les niveaux 550-500 cm et 370-260 cm. Elle est peu abondante entre 500-380 cm. Elle est par contre observée, mais en faibles quantités, entre 150 et 170 cm et ponctuellement à 100-105 cm dans la partie supérieure de la carotte.

e) Les débris végétaux

Ils sont constitués de débris de bois, d'écorce, de feuilles, d'enveloppes de graines et de graines, ainsi que de fibres végétales. Les débris végétaux sont présents le long de la carotte OW4, mais ne présentent pas une répartition précise. Ils sont plus abondants à la partie inférieure de la carotte entre 500 et 300 cm, 180-130 cm et vers le sommet, entre 100-0 cm. Les fibres végétales sont plus abondantes entre 440-250 cm et entre 550-480 cm, mais sont moins abondants à partir de 230 cm jusqu'au sommet de la carotte.

f) Les charbons de bois

Ils sont présents dans la carotte OW4, mais ne présentent pas une répartition bien définie. Néanmoins, ils sont plus abondants à 530-490 cm, à 460-435 cm, à 330-320 cm, à 280-240 cm, à 210-170 cm et 145-130 cm. Dans les autres niveaux, les charbons de bois sont soit peu abondants, soit rares ou absents. On peut remarquer la quasi-absence des charbons de

bois vers le sommet de la carotte, ce qui suggère l'absence d'une empreinte anthropique récente.

III.4.4.4 Etude diffractométrique des rayons X de la phase argileuse

Cette analyse a été effectuée sur la fraction inférieure à 2 μm . Trois pics principaux ont été identifiés sur les diffractogrammes : le pic de la kaolinite, largement majoritaire, le pic du quartz et le pic de l'illite. On observe également la présence épisodique des smectites et des interstratifiés illite-smectites. Les rapports quartz (100)/kaolinite (001), illite (002)/kaolinite (001) et α_1/α_2 de la kaolinite (001) ont été effectués. La figure III.15 présente les variations verticales de ces rapports.

Le rapport quartz (100)/kaolinite (001) est très fluctuant et présente des valeurs plus élevées entre 420-380 cm, 340-300 cm, 200-240 cm, 100-140 cm et vers le sommet de la carotte (20-0 cm). Ces valeurs sont moins élevées entre 550-420 cm, 380-340 cm, 300-240 cm, 200-140 cm et enfin entre 100-20 cm. Dans l'ensemble, ce rapport ne présente pas une répartition stratigraphique particulière.

Le rapport illite (002)/kaolinite (001) est aussi fluctuant et présente des valeurs assez élevées au niveau 320-300 cm, 220-200 cm et vers le sommet de la carotte 20-0 cm ; les autres niveaux présentent des valeurs moyennes à faibles. Dans l'ensemble, ce rapport présente une tendance globale à l'augmentation de la base vers le sommet de la carotte comme indiquée sur la figure III.15. La répartition du rapport illite (002)/kaolinite (001) présente une remarquable corrélation positive avec celle du rapport quartz (100)/kaolinite (001) suggérant un lien entre des particules fines quartzeuses avec l'illite.

Le rapport α_1/α_2 du pic 001 des kaolinites est également très fluctuant, est compris entre 0,6 et 0,8 depuis la base jusqu'au niveau 60-65 cm où il s'élève à 1. Plus haut, vers le sommet de la carotte, ce rapport présente des valeurs nettement plus basses ($< 0,6$) indiquant des kaolinites mal cristallisées. Cette dégradation des minéraux à 7 Å dans la partie supérieure du dépôt est aussi attestée par la fréquence des halloysites, bien que celles-ci sont observées aussi déjà dans plusieurs niveaux inférieurs. Le rapport α_1/α_2 très bas de la partie supérieure de la carotte OW4 a également été largement enregistré dans les parties sommitales des deux premières carottes étudiées, localisées dans des zones plus orientales du lac. Cette observation dénote une certaine identité minéralogique des parties sommitales des carottes et laisse présumer de la participation, même relativement modeste, des apports du fleuve Sanaga dans le bilan sédimentaire des derniers 50 cm.

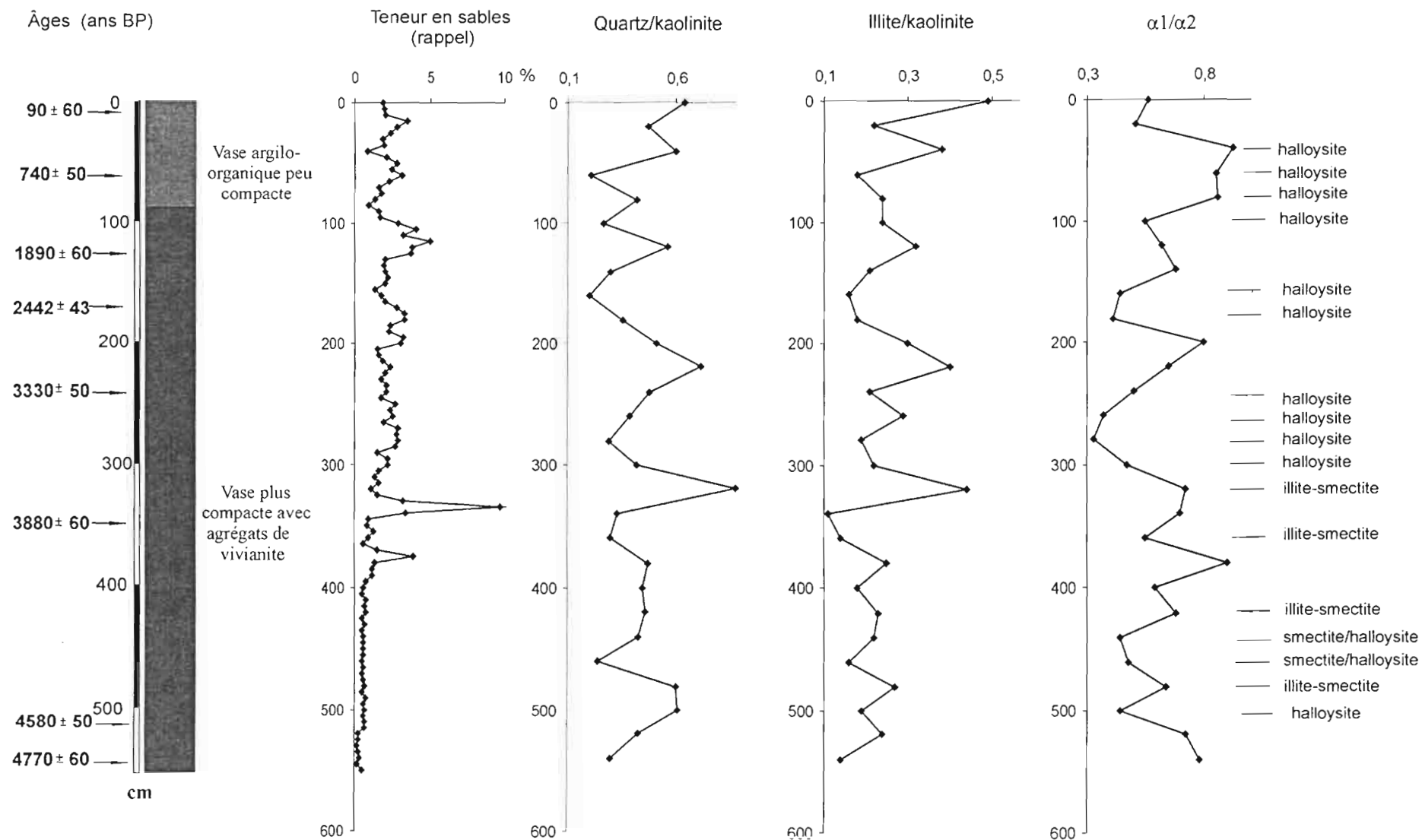


Figure III.15. Carotte OW4. Analyse D.R.X sur la fraction < 2 µm.
Rapports quartz/kaolinite, illite/kaolinite et α1/α2 (kaolinite)

III.4.4.5. Les résultats de l'analyse spectroscopique infrarouge (IRFT)

La kaolinite, le quartz, les feldspaths, la gibbsite, la silice amorphe et la sidérite sont les principaux constituants minéraux déterminés par l'analyse infrarouge. La répartition des flux des minéraux le long de la colonne sédimentaire (fig. III.16) montrent qu'ils sont globalement plus élevés dans la partie inférieure de la carotte, de la base jusqu'au niveau 220 cm, puis deviennent peu abondants, voire nuls à partir de ce niveau jusqu'au sommet de la carotte. Cette répartition est donc fonction essentiellement des vitesses de sédimentation (fig. III.14). Ce ralentissement du dépôt concerne à peu près simultanément les constituants sableux (quartz, feldspaths) et les constituants plus fins (kaolinite, gibbsite). La sidérite, bien que minéral de néoformation, s'accumule plus vite aussi dans la partie inférieure. Globalement, de 4770 BP à 3330 BP, la sédimentation a été régulière et rapide. Dans la partie supérieure, l'augmentation sensible des teneurs en sables correspond plutôt à une accumulation plus lente car vraisemblablement plus irrégulière. Les répartitions des teneurs des minéraux (fig. III.17) montrent des différences notables avec celles des flux et mettent en évidence des divergences entre les minéraux sableux (quartz, kaolinite) plus grossiers et les minéraux plus fins (kaolinite, gibbsite). Les teneurs en kaolinite sont plutôt abondantes dans la partie inférieure de la carotte, puis elles diminuent dans la partie médiane entre 340 et 180 cm. Elles présentent ensuite une forte augmentation vers le sommet de la carotte, en parallèle avec celles de la gibbsite qui était très peu abondante jusque-là dans tous les niveaux inférieurs de la carotte. Cette augmentation des teneurs en gibbsite qui est corrélée au niveau vaseux peu compact de la carotte, suggère des apports issus de l'érosion de sols ferrallitiques. Les teneurs des principaux minéraux sableux (quartz, feldspaths), à l'inverse de celles de la kaolinite, sont peu abondantes à la partie inférieure de la carotte de la base jusqu'au niveau 400 cm, puis augmentent sensiblement entre 400 et 160 cm. Ces teneurs diminuent ensuite de 160 cm vers le sommet de la carotte. Les teneurs en silice amorphe sont faibles de la base au niveau 400 cm, puis elles sont très fortes entre 380 et 120 cm et ensuite moins élevées vers le sommet de la carotte. Cette répartition des teneurs en silice amorphe est globalement parallèle à celle du quartz et des feldspaths et à celle des sables. Les observations des frottis de sédiments ont montré que cette silice amorphe est largement représentée par les diatomées. Ce qui nous permet de conclure que la sédimentation entre 3880 BP et 2442 BP, caractérisée par des apports assez importants en quartz et en feldspaths correspond aussi vraisemblablement à des flux de matières nutritives favorables à une forte productivité phytoplanctonique. L'observation du log des sables montre que ces apports sont parfois brutaux et assez irréguliers

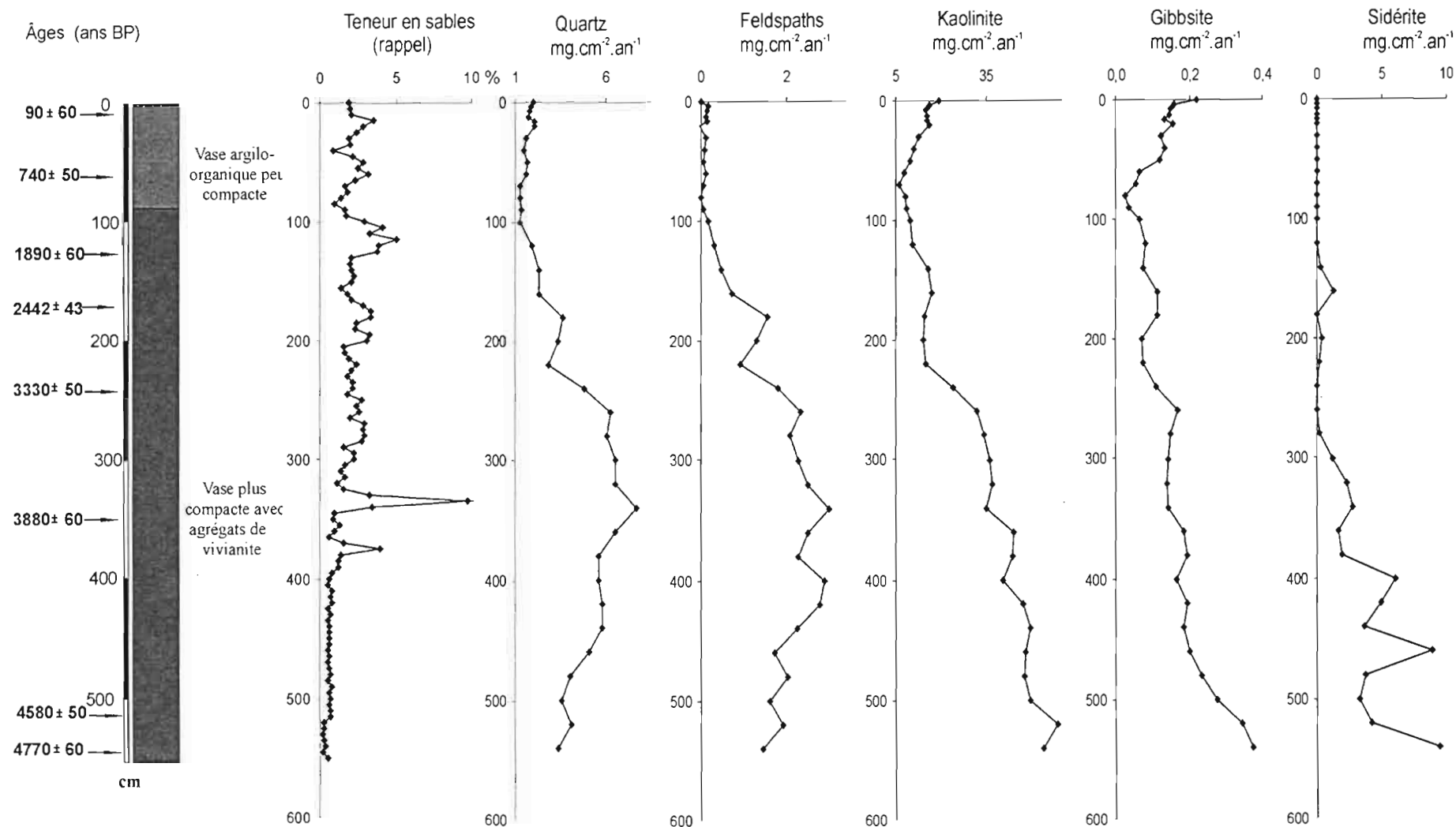


Figure III.16. Carotte OW4. Flux des principaux constituants minéraux des sédiments d'après l'analyse IR du sédiment entier.

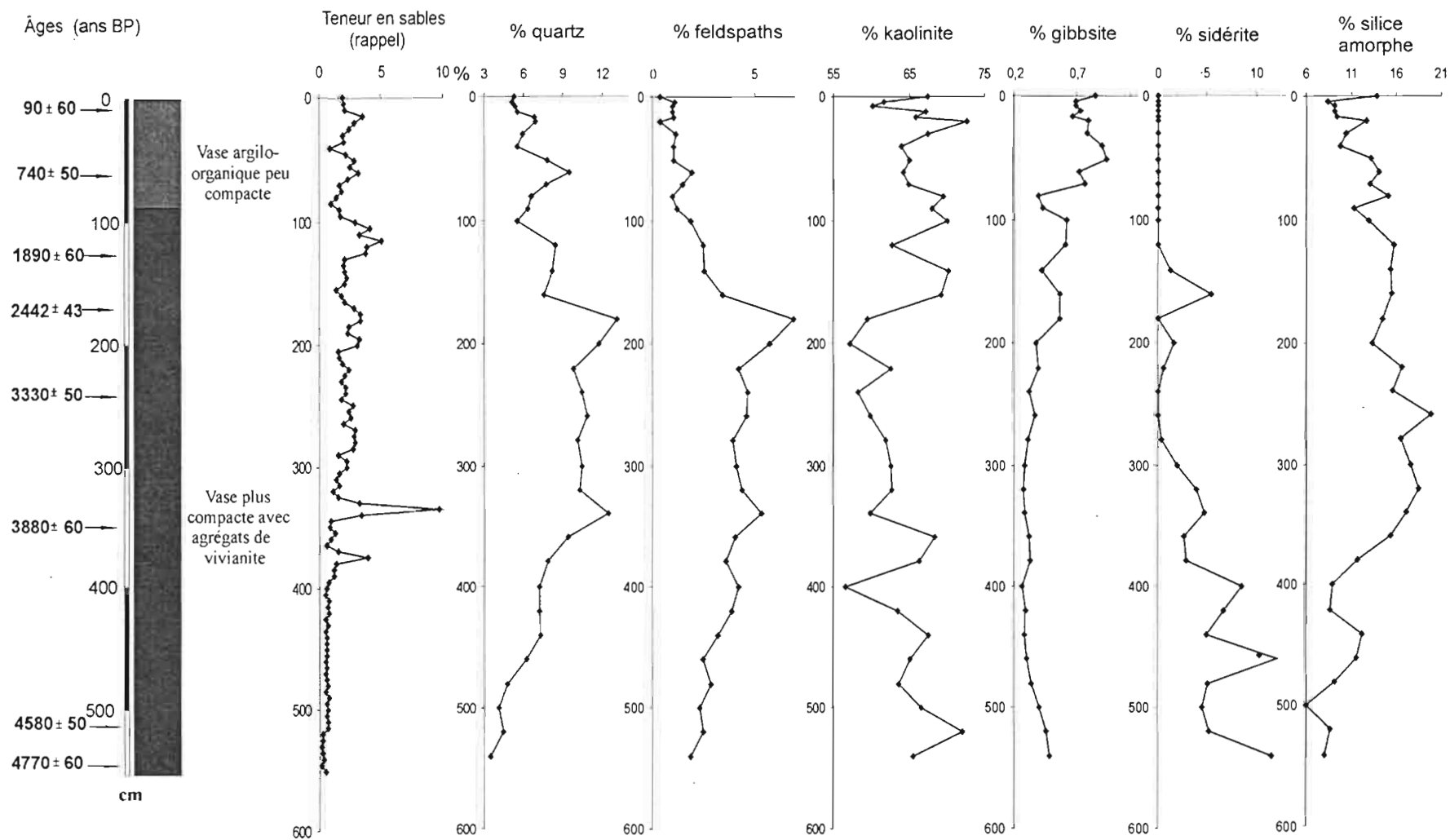


Figure III.17. Carotte OW4. Teneurs des principaux minéraux des sédiments d'après l'analyse IR du sédiment entier.

III.4.4.6. Les résultats du dosage du carbone, de l'azote et de l'analyse par pyrolyse Rock-Eval

Les teneurs en carbone, comprises entre 4 et 7,2 %, sont plus faibles à la partie inférieure de la carotte de la base au niveau 470 cm (fig. III.18), puis elles augmentent progressivement jusqu'au sommet de la carotte. On peut relever, en particulier, une sensible augmentation dans les 20 derniers centimètres du sommet de la carotte.

Les teneurs en azote, comprises entre 0,4 et 0,6 %, sont également plus faibles de la base de la carotte au niveau 420 cm. Elles sont ensuite plus élevées, mais assez fluctuantes entre 420 et 240 cm, avec deux pics à 410-420 cm et à 310-300 cm. Entre 240 et 120 cm, ces teneurs diminuent et présentent des valeurs comparables à celles de la partie inférieure de la carotte. A partir de 120 cm, ces teneurs augmentent progressivement jusqu'au sommet de la carotte. Comme dans le cas du carbone, la partie sommitale présente une augmentation notable des teneurs.

Les valeurs du rapport C/N, comprises entre 10,4 et 14,2, sont plus basses (10-11) et très fluctuantes entre 550 et 470 cm, puis plus fortes entre 470 et 300 cm (13 en moyenne), mis à part les niveaux 410-420 et 310-300 où elles sont très basses. Ces deux niveaux coïncident avec des pics de fortes teneurs en azote suggérant des épisodes de forte productivité planctonique, attestée comme nous allons le voir par des maxima de flux de diatomées. De 300 à 60 cm, les C/N présentent des valeurs plus élevées qui suggèreraient des arrivées de matériel déjà dégradé. A partir de 60 cm jusqu'au sommet de la carotte, les C/N sont bas, indiquant un matériel peu dégradé.

L'indice d'hydrogène (IH), de valeurs comprises entre 241 et 380, est bas de la base au niveau 400 cm, suggérant une matière organique peu dégradée (Giresse and Cahet, 1997) ; il est ensuite plus élevé entre 400 et 180 cm. Ces IH élevés caractérisent une matière organique terrigène, ligno-cellulosique (Talbot and Livindgstone, 1989), résistante, probablement allochtone. De 180 cm au sommet de la carotte, les IH, très fluctuants dans l'ensemble, diminuent globalement en conséquence probable du caractère plus dégradée de la matière organique. Un petit pic est observé dans les 20 derniers cm du sommet de la carotte. Ces valeurs de IH indiquent une matière organique plutôt humifiée que peu transformée.

On remarque la bonne corrélation entre la distribution des IH et celle des C/N tout le long de la colonne sédimentaire. Les répartitions des teneurs en carbone et en azote du sommet vers la base de la carotte sont représentatives de l'évolution de la matière organique

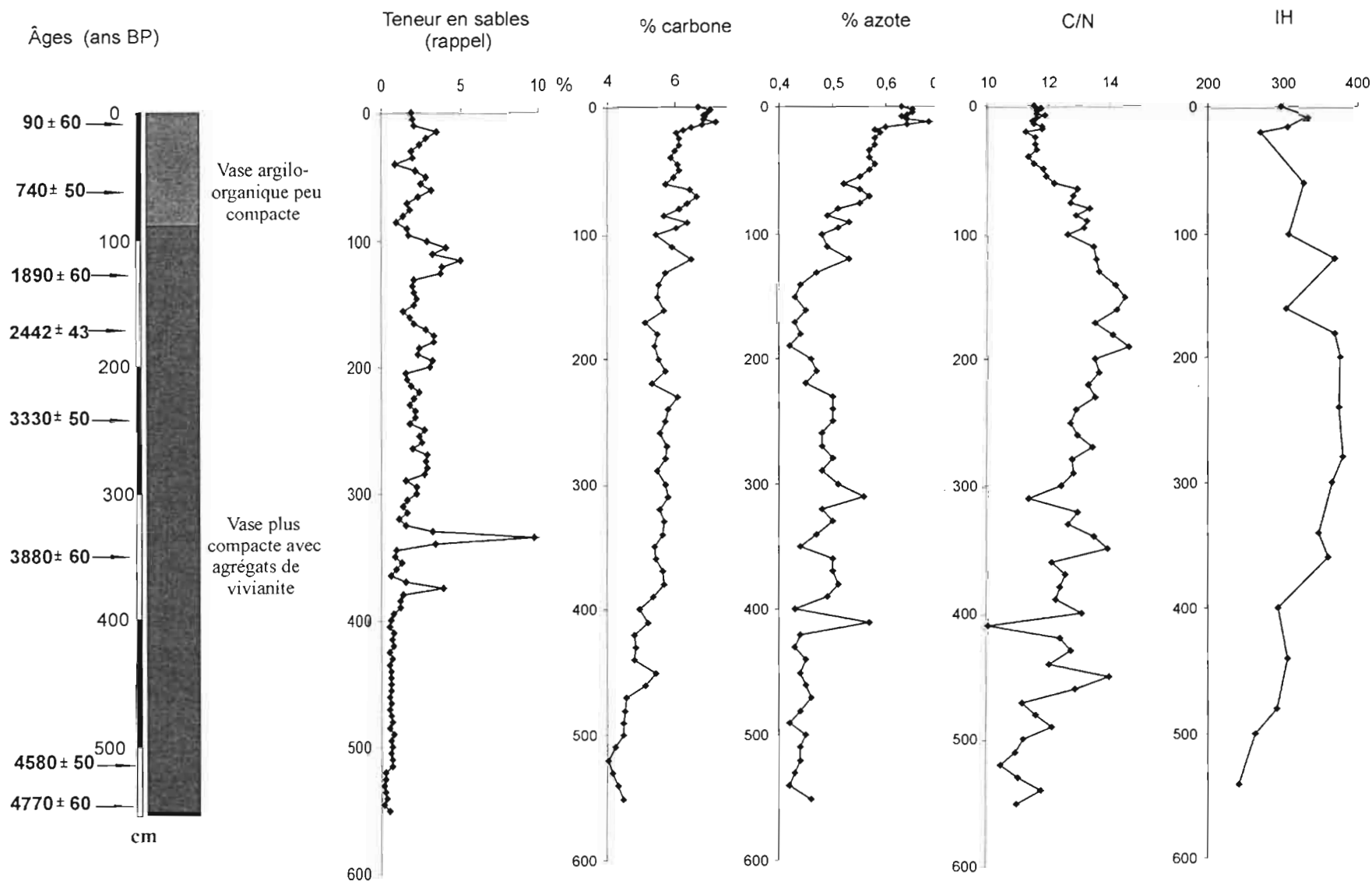


Figure III.18. Carotte OW4. Principaux constituants organiques d'après le dosage de C et de N et indice d'hydrogène (IH) par pyrolyse Rock-Eval sur sédiment total.

en fonction de l'enfouissement. Cela est également valable pour les C/N et les IH de la partie supérieure (300 cm) de la carotte. La partie inférieure de la carotte se démarque de ce tableau général par des valeurs plutôt basses de C/N et de IH qui semblent liées à une sédimentation rapide où les caractères originels de l'environnement ont pu être conservés, notamment la participation des flux phytoplanctoniques.

III.4.5. Principaux enseignements de l'étude sédimentologique de la carotte OW4

Les principaux marqueurs de la sédimentation comparés entre eux et corrélés aux vitesses de sédimentations permettent d'individualiser trois grands épisodes de la sédimentation (fig. III.19a).

I - Episode 550-380 cm (5500-4370 ans cal BP)

Les très faibles teneurs en sable, des Ic également faibles, ainsi que des teneurs élevées en argile kaolinitique suggèrent un milieu de faible énergie. Les vitesses de sédimentation sont moyennes à fortes. Les C/N bas à moyens et des IH faibles indiquent une matière organique généralement peu dégradée en fonction d'un enfouissement rapide qui est démontré par des vitesses d'accumulation élevées (13 à 23,5 cm.10⁻² ans). Les flux phytoplanctoniques assez élevés enregistrés dans les niveaux les plus profonds de la colonne sédimentaire (Nguetsop, 1997) ont pu par ailleurs contribuer au caractère azotée de cette matière organique. Les rapports α_1/α_2 des kaolinites présentent des valeurs assez irrégulières qui montrent vraisemblablement l'addition des flux locaux avec des phyllosilicates assez bien conservés, et des flux plus lointains avec des phyllosilicates plus dégradés. Cette irrégularité est attestée par la présence épisodique de l'halloysite. Cette évolution verticale évoque à une échelle de temps plus réduite celles observées dans les carottes orientales OW1 et OW5. Les teneurs en silice amorphe sont assez faibles bien que les calculs des flux des diatomées (fig. III.19b) démontrent une productivité planctonique non négligeable entre 5500 et 5200 cal ans BP. Ce milieu de faible énergie induit des conditions anoxiques qui sont favorables à la précipitation en grande quantité de carbonates de fer et de phosphate de fer.

II - Episode 380-180 cm (4370-2684 ans cal BP)

Cet épisode est marqué par une sensible augmentation des teneurs en sable parfois brutale, attestée par la présence de pics assez importants dont en particulier le pic 325-345 cm. Malgré cette augmentation des teneurs en sables, la clasticité demeure assez faible dans l'ensemble sauf là encore dans le niveau 325-345 cm qui se trouve fortement individualisé.

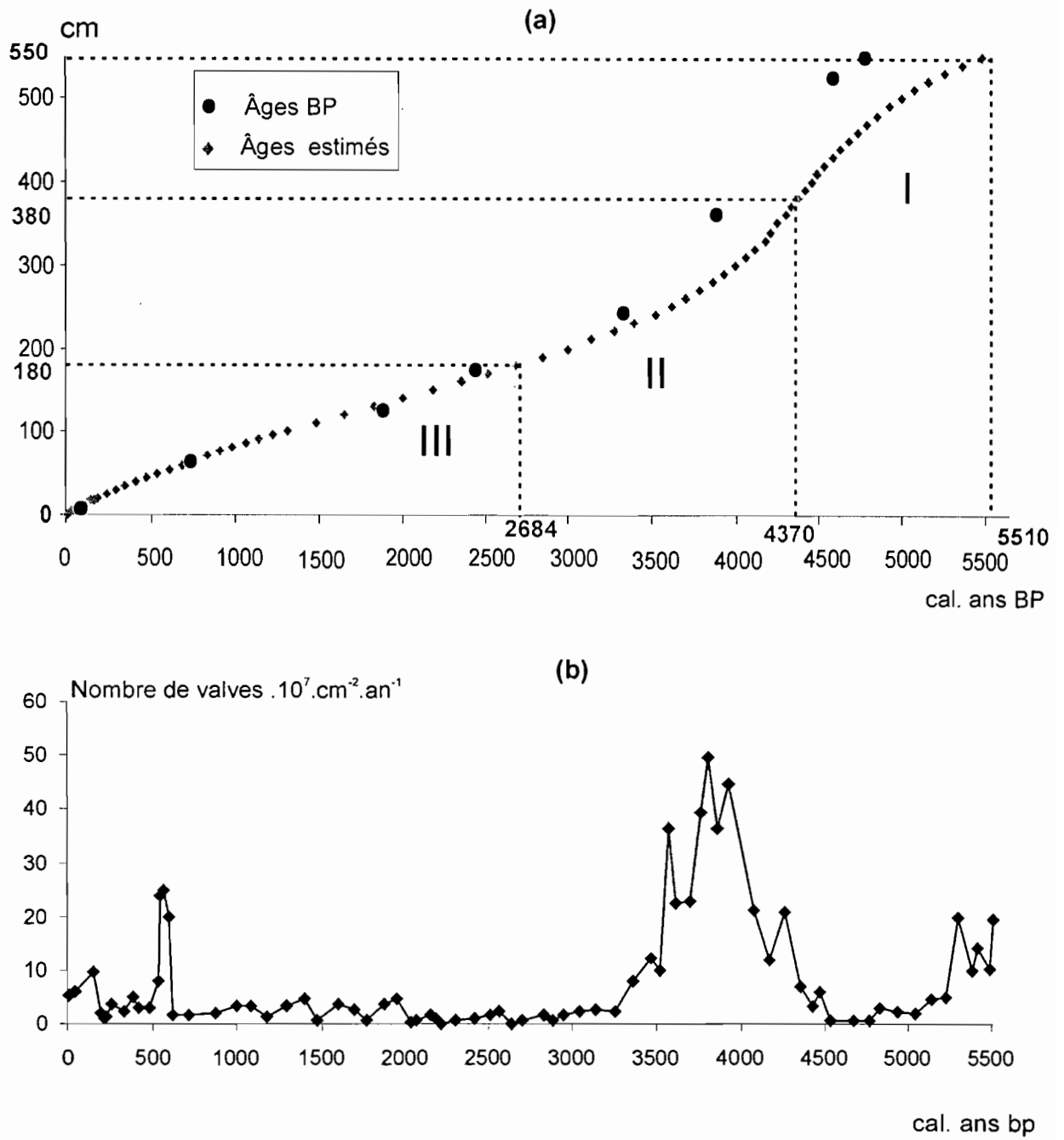


Figure III. 19. Carotte OW4. (a) Principaux épisodes sédimentologiques et (b) flux de diatomées en fonction des âges estimés, d'après Nguetsop (1997)

L'augmentation notable des teneurs en quartz et en feldspaths, constituants principaux des sables est parallèle à celle de la silice amorphe et suggère un ruissellement plus important et un flux de matières nutritives favorable à une forte productivité phytoplanctonique, comme cela est clairement indiqué sur la figure III.19b, en fonction de fortes vitesses de sédimentation. Cette forte productivité planctonique implique aussi probablement une tranche d'eau plus importante, et donc des conditions plus oxygénées du milieu dans lequel la précipitation de la sidérite va se réduire. L'abondance de fibres végétales indique aussi une érosion incisive des sols induite par une élévation des précipitations. Le rapport α_1/α_2 des kaolinites présente des valeurs assez irrégulières qui témoigneraient comme dans l'épisode précédent des flux d'origine mixte. L'halloysite associée aussi bien aux kaolinites dégradée ou peu dégradées confirme cette irrégularité de la source des apports. Les C/N et les IH élevés indiquent une matière organique terrigène ligno-cellulosique résistante accumulée probablement après une assez forte dégradation sur les bassins versants. L'impact des flux phytoplanctoniques (fig. III.19b) paraît insignifiant en terme de bilan. Ces caractères suggèrent donc un milieu d'assez faible énergie mais marqué par des apports assez irréguliers et parfois brutaux.

III – Episode 180-0 cm (2684-0 ans cal BP)

Cet épisode peut être subdivisé en deux sous-épisodes :

- Entre 180 et 80 cm (2684 à 980 ans BP)

Cet épisode est marqué par de faibles flux de minéraux en accord avec de très faibles vitesses de sédimentation. Cependant, les teneurs en sables sont souvent plus élevées que dans l'épisode précédent, surtout entre 1700 et 980 ans BP ; la clasticité demeure cependant faible. Le rapport α_1/α_2 des kaolinites, de valeurs proches de 0,6 indique toujours des kaolinites assez mal cristallisées. La diminution des C/N et des IH suggère une contribution croissante de matière organique fraîche et vraisemblablement plus autochtone. La présence en faible quantité de sidérite entre 2684 et 2000 ans BP indique un milieu à tendance plus anoxique et de faible énergie.

- De 80 à 0 cm (980-0 ans cal BP)

Les vitesses de sédimentation demeurent faibles. Les teneurs en sables sont irrégulières comme dans l'épisode précédent. On observe une légère augmentation des teneurs en kaolinite et en gibbsite vers le sommet de la carotte. Le rapport α_1/α_2 des kaolinites, très élevé en début d'épisode, s'abaisse considérablement et suggère l'arrivée d'argiles dégradées d'origine plus lointaine. L'augmentation des teneurs en gibbsite suggère des apports issus de l'érosion de sols ferrallitiques dont le bassin inférieur de la Sanaga est abondamment pourvu. Les C/N et les IH bas indiquent une matière organique peu dégradée où une compo-

sante phytoplanctonique nouvelle est manifeste (fig. III.19b) et cf. paragraphe suivant. Ces caractères indiquent un milieu de faible énergie.

Au total, on remarque que le milieu de sédimentation de la carotte OW4 est resté un milieu de faible énergie durant les 5500 dernières années. Les teneurs en sable, malgré de légères augmentations, demeurent très faibles, inférieures à 5 %. Ces caractères permettent de penser à un milieu assez isolé, à distance des perturbations induites par l'introduction des flux du fleuve Sanaga dont les marqueurs sont relativement peu exprimés sauf toutefois dans les derniers niveaux de la sédimentation.

III.4.6 Comparaison avec la distribution des diatomées, indicateurs de la nature des eaux (Nguetsop, 1997)

La figure III.20 présente les variations des données diatomologiques et de certaines données sédimentologiques. Les diatomées alcaliphiles et acidophiles (C) caractérisent le pH des eaux. Les diatomées épiphytes (B) indiquent la présence ou la proximité d'une végétation aquatique et les aérophiles indiquent un milieu épisodiquement asséché ou proche de zones épisodiquement asséchées. Les diatomées oligotrophes (A) indiquent de faibles teneurs en matières nutritives et les eutrophes indiquent des teneurs fortes en matières nutritives.

D'une manière générale, de 5500 à 4400 ans BP, les associations de diatomées sont caractérisées par une abondance d'alcaliphiles associées à très peu d'aérophiles et d'épiphytes. Le lac est fortement oligotrophe. Les flux de diatomées dans le lac sont peu abondants. L'accumulation sédimentaire est rapide, mais elle est caractérisée par de très petites particules. Cela suggère un environnement de versants protégés par une couverture forestière, mais cependant à l'origine de flux de ruissellement induits par de fortes précipitations. Pendant cette période, la cuvette lacustre était occupée par une tranche d'eau assez importante où les éléments nutritifs étaient dilués.

De 4400 à 2700 ans BP, les alcaliphiles sont encore plus dominantes, mais cette fois, les flux de diatomées sont plus élevés et sont parfaitement corrélés avec des apports significatifs en particules sableuses (quartz, feldspaths). Cette période correspond aux flux sédimentaires les plus élevés de l'enregistrement, ces flux sont synonymes d'apports nutritifs plus abondants dans le bassin, l'oligotrophie diminue et bénéficie à l'épanouissement des alcaliphiles. Il semble qu'une couverture forestière un peu plus ouverte ait pu favoriser cette

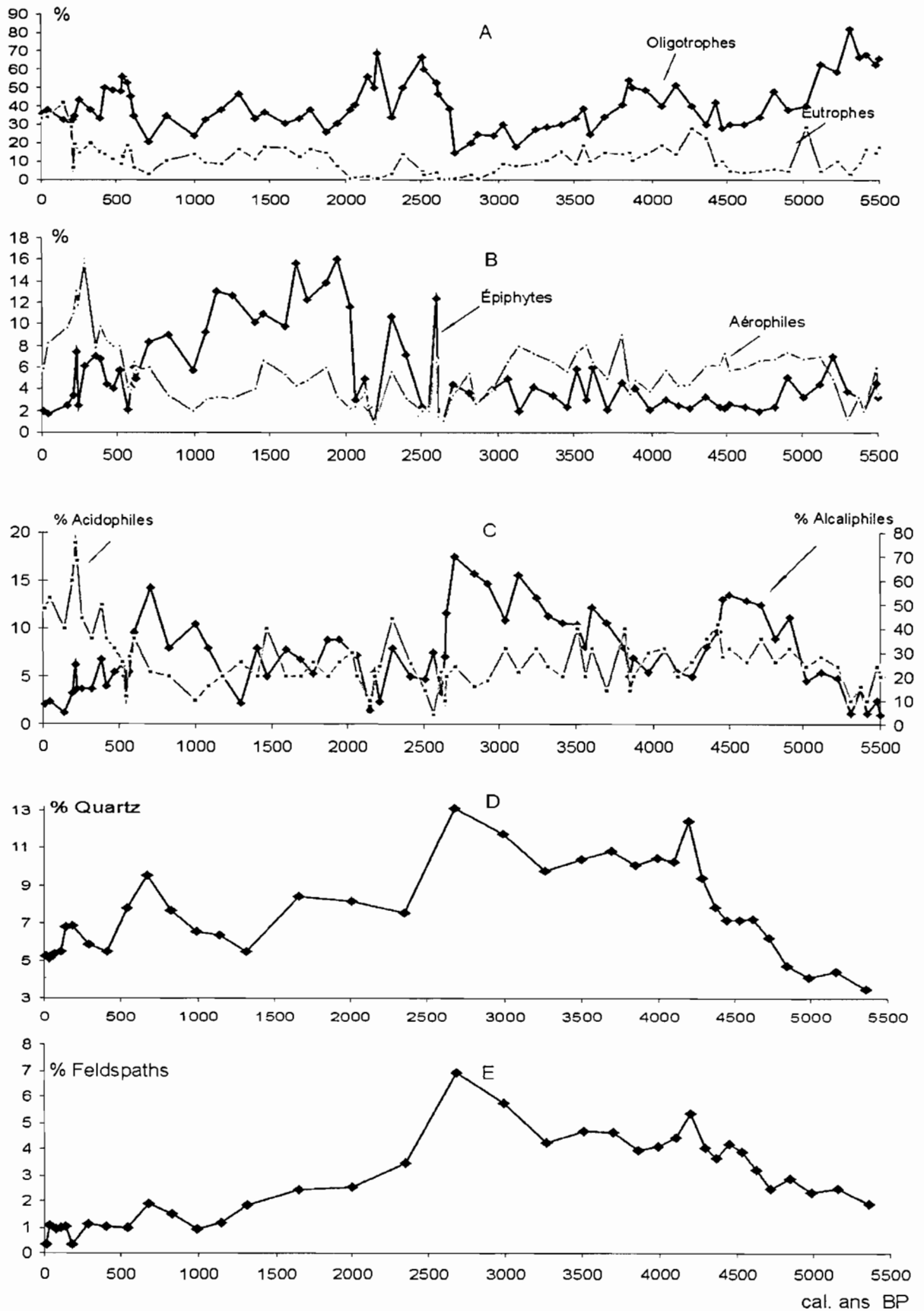


Figure III.20. Carotte OW4. A - Variation des diatomées oligotrophes et eutrophes B - Variations des diatomées épiphytes et aérophytes, C- Variations de diatomées alcaliphiles et acidophiles (Nguetsop, 1997), D - Variation des teneurs en quartz et E - Variation des teneurs en feldspaths, en fonction des âges estimés

évolution. Les constituants de cette flore, notamment ses faibles teneurs en aérophiles attestent d'une tranche d'eau toujours importante.

A partir de 2700 ans BP jusqu'à 600 ans BP, des variations importantes dans les associations des diatomées apparaissent et sont caractérisées par de faibles teneurs en alcaliphiles, des teneurs nettement élevées des épiphytes, et corrélativement une faible accumulation sédimentaire et de faibles apports en particules sableuses. Ces caractères indiquent vraisemblablement des précipitations plus faibles qui entraînent une baisse du niveau lacustre, des eaux oligotrophes et une extension de la végétation aquatique favorable au développement des diatomées épiphytes. Cela est attesté par l'augmentation, à une échelle de temps identique, des fréquences des *Poaceae* (cf. paragraphe suivant) dont une espèce aquatique, *Echinochloa pyramidalis* est fortement représentée dans la région du lac Ossa. Cependant, des flux abondants de diatomées et des teneurs assez élevées en alcaliphiles sont observés vers le sommet de cet épisode en même temps qu'un retour à des conditions plus oligotrophes observées en début d'épisode. De même des apports un peu plus abondants en particules sableuses sont également observés durant la même période. Cela suggère une brève phase plus humide comparable à celle de la période 4400-2700 ans BP.

Dès 600 ans BP, un développement important des aérophiles et des acidophiles jusqu'alors peu représentées est noté et marque un important changement de l'environnement avec des émergences périodiques et de manière générale une tranche d'eau peu épaisse. La plus grande extension des zones émergées est observée vers 300 ans BP environ. La végétation marécageuse est plus abondante dans cette tranche d'eau réduite, la dégradation de sa matière organique contribue à acidifier le milieu. On peut remarquer que le maximum des acidophiles intervient vers 200 ans BP, soit environ 100 ans après celui des aérophiles.

Après 200 ans BP, des fréquences moins fortes de diatomées aérophiles et acidophiles sont observées et sont parallèles à de très faibles teneurs en diatomées alcaliphiles et épiphytes ainsi qu'à des flux plus faibles. A l'inverse, on note des teneurs plus élevées en diatomées eutrophes. Cet ensemble d'observations suggère un retour à des conditions environnementales en partie comparables à celles qui existaient pendant la période 5500-4400 ans BP, c'est-à-dire en particulier à un regain des précipitations qui induit une meilleure protection végétale des versants. Cette période correspond également à celle où des indices des suspensions issues de la Sanaga sont observés dans les sédiments. Ces flux, bien que faibles, ont probablement contribué à cette légère eutrophisation du milieu.

Dès 2700 ans BP jusqu'à l'actuel, on note l'apparition des diatomées "exotiques" (fig. III.21). Elles sont apportées par le vent depuis les zones arides subsahariennes dans la région

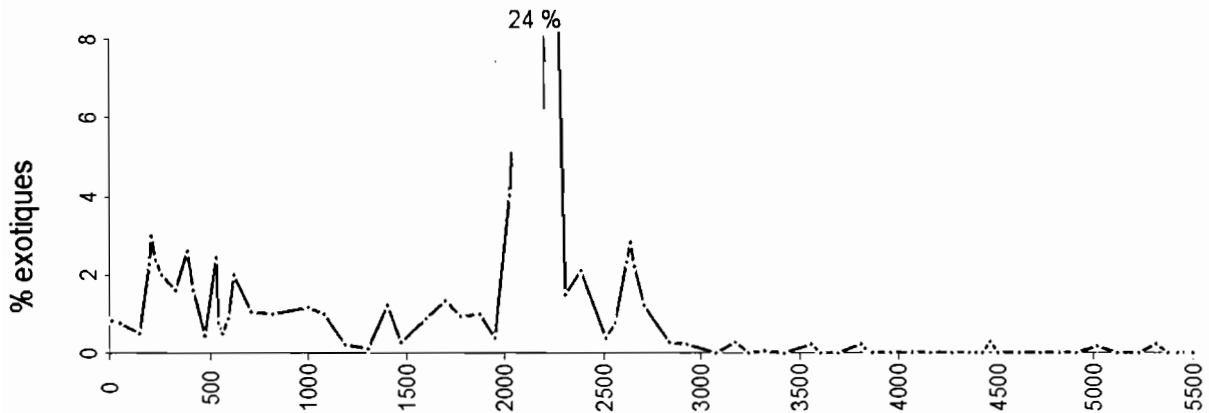


Figure III.21. Carotte OW4. Variation des diatomées "exotiques" indicatrices de brumes sèches (d'après Nguetsop, 1997)

du lac Ossa. Ces diatomées sont des marqueurs des transports par les brumes sèches. Dans le premier chapitre, nous avons noté l'extension épisodique durant la saison sèche, de brumes sèches jusqu'en région équatoriale (Pelassy, 1990, Bonifay et Giresse, 1992). Ce mécanisme implique une extension de l'harmattan durant l'hiver boréal jusqu'aux basses latitudes. On peut remarquer que cette influence est maximale entre 2500 et 2000 ans BP où elle suggère une intensification de l'harmattan, et donc une phase plus sèche. L'irruption de ces diatomées dès 2700 ans BP marque une variation importante du climat caractérisée par une saison sèche bien marquée, et donc un climat plus contrasté jusqu'à l'actuel. Cette période correspond à celle des indices croissants de la péjoration climatique montrés par les assemblages polliniques (Reynaud-Farrera, 1995) dont nous allons voir les détails dans le paragraphe suivant.

III.4.7. Comparaison avec la distribution des pollens, indicateurs de couverture végétale régionale (Reynaud-Farrera, 1995)

Contrairement aux autres paramètres pris en compte jusqu'à présent dans cette étude de la carotte OW4 qui expriment les changements de la cuvette lacustre d'Ossa ou de ses environnements immédiats, les pollens sont les témoins vraisemblablement élargis à une échelle plus régionale de l'évolution paléoclimatique. Des flux éoliens ainsi qu'éventuellement comme nous l'avons suggéré déjà des flux issus de la Sanaga ont pu intervenir dans la composition des cortèges.

La prédominance des pollens d'arbres sur les pollens des herbacées est observé globalement tout le long de la colonne sédimentaire et indique la permanence de la couverture forestière sur les bassins versants pendant toute durée de la sédimentation. Le spectre pollinique présente cependant quelques fluctuations très significatives pendant l'évolution.

De 5500 à 2700 ans (fig. III. 22), on note de fortes fréquences des pollens marqueurs de la forêt biafréenne (*Caesalpinaceae*), ainsi que la présence bien qu'en faibles proportions des pollens de forêt montagnarde (*Podocarpus latifolius*). Les *Poaceae* sont présents, mais en assez faibles pourcentages. Ce cortège indique un développement important d'une forêt assez peu ouverte. De fortes précipitations entretiennent des flux importants de matières fines dans le lac.

Dès 2700 ans BP jusqu'à environ 600 ans BP, les taxons marqueurs de la forêt biafréenne diminuent fortement ainsi que ceux de la forêt montagnarde qui vont être absents jusqu'à l'actuel. En même temps, augmentent fortement les fréquences des *Poaceae* et ceux d'*Alchornea*, espèce héliophile marqueur de forêt perturbée, peu représentés jusqu'alors. Cette période correspond à des flux sédimentaires plus faibles dans le bassin. Elle correspond également à des apports éoliens élevés surtout entre 2700 ans BP et 2000 ans BP attestés par l'accumulation des diatomées subsahariennes. Ces observations montrent une évolution importante du climat avec une saison sèche plus marquée entraînant des ouvertures dans le bloc forestier, et corrélativement une baisse du niveau lacustre à l'origine d'un développement de la végétation aquatique sur les bordures en cours d'émersion.

A partir de 600 ans BP environ jusqu'à l'actuel, les pourcentages des *Caesalpinaceae* sont à nouveau élevés tandis que ceux d'*Alchornea* et des *Poaceae* diminuent tout en demeurant encore assez importants. Cela marque une tendance à la reconquête forestière, mais implique une couverture forestière encore assez ouverte. Cependant les précipitations ne permettent pas une érosion des versants qui pourrait induire une vitesse d'accumulation élevée dans le bassin sédimentaire. La permanence d'un climat toujours assez contrasté favorise vraisemblablement le maintien des ouvertures et le développement relatif des herbacées.

Les *Cyperaceae* apparaissent pendant cet épisode post 600 ans BP, c'est-à-dire avec un certain retard par rapport aux *Poaceae* dont les composants, il est vrai, peuvent être aussi bien terrestres qu'aquatiques (Reynaud-farrera, 1995). Dans le paysage végétal actuel de ce

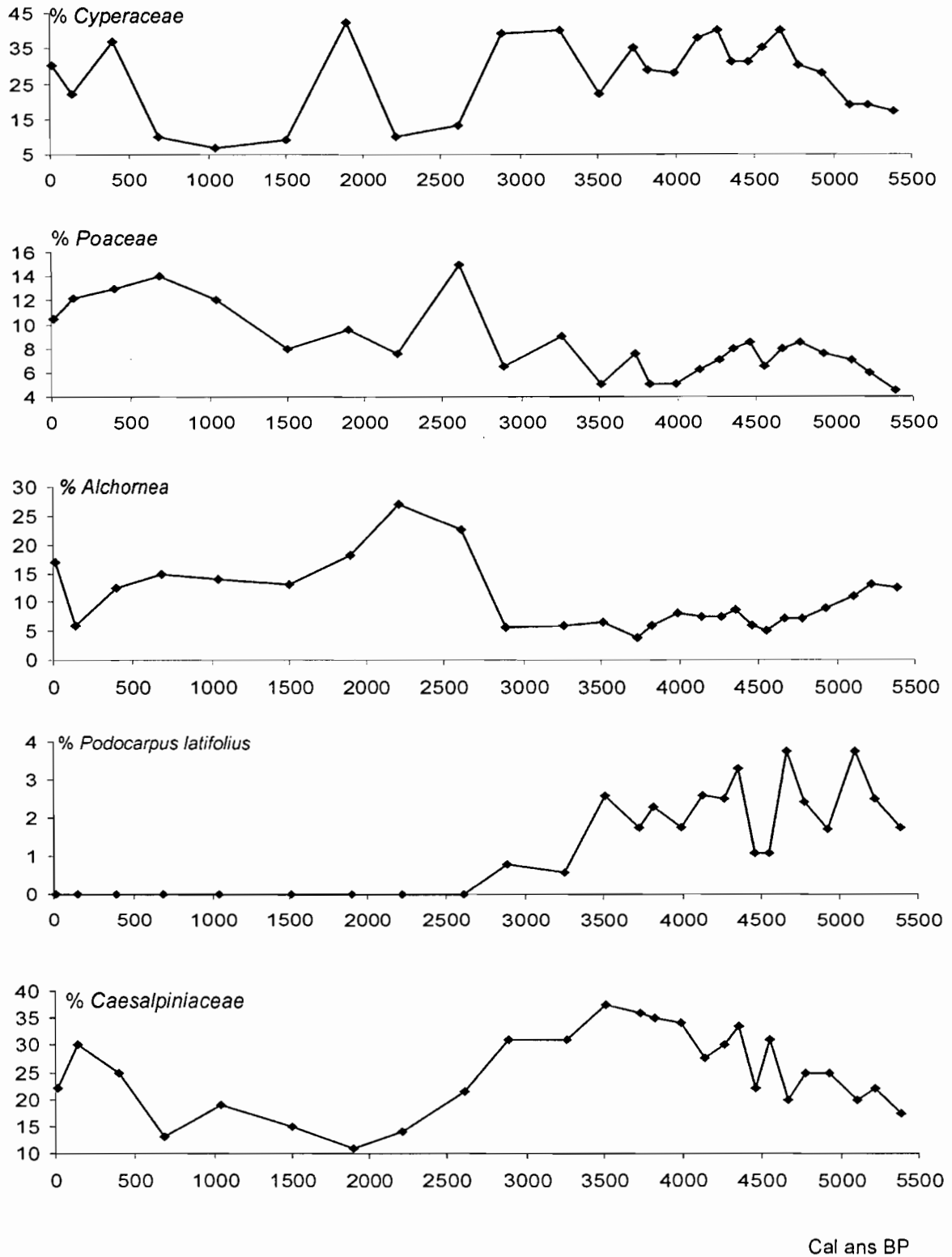


Figure III.22. Carotte OW4. Variation des pollens de *Caesalpiniaceae*, de *Podocarpus latifolius* des pollens d'*Alchornea*, des *Poaceae* et des *Cypéraceae* (Reynaud-farrera, 1995)

lac, les populations de *Cyperaceae* sont peu développées sur les berges. Les teneurs élevées en ces pollens observées pendant de hauts niveaux lacustres de 5500 à 2700 ans BP, indiqueraient que ce type de végétation se répand plutôt à la périphérie du lac et à la faveur de l'extension de petits marécages. La courbe de ces pollens après 600 ans BP indiquerait une tendance de même nature.

III. 5. LA CAROTTE OW2

III. 5 1. Localisation

La carotte OW2, de 575 cm de long, a été prélevée au centre-sud du lac ($3^{\circ}46'7''\text{N}$ - $10^{\circ}1'1''\text{E}$) (fig. III.23), sous une tranche d'eau de 2,20 m, c'est-à-dire dans une zone profonde par rapport à OW1 qui est située à 2,5 km environ vers la partie orientale du lac

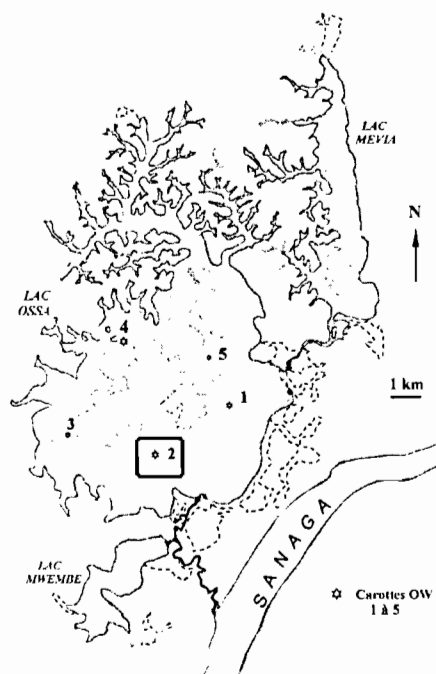


Figure III.23. Lac Ossa. Localisation de la carotte OW2

III.5.2 - Lithologie

L'observation macroscopique de la carotte montre une vase argilo-organique de couleur 5Y 3/1,5 (Munsell soil color charts, 1975) qui est homogène sur toute la colonne sédimentaire. Cette vase est moins compacte au-dessus de 89 cm. On observe à partir de 129 cm, des agrégats millimétriques de vivianite dispersés dans la colonne sédimentaire (Fig. III.24). Elle est riche en débris organiques et ne présente pas de signes de bioturbation, ni de lamines.

III.5.3 - Chronologie et vitesse de sédimentation

La chronologie est basée sur huit datations au radiocarbone effectuées sur la matière organique totale des sédiments, à l'Université d'Utrecht (UTC) aux Pays Bas (Tab.III.6). Les

âges obtenus présentent une bonne cohérence stratigraphique. La base de la carotte (575 cm) est datée de 4826 ± 53 ans BP.

Profondeur (cm)	N° laboratoire	Ages ^{14}C corrigés (ans B.P.)	Ages calibrés (ans B.P.)
7	UTC-3903	$- 1267 \pm 38$	Modern
87	UTC-3904	657 ± 51	660-626
124	UTC-3905	1269 ± 43	1267 - 1162
224	UTC-3906	1921 ± 43	1887 - 1819
324	UTC-3907	2548 ± 43	2745 - 2711
424	UTC-3908	4320 ± 46	4873 - 4838
524	UTC-3909	4760 ± 70	5589 - 5331
574	UTC-3910	4826 ± 53	5606 - 5486

Tableau III.6 : Carotte OW2. Liste des âges radiocarbone

La figure III.25 présente la distribution des âges en fonction de la profondeur. L'analyse de la courbe met en évidence deux ruptures de pente, la première entre 424-324 cm (4800-2800 cal. ans BP), bien marquée, et la deuxième entre 124-87 cm (1100 et 750 cal. ans BP), moins bien marquée. Ces paliers indiquent des épisodes de diminution significative de la sédimentation.

Ne disposant pas de mesures d'humidité du sédiment, il ne sera présenté ici qu'un tableau comparatif des vitesses de sédimentation en $\text{cm}/10^2$ ans des niveaux datés, en supposant que ces vitesses soient constantes entre deux niveaux consécutifs (tab. III.7). De même que pour la carotte OW4, les âges moyens ^{14}C calibrés de la carotte OW2 ont été extrapolés à tous les niveaux analysés (fig. III.25).

Les vitesses de sédimentation sont très fortes ($75,8 \text{ cm} \cdot 10^{-2}$ ans) à la partie inférieure de la carotte de 575 à 524 cm, puis elles baissent considérablement, mais demeurent assez élevées ($22,7 \text{ cm} \cdot 10^{-2}$ ans) entre 524-424 cm. Ces vitesses sont très basses ($5,6 \text{ cm} \cdot 10^{-2}$ ans) entre 424-324 cm, puis elles s'élèvent à nouveau jusqu'à des valeurs moyennes ($15 \text{ cm} \cdot 10^{-2}$ ans) entre

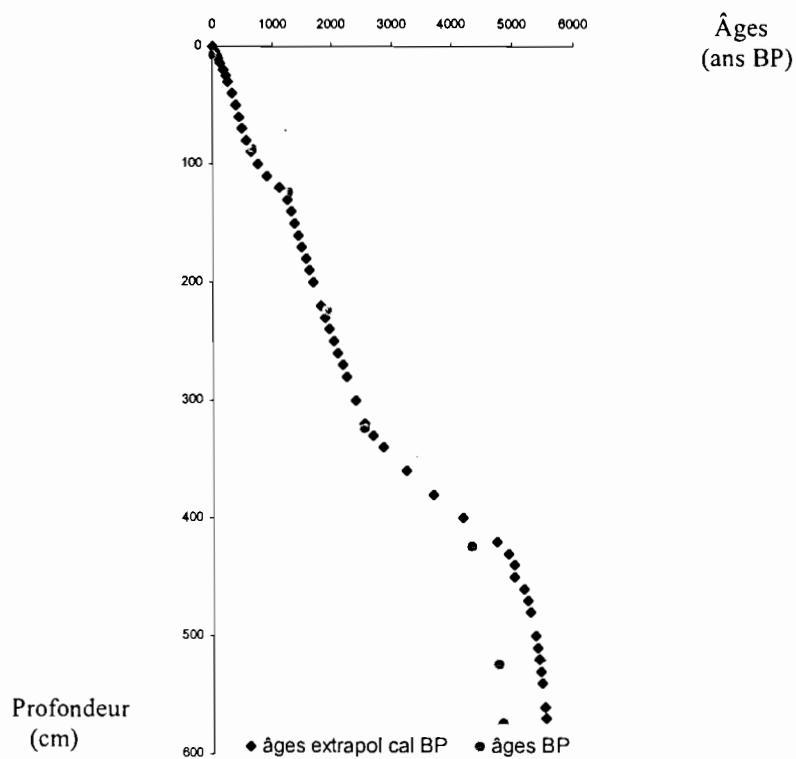


Figure III. 25. Carotte OW2. Distribution des âges en fonction de la profondeur.

Niveaux datés (cm)	Vitesses de sédimentation (cm. 10 ⁻² ans)
87-0	12,2
124-87	6
224-124	15,3
324-224	15,9
424-324	5,6
524-424	22,7
574-524	75,8

Tableau III. 7. Carotte OW2. Vitesses de sédimentation

324-124 cm. Un petit intervalle de faibles vitesses ($6 \text{ cm} \cdot 10^{-2} \text{ ans}$) est observé entre 124-87 cm, il est suivi d'un niveau à vitesse un peu plus élevée de 87 cm jusqu'au sommet de la carotte.

III.5.4 Marqueurs des sédiments

III. 5.4.1 Observation microscopique des frottis de sédiments

Les principaux constituants minéraux observés sur les frottis de sédiment de la carotte OW2 sont le quartz, la muscovite et la sidérite. Les grains de quartz sont fins et peu abondants de 575 à 470 cm, puis ils sont abondants et grossiers entre 470 et 380 cm. Ces grains de quartz sont à nouveau peu abondants et fins après 380 cm, surtout à partir de 170 cm jusqu'au sommet de la carotte. La muscovite est peu abondante entre 560-510 cm, puis plus abondante entre 510 et 240 cm. A partir de ce niveau jusqu'au sommet de la carotte, la muscovite est très peu abondante voire absente, et n'apparaît qu'épisodiquement entre 80-90 cm, 30-50 cm et au sommet de la carotte. Les microgranules de sidérite observées sont de forme allongée, prismatique. Ils sont présents uniquement à la partie inférieure de la carotte de 575 à 220 cm. Ces microgranules sont très abondants et plus grossiers entre 575 et 530 cm et surtout entre 420 et 320 cm.

L'observation au microscope révèle aussi des constituants biogènes caractérisés par une prédominance de frustules de diatomées, associés à des phytolithes et de rares spicules d'éponge. Les frustules de diatomées sont peu abondants entre 575 et 440 cm où les phytolithes sont prédominants. Dans l'étude de la sédimentation superficielle, l'abondance des phytolithes était liée à des matériaux grossiers localisés dans les zones proches des sources d'apports au lac. La présence des phytolithes dans le lac a donc été liée au ruissellement. L'épisode à phytolithes prédominants 575-440 cm qui correspond aussi à des vitesses de sédimentation très élevées indique vraisemblablement un ruissellement important. Entre 440 et 240 cm, les frustules sont abondants. Ils sont encore plus abondants entre 240 et 50 cm où les phytolithes sont également bien représentés. Au dessus de 50 cm, les frustules de diatomées demeurent peu abondants jusqu'au sommet de la carotte.

Cette observation montre également une matière organique constituée d'amas organo-ferrugineux ou argilo-organiques, de débris et de fibres de végétaux. Elle est globalement moins abondante à la partie inférieure de la carotte entre 575 et 440 cm, puis entre 440-290 cm où elle se présente sous forme d'amas organo-ferrugineux ou organo-argileux, les débris végétaux étant peu abondants. De 290 à 80 cm, la matière organique est plus abondante et présente d'abondants débris ligneux. De 80 cm jusqu'au sommet de la carotte, la matière organique est à nouveau peu

abondante et représentée par de nombreuses fibres végétales alors que les débris ligneux plus grossiers sont rares.

III. 5.4.2 Analyse texturale

A - Teneur en sables et indices de clasticité

La fraction sableuse grossière ($>315\ \mu\text{m}$) est très peu représentée et montre de très faibles teneurs largement inférieures à 1, mis à part le niveau 410-415 cm avec une teneur de 1,2 % (fig. III.24). Les teneurs de la fraction sableuse fine ($50-315\ \mu\text{m}$) sont beaucoup plus fortes (0,1-21,2 %) et surtout plus contrastées. Les teneurs en sables de la fraction $> 50\ \mu\text{m}$ de la base de la carotte au niveau 490 cm montrent des valeurs quasi-nulles. Entre 490 et 390 cm, ces teneurs augmentent radicalement avec une moyenne de près de 9 % et atteignent 21 % entre 455-430 cm, et près de 20 % entre 420-410 cm (fig. III.24). Ensuite, entre 385 et 350 cm, les teneurs en sables sont à nouveau très faibles, de l'ordre de 1%. Une sensible élévation des teneurs est notée entre 340 et 310 cm sans toutefois dépasser 4%. A partir de 310 cm, les teneurs en sables, très faibles, vont encore diminuer progressivement jusqu'au niveau 160 cm à partir d'où elles demeurent quasi-nulles jusqu'à 100 cm. Entre 100 et 20 cm, une légère augmentation des teneurs (2,3 % en moyenne) est observée ; elle culmine à une valeur de 5,4 % au niveau 50-55 cm. Au dessus de 20 cm, les teneurs en sables diminuent de nouveau et demeurent très faibles (voisines de 0 %) jusqu'au sommet de la carotte.

En définitive, l'évolution des teneurs en sables le long de la colonne sédimentaire est une succession d'épisodes de teneurs très faibles à nulles de la base de la carotte à 490 cm, dans la partie médiane (385-340 cm et 310-100 cm), puis au sommet de la carotte (20-0 cm). Ceux-ci sont entrecoupés par des niveaux à teneurs plus fortes dont le plus remarquable est l'épisode 490-390 cm.

L'indice de clasticité, assez fluctuant, présente des valeurs qui oscillent autour de 1,4 mm (fig. III.24). La répartition de l'indice de clasticité le long de la carotte OW2 n'est pas aussi contrastée que celle de la teneur en sables. On remarque néanmoins une relative corrélation entre les maxima de l'indice de clasticité et ceux des plus fortes teneurs en sables. Cependant cette courbe nous indique que les conditions érosives sur les versants sont demeurées assez constantes, même dans l'intervalle le plus argileux de la partie inférieure de la colonne.

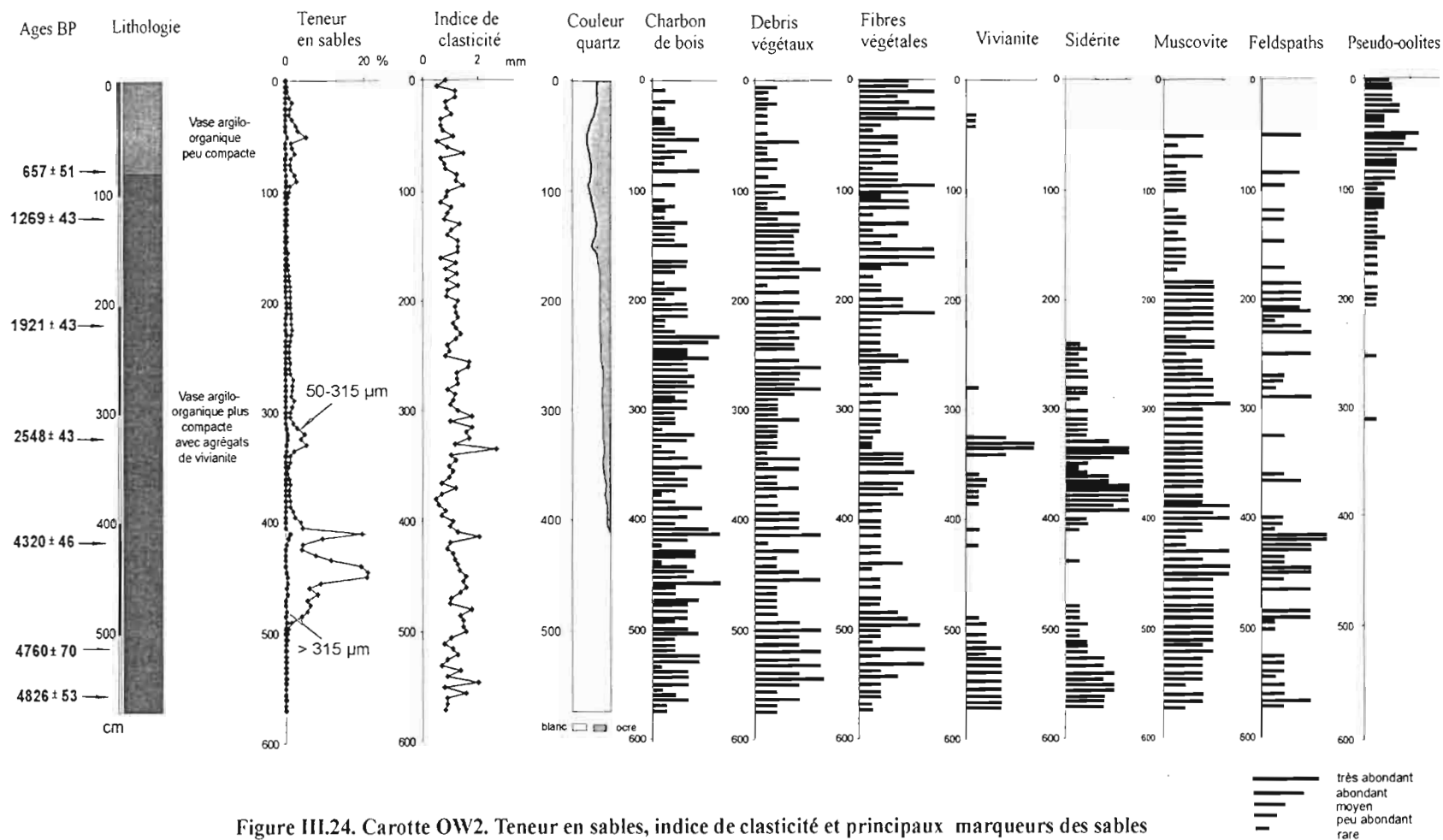


Figure III.24. Carotte OW2. Teneur en sables, indice de clasticité et principaux marqueurs des sables

Troisième partie : la sédimentation holocène

B – Analyse granulométrique des sables

Elle a été effectuée uniquement sur les sables du niveau 400-490 cm de teneurs > 10 %. Deux types de populations ont été identifiés (fig. III. 26). Une population unimodale de mode standard 63 μm caractérise les sables des niveaux compris entre 480 et 420 cm, bien que le triage de cette population modale soit assez inégal d'un niveau à l'autre. Les sables de ces populations sont des grains de quartz fins, blancs ou transparents et sont associés à des feldspaths et à des paillettes de muscovite. Ces populations caractérisent un type unique d'énergie de transport et de dépôt. Le deuxième type de répartition est bimodal avec deux populations voisines de 100 - 125 μm et de 63 μm et caractérise les sables de l'intervalle 420-400 cm. Les populations bimodales sont représentées par des quartz blancs ou ocres toujours associés à des paillettes de muscovite. On note une forte fréquence de quartz ocres dans le mode plus grossier. On remarque ainsi la permanence du mode 63 μm dans toutes les populations de sables le long de l'intervalle sableux analysé. Dans les populations bimodales, à ce mode de 63 μm s'ajoute à un autre plus grossier suggérant ainsi deux types d'énergie de transport et de dépôt ou encore deux sources qui se trouvent associés dans la même sédimentation. La présence croissante des quartz ocres depuis le niveau 420 cm jusqu'au niveau 400 cm, confirme l'introduction progressive dans la sédimentation d'un autre type de matériel différent de celui qui prévalait depuis la base de l'épisode sableux. Ce changement de faciès sableux rappelle celui que nous avons observé avec plus d'intensité lors de l'apparition massive des sables dans la carotte OW1.

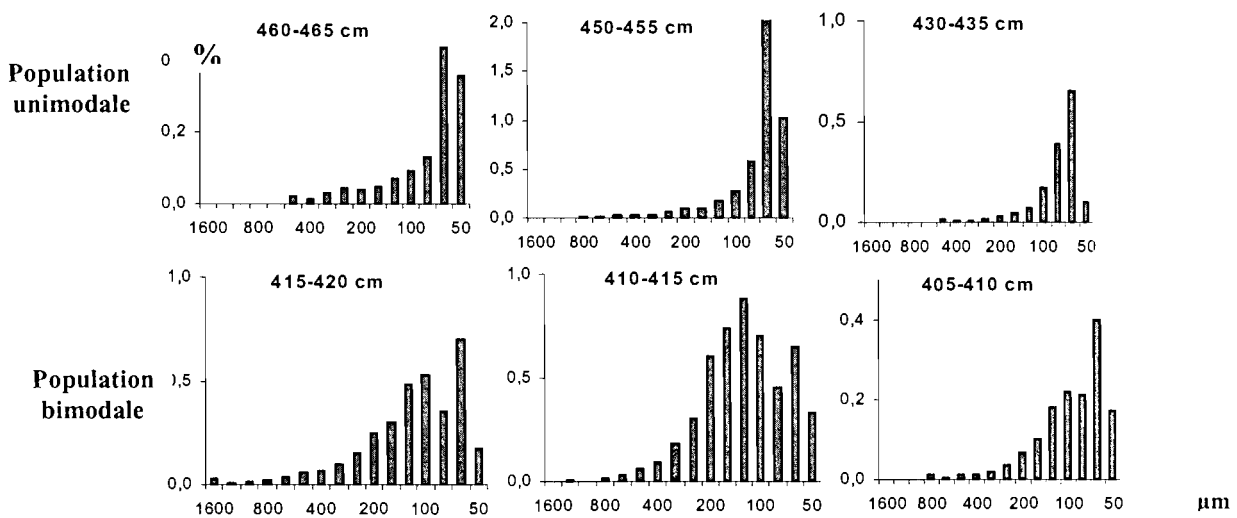


Figure III.26. Carotte OW2. Quelques histogrammes représentatifs des populations des sables de l'intervalle 400-490 cm.

III.5.4.3. Principaux marqueurs de la fraction sableuse au stéréomicroscope

La fraction sableuse est constituée de quartz, de feldspaths, de muscovites, de pseudo-oolites ferrugineuses, de sidérites, de vivianites, de charbons de bois, de débris et de fibres de végétaux. Ces constituants présentent une répartition variable le long de la colonne sédimentaire (fig. III.24).

1°) Le quartz

C'est le minéral le plus abondant de la fraction sableuse de la carotte. Les grains sont généralement non usés, mais on observe néanmoins quelques grains émoussés et corrodés. Ces quartz sont de couleur blanche, transparents ou laiteux de 575 cm à 420 cm, et comme nous venons de le voir, sont ensuite blancs et ocres de 420 cm jusqu'au sommet de la carotte. On peut en effet, remarquer sur la figure III.24 une augmentation progressive des quartz ocres vers le sommet de la carotte. Ils présentent cependant une plus grande abondance entre 140 et 50 cm. Ces quartz ocres issus de l'érosion des bassins versants à sols ferrallitiques sont marqueurs des flux du fleuve Sanaga dans le lac Ossa.

2°) La muscovite

Elle se présente sous forme de paillettes de taille moyenne à fine. Elle est plus abondante dans les deux tiers inférieurs de la carotte, notamment entre 520 et 390 cm, entre 300 et 270 cm et entre 250 et 240 cm. La muscovite est peu abondante dans le tiers supérieur de la carotte et rare voire complètement absente vers le sommet de la carotte.

3°) Les feldspaths

Les feldspaths sont assez bien représentés le long de la carotte OW2, mais sont plus abondants entre 480 et 400 cm, entre 255 et 250 cm, puis entre 235 et 230 cm. Ils sont peu abondants entre 400 et 300 cm, puis rares à très rares de 200 cm au sommet de la carotte. Comme les muscovites, ils disparaissent complètement dans les derniers 50 cm de la sédimentation.

4°) Les pseudo-oolites

Les pseudo-oolites ferrugineuses sont de forme ovale, de couleur sombre, friables. Elles sont identiques à celles qui ont été observées sur la carotte OW1, mais sont de taille plus réduite. Elles sont présentes à partir du niveau 210 cm jusqu'au sommet de la carotte, et sont particulièrement plus abondantes entre 80 et 50 cm. Ces pseudo-oolites, comme les quartz ocres avec lesquels ils se trouvent assez souvent associés, sont marqueurs des flux issus de la Sanaga.

5°) La sidérite

Elle est présente uniquement dans la moitié inférieure de la carotte, de la base à 240 cm. Elle est abondante entre 575 et 525 cm, puis très abondante entre 400 et 365 cm et entre 345 et 330 cm. Elle est peu abondante à rare entre 520-410 cm et entre 320-240 cm.

6°) La vivianite

Elle est présente à la base de la carotte entre 575 et 495 cm et abondante entre 340 et 330 cm. Elle est rare, voire absente dans les autres niveaux de la carotte. Cette distribution paraît donc assez comparable à celle de la sidérite et souligne les épisodes favorables à la diagenèse précoce. Ainsi, on observe que l'épisode détritique entre 480 et 400 cm est défavorable à la précipitation de ces minéraux.

7°) Les débris végétaux

Ils sont constitués de débris de bois, de tiges, d'écorces et d'enveloppes de graines, plus ou moins carbonisés. Ces débris végétaux sont très abondants entre 550 et 490 cm et entre 415 et 410 cm, et sont présents à abondants entre 275 et 220 cm. Ils sont peu abondants à rares dans les autres niveaux de la carotte, surtout vers le sommet de la carotte. Dans l'ensemble, les débris végétaux sont plus abondants dans les deux tiers inférieurs de la carotte et peu abondants vers le sommet de la carotte. Cette répartition est globalement parallèle à celle de la muscovite et à celle des feldspaths et indique vraisemblablement une alimentation à partir des versants limitrophes du lac.

8°) Fibres végétales

Les fibres végétales sont globalement plus abondantes dans la partie supérieure de la carotte du niveau 160 cm au sommet de la carotte. On peut cependant observer des présences plus épisodiques dans les niveaux 535-530 cm, 520-515 cm, 500-490 cm, 375-345 cm et 215-210 cm. Globalement, cette répartition des fibres végétales semble s'opposer à celle des débris végétaux et paraît plutôt se corréliser avec celle des pseudo-oolites ferrugineuses et des quartz ocres.

9°) Les charbons de bois

Ils sont présents tout le long de la carotte OW2, de la base au sommet. Toutefois on remarque qu'ils sont globalement plus abondants dans une large partie inférieure de la carotte entre 520-400 cm, puis entre 200-300 cm où quelques-uns de ces charbons de bois sont parfois recouverts de vivianite en épigénie. Au dessus de 230 cm, on observe des concentrations qui, bien qu'irrégulières, sont relativement plus faibles. Cette distribution semble grossièrement

parallèle à celle des débris végétaux indiquant vraisemblablement l'action des flux issus du ruissellement sur les versants voisins du lac. En tout état de cause, cette distribution n'apporte aucun indice en faveur d'une occupation humaine qui serait croissante pendant le dernier millénaire.

III. 5.4.4 Etude diffractométrique aux rayons X de la fraction argileuse

Cette analyse a été effectuée sur la fraction argileuse inférieure à 2 μm . Trois pics principaux ont été identifiés sur les diffractogrammes. Le pic (001) de la kaolinite, largement dominant, celui du quartz (100) et celui de l'illite (002). Les pics de la smectite, des interstratifiés illite/smectite et de l'halloysite sont également présents, mais apparaissent épisodiquement. Nous avons procédé au calcul des rapports quartz (100)/kaolinite(001), illite(002)/kaolinite(001) et α_1/α_2 des kaolinites (001) et nous présentons l'évolution de ces rapports le long de la colonne sédimentaire (fig. III.27).

Le rapport quartz (100)/kaolinite(001) avec des valeurs comprises entre 0,3 et 1, est très fluctuant et schématiquement plus élevé de la base au niveau 310 cm et plus bas entre 310 et 160 cm, mis à part le niveau 280-285 cm de valeur assez élevée. Au dessus de 160 cm, ce rapport augmente légèrement et demeure assez stable jusqu'au sommet de la carotte. Dans l'ensemble, le rapport quartz (100)/kaolinite(001) présente une tendance à la diminution de la base vers le sommet de la carotte. On constate donc que cette distribution du quartz dans la fraction inférieure à 2 μm n'indique aucune relation avec la fraction sableuse. Les rapports les plus élevées entre la base de la carotte et 500 cm caractérisent un dépôt à sédimentation rapide alimenté par un ruissellement actif, mais régulier.

Le rapport illite(002)/kaolinite(001) est également assez fluctuant avec des valeurs plus élevées de la base jusqu'au niveau 260 cm. A partir de ce niveau et jusqu'au sommet de la carotte, ce rapport est plus stable, ses valeurs oscillant autour de 0,2. Le rapport illite(002)/kaolinite(001), comme celui du quartz (100)/kaolinite(001), présente une tendance globale à la diminution de la base vers le sommet de la carotte OW4. Les valeurs élevées du rapport illite(002)/kaolinite(001) coïncident avec l'épisode de forte abondance de muscovite et suggèrent vraisemblablement un renforcement du pic 002 de l'illite par d'abondantes petites muscovites.

Le rapport α_1/α_2 des kaolinites de valeurs comprises entre 0,4 et 1 est comme celui de l'illite sur la kaolinite fluctuant. Ces valeurs, assez élevées dans l'ensemble, suggèrent des kaolinites assez bien conservées. Elles sont en moyenne plus élevées que celles mesurées dans la carotte OW1 dans la même tranche de temps soit environ 4000 ans BP. Les kaolinites du dernier épisode de la carotte OW1 sont très dégradées et indiquent la prépondérance des matériaux argileux issus des flux du fleuve Sanaga assez proche, tandis que celles de la carotte OW2 située à plus de 2,6 km à l'ouest indiquent des kaolinites plutôt mieux conservées et suggèrent une contribution plus importante des flux locaux pendant la quasi-totalité de la sédimentation étudiée.

III. 5.4.5 Résultats de l'analyse spectroscopique infrarouge IRFT

L'analyse par spectroscopie infrarouge a permis la quantification du quartz, des feldspaths, de la kaolinite, de la gibbsite, de la silice amorphe et de la sidérite, constituants minéraux majeurs des sédiments de la carotte OW2. La figure III.28 représente les variations de ces constituants de la base au sommet de la carotte.

Les teneurs en kaolinite sont comprises entre 38,5 et 76,5 % et sont très fortes dans l'ensemble mis à part le niveau sableux 380-500 cm où elles sont moins fortes en raison de l'abondance de la fraction sableuse.

Les teneurs en quartz et en feldspaths présentent une évolution identique le long de la colonne sédimentaire. Elles sont faibles (< 6 % pour le quartz et < 3,5 % pour les feldspaths) à la partie inférieure de la carotte entre 575 et 510 cm. Puis, elles sont plus élevées entre 500 et 400 cm (9-17 % pour le quartz et 5-10 % pour les feldspaths). Cet épisode coïncide avec le niveau assez sableux mis en évidence grâce aux lavages et indique une arrivée assez brutale de matériaux détritiques dans le bassin sédimentaire, liée probablement à un ruissellement plus agressif mais plus irrégulier sur les versants comme l'indique le net ralentissement des vitesses d'accumulation. A partir de 400 cm jusqu'au niveau 110 cm, les teneurs en minéraux sableux sont très faibles. Elles s'élèvent légèrement entre 110 et 20 cm indiquant un bref épisode d'apports détritiques. La partie sommitale (les 20 derniers centimètres) présente de très faibles teneurs en quartz et des teneurs nulles en feldspaths. On remarque dans l'ensemble une très bonne corrélation entre les teneurs en quartz et en feldspaths et celles des sables.

Les teneurs en silice amorphe (3,8 %-15,3 %) sont assez fluctuantes. Elles sont globalement plus fortes dans la partie inférieure de la carotte entre 575-400 cm. Ces fortes

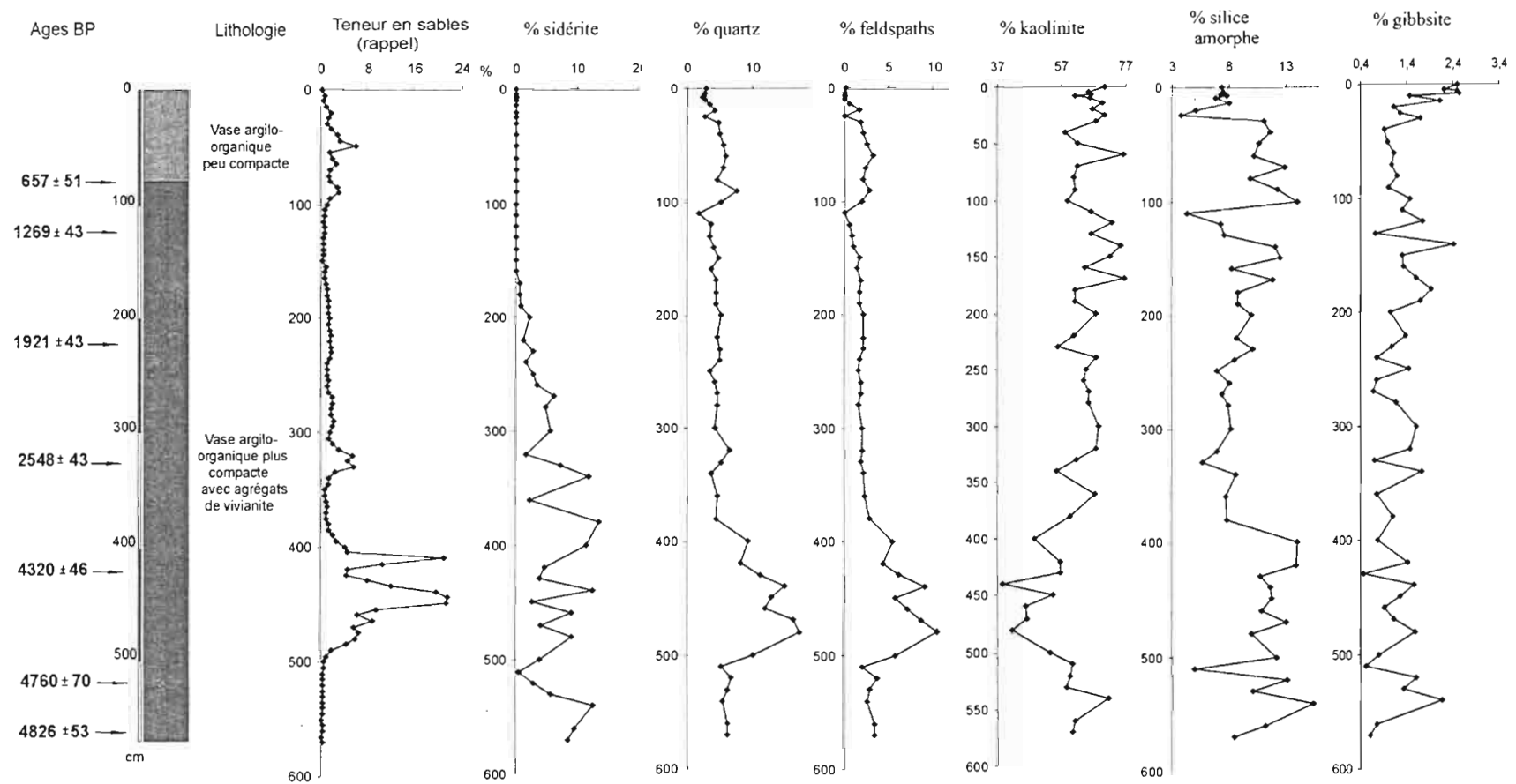


Figure III.28. Carotte OW2. Teneurs des principaux minéraux des sédiments d'après l'analyse infrarouge IRFT du sédiment entier.

teneurs qui sont probablement liées aux phytolithes prédominants dans cet épisode, comme nous l'avons souligné dans l'étude des frottis, suggèrent un ruissellement important. Cela est attesté par une accumulation rapide et des teneurs assez fortes en sables et suggère aussi probablement une tranche d'eau assez importante. Entre 400 et 110 cm, les teneurs en silice amorphe sont globalement plus faibles et indiqueraient un ruissellement moins important comme l'attestent les faibles vitesses de sédimentation. De 110 à 30 cm, les teneurs en silice amorphe sont à nouveau plus élevées et correspondent aux niveaux de frustules de diatomées observés en abondance dans les frottis. Ce niveau coïncidant avec celui d'une légère, mais sensible augmentation des teneurs en sables suggère des apports en matières nutritives et probablement une tranche d'eau à nouveau plus importante. De 25 cm jusqu'au sommet de la carotte, les teneurs sont à nouveau assez faibles comme l'indiquait l'étude des frottis et signale une tranche d'eau moins importante.

Les teneurs en gibbsite sont assez fluctuantes dans toute la partie inférieure de la carotte jusqu'à 30 cm du sommet où elles oscillent entre 0,5 et 2 %. Les valeurs supérieures ou égales à 2 % étant très rares. La partie sommitale (30 cm supérieurs) de la carotte, s'individualise par des teneurs plus fortes, supérieures à 2% qui suggèrent une contribution plus importante des sols ferrallitiques à l'exemple de la carotte OW1 la plus proche.

La sidérite n'est présente que dans la partie inférieure de la carotte, de 575 cm à 170 cm, où ses teneurs fluctuent entre 0,4 et 13,5 %. Dans cette partie, les fortes teneurs sont observées dans les niveaux 575-530 cm et 400-380 cm, et indiquent des milieux franchement réducteurs. Dans l'épisode plus sableux, les teneurs en sidérite sont globalement assez faibles et irrégulières et indiquent un milieu moins réducteur. Ces mesures sont assez conformes aux observations réalisées à la loupe binoculaire.

III. 5.4.6 Résultats du dosage du carbone, de l'azote et de l'analyse par pyrolyse Rock-Eval

Les teneurs en carbone comprises entre 3,3 et 6,2 % sont moins fortes à la partie inférieure de la carotte entre 575-500 cm (fig. III.29), puis en moyenne plus fortes entre 500 et 400 cm. Elles sont à nouveau moins fortes entre 400-300 cm où elles sont comparables à celles du niveau 575-400 cm. De 300 à 100 cm, les teneurs sont nettement plus fortes et après une légère diminution à 80 cm, elles augmentent progressivement jusqu'au sommet de la carotte. On

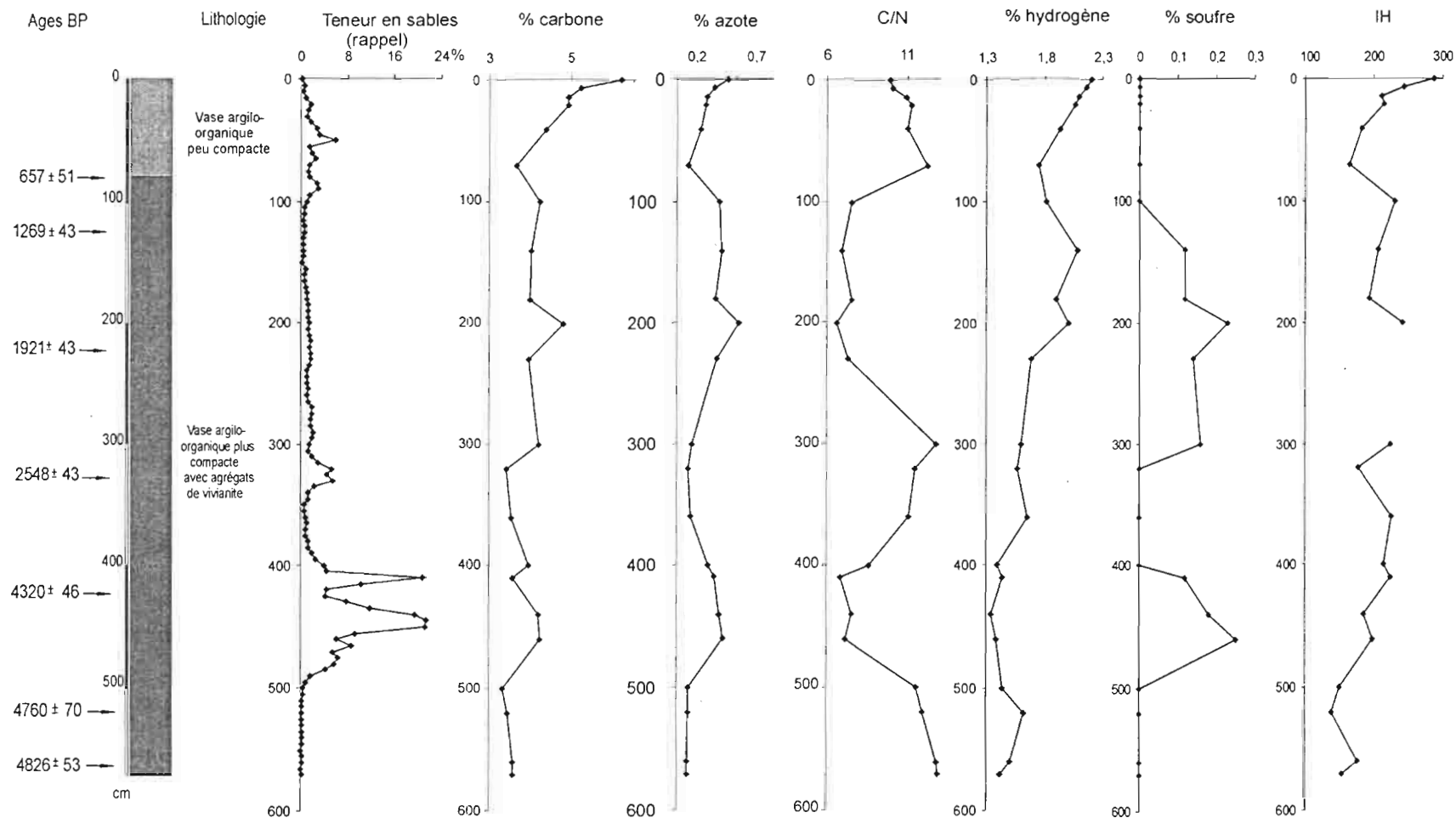


Figure III.29.. Carotte OW2. Principaux constituants organiques d'après le dosage de C, de N, de H et de S, et indice d'hydrogène(I'H) par pyrolyse Rock-Eval sur sédiment total.

remarquera que dans l'ensemble, les teneurs en carbone diminuent globalement avec la profondeur et sont probablement liées à la diagenèse en fonction de la profondeur.

Les teneurs en azote fluctuent entre 0,3 et 0,7 %, et sont, en moyenne, plus faibles entre 575-500 cm. Elles s'élèvent brièvement entre 500 et 400 cm puis les teneurs en azote sont à nouveau plus faibles entre 400 et 220 cm, avant de s'élever entre 220 et 80 cm. A partir de 80 cm jusqu'au sommet de la carotte, une légère augmentation des teneurs en azote est observée ; elle est parallèle à celle du carbone dans le même niveau. L'évolution des teneurs en azote semble également liée à la diagenèse bien que dans les niveaux 460-400 cm et 220-80 cm, une contribution planctonique soit envisagée en fonction des observations de frottis.

Le rapport C/N, de valeurs comprises entre 6,6 et 13, est élevé (>12) entre 575-500 cm, puis plus bas (~ 7) entre 500 et 400 cm dans le niveau assez sableux dont les faibles valeurs suggèrent des arrivées de matériaux peu dégradés dans le milieu et probablement autochtones. De 400 à 300 cm, les C/N sont à nouveau plus élevés et sont indicateurs de matériaux dégradés vraisemblablement plus allochtones liés probablement à l'introduction croissante des flux de la Sanaga. Le niveau 230-80 cm à C/N bas, qui correspond aussi au développement important des diatomées suggère une arrivée de matière organique fraîche où une nouvelle contribution planctonique est envisagée (cf. frottis). Les C/N à nouveau élevés dans la partie sommitale de la carotte, surtout entre 80 et 30 cm indiquent une contribution plus importante des matériaux organiques déjà dégradés en provenance des versants plus lointains de la Sanaga. Ce niveau présente effectivement les indices les plus élevés des flux de ce fleuve (quartz ocre et pseudo-oolites). Vers le sommet de la carotte, les C/N diminuent en fonction de la faible minéralisation de la matière récemment déposée.

L'indice d'hydrogène (IH), de valeurs comprises entre 139 et 287 est bas entre 575-500 cm, et globalement plus élevé entre 500-100 cm, où il diminue jusqu'au niveau 80 cm. A partir de 80 cm, on observe une augmentation progressive des IH jusqu'au sommet de la carotte. Cette augmentation est parallèle à celle du carbone et de l'azote dans le même niveau. L'évolution des valeurs de l'IH s'oppose à celle des C/N dans cette carotte, spécialement dans les niveaux sommitaux de la carotte où la diagenèse est moins avancée.

Les teneurs en soufre sont très faibles, les rares concentrations observées semblent correspondre aux épisodes de productivité planctonique.

III.5.5. Essai de corrélation entre les résultats.

Les principaux marqueurs de la sédimentation comparés entre eux et corrélés aux vitesses de sédimentations permettent d'individualiser cinq grands épisodes de la sédimentation de la carotte OW2 (fig. III.30).

I - Épisode 575-500 cm (5500 à 5370 ans cal BP)

Les très faibles teneurs en sables, des I_c également faibles ainsi que des teneurs élevées en argile kaolinitique indiquent un milieu de faible énergie. Malgré la finesse des particules déposées, les vitesses de sédimentation sont très élevées. Les C/N élevés et des HI bas indiquent une matière organique généralement dégradée. Les teneurs élevées en silice amorphe représentée majoritairement par des phytolithes indiquent un ruissellement. Ce milieu de faible énergie induit des conditions anoxiques qui sont favorables à la précipitation des carbonates et des phosphates de fer. Ces caractères suggèrent un environnement de versants protégés par une couverture forestière, mais affecté par des précipitations importantes à l'origine de l'accumulation rapide. Ces précipitations élevées laissent présumer d'une tranche d'eau assez importante dans le lac.

II - Épisode 500-400 cm (5370 à 4200 ans cal BP)

Cet épisode est caractérisé par une augmentation des teneurs en sables assez brutale associée à une clasticité légèrement plus élevée. L'accumulation sédimentaire, malgré une nette diminution, demeure assez rapide. Les teneurs en silice amorphe toujours élevées et où la contribution phytoplanctonique devient plus abondante, suggèrent des apports nutritifs importants. Ces conditions de milieu probablement plus oxygénées réduisent fortement la précipitation de la sidérite et de la vivianite. Les C/N bas suggèrent des arrivées de matériaux peu dégradés probablement plus autochtones et où le phytoplancton peut entrer en compte. Le sommet de cet épisode est marqué par une variation du faciès sableux : les populations de sables jusqu'à présent unimodales et de couleur unique blanchâtre, deviennent bimodales et sont blanches et ocre. Cela indique l'introduction dans la sédimentation d'un nouveau type d'apports, et donc deux sources d'alimentation au lac : une alimentation par les versants immédiats du lac (quartz blancs) et une alimentation par le fleuve Sanaga (quartz ocre). Les caractères texturaux indiquent une érosion plus agressive sur des versants moins protégés par la couverture forestière. Le ruissellement toujours important est induit par des précipitations encore assez fortes.

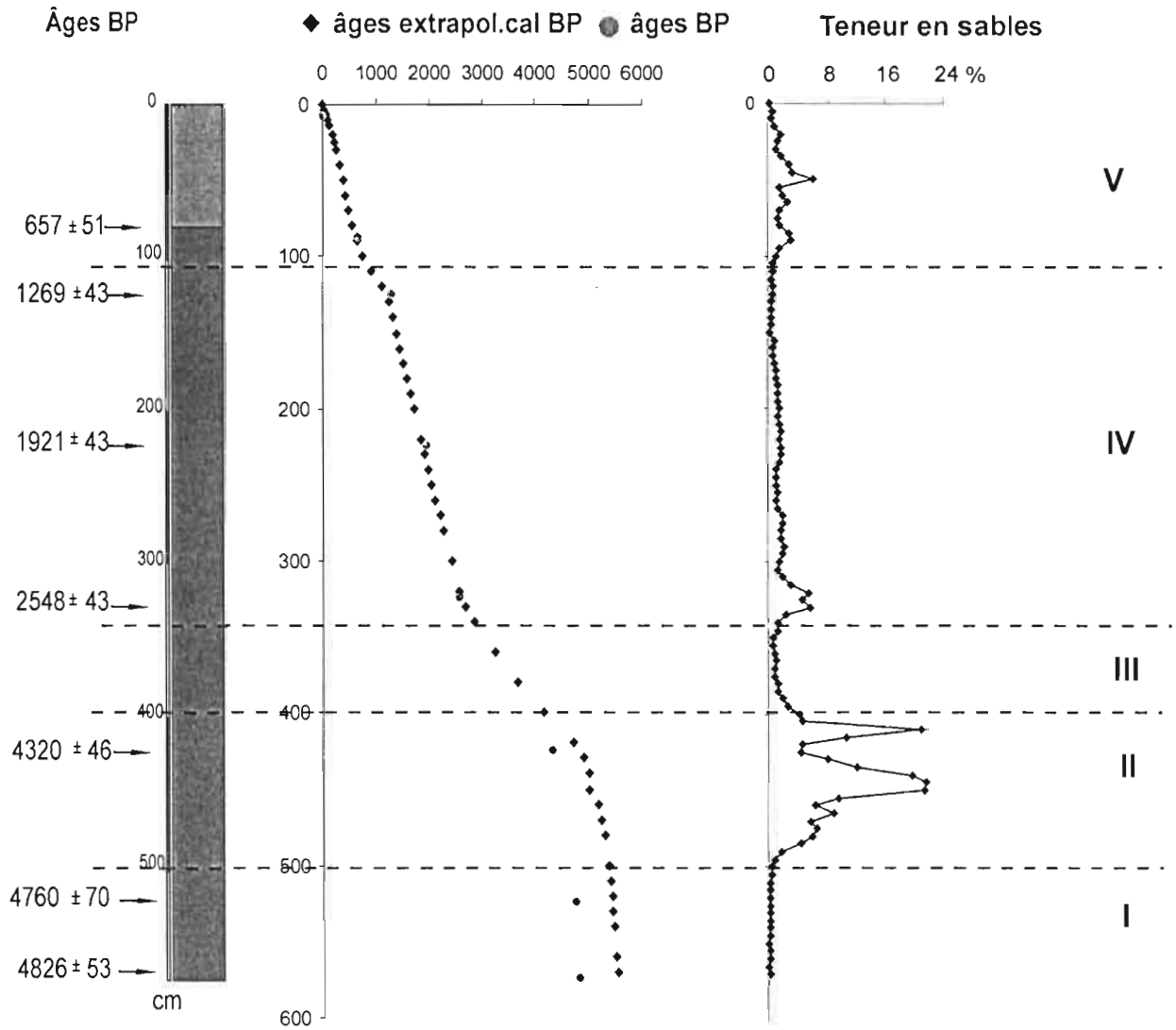


Figure III.30. Carotte OW2. Principaux épisodes sédimentologiques.

III – Épisode 400-340 cm (4200 à 2860 ans cal BP)

Pendant cet épisode les vitesses de sédimentation deviennent très faibles, et corrélativement les teneurs en sables et la clasticité diminuent et suggèrent un milieu de faible énergie. Les C/N et les IH assez élevés indiquent des matériaux dégradés et probablement allochtones. Les teneurs en silice amorphe représentée par les diatomées sont faibles, et suggèrent de faibles apports nutritifs et vraisemblablement des conditions peu oxydantes où la précipitation en grande quantité de sidérite et de vivianite est favorisée. Ces caractères indiquent vraisemblablement des précipitations plus faibles qui entraînent une baisse du niveau lacustre.

IV – Épisode 340-110 cm (~2860 à 1100 ans cal BP environ)

Les vitesses de sédimentation sont à nouveau assez élevées, mais moins que dans l'épisode 500-400 cm. Les teneurs en sables s'élèvent aussi légèrement au début de cet épisode puis diminuent progressivement jusqu'à son sommet. La clasticité s'élève aussi légèrement puis demeure assez stable. Les feldspaths et la muscovite assez bien représentés dans les sables jusqu'alors diminuent en même temps qu'augmentent progressivement des indices des flux du fleuve Sanaga notamment des quartz ocres et des pseudo-oolites ferrugineuses. Les C/N encore élevés en début d'épisode deviennent plus bas signalant une matière organique de moins en moins dégradée, où une contribution planctonique est indiquée par une légère augmentation des teneurs en silice amorphe représentée par les diatomées notamment vers le sommet de l'épisode. Cela traduit des conditions plus oxygénées du milieu dans lequel la précipitation de la sidérite va se réduire et même s'annuler totalement.

V – Épisode 110-0 cm (~1100 à 0 ans cal BP)

Cet épisode peut être subdivisé en deux sous-épisodes

a) 110-30 cm (~1100 à 260 ans cal BP)

Après un court intervalle de faible accumulation sédimentaire de courte durée qui est marquée par de très faibles teneurs en sables et en silice amorphe suggérant des précipitations à nouveau faibles et un niveau lacustre bas, on enregistre à partir de 100 cm, une accumulation plus rapide qui est parfaitement corrélée avec une sensible augmentation des teneurs en quartz et feldspaths et même en particules sableuses. Ces sables présentent d'abondantes pseudo-oolites ferrugineuses et une composante ocre importante qui suggèrent le paroxysme des flux du fleuve Sanaga. Les teneurs en silice amorphe sont élevées et sont représentées par d'abondantes frustules de diatomées suggérant des apports en matières nutritives. Les C/N à

nouveau élevés indiquent une matière organique dégradée. Ces caractères suggèrent une légère reprise de l'érosion associée à des ruissellements légèrement plus agressifs.

b) 30-0 cm (~ 260 à 0 ans cal BP)

Pendant cet épisode d'accumulation sédimentaire encore assez rapide, les teneurs en sables diminuent nettement. Les C/N moins élevés et les IH élevés indiquent une matière organique peu dégradée. Les feldspaths et la muscovite sont absents alors que les quartz ocres et les pseudo-oolites ferrugineuses ainsi que la gibbsite sont bien représentés et témoignent de la permanence des flux de la Sanaga dans le lac jusqu'à la période actuelle. Les teneurs en silice amorphe faibles témoignent de la faible productivité planctonique probablement due à de faibles apports nutritifs. On notera enfin l'assez forte accumulation des fibres végétales pendant ce dernier épisode qui témoignent de flux lointains de cette matière très "flottante". Par opposition, les débris ligneux plus denses s'accumulent d'avantage lors des épisodes de ruissellement proximaux.

III. 6. LA CAROTTE OW3

III. 6 1. Localisation

La carotte OW3, de 418 cm de long, a été prélevée à l'ouest du lac ($3^{\circ}46'8''$ N $9^{\circ}59'$ E) (fig. III.31), sous une tranche d'eau de 1,70 m, c'est-à-dire dans une zone moins profonde par rapport à OW2 qui est située à plus de 2,4 km vers le centre-sud.

III. 6 2. Lithologie

L'observation macroscopique de la carotte OW3 montre une vase argilo-organique de couleur sombre, qui est assez homogène sur toute la colonne sédimentaire (Fig. III.32). On observe, au-dessous de 250 cm, des agrégats millimétriques de vivianite dispersés dans la colonne sédimentaire. Elle est riche en débris organiques en particulier vers 330 cm, 350 cm et 385 cm et ne présente pas de signes de bioturbation. De rares lamines sidéritiques sont observées vers 210 cm et vers 400 cm.

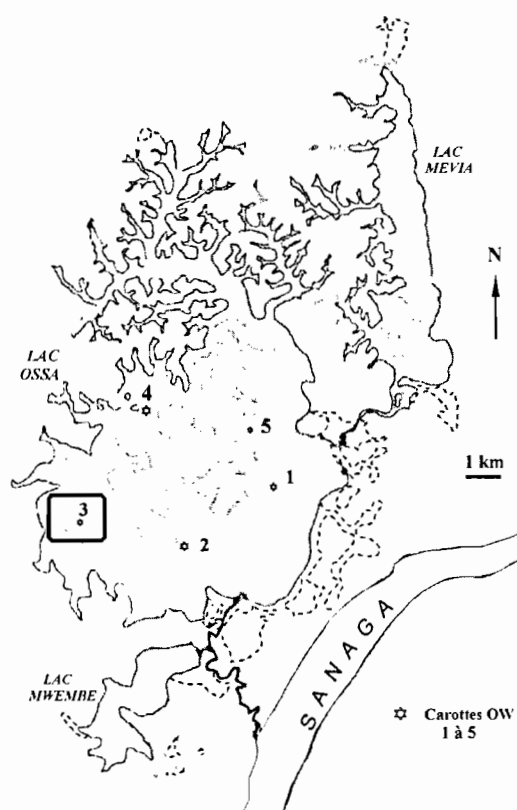


Figure III. 31. Lac Ossa. Localisation de la carotte OW3.

III.6.3. Chronologie

Une seule datation au radiocarbone a été effectuée au niveau 350 cm et donne un âge de 1816 ans BP. Ce qui implique une accumulation rapide dans cette partie du lac, c'est-à-dire $19,3 \text{ cm} \cdot 10^{-2} \text{ ans}$.

III.6.4 Marqueurs des sédiments

III. 6.4.1 Teneur en eau, teneur en sables et indice de clasticité

Les teneurs en eau de la carotte OW3 sont assez élevées dans la partie inférieure de la carotte, et augmentent progressivement en quatre étapes, de la base au niveau 400 cm (64 %), puis entre 400-305 cm (66 %), ensuite entre 305 et 230 cm (68 %) et enfin entre 230 et 140 cm (71 %) (fig. III.32). Au-dessus de 140 cm, les teneurs en eau sont plus basses et augmentent globalement jusqu'au sommet de la carotte. L'évolution des teneurs en eau de la base de la carotte au niveau 140 cm apparaît normale et est liée à la compaction. Les teneurs moins élevées du tiers supérieur de la carotte, qui devraient logiquement être plus élevées que celles de la partie inférieure, sont dues au séchage partiel du sédiment.

Les teneurs en sables de la fraction sableuse grossière ($> 315 \mu\text{m}$) sont très faibles (inférieures à 0,5 %) dans l'ensemble, mis à part trois pics vers 323 cm (1,2 %) vers 280 cm (0,64 %), puis vers le sommet de la carotte (0,64 %) (fig. III.32). Les teneurs de la fraction sableuse fine ($50\text{-}315 \mu\text{m}$), comprises entre 0,2 et 3,2 %, sont également faibles mais cependant plus contrastées que celles de la fraction grossière (fig. III.32). Elles sont très faibles (0,4-1,1 %) de la base au niveau 300 cm, puis plus élevées entre 300 et 200 cm (0,65-3,2 %) où deux pics à 230-260 cm (2,9 %) et à 270-300 cm (3,2 %) sont bien individualisés. A partir de 200 cm jusqu'au sommet de la carotte, les teneurs en sables sont faibles, globalement inférieures à 1 % exception faite du niveau 60-20 cm où elles s'élèvent légèrement à 1,2 %.

L'indice de clasticité, avec des valeurs comprises entre 1 et 3,5 mm, est très fluctuant et présente dans l'ensemble des valeurs globalement plus élevées dans la moitié inférieure de la carotte où elles sont de l'ordre de 2 mm (fig. III.32). Cependant, la partie supérieure présente de nombreux pics qui suggèrent de brefs épisodes érosifs sur les versants. Dans l'ensemble, cette clasticité est plus élevée que celle de la carotte OW2 alors que les teneurs en sables sont au contraire plus modestes. Cette contradiction pourrait traduire l'arrivée dans ce site de ruissellements de pente locaux.

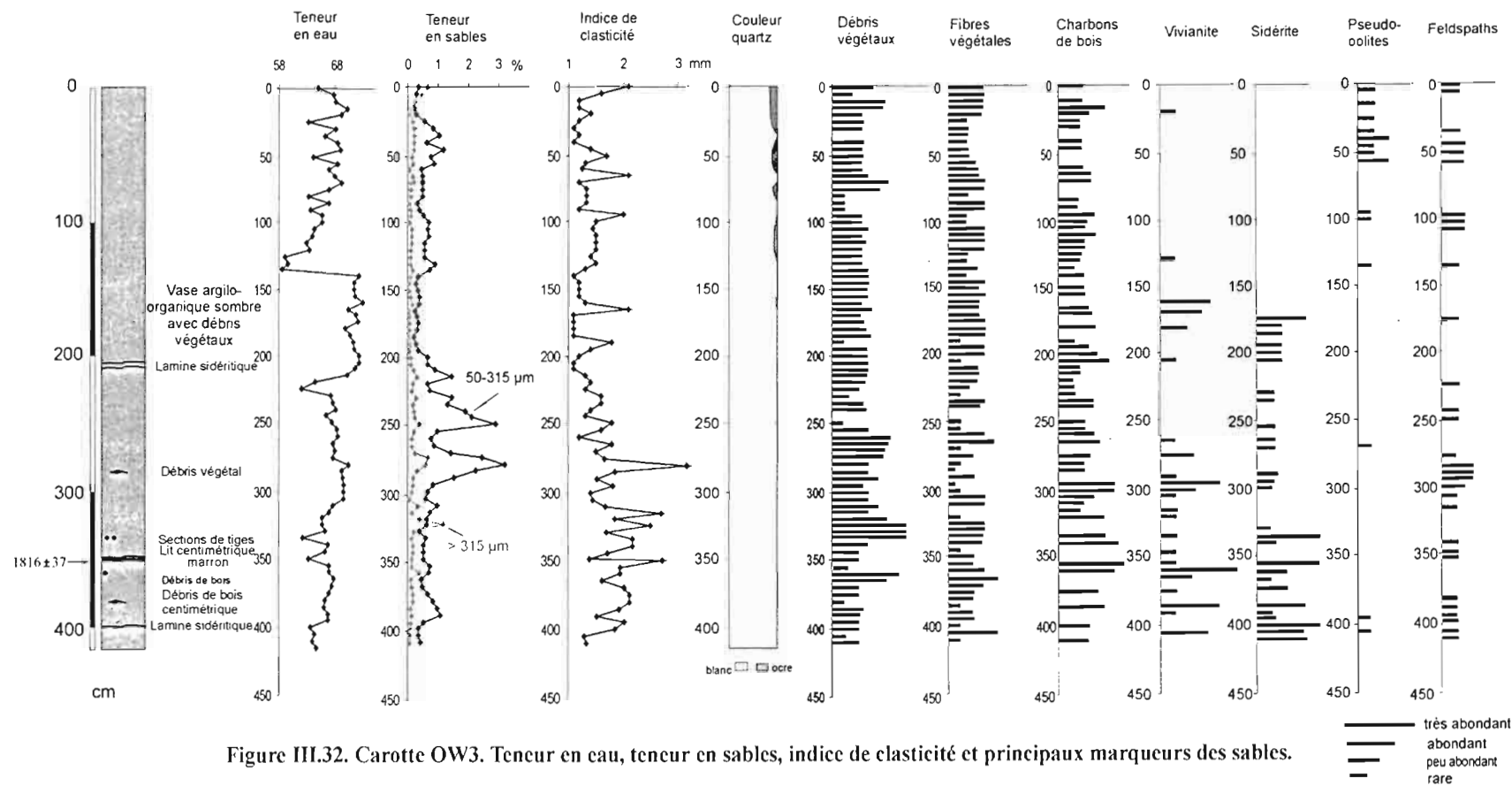


Figure III.32. Carotte OW3. Teneur en eau, teneur en sables, indice de clasticité et principaux marqueurs des sables.

III. 6.4.2 Observation de la fraction sableuse au stéréomicroscope

La fraction sableuse est constituée de quartz, de feldspaths, de pseudo-oolites ferrugineuses, de sidérite, de vivianite, de charbons de bois, de débris et de fibres de végétaux. Ces constituants présentent une répartition variable le long de la colonne sédimentaire (fig. III.32). Il est à noter la quasi-absence des muscovites dans cette colonne sédimentaire mises à part quelques traces observées entre 290 et 310 cm, 380 et 410 cm.

a) Le quartz

Comme dans les carottes précédentes, le quartz demeure le minéral le plus abondant de la fraction sableuse des sédiments de la carotte. La couleur des grains, blanche sur les deux tiers inférieurs de la colonne sédimentaire, est sur le tiers supérieur, blanche avec une composante ocre qui, bien que faible, est croissante vers le sommet de la carotte. Les grains sont non usés dans l'ensemble, bien que quelques-uns soient corrodés ou émoussés.

b) Les feldspaths

Les feldspaths sont faiblement représentés le long de la carotte OW3. On peut cependant les observer entre 410 et 380 cm, entre 355 et 345 cm, entre 310 et 270 cm, entre 105 et 90 cm et entre 65 et 45 cm. Cette répartition suggère la prépondérance des flux locaux tout le long du dépôt, les feldspaths étant des marqueurs de ces flux comme cela a été mis en évidence dans les carottes orientales OW2 et OW1.

c) Les pseudo-oolites ferrugineuses

Ces pseudo-oolites sont identiques à celles qui ont été observées sur les carottes OW1, OW2 et OW5. Elles sont présentes uniquement dans les soixante centimètres sommitaux de la carotte. Elles sont néanmoins observées épisodiquement vers 130 cm et vers 100 et 90 cm, niveaux où ont également été observés les premières accumulations de quartz ocre.

d) La sidérite

La sidérite est présente uniquement dans la partie inférieure de la carotte, de la base au niveau 170 cm où l'examen en plaque après induration révèle la présence de microlamines inframillimétriques composés de prisme de sidérite de 50 à 100 μm de long. Elle est assez abondante entre 410 et 340 cm, puis entre 210 et 170 cm et indique ainsi des milieux franchement réducteurs. Elle est peu abondante à rare entre 340 et 210 cm.

e) La vivianite

La vivianite est aussi présente essentiellement dans la partie inférieure de la carotte notamment entre 410 et 210 cm, puis entre 180 et 160 cm. Cette répartition est globalement celle de la sidérite et souligne les épisodes favorables à la diagenèse précoce en milieu réducteur. On peut remarquer que l'épisode plus sableux entre 300 et 210 cm est défavorable à la précipitation de ces minéraux et indique des conditions probablement plus oxygénées du milieu.

f) Les débris végétaux

Les débris végétaux sont constitués de débris de bois, d'écorce, de feuilles, d'enveloppes de graines et de graines. Ils sont présents le long de la carotte OW3 et sont plus abondants entre 340 et 260 cm et peu abondants entre 410 et 340 cm. Certains films de débris ligneux ont été décelés en plaque mince notamment à 280 cm, 350 cm et 380 cm.

g) Les fibres végétales

Les fibres végétales sont également présentes de manière régulière le long de la carotte OW3, mais semblent moins abondantes au niveau de l'épisode plus sableux 300-200 cm.

h) Les charbons de bois

Ils sont globalement plus abondants dans le tiers inférieur de la carotte, entre 410 et 290 cm, puis peu abondants au-dessus de ce niveau jusqu'au sommet de la carotte. On peut remarquer comme sur la plupart des autres carottes étudiées dans ce lac, la faible présence des charbons de bois vers le sommet de la carotte, suggérant l'absence d'une empreinte anthropique croissante.

III. 6.4.3 Etude diffractométrique aux rayons X de la fraction argileuse

Cette analyse a été effectuée sur la fraction argileuse inférieure à 2 μm . Trois pics principaux ont été identifiés sur les diffractogrammes : le pic (001) de la kaolinite, largement dominant, celui du quartz (100) et celui de l'illite (002). Les pics de l'halloysite sont également présents, mais n'apparaissent qu'épisodiquement. Nous avons procédé au calcul des rapports quartz (100)/kaolinite(001), illite(002)/kaolinite(001) et α_1/α_2 des kaolinites (001) et nous présentons l'évolution de ces rapports le long de la colonne sédimentaire (fig. III.33).

Le rapport quartz (100)/ kaolinite(001) est bas dans l'ensemble et inférieure à 0,3 sur tout le long de la colonne sédimentaire. Ces valeurs sont encore plus faibles de la base au niveau 340 cm et vers la partie supérieure de la carotte, puis elles sont un peu plus élevées dans l'intervalle 200-300 cm qui présente également des teneurs plus élevées en sables. OW3 est donc

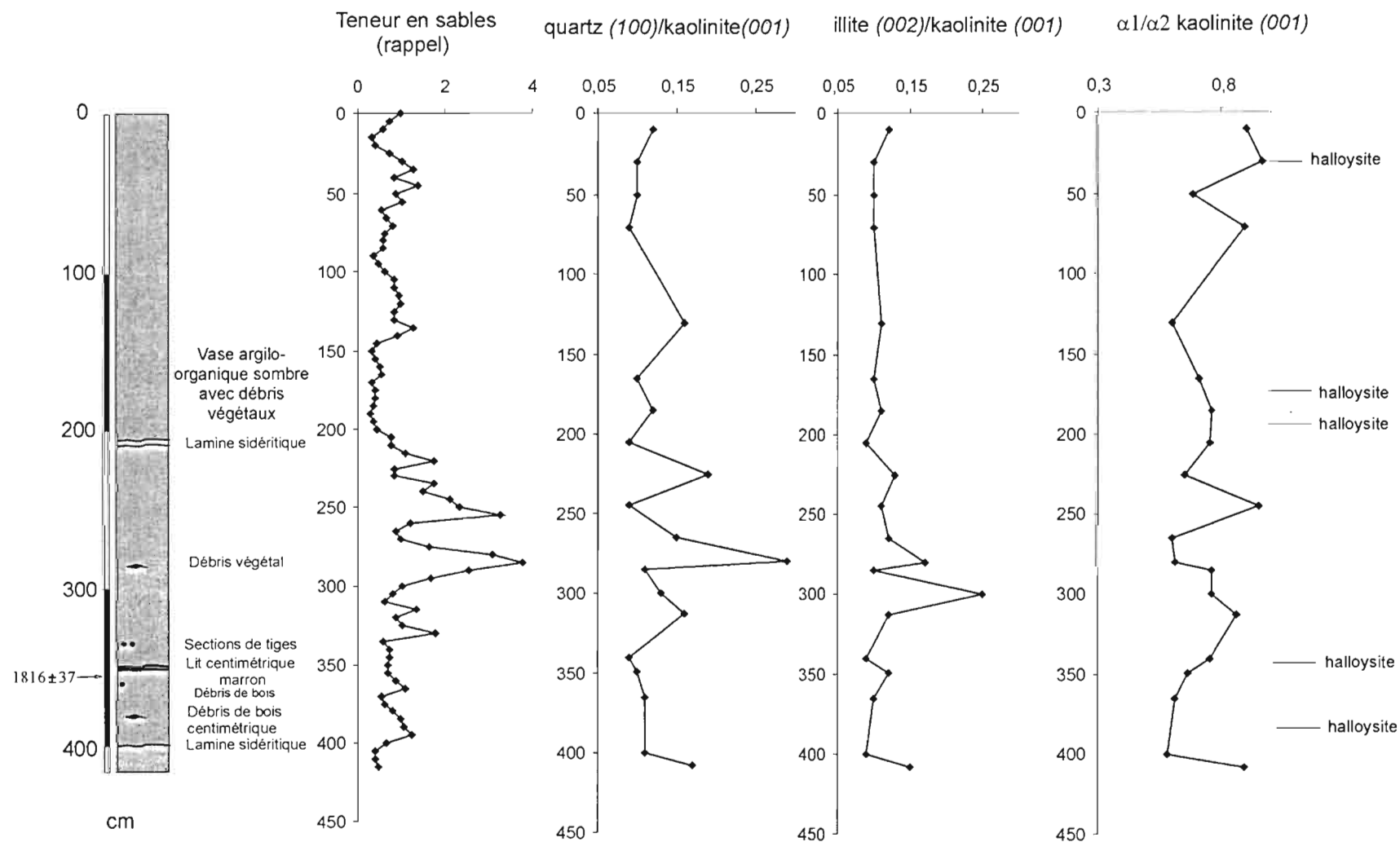


Figure III.33. Carotte OW3. Analyse DRX de la fraction $< 2 \mu\text{m}$. Rapports quartz (100)/kaolinite(001), Illite (002)/kaolinite (001) et α_1/α_2 kaolinite (001)

le seul exemple où semblerait exister une corrélation positive entre les teneurs en sables du sédiment entier et celles en quartz de la fraction inférieure à 2 μm .

Le rapport illite(002)/kaolinite(001) présente également des valeurs très basses ($< 0,15$) le long de la colonne sédimentaire ; ces valeurs sont un peu plus élevées (0,25) entre 320 et 260 cm dans l'épisode plus sableux qui se trouve une deuxième fois individualisé.

Le rapport α_1/α_2 des kaolinites (001) présente des valeurs comprises entre 0,5 et 0,9 qui sont assez fluctuantes et suggèrent un mélange de matériaux argileux d'origine diverse. Les indices des flux de la Sanaga révélés par la fraction argileuse seraient donc probablement dilués par les flux locaux prépondérants, la carotte étant située à une position distale par rapport à la source fluviale et en contre-bas de fortes pentes soumises aux ruissellements.

III. 6.5. Comparaison entre les résultats et essai de corrélation avec la carotte OW2

Les principaux résultats analytiques de la carotte OW3 comparés entre eux permettent de différencier cinq épisodes sédimentaires de la base au sommet de la colonne sédimentaire.

- Épisode 410-300 cm

Cet épisode est caractérisé par de faibles teneurs en sables, mais une clasticité élevée suggérant une érosion incisive des versants générée par de fortes précipitations. Comme aucune rivière n'accède directement à ce secteur, on suggère des apports intermittents issus des fortes pentes des versants immédiats sus-jacents. Les grains de quartz blancs lessivés indiquent que les matériaux proviennent pour la plupart du bassin versant immédiat du lac. Les faibles teneurs en sables indiquent cependant que ces versants étaient protégés par une couverture forestière. La présence des cristaux de sidérite et de vivianite témoigne d'un milieu assez réducteur.

- Épisode 300 - 200 cm

Les teneurs en sables un peu plus élevées que dans l'épisode précédent associées à une clasticité encore assez élevée indiquent une érosion plus agressive avec des précipitations assez fortes, mais des versants moins protégés par la couverture forestière. Les grains de quartz sont toujours blancs et lessivés. La présence assez rare de cristaux de sidérite et de vivianite révèle un milieu plus oxygéné ne favorisant pas leur précipitation en grande quantité.

- Épisode 200 -140 cm

Cet épisode débute par de très faibles teneurs en sables qui sont associées à une clasticité également faible mais interrompue par deux maxima. Cela suggère un ruissellement moins actif sur les versants mais avec de brefs épisodes érosifs. Les grains de quartz toujours

blancs lessivés et les kaolinites assez bien cristallisées indiquent toujours la proximité de la source. Le milieu est réducteur et favorise à nouveau une assez importante précipitation de la sidérite et de la vivianite.

- Épisode 140-60 cm

Les teneurs en sables s'élèvent légèrement en même temps que la clasticité suggérant une légère reprise de l'érosion et des conditions plus oxygénées du milieu qui ne permettent plus la précipitation de la sidérite. C'est au cours de cet épisode qu'apparaissent irrégulièrement les quartz ocres et des pseudo-oolites ferrugineuses suggérant des arrivées des flux du fleuve Sanaga mais en faible quantité.

- Épisode 60-0 cm

Entre 60 et 20 cm, les teneurs en sables légèrement plus élevées associées à une clasticité faible indiquent une faible reprise du ruissellement légèrement plus abondant et donc une pluviosité un peu plus élevée. Les quartz ocres et les pseudo-oolites ferrugineuses plus abondants que dans l'épisode précédent indiquent le paroxysme des flux du fleuve Sanaga.

Les 20 centimètres sommitaux présentent de très faibles teneurs en sables, mais une clasticité élevée et toujours des quartz ocres et quelques pseudo-oolites ferrugineuses marquant encore la permanence des flux du fleuve Sanaga.

Corrélation avec la carotte OW2

Nous avons tenté une corrélation de ces épisodes avec ceux de la carotte OW2. L'unique âge obtenu sur la carotte OW3, 1816 ans BP à 350 cm implique une accumulation rapide ($19,3 \text{ cm } 10^{-2} \text{ ans}$) et une érosion active sur les versants proches, plus marquée de la base au niveau 250 cm.

En conséquence de l'éloignement des sources, les différents épisodes de la carotte OW2 sont très faiblement marqués sur la carotte OW3 et ne permettent pas de reconnaître les limites des subdivisions. Les seules corrélations possibles ont été faites sur la base des marqueurs des flux du fleuve Sanaga dont on peut souligner l'augmentation progressive vers le sommet des deux carottes. Cependant, en fonction des distances respectives au fleuve Sanaga, un diachronisme est observé dans le début de la manifestation de ces flux qui est plus tardif en OW3.

Récapitulatif sur la sédimentation holocène

Deux faits majeurs sont à retenir de l'ensemble des résultats analytiques des cinq carottes étudiées (figure III. 34)..

(1) Une différence lithologique entre les carottes prélevées dans la partie orientale (OW1 et OW5) et celles prélevées plus à l'ouest du lac (OW2, OW3 et OW4). Les premières carottes présentent une lithologie variée suggérant des fluctuations nettes de la tranche d'eau, des variations de la sédimentation et de l'énergie mécanique. Les secondes carottes, de lithologie homogène indiquent que les variations ont été moins marquées.

(2) Deux types de dépôts appartenant à des sources différentes

- une sédimentation vaseuse à kaolinite dominante bien cristallisée, associée à une fraction sableuse à quartz blancs lessivés, à feldspaths, à muscovites sur toutes les carottes de la partie nord-ouest et ouest du lac et uniquement dans les niveaux inférieurs des carottes de la partie orientale et méridionale du lac. Il s'agit d'apports qui correspondent à l'érosion des sols des versants locaux du Continental Terminal.

- une sédimentation vaso-sableuse à sableuse caractérise les parties médiane et supérieure des carottes au sud et à l'est du lac Ossa. La fraction sableuse présente des quartz blancs associés à des quartz ocres, à des pseudo-oolites ferrugineuses et à des kaolinites dégradées qui proviennent du fleuve Sanaga. Les proportions des quartz ocres sont croissantes vers le sommet de ces carottes.

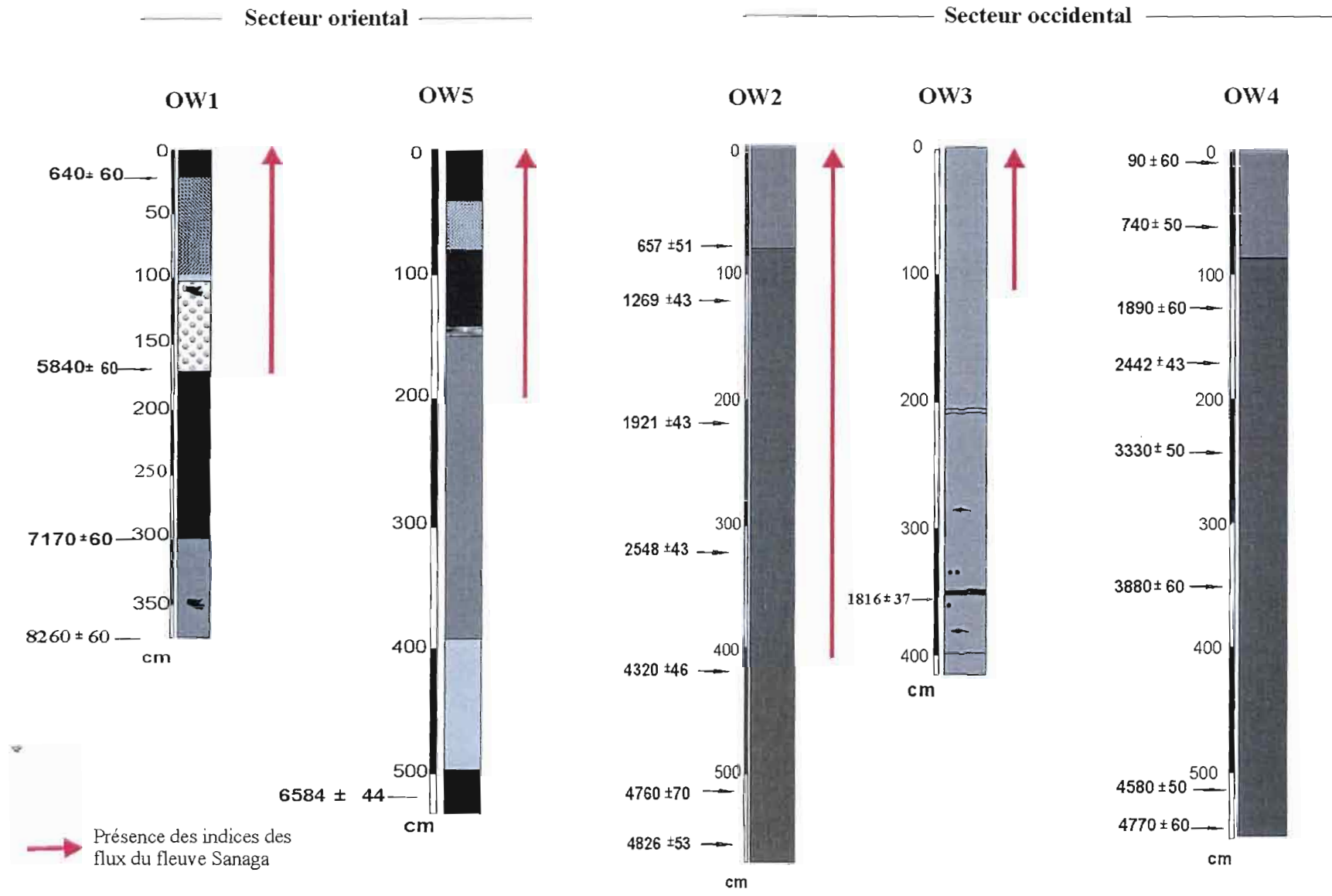


Figure III.34. Synthèse sur les dépôts holocènes.

Troisième partie : la sédimentation holocène

QUATRIÈME PARTIE

SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS

IV.1. RAPPEL SUR LES PRINCIPALES DONNEES DE LA SEDIMENTATION ACTUELLE DU LAC OSSA

La sédimentation actuelle a mis en évidence deux grandes zones de sédimentation : une zone orientale à sédimentation sableuse qui est un milieu agité où interagissent les principaux flux qui arrivent dans le lac, et une zone occidentale à sédimentation calme qui est généralement une zone de décantation.

Il a été démontré par les données analytiques actuelles et par des données de terrain que cette zonation des dépôts était liée assez largement à la proximité du fleuve Sanaga. La grande variation saisonnière des débits de ce fleuve, et donc de la cote de la surface des eaux, contrôle dans le lac Ossa deux mouvements hydrodynamiques saisonniers. Le premier, induit par les crues du fleuve Sanaga entraîne un flux important des eaux du fleuve vers le sud du lac Ossa à travers le chenal de communication Ossa-Sanaga ou à travers d'autres voies de communication qui ont pu exister pendant l'évolution paléogéographique. Il contribue ainsi aujourd'hui à une élévation du niveau lacustre de plus de 4 m. Ce flux, par l'action des courants générés par des vents de secteur SW, est repoussé vers l'est du lac où s'accumulent les sables. Pendant ces saisons de hautes eaux, les eaux progressent ensuite vers le nord des lacs Ossa et Mévia où elles s'additionnent et diluent les flux moins importants des ruisseaux issus du nord de ces lacs. Le second mouvement s'effectue à la décrue, par la vidange des eaux à travers le chenal fonctionnant alors comme un exutoire du système lacustre. Ces processus sédimentaires actuels trouvent leur application à travers l'étude des carottes holocènes étudiées.

IV.2. MORPHOLOGIE DES FONDS DU LAC

La circulation des apports dans le lac est généralement liée aux flux dominants et aux vents dominants, mais est aussi fonction de la profondeur et de la topographie du fond lacustre. Afin de mieux expliquer les mécanismes sédimentaires du lac durant l'Holocène, il est nécessaire de rappeler la morphologie de chaque zone de prélèvement des différentes carottes étudiées (fig. IV.1).

Nous avons vu dans le premier chapitre que le lac Ossa présente des zones d'inégale profondeur, les plus grandes profondeurs étant localisées dans les parties centrales méridionales et occidentales, et les faibles, dans les parties centrales orientales et septentrionales. Les différentes carottes étudiées ont été prélevées dans les parties centrales du lac Ossa qui présentent cependant des profondeurs différentes (fig. IV.1).

La carotte OW1 a été prélevée dans une cuvette relativement profonde (3,9 m). Elle est

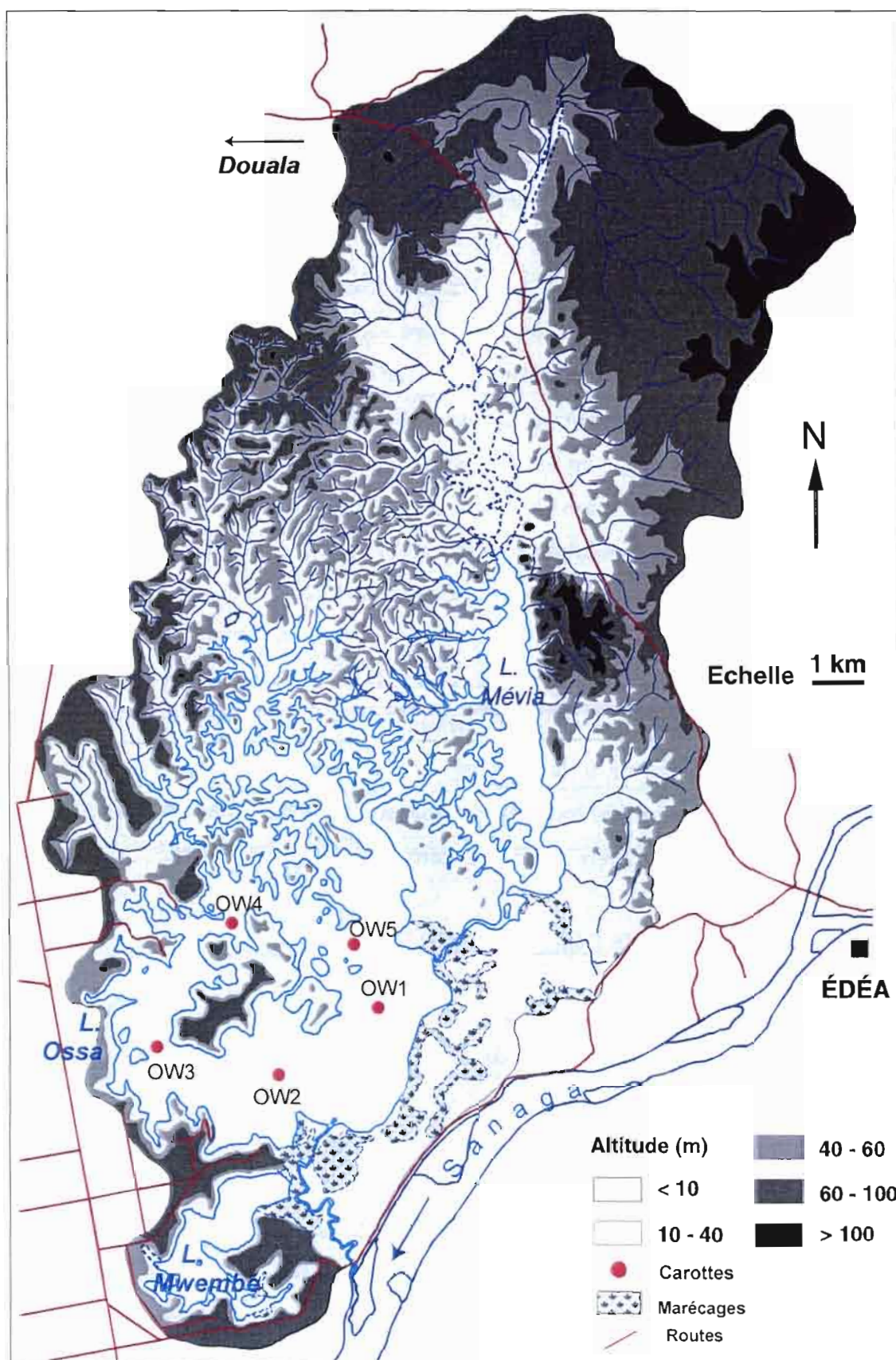


Figure IV. 1. Localisation des zones de prélèvements des carottes étudiées et topographie détaillée de l'environnement du lac Ossa (d'après Wirrmann *et al.*, 2001)

localisée à faible distance (environ 1 km) des étendues sableuses et marécageuses du sud-est du lac. Le point OW1 est également situé à l'aval du débouché des flux issus du chenal reliant Ossa à Mévia et à environ 2 kilomètres du chenal reliant actuellement le lac Ossa à la Sanaga.

La carotte OW5 se trouve dans une espèce de dépression encerclée de petites îles et proche de la bordure orientale du lac. Ces petites îles et la bordure saillante du littoral ont pu constituer une barrière bloquant épisodiquement l'arrivée des flux à l'intérieur de cette dépression. Ces conditions morphologiques définissent la partie centrale la moins profonde du lac, et seront à l'origine d'une évolution particulière vers un milieu marécageux de ce secteur en période de bas niveau lacustre durant l'Holocène.

La zone de prélèvement de la carotte OW4 occupe le fond d'une petite dépression en forme de golfe au nord de la grande île centrale. Aucune rivière n'arrive dans cette zone, mais on peut supposer que le chenal à l'ouest du site constitue l'axe d'arrivée des apports issus des ruissellements sur les versants voisins. D'autres apports peuvent également être issus des pentes abruptes de l'île centrale. On peut supposer la relative difficulté pour les flux de la Sanaga d'accéder au point OW4. Les petites îles assez nombreuses tant au niveau du site OW5 que plus au nord, et le coude de l'île centrale à l'est du point OW4 constituent des barrières successives aux flux en provenance de la partie orientale.

La carotte OW2 est située dans la partie la plus profonde du lac et occupe une position favorable pour recevoir les apports en provenance des différentes sources. Sa profondeur suggère une permanence de la tranche d'eau même en période de bas niveau lacustre.

Le site de la carotte OW3 est situé entre deux petites îles à l'ouest qui sont proches des berges et, à l'est, la grande île centrale aux pentes abruptes. Ces fortes pentes sont à l'origine de la forte clasticité de la sédimentation liée aux flux locaux dont nous avons vu la prépondérance dans le précédent chapitre. Vers l'est, en direction de la carotte OW2, on ne note la présence d'aucune barrière morphologique qui pourrait interdire ou limiter l'accès des matériaux provenant de la Sanaga et des rivières septentrionales.

Les précédents résultats ont montré que les sources d'apports sédimentaires au lac sont orientales, c'est-à-dire la Sanaga, ou septentrionales, c'est-à-dire les rivières de drainage des marécages. Le point OW1 étant le site premier de ces arrivées. Afin de mettre en évidence la distribution des apports à l'intérieur du lac, nous avons donc tracé en fonction de ces sources, deux transects E-W reliant la carotte la plus orientale aux carottes les plus occidentales : le transect A du point OW1 au point OW4 passant par la carotte OW5 et le deuxième toujours du point OW1 au point OW3 en passant par OW2 (fig. IV.2).

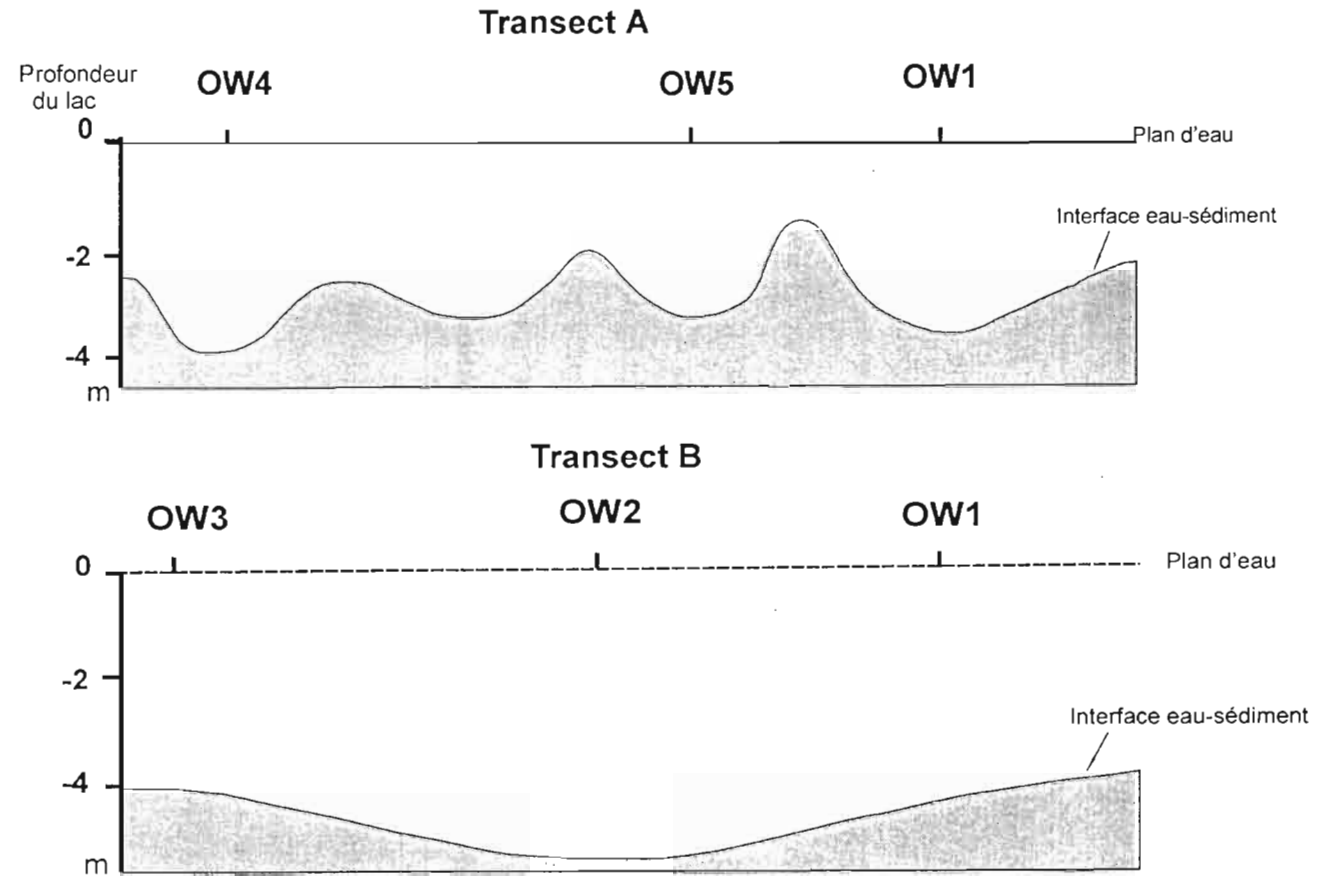
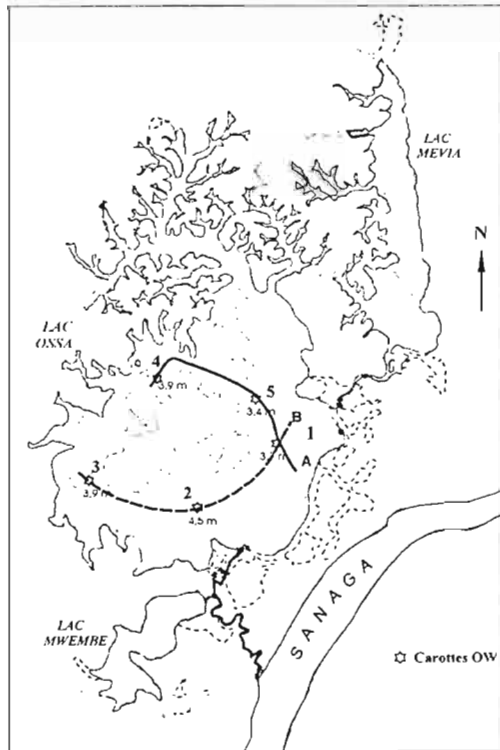


Figure IV.2. Mise en évidence de la topographie du fond du lac à partir des différentes profondeurs actuelles des zones de prélèvement des carottes et de la position des zones émergées (îles) à l'intérieur du lac.

A partir des profondeurs mesurées sur les sites et des descriptions de l'environnement morphologique des zones de prélèvement, la topographie du fond lacustre a été déterminée selon les transects sélectionnés (fig. IV.2).

Sur le transect A : les apports qui transitent au point OW1 en direction du point OW5 sont freinés par l'île barrière séparant ces deux points. Le site OW1 a une fonction présumée de cuvette sédimentaire. Seuls les flux orientaux les plus abondants et les plus intenses peuvent ainsi atteindre le point OW5. La présence de nombreuses îles entre OW5 et OW4 suggèrent l'opposition de plusieurs barrières qui vont encore diminuer l'importance de ces flux vraisemblablement de texture de plus en plus fine. Les flux en provenance des chenaux septentrionaux peuvent suivre un trajet plus direct pour accéder au point OW4 et seront donc logiquement plus abondants que ceux d'origine orientale.

Dans le transect B, les apports sont progressivement drainés du point OW1 vers le point OW2 où ils s'accumulent dans la partie la plus profonde de la cuvette sédimentaire. Ce qui implique un décalage progressif dans le temps du chenal d'interconnexion Sanaga-Ossa du nord-est au sud-ouest vers sa position actuelle. Dans ces conditions, les apports issus de la Sanaga seront différés dans le temps par rapport à l'enregistrement en OW2 et ne pourront atteindre le site OW3 qu'après le colmatage partiel du site profond du centre de la cuvette.

IV.3. L'ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU LAC DURANT L'HOLOCÈNE

Cette évolution concerne au plus les 9200 dernières années, si on prend en compte l'âge de la base de la carotte OW1. Des épisodes sédimentaires ont été définis au sein de chaque carotte sur la base des vitesses de sédimentation, de la lithologie, des teneurs en sables et des distributions des principaux marqueurs de la sédimentation. Des corrélations effectuées entre ces différents épisodes montrent que le lac Ossa a évolué en cinq épisodes majeurs depuis la base de l'Holocène, c'est-à-dire de 9200 ans BP à la période actuelle. Les dates indiquées sont des âges calendaires.

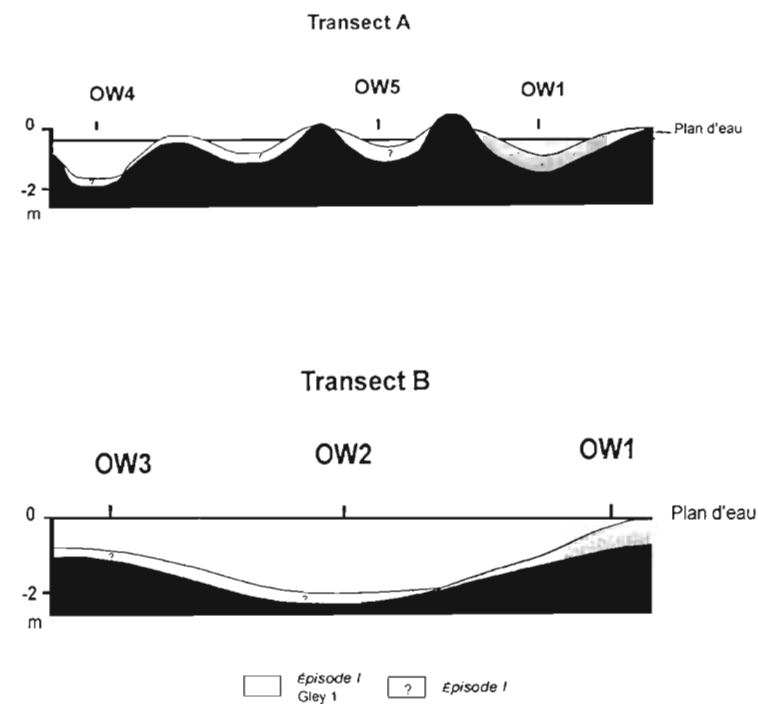
IV.3.1. Premier épisode à gley : 9200 – 8000 ans cal BP (fig. IV.3)

Cet épisode d'une durée de 1200 ans est enregistré au niveau d'un seul site, le point OW1, et correspond à un environnement marécageux et donc à un bas niveau lacustre. Les vitesses de sédimentation sont faibles. Les teneurs en sables et la clasticité également sont faibles, et les C/N sont bas (tab.IV.1). Les quartz sont blanchâtres et sont associés à un



Surface immergée

Lithologie



Coupe des faciès

Figure IV.3. Premier épisode à gley : 9200-8000 ans BP

matériel argileux kaolinitique bien conservé. L'alimentation est donc d'origine locale, les matériaux étant issus du ruissellement sur les versants voisins apparentés au Continental Terminal. Les marqueurs des flux de la Sanaga sont effectivement peu marqués, malgré la faible distance au chenal de ce site.

Ces observations suggéreraient une phase sèche, en contradiction apparente avec les données actuellement disponibles pour le Sud-Cameroun (Giresse et *al.*, 1991 ; Giresse et

Teneur en sables (%)	Clasticité (mm)	Couleur des quartz	C/N	Feldspaths/muscovites
< 1	1,4	blanchâtre	8,5	Très faibles

Tableau IV.1. principaux marqueurs des sables et de la matière organique durant le premier épisode à gley 9200-8000 ans BP

al.,1994 ; Maley et *al.*, 1990a ; Reynaud-Frarrera, 1995) durant la même période qui indiquent plutôt une phase humide. Le climat régional présentant une tendance globale humide, ce caractère du site lacustre impliquerait un environnement marécageux très localisé en relation probable avec une morphologie particulière du lac durant cette période, très différente de celle que nous connaissons actuellement. L'accumulation des eaux a pu s'effectuer dans les dépressions plus profondes constitués par les sites OW2 et OW4 qui ont pu fonctionner comme des petits lacs isolés alimentés par les chenaux septentrionaux et par des ruissellements locaux sur les versants dans la partie ouest, la zone OW3 fonctionnant comme un chenal (fig. IV.3). On peut supposer alors que le lac était temporaire, avec dominance de l'évaporation sur les précipitations locales. Mais nous ne disposons pas de documents relatifs à la totalité du lac durant cette période. L'expression d'un domaine marécageux et éventuellement confiné dans un secteur aujourd'hui assez profond laisse présumer d'une géographie et d'une topographie du lac assez sensiblement différentes de celles que nous connaissons aujourd'hui. Tous les documents recueillis sur les paléoenvironnements de cette région (au sens large) attestent d'une forêt sempervirente largement établie à cette époque. Les proportions assez importantes des *Cyperaceae*, des *Poaceae* et des espèces héliophiles (*Alchornea*) sur les spectres polliniques, marquant *a priori* des ouvertures dans le bloc forestier et donc une tendance moins humide du climat (Reynaud-Farrera, 1995), confirment plutôt ce contexte paléolacustre particulier non significatif d'une évolution paléoclimatique régionale.

IV.3.2. Episode de sédimentation vaseuse (8000-5300 ans cal BP) (fig. IV.4)

Cet épisode de presque 2000 ans présente des vitesses d'accumulation élevées. Les teneurs en sables ainsi que la clasticité sont encore faibles (fig. IV.5). Ces sables sont blanchâtres et proviennent des versants locaux. On peut remarquer un changement de la lithologie au point OW1 qui devient vaseuse et signale le passage d'un milieu marécageux à un milieu lacustre. Ces dépôts vaseux sont enregistrés dans tous les sites mis à part le site OW3 dont les dépôts sont plus récents. Dans le site OW1, les C/N sont très élevés et caractérisent un matériel organique allochtone, tandis que dans les sites OW2 et OW4, les C/N indiquent un caractère davantage autochtone de la matière organique. L'hydrodynamisme faible traduit l'éloignement des berges par rapport aux différents sites et suggère un plan d'eau élevé associé à des conditions humides à très humides. Les teneurs les plus élevées de la sédimentation en diatomées planctoniques et corrélativement de faibles teneurs en diatomées benthiques confirment également ce plan d'eau élevé. L'augmentation des apports en feldspaths et en muscovite marqueurs des apports du socle au nord-est du bassin versant suggère une arrivée des eaux du Mévia à l'est du lac Ossa. Une explication quant à ce changement est proposée en envisageant un hydrodynamisme particulier du chenal Mévia dont le cours probablement méandrique aurait été réorienté vers l'ouest suite à des crues intenses qui ont permis la jonction avec le lac Ossa. La présence probable de terrains meubles entre Ossa et Mévia aurait favorisé cette jonction. Ces flux abondants ont entraîné l'ennoyage des parties basses dont les sites OW5 et OW1. On peut supposer que toutes les zones de basses altitudes (< 10 m) adjacentes au lac, notamment les étendues sableuses et marécageuses du sud-est ont été immergées durant cet épisode (fig. IV. 4). L'extension actuelle des eaux sur le bassin lacustre durant les maxima pluvieux nous autorise à cette extrapolation.

Cette élévation du plan d'eau implique la fusion des trois lacs du bassin versant étudiée, le lac Ossa ss., le lac Mévia et le lac Mwembé, mais aussi la communication croissante du lac Ossa avec le fleuve Sanaga dans la partie orientale du fait du rapprochement de leurs bordures (fig. IV.4). Cependant, malgré cette communication, les indices des flux du fleuve sont encore très peu représentés voire absents dans les sédiments. En fonction d'un niveau de base plus bas, la vallée de la Sanaga était plus profonde durant cette période. Ce qui justifie cette rareté des indices du fleuve. Cela peut aussi suggérer un

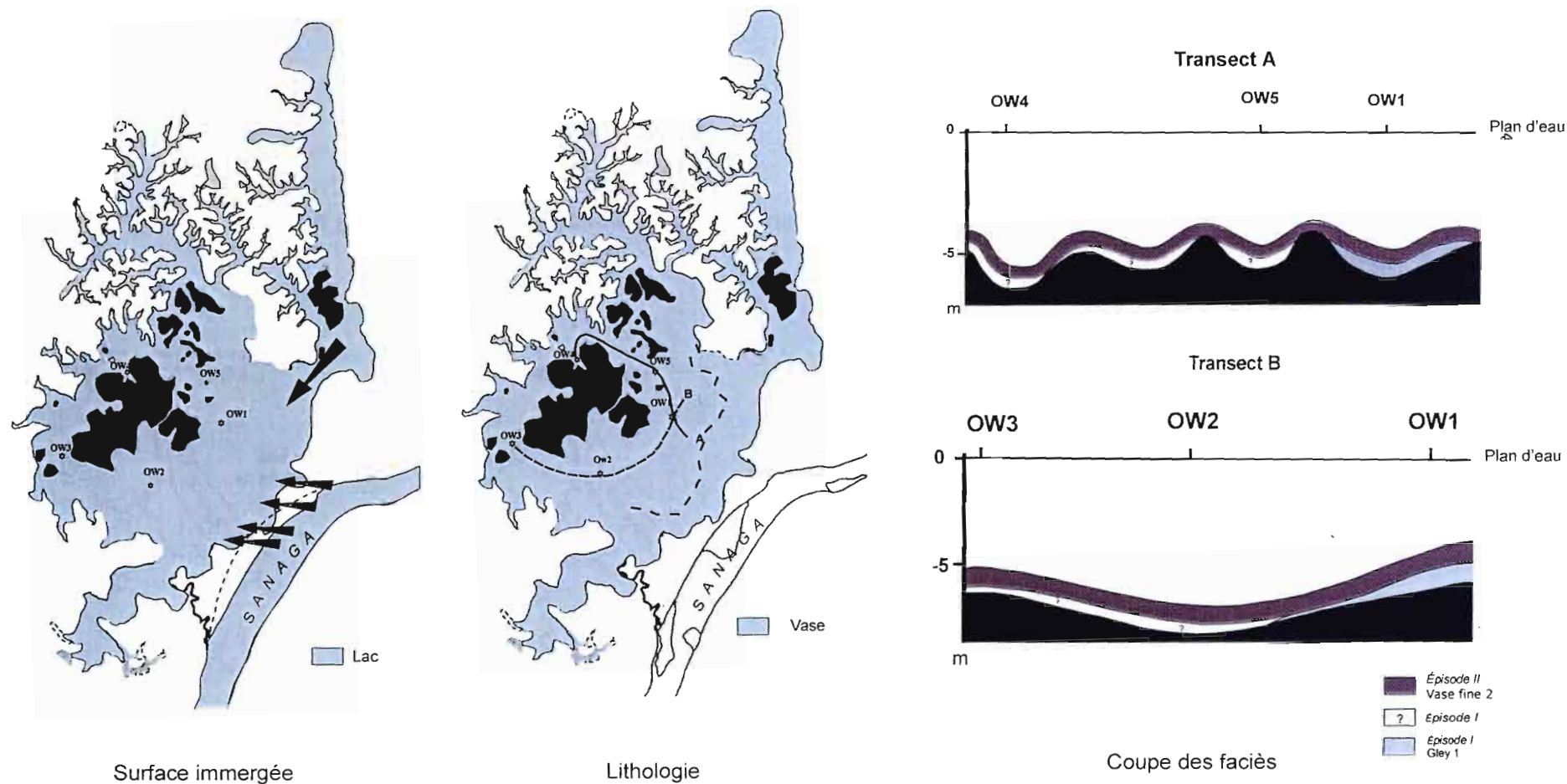


Figure IV.4. Épisode de sédimentation vaseuse (8000-5300 ans BP)

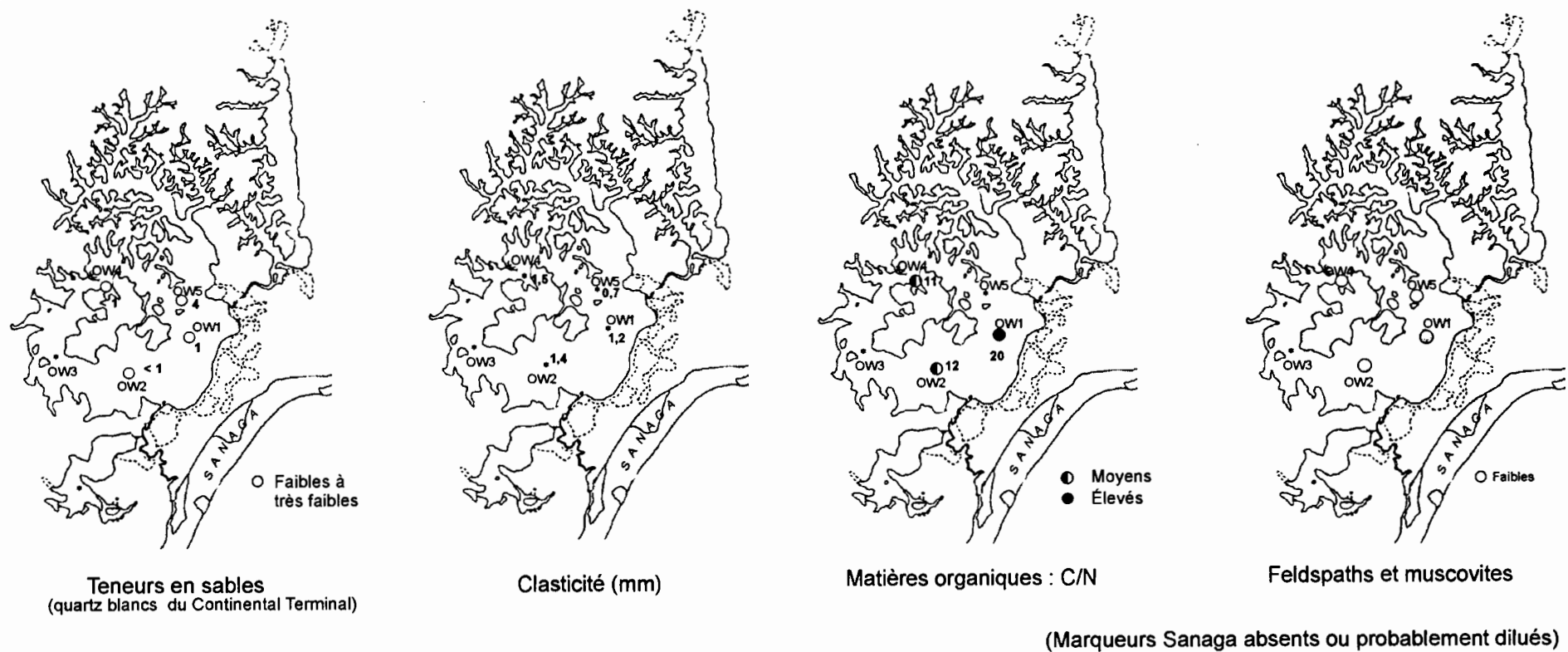


Figure IV. 5. Épisode de sédimentation vaseuse : 8000 - 5300 ans BP

certain déphasage dans le temps entre les précipitations locales sur le bassin versant et les crues du fleuve Sanaga qui résultent des précipitations à grande échelle.

En conclusion, l'épisode 8000-5300 ans BP est très humide, le rythme des précipitations augmentant du début vers la fin de l'épisode. Ces précipitations élevées entraînent un changement dans la dynamique sédimentaire gouvernée par les flux du Mévia qui sont à l'origine de l'élévation du niveau lacustre. L'environnement régional est caractérisé par des versants protégés par une couverture forestière bien développée avec la présence de taxons de forêts montagnardes sur les versants (Reynaud-farrera, 1995). Cette couverture a protégé ces versants d'une érosion trop brutale ainsi que le montrent les faibles teneurs en sables et en sables grossiers. Par contre, la régularité et l'importance des précipitations rendent compte de vitesses d'accumulation qui sont les plus élevées de cette évolution. L'augmentation de ces vitesses d'accumulation est donc corrélée directement à l'accroissement des précipitations et rejoint les conclusions des travaux de Giresse et *al.* (1982) sur la pente du Congo et ceux de Bertaux et *al.* (2000) sur la dynamique sédimentaire des lacs du Sud Congo.

IV.3.3. Épisode de sédimentation sableuse (5300-3300 ans cal. BP) (Fig. IV.6)

Les taux d'accumulation sont toujours élevés, mais diminuent par rapport à l'épisode précédent. Les teneurs en sables sont très élevées au niveau du site OW1, où on observe aussi des grains assez grossiers. Dans le site OW2, les sédiments sont des vases argilo-sableuses, tandis que dans le site OW4, ils sont vaseux avec de très faibles teneurs en sables. Dans le site OW5 qui présente un gley faiblement compacté, les teneurs en sables sont très irrégulières (fig. IV.7). Dans l'ensemble du lac, les sables sont encore blanchâtres et toujours associés à des feldspaths et à des paillettes de muscovite abondants. Seul, le site OW1 présente une légère composante de quartz ocres qui indique l'arrivée très localisée des flux de la Sanaga. La clasticité est généralement plus élevée que dans l'épisode précédent, et suggère un hydrodynamisme plus intense des rivières afférentes au sud-est du lac et assez fort dans les parties occidentales, qui signale une érosion agressive sur les versants probablement moins protégés. Les valeurs des C/N sur le site OW1 sont irrégulières, alternant très faibles valeurs et fortes valeurs qui suggèrent des apports irréguliers après des transports plus ou moins prolongés. Les C/N sont bas dans le site OW2 et indiquent une autochtonie plus marquée de la matière organique. Ils sont moyens sur le site OW4.

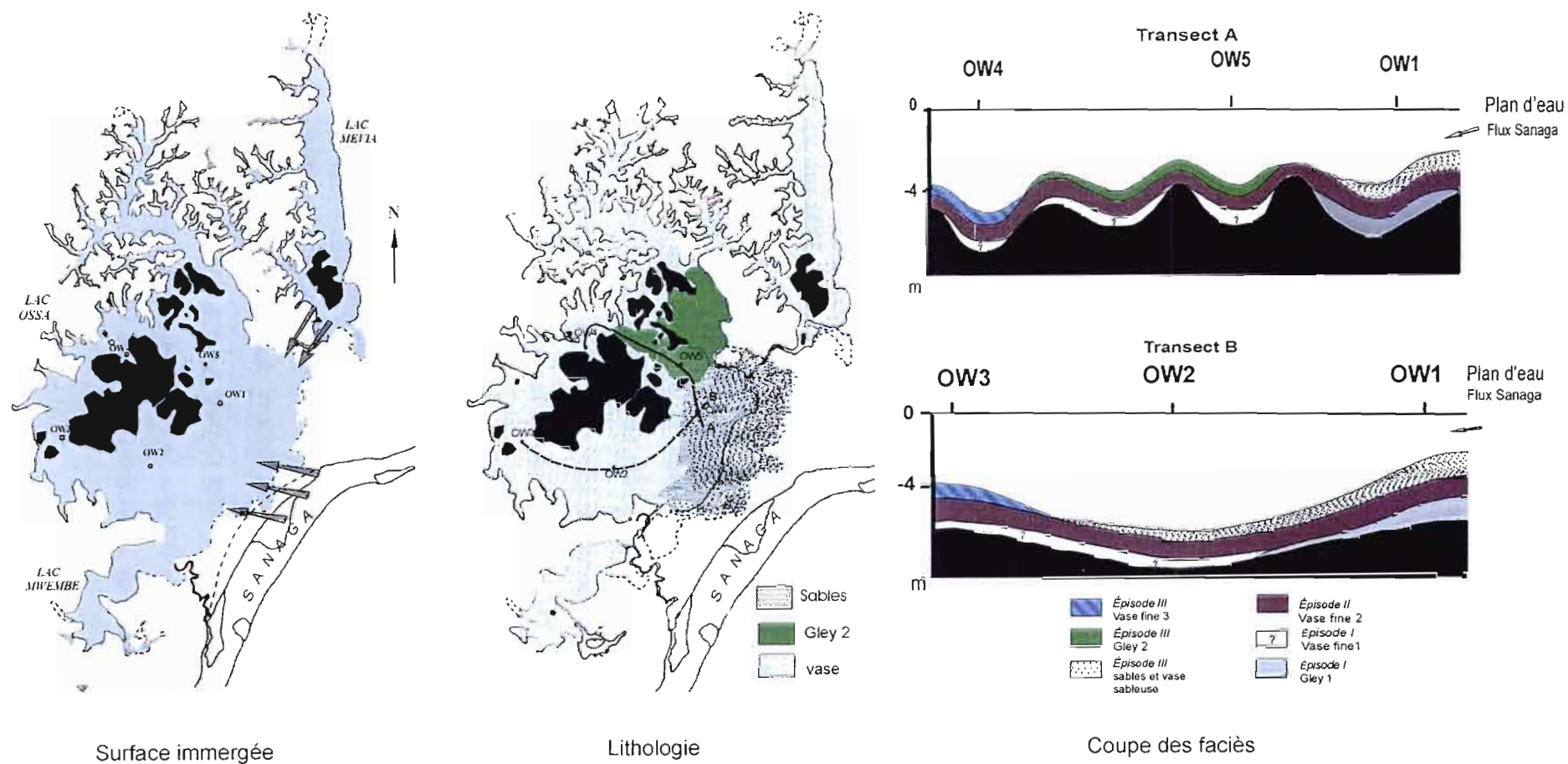


Figure IV.6 - Épisode de développement de la sédimentation sableuse (5300-3300 ans BP)

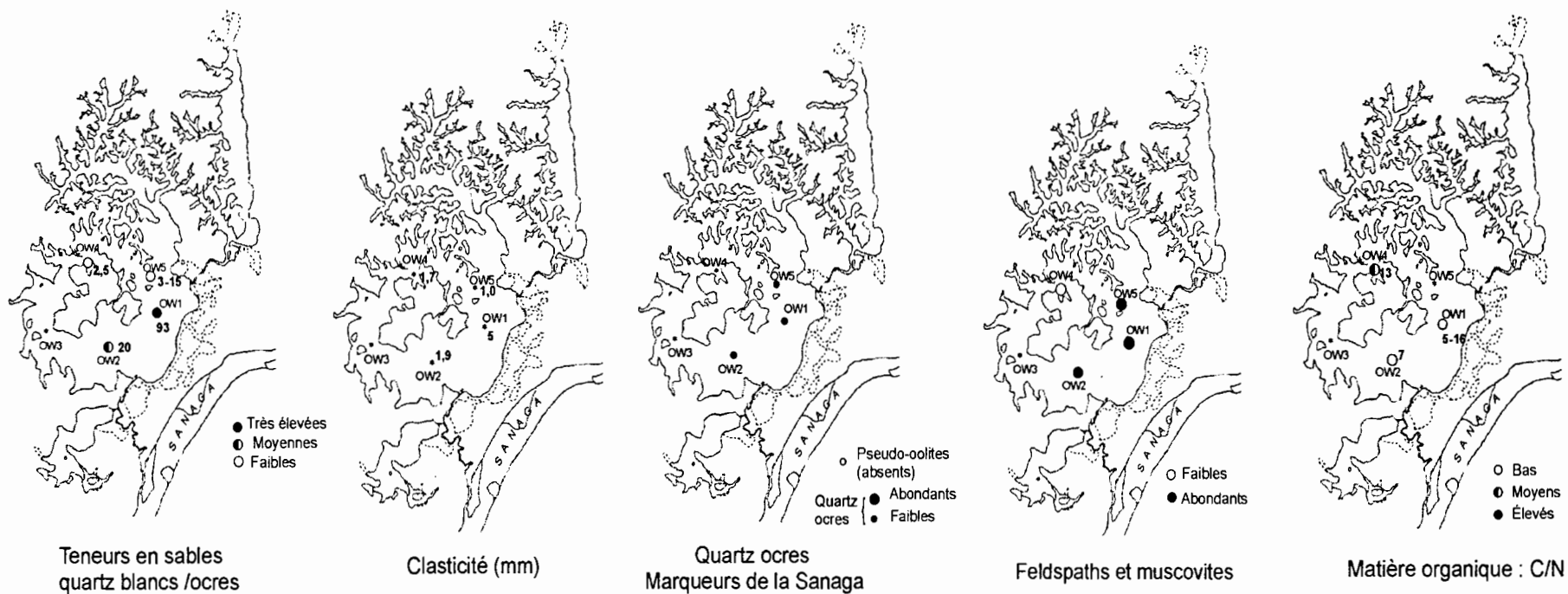


Figure IV.7. Épisode du développement de la sédimentation sableuse : 5300-3300 ans BP

Ces caractères texturaux témoignent d'un ruissellement important induit par des précipitations encore fortes, mais vraisemblablement irrégulières. L'environnement de versants moins protégés favorise une érosion incisive des sols et le dépôt de sables au sud-est du lac. Le niveau du lac est relativement moins élevé, comme en témoigne la légère augmentation des fréquences des diatomées aérophiles suggérant la proximité des zones épisodiquement émergées suite à cette diminution du niveau lacustre. Cet abaissement du plan d'eau génère au niveau du site OW5 entouré d'îles barrières un environnement marécageux. La texture du gley témoigne encore de la présence d'une tranche d'eau bien que faible, les pics des sables traduisant des arrivées de crues dans le site. C'est durant cet épisode que les indices de la Sanaga apparaissent pour la première fois dans les sédiments, mais cela uniquement dans le site OW1. On peut ainsi remarquer que les flux du fleuve en période de crues sont mieux introduits et dispersés dans le lac lorsque le plan d'eau est relativement moins élevé. Ce qui indiquerait une baisse globale de la pluviosité sur le bassin versant ss. du lac Ossa. Les sédiments sableux abondants et la clasticité élevée sur le site OW1 impliqueraient des apports directs de sables du fleuve au sud-est du lac en période de crues d'une part et d'autre part, une remobilisation d'anciens dépôts probablement fluviaux par ravinement des berges orientales du lac. Cette zone sud-est apparaît comme une zone privilégiée d'épandage des alluvions de la Sanaga. Bien que l'épaisseur de la nappe alluviale de la Sanaga dans ce secteur ne soit pas connue, il est probable qu'un imposant remblaiement de la vallée ait, dès cette période, favorisé le débordement des crues.

Cet épisode est donc marqué par un recul de la densité de la couverture forestière qui est attesté par une diminution de certains constituants de la forêt biafréenne comme les *Caesalpiniaceae* et les *Sapotaceae*. Ce recul a pu être favorisé par une saisonnalité croissante des précipitations et donc une baisse de la pluviosité.

IV.3.4. Épisode d'affaiblissement des précipitations (3300 - 1000 ans cal BP)(fig. IV. 8)

Cet épisode est marqué par un net changement de la sédimentation attesté par : (1) des vitesses de sédimentation plus faibles, (2) des teneurs en sables et des flux minéraux très faibles dans tous les sites mis à part le site OW1 qui présente ses teneurs maximales, (3) une clasticité encore élevée dans la plupart des sites témoignant d'un ravinement plus important sur les versants, bien que les teneurs en sables soient plus faibles, (4) des C/N très élevés sur

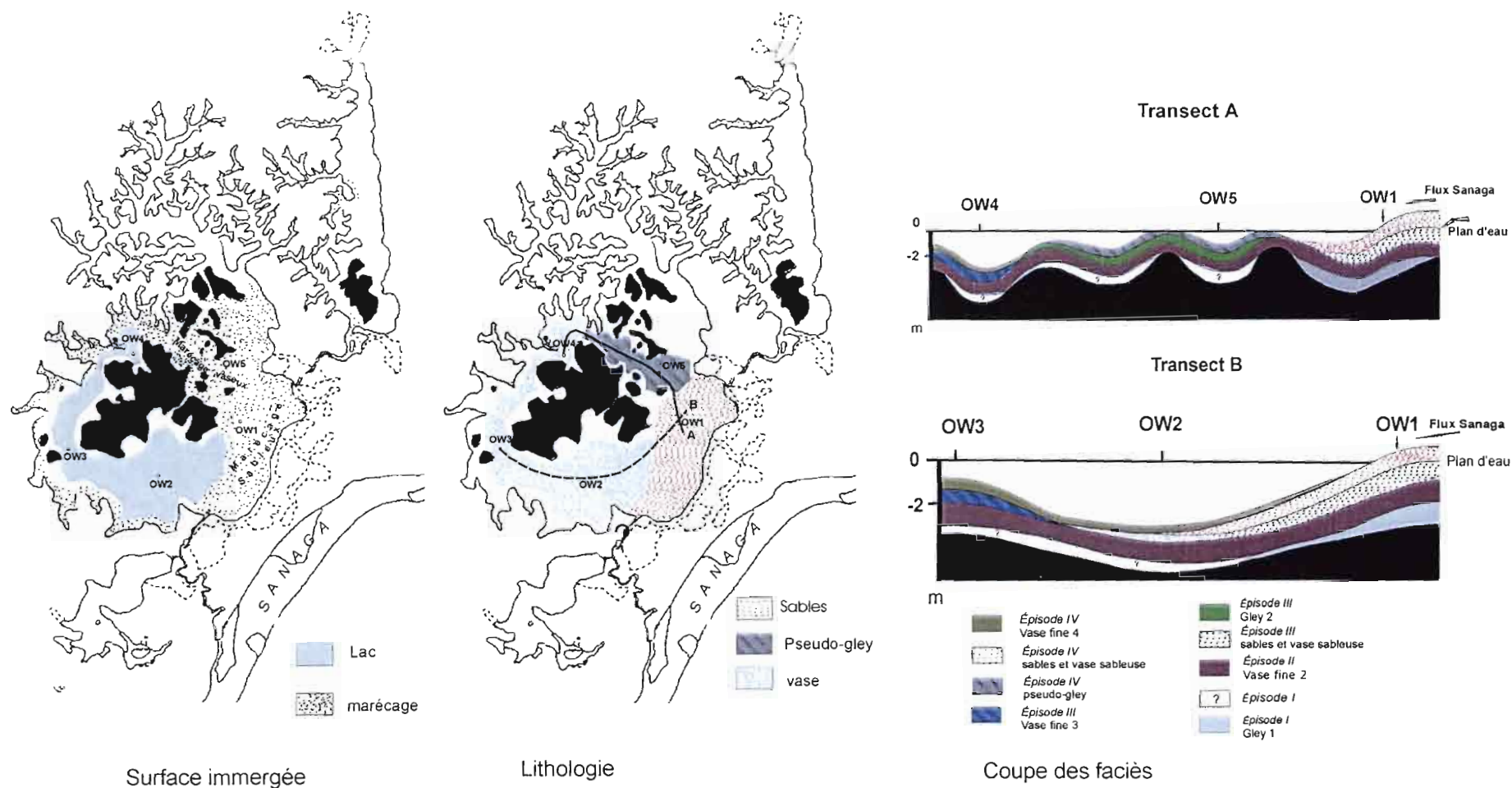
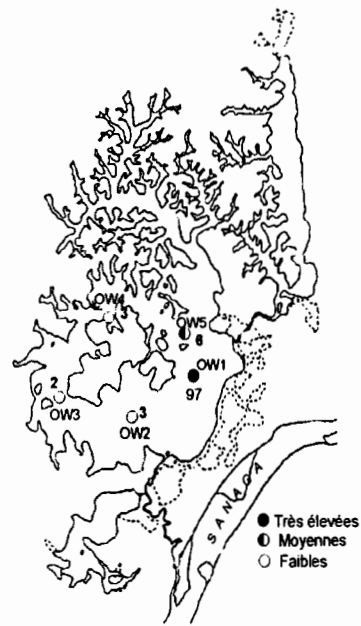
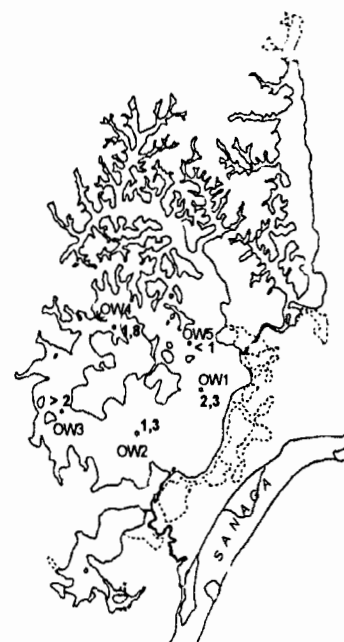


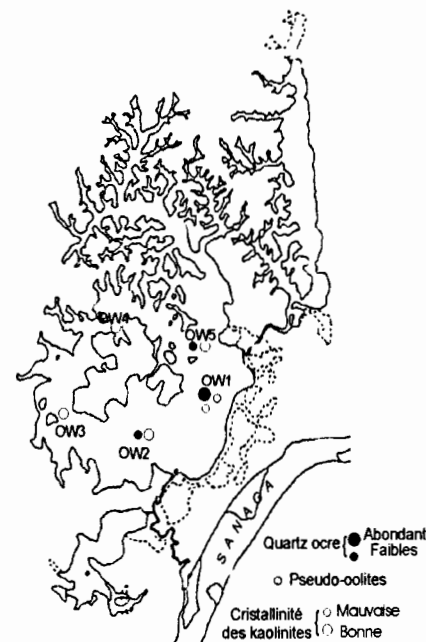
Figure IV.8. Épisode d'affaiblissement des précipitations 3300-1000 ans BP



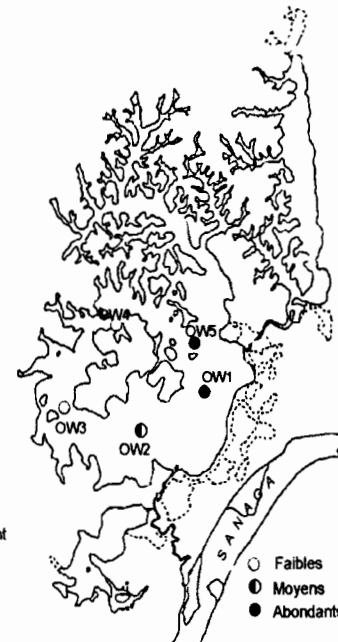
Teneurs en sables
quartz blancs et ocres:



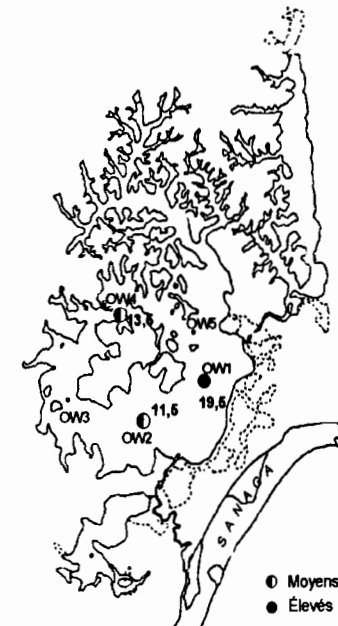
Clasticité (mm)



Marqueurs de la Sanaga



Feldspaths et muscovites



Matière organique : C/N

Figure IV. 9. Épisode d'affaiblissement des précipitations : 3300 - 1000 ans BP

le site OW1 indiquant l'allochtonie du matériel organique alors que les valeurs sont moyennes dans les sites plus occidentaux, (5) des feldspaths et des muscovites encore abondants, (6) des quartz ocres associés à des pseudo-oolites ferrugineuses, marqueurs du fleuve Sanaga, très abondants dans le site OW1 mais présents aussi dans les sites OW2 et OW5 et des kaolinites mal cristallisées au point OW1 (fig. IV. 9). Ces caractères dans leur ensemble traduisent une diminution du rythme des précipitations et corrélativement une baisse du niveau lacustre entraînant la tendance à l'émersion des zones peu profondes dont notamment celle du site OW5 et des zones voisines qui deviennent marécageuses. La lithologie du site OW5, caractérisée par des pseudo-gleys implique des inondations temporaires en périodes de crues suggérant des pluies peu fréquentes mais fortes durant cette phase à tendance plus sèche. Le site OW1 correspond à un marécage sableux. Les marqueurs des indices du fleuve Sanaga bien représentés dans les sédiments signalent des arrivées abondantes de ses flux en relation probable avec des crues maximales du fleuve. La relation crues de la Sanaga - niveau du lac évoqué dans l'épisode précédent est nettement mieux exprimée ici. Le niveau du lac est plus bas, mais les flux du fleuve accèdent plus largement dans le lac. Les crues intenses du fleuve durant cette phase sont probablement liées à une variation importante du climat qui connaît une saisonnalité de plus en plus contrastée. Celle-ci est bien traduite par l'irruption des diatomées exotiques liées aux apports éoliens dans la région marquant une intensification de l'harmattan (Nguetsop, 1997). Cette saisonnalité bien marquée entraîne des ouvertures dans le bloc forestier, la disparition des espèces de forêt montagnarde et surtout la diminution des espèces de la forêt biafréenne. A l'inverse les espèces marqueurs d'un climat à saison sèche bien marquée (*Alchornea* et *Poaceae*) se développent fortement (Reynaud-Farrera, 1995). Les précipitations moins abondantes, mais plus contrastées sinon violentes entraînent une érosion plus agressive sur les versants ferrallitiques moins protégés et des crues plus violentes qui déposent des sables grossiers dans la partie orientale du lac.

IV.3.5. Épisode de sédimentation vaseuse : 1000 ans cal BP à l'actuel (fig. IV. 10)

La sédimentation est caractérisée par des taux d'accumulation toujours faibles, mais légèrement plus élevés que dans l'épisode précédent. Les teneurs en sables sont très faibles dans tous les sites occidentaux et très élevées, puis faibles dans les sites orientaux (fig. IV.11). La clasticité est assez élevée sur le site OW5, mais aussi dans les sites OW4 et OW3 témoignant du ruissellement sur les fortes pentes immédiatement sus-jacentes. Les feldspaths et les muscovites sont peu abondants indiquant l'affaiblissement de l'influence des apports sableux du Mévia. Les

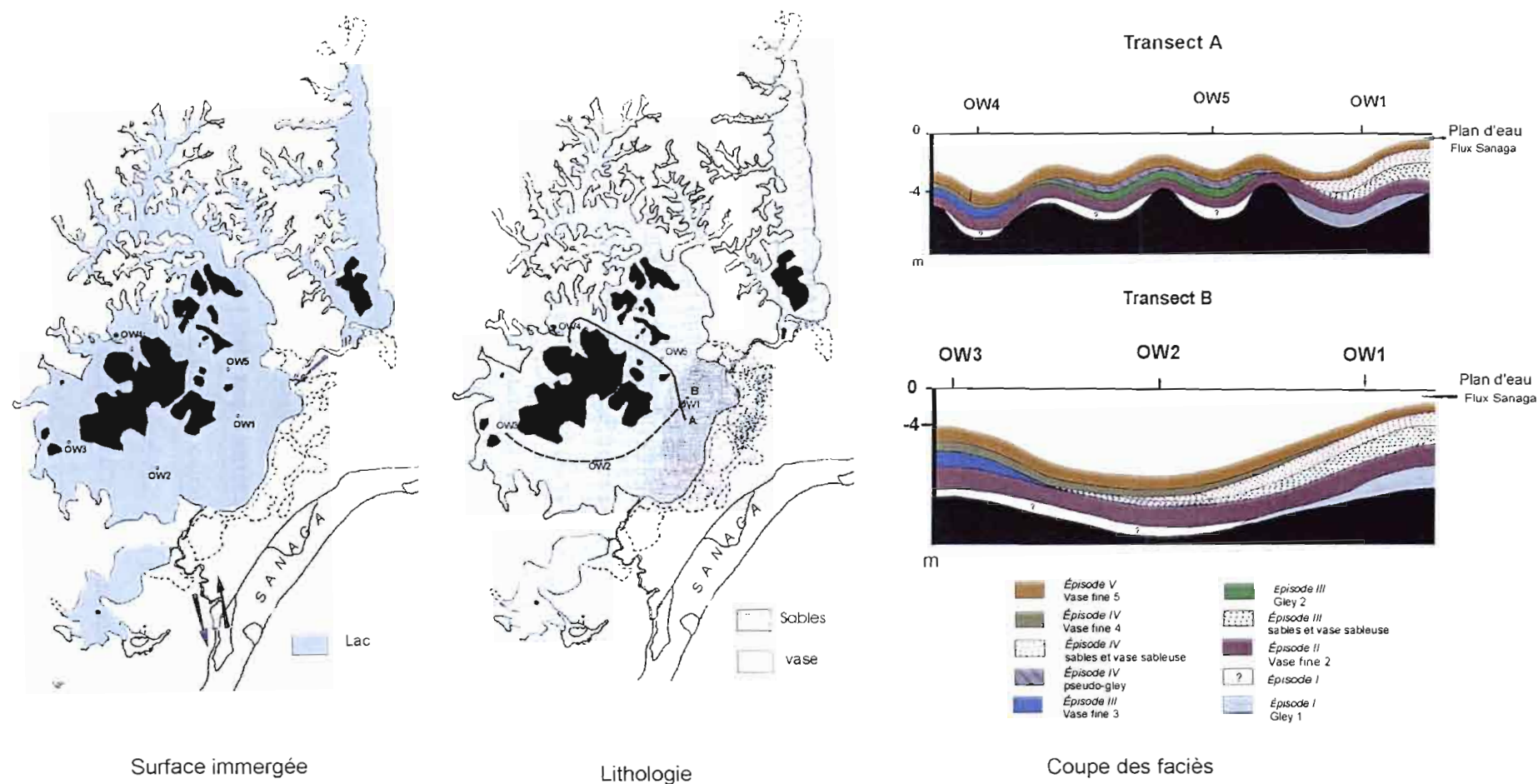


Figure IV.10. Épisode vase fine supérieur : 1000 BP- actuel

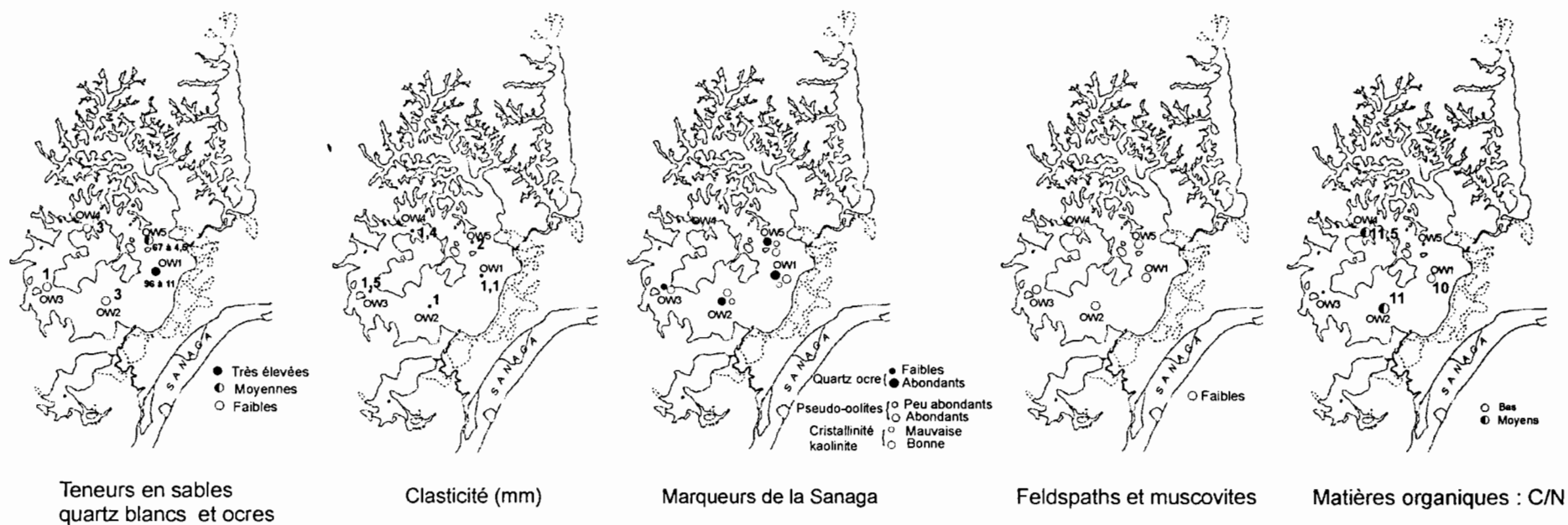


Figure IV.11. Épisode de sédimentation vaseuse : 1000 - 0 ans BP

C/N sont dans l'ensemble assez faibles et marquent l'autochtonie assez générale de la matière organique. Les marqueurs des flux de la Sanaga, notamment les quartz ocres et les pseudo-oolites ferrugineuses, sont toujours très fortement représentés sur le site OW1, assez bien marqués dans les sites OW2 et OW5, puis simplement présents sur le site OW3. Par contre, les indices de la Sanaga sont très rares, voire absents dans le site OW4. Nous avons montré en début de chapitre que la présence de nombreuses îles entre OW5 et OW4 rendait difficile l'accès des flux du fleuve jusqu'à ce site. Par contre, les ruissellements sur les pentes fortes voisines semblent représenter une contribution non négligeable dans la sédimentation. Les argiles kaolinitiques mal cristallisées sur le site OW1 témoignent du désordre structural de ces minéraux en conséquence probable d'un long transport depuis le bassin versant de la Sanaga. Dans les autres sites plus occidentaux et plus profonds, ces argiles sont mélangées à celles mieux conservées issues des flux locaux qui sont ici prédominants.

L'évolution spatio-temporelle de la distribution des quartz ocres et des pseudo-oolites dans le bassin lacustre traduit un certain diachronisme des dépôts selon le schéma représentée sur figure IV.12. Les premiers apports sont préférentiellement déposés en un temps t_1 sur le site OW1, puis progressivement sur le site OW2 mais avec un certain décalage de temps (t_2, t_3, t_4). La dépression OW2 étant plus profonde que le site OW3, comme nous l'avons suggéré au paragraphe IV.2., les apports issus de la Sanaga sont différés dans le temps par rapport à l'enregistrement en OW2 et n'atteignent le site OW3 en un temps t_5 qu'après le colmatage partiel du site profond du centre de la cuvette, c'est-à-dire plus de 2000 ans plus tard. Les apports en sables sont toujours maximaux sur le site OW1 avec une prédominance des marqueurs du fleuve qui suggèrent toujours une alimentation directe du fleuve au lac dans sa partie orientale. Ces flux du fleuve se déversent ainsi directement dans le lac en période de crues intenses jusqu'à 600 ans BP environ. Le passage de la lithologie sableuse à la vaseuse indique un décalage plus au sud du chenal de communication Ossa-Sanaga vers sa position actuelle. Ce décalage suggère une nouvelle phase érosive sur le bassin versant du fleuve qui aurait conduit au colmatage partiel des zones basses du sud-est par les alluvions sableuses. Le site OW1 devient dès lors vaseux avec des teneurs assez faibles en sables, mais avec cependant la prépondérance des marqueurs du fleuve. On peut envisager à cette période la mise en place du fonctionnement du chenal actuel reliant le lac au fleuve au sud-est. Les apports en particules sableuses du fleuve diminuent ainsi nettement car difficilement transportables jusqu'au site OW1.

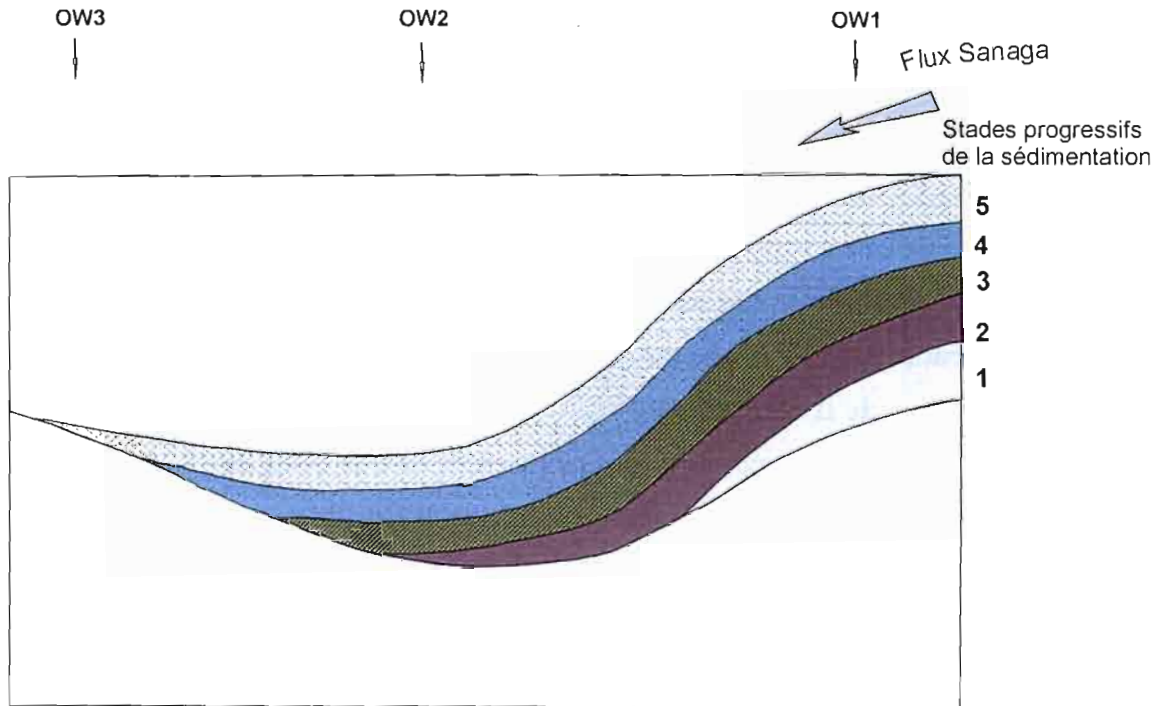


Figure IV.12. Coupe schématique des dépôts des flux du fleuve Sanaga montrant le diachronisme des dépôts par rapport aux points OW1, OW2 et OW3.

Ces caractères traduisent une reprise de la sédimentation suite à un retour à des conditions légèrement plus humides avec élévation du plan d'eau surtout après 600 ans BP où la lithologie est de nature vaseuse dans tous les sites lacustres étudiés. Comme nous l'avons suggéré plus haut, le changement de lithologie sur le site OW1 est dû à une variation de la dynamique fluviale, consécutive d'une élévation des précipitations. Sur le bassin versant, la forêt est à nouveau assez bien développée dès 900 ans BP. Mais la présence de zones épisodiquement asséchées attestées par des fréquences assez importantes de diatomées aérophiles, et des eaux à tendance plus acides (fréquences les plus élevées de diatomées acidophiles) (Nguetsop, 1997) en allant vers l'actuel suggère que le niveau du lac est un peu moins élevé que durant l'épisode 5500-3300 ans BP, avec cependant une nette élévation pour les deux derniers siècles. La persistance des diatomées exotiques indique un climat toujours contrasté et une saison sèche bien marquée. Celle-ci favorise le maintien des ouvertures dans la couverture végétale du bassin versant et la persistance des espèces héliophiles (Reynaud-Farrera, 1995). On peut penser que les conditions actuelles se seraient mises en place dès cette période.

On constate donc que l'évolution sédimentaire et paléogéographique du lac Ossa que nous venons d'établir est largement dépendante de celle du climat. C'est l'impact de cette variabilité climatique sur l'environnement local ou régional (bassin versant de la Sanaga) qui est à l'origine des étapes successives de l'évolution du lac. Les fluctuations du niveau lacustre durant l'Holocène sont résumées sur la figure IV.13.

On part d'un stade de bas niveau lacustre à la base de l'Holocène (9200 ans cal BP), bas niveau probablement lié à une morphologie particulière du lac et à l'impossibilité de pénétration des eaux de la Sanaga, à une élévation progressive du plan d'eau entre 8000 et 5300 ans cal. BP, le niveau maximum est atteint entre 7000 et 5300 ans cal BP. A partir de 5300 ans BP, le niveau du lac encore élevé commence à baisser, parallèlement aux vitesses d'accumulation jusqu'à 3300 ans BP. Entre 3300 et 1000 ans BP, le lac connaît son plus bas niveau avec émergence des zones les moins profondes comme les parties orientales du lac. A partir de 1000 ans BP, le plan d'eau encore assez bas, s'élève progressivement sans toutefois atteindre les hauteurs de l'Holocène moyen. De cette évolution, se dégagent finalement les tendances nettes suivantes : une période d'élévation du niveau lacustre de 9200 ans BP jusqu'à 5300 ans BP, puis une évolution inverse de 5300 à 1000 ans BP, et à nouveau une légère élévation de 1000 ans BP jusqu'à l'actuel.

IV.4. ÉVOLUTION CLIMATIQUE HOLOCÈNE DE LA RÉGION DU LAC OSSA : COMPARAISONS AVEC D'AUTRES RÉGIONS D'AFRIQUE CENTRALE ATLANTIQUE

De nombreuses études paléoenvironnementales très récentes ont été effectuées en Afrique centrale équatoriale, notamment dans les lacs de l'Ouest-Cameroun, Barombi-Mbo (Giresse *et al.*, 1991 ; 1994 ; Maley 1997 ; 1996, ;1991 ; 1989 ; 1987 ; Maley et Brenac, 1998 ; Maley et Elenga, 1993 ; Brenac, 1988), Mboadong (Richards, 1986) Njupi (Zogning *et al.*, 1997), et également au Congo dans les lacs Kitina (au Sud du Mayombe) et Sinnda dans la vallée du Niari (Vincens *et al.*, 1994 ; 1996a ; 1998 ; 2001 ; Bertaux *et al.*, 2000 ; Elenga *et al.*, 1996), dans le bois marécageux de Bilanko et l'étang de Ngamakala sur les plateaux Batéké (Elenga, 1992, Elenga *et al.*, 1994) et sur le littoral congolais (Elenga *et al.*, 1992, Schwartz, 1990b ; 1992 ; Dechamps *et al.*, 1988a ; 1988b, Schwartz *et al.*, 2000), dans le lac Bosumtwi au Ghana (Talbot *et al.*, 1984 ; Talbot et Johannessen 1992).

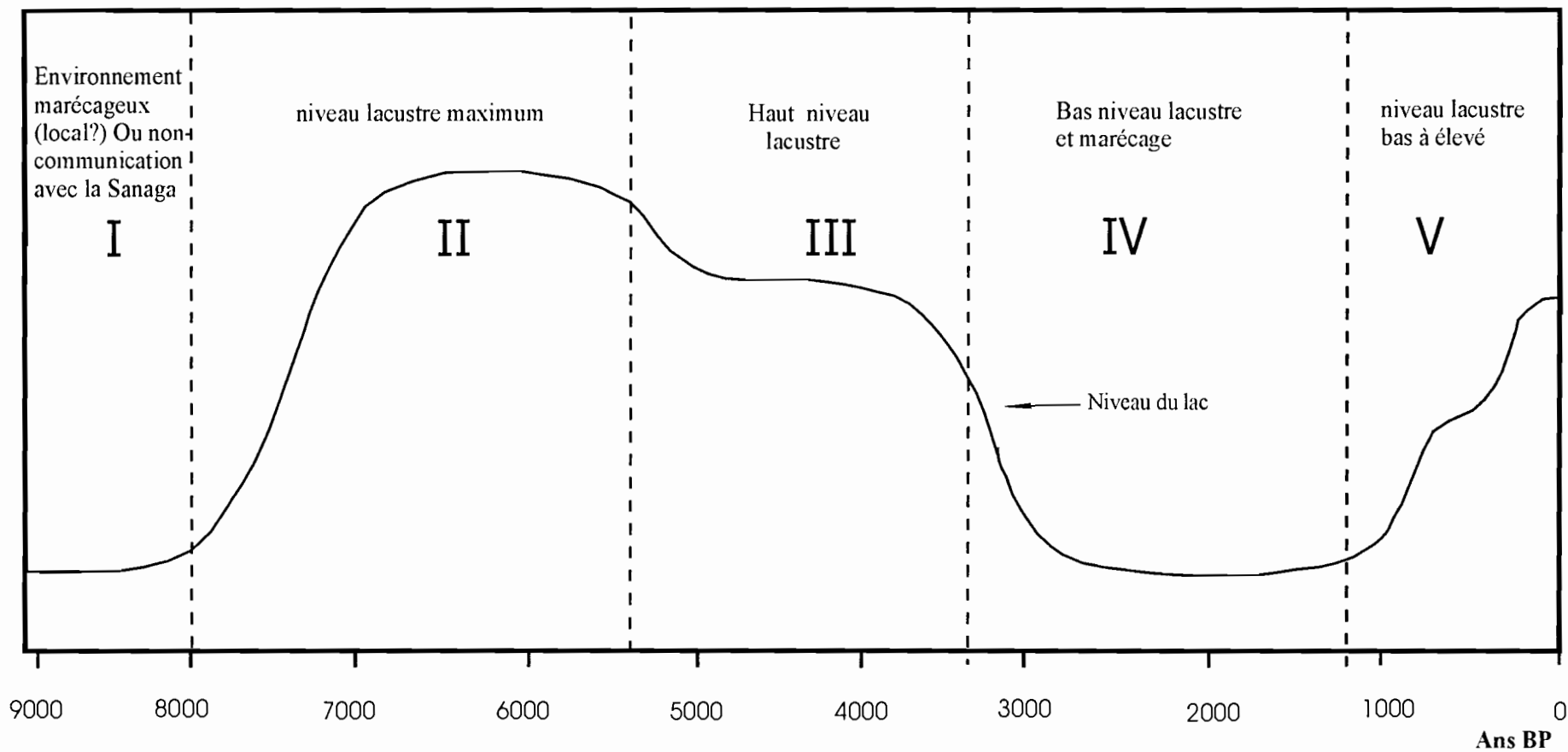


Figure IV.13. Mise en évidence des fluctuations du niveau du lac à partir des marqueurs des sables et des données plus générales des diatomées et des pollens (Nguetsop, 1997 ; Reynaud-Farrera, 1995)

Ces données paléoenvironnementales montrent des changements notables de l'environnement de l'Afrique centrale atlantique durant l'Holocène. La synthèse de ces données montre une évolution en trois étapes principales :

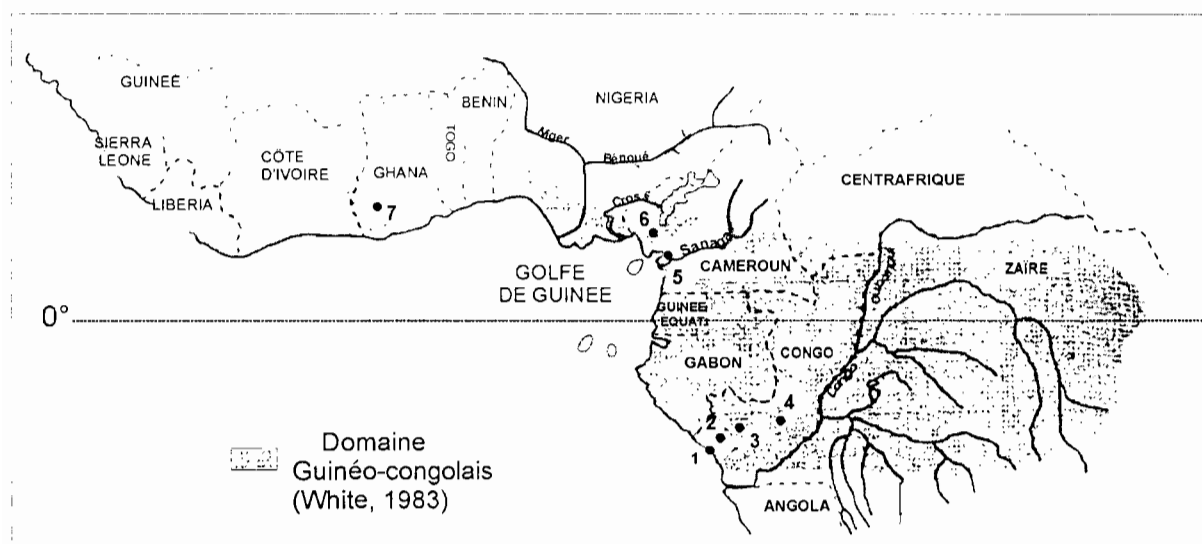
Du début de l'Holocène à 3000 ans BP : une période humide avec un grand développement des forêts dont le maximum se situe à 7000-6000 ans BP au sud du Congo (Elenga, 1992). Cette extension forestière s'accompagne d'une disparition des espèces de la forêt montagnarde jusqu'alors bien représentées sur les spectres polliniques et une diminution importante des herbacées. Dans l'ouest Cameroun, autour du Barombi-Mbo, la quasi-absence des pollens de *Poaceae* durant cette période s'interprète comme un développement important de la forêt (Maley, 1991). Sur le plan hydrologique, l'épisode est caractérisé par de hauts niveaux lacustres et une élévation du niveau de la nappe phréatique dans les sites marécageux qui entraîne leur immersion (Elenga, 1992). La forêt biafréenne s'établit progressivement et connaît son développement maximal entre 4500 et 3000 ans BP, de même que les pollens de *Podocarpus latifolius* (Maley, 1991).

Une phase moins humide à sèche intervient dès 3000 ans BP durant laquelle des modifications importantes de l'environnement sont observées. Elle est précoce dans la vallée du Niari où dès 4000 ans BP, un paysage de savane se développe au détriment de la forêt. Ce changement s'accompagne d'une baisse du niveau lacustre, voire même de l'assèchement du lac Sinnda vers 3800 ans BP (Bertaux *et al.*, 1996, Vincens *et al.*, 1994). Une régression de la forêt et corrélativement une mise en place de paysages ouverts avec l'apparition des espèces héliophiles sont observées dès 3000 ans BP au Congo tant sur les plateaux Batéké, dans le Mayombe que sur le littoral (Vincens *et al.*, 2000). Une diminution du niveau du lac et la fragmentation du bloc forestier avec des savanes incluses sont observées dès 2500 ans BP au Barombi-Mbo (Giresse *et al.*, 1994 ; Maley, 1987 ; Brenac, 1989) et vers 2100 ans BP au lac Mboadong (Richards, 1986). Dans les dépressions hydromorphes, on observe une fragmentation des forêts marécageuses et l'expansion des formations herbacées à *Cyperaceae*, *Raphia*, *Stipularia africana* et *Xyris* (Vincens, 2000 ; Elenga, 1992).

Un retour à des conditions plus humides caractérisé par une recolonisation forestière dès 2000 ans BP au Barombi-M'bo, 900 ans BP à Ngamakala (Congo), 700 ans BP à Ossa et 500 ans BP à Kitina. Mais la remise en eau du lac Kitina est plus ancienne, puisqu'elle intervient vers 1200 ans BP, soit 700 ans avant l'expansion de la forêt. Au total on remarque que le retour à des conditions plus humides n'est pas synchrone dans tous les sites répertoriés de l'Afrique centrale atlantique, et que cette dernière phase humide est différente de celle du début de l'Holocène. La recolonisation forestière est incomplète, et on peut

observer dans certaines régions la persistance des paysages établis durant la phase sèche alors que d'autres montrent un net changement dans la composition floristique de la forêt dans laquelle les espèces héliophiles et les herbacées sont bien représentées. Sur le plan hydrologique, cette période est caractérisée par la remise en eau du lac Sinnda et une augmentation du niveau des autres lacs tant au Congo qu'au Cameroun. Ces modifications environnementales sont donc sous contrôle climatique.

Nous allons comparer dans les commentaires qui vont suivre les données précédemment obtenues sur le site de Ossa aux données paléoenvironnementales obtenues au Cameroun (Barombi-Mbo), au Congo, dans des dépressions marécageuses (bois de Bilanko), lacustres (Kitina et Sinnda) et sur le littoral (Songolo) et au Ghana (Bosumtwi). Ces sites, localisés en région équatoriale au nord (Bosumtwi, Barombi Mbo, Ossa) et au sud (Sinnda, Kitina, Bilanko) de l'équateur (fig. IV. 14), présentent des caractéristiques climatique et morphologique différentes, notamment une pluviosité moyenne annuelle très différente, une zonation latitudinale des précipitations et la présence de brouillards fréquents liés aux nuages stratiformes. Ces facteurs ont été déterminants sur l'évolution des environnements de ces sites durant l'Holocène.



1. Songolo (4°45'S, 11°51', 5m asl) ; 2. Kitina (4°15'S, 11°59'E, 150 m asl) ; 3. Sinnda (3°50'S, 12°48'E, 128 m asl) ; 4. Bilanko (3°31'S, 15°21'E, 600 m asl) ; 5. Ossa (3°48'N, 10°01'E, 8 m asl) ; Barombi-Mbo (4°40'N, 9°24'E, 300 m asl) ; 7. Bosumtwi (6°30'N, 1°25'W, 100 m asl).

Figure IV.14. Afrique équatoriale atlantique : localisation des sites d'étude paléoclimatique

IV.4.1. 9200-5300 ans BP période humide à très humide

Les deux premiers épisodes du lac Ossa, l'épisode à gley et l'épisode de sédimentation vaseuse de l'Holocène inférieur ont été regroupés du fait de leur caractère humide prépondérant et de l'interférence du niveau de base de la Sanaga. Entre 9200-8000 ans BP, les données polliniques de la région d'Ossa indiquent un milieu humide avec des éléments de forêt montagnarde assez bien représentés sur les spectres polliniques (reynaud-Farrera, 1995). Dès 8000 ans BP, on assiste dans le bassin d'Ossa au passage d'un milieu marécageux à un milieu lacustre avec des vitesses d'accumulation élevées, croissantes vers 7500-5300 ans BP. Le lac à cette époque présentait un niveau plus élevé que le niveau actuel. La forêt est bien représentée sur le bassin versant avec une composante montagnarde encore assez importante (fig. IV.15). Ces données sont en parfait accord avec celles obtenues dans tous les sites de l'Afrique centrale atlantique (fig. IV.16) et indiquent un développement maximal de la forêt humide selon le type propre à chaque site : forêt dense sempervirente au Barombi-M'bo et à Kitina, forêt semi-décidue à Sinnda et au Bosumtwi, forêt hydromorphe à *Syzygium* à Bilanko dans la dépression marécageuse, forêt hydromorphe et mangrove sur le littoral congolais. Cette extension forestière englobe donc toute la région centrale africaine autour du Golfe de Guinée. Le développement maximal de la forêt, parfaitement corrélé à des niveaux lacustres maximums et à des vitesses d'accumulation élevées est vraisemblablement lié à une augmentation globale de la pluviosité moyenne annuelle (Giresse et Lanfranchi, 1984) et aussi probablement à une absence de saisonnalité (régions du Barombi-Mbo et d'Ossa), ou alors à une réduction de la saison sèche (Maley, 1990) dans les sites les moins humides du Congo. Dans tous les cas, quelle que soit la zone dans laquelle on se trouve, le climat connaît des conditions plus humides. Cette tendance humide est observée même dans des sites plus éloignés de la région comme le lac Tchad (Servant et Servant-Vildary, 1980), les lacs est-africains (Gasse et Street, 1978 ; Street-Perrot *et al.*, 1992 ; Jolly, 1993), en Ouganda (Taylor, 1992 ; Ssemmanda et Vincens, 1993). On peut donc conclure à un phénomène climatique qui dépasse assez largement le cadre de notre étude.

De nombreux travaux (Street-Perrot *et al.*, 1990 ; Ritchie *et al.*, 1985 ; Street-Perrot and Perrot, 1990 ; Maley, 1997) montrent que l'Holocène inférieur et moyen (9000-5500 ans BP) de l'Afrique étaient bien humides même dans les régions actuellement arides comme le Sahara. Cette "Période Humide Africaine" (de Menocal *et al.*, 2000) comprise entre 14500 et 5000 cal ans BP a été attribuée à une intensification de la mousson africaine due à une forte

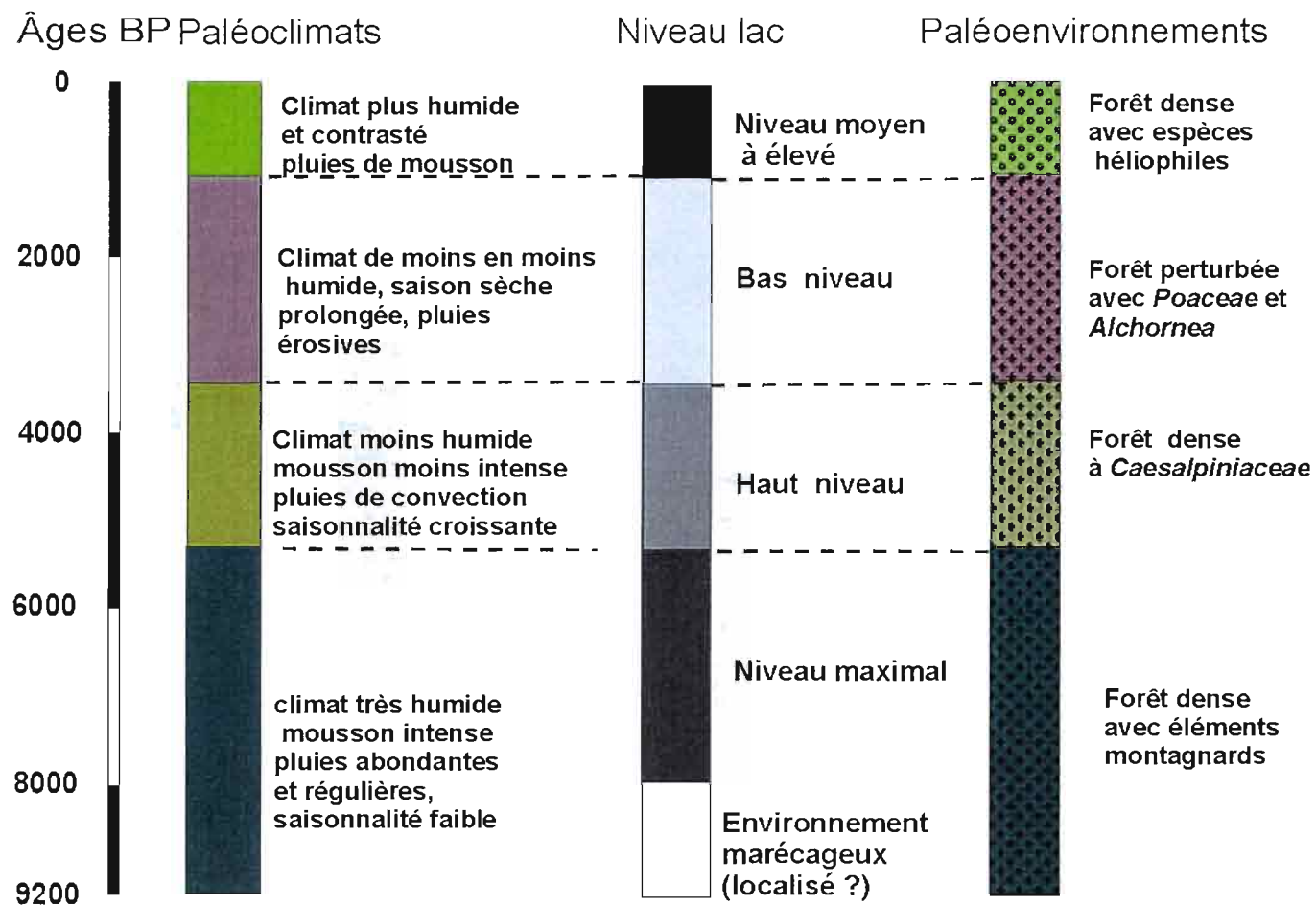


Figure IV. 15. Évolution paléoclimatique du lac Ossa.

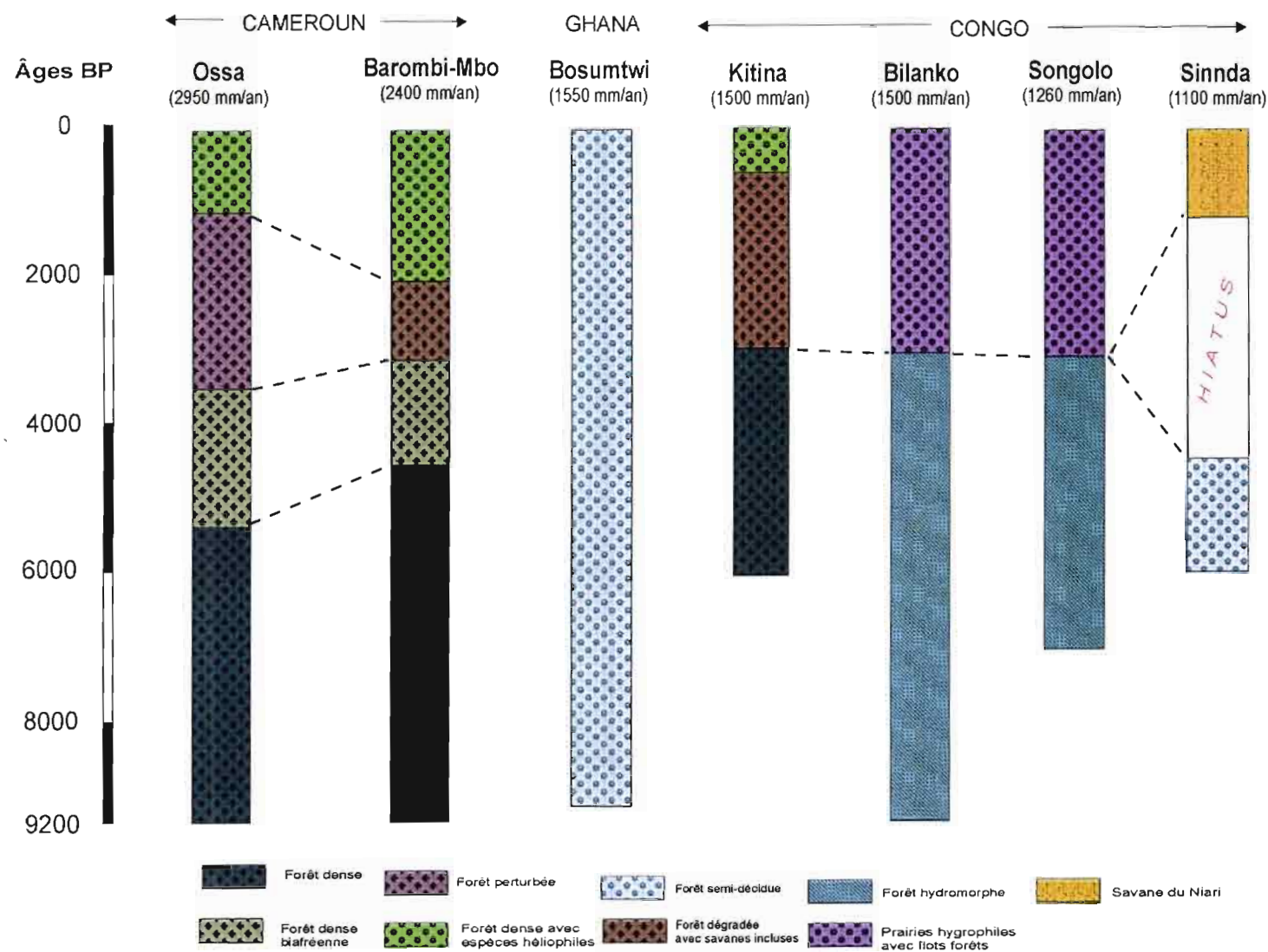


Figure IV. 16. Évolution paléoenvironnements en Afrique centrale atlantique depuis 9200 ans BP (modifié de Vincens et *al.*, 2000)

radiation de l'énergie solaire. Cette forte insolation durant l'Holocène inférieur et moyen a donc augmenté les températures de surface de l'océan atlantique qui sont à l'origine de cet accroissement des précipitations de mousson. Cette période de forte insolation (de Menocal *et al.*, 2000) du début de l'Holocène apparaît en phase avec l'accroissement des précipitations, le développement maximal de la forêt et les hauts niveaux lacustres en Afrique centrale autour du golfe de Guinée.

IV.4. 2. 5300 – 3300 ans BP : période humide, mais niveau lacustre moins élevé.

Les vitesses de sédimentation moins élevées que durant la période précédente, les teneurs en sables et la clasticité élevées des sédiments du lac Ossa attestent d'une couverture végétale moins dense que dans l'épisode précédent et donc des ouvertures dans le bloc forestier pourtant toujours caractérisé par un développement important de la forêt biafréenne. L'apparition d'un faciès de gley signale une tranche d'eau moins élevée qu'à l'Holocène moyen. De même, la sensible augmentation des diatomées aérophiles indiquent aussi des zones épisodiquement asséchées et donc également un niveau du lac moins élevé que dans l'épisode précédent (Nguetsop, 1997). Ce plan d'eau relativement moins élevé favorise l'introduction des flux du fleuve Sanaga en période de crues. Nous avons donc conclu à une phase climatique encore humide, mais présentant déjà une saisonnalité qui, bien qu'encore peu marquée dans la zone, permet déjà des ouvertures dans le paysage forestier. Ce paysage favorise ainsi une érosion plus incisive sur les versants et des apports en sables plus grossiers, qui indiquent un hydrodynamisme fort et probablement des pluies convectives (plus violentes) (Maley, 1991 ; Maley *et al.*, 2000). Cette irrégularité des précipitations fragilise les sols et les expose à un ruissellement plus efficace. Ces données sont en accord avec celles des sites des lacs congolais de Kitina et de Sinnda (Vincens *et al.*, 1998 ; Wirrmann et Bertaux, 2001) qui indiquent le début d'une phase climatique sèche vers 4200 ans BP. Durant cette période, le climat montre des oscillations plus accusées qu'au lac Ossa. Ainsi à Sinnda, le paysage indique une forêt semi-décidue dès 5000 ans BP (5700 ans cal. BP) (Vincens *et al.*, 1994), attestée par la prédominance de *Celtis*, qui se développe nettement dès 4200 ans BP. On peut ensuite observer dès 4100 ans BP (4500 ans cal BP), une savane bien établie associée à une baisse probable du niveau lacustre, puis enfin à l'assèchement complet du lac vers 3800 ans BP (Bertaux *et al.*, 2000). De même dans le lac Kitina, l'évolution est marquée par une diminution progressive des flux sédimentaires témoignant d'une baisse de la pluviosité (Bertaux *et al.*, 1996b ; Wirrmann et Bertaux, 2001) associée à une baisse du niveau lacustre. Cette évolution, comme celle d'Ossa, est moins

visible sur les spectres polliniques, ce qui traduirait le délai de réponse de la forêt aux stress climatiques. Les sites Ossa et Kitina plus rapprochés de l'océan que le site Sinnda sont plus exposés aux flux de mousson, ce qui leur conférerait une plus grande résistance à ces stress climatiques. Cette diminution progressive de la pluviosité associée à un climat plus contrasté qui a entraîné la diminution des flux minéraux et la baisse du niveau du lac Ossa dès 5300 ans BP est bien synchrone de processus comparables signalés par Vincens *et al.* (1998 et 2000), Bertaux *et al.* (2000) et Schwartz *et al.* (2000) dans les lacs Kitina et Sinnda. On s'interroge sur la réponse tardive du site Barombi-Mbo à cette variation. La réponse pourrait être trouvée dans la persistance des éléments montagnards (*Podocarpus latifolius*) à proximité de ce site, et surtout à leur développement maximal entre 4500 et 3000 ans BP (Maley, 1995) alors qu'à Ossa, ces espèces sont en net déclin durant la même époque. Cette extension des biotopes montagnards révèle donc la persistance des conditions atmosphériques plus humides au Barombi-Mbo alors que s'établissait déjà une saisonnalité du climat à Ossa. La diminution des vitesses d'accumulation et des flux minéraux des lacs de la zone centrale africaine autour du Golfe de Guinée est en bon accord avec les mesures présentées dans les travaux de Gasse et Van Campo (1994), Street-Perrot et Perrott (1990), Maley (1997) et Wirrmann *et al.* (2001) qui situent la fin de la "Période Humide Africaine" entre 6000 et 5000 ans BP. Ces auteurs suggèrent un changement relativement abrupt vers des conditions plus arides qui sont associées à la diminution graduelle de l'insolation, parallèlement à celle de l'intensité de la mousson conduisant ainsi à une tendance généralement sèche depuis le début de l'Holocène supérieur. Cette évolution climatique est beaucoup plus accusée au niveau de la région de Sinnda où on passe d'une forêt ombrophile à une forêt semi-décidue, pour aboutir à la savane et en même temps à l'assèchement complet du lac. Un tel changement pourrait s'interpréter en fonction d'une disparition de flux de mousson pourtant présents durant l'épisode précédent. Cette évolution est moins bien abrupte au niveau du paysage d'Ossa et de Kitina qui subissent encore des flux de mousson, la diminution progressive des vitesses d'accumulation et des flux minéraux attestant de l'affaiblissement de l'intensité de la mousson et donc d'une baisse de la pluviosité. L'épisode 5300-3300 enregistré à Ossa, à Kitina et à Sinnda est donc en bon accord avec cette tendance vers une diminution des précipitations de l'Afrique tropicale depuis le début de l'Holocène supérieur.

IV.4.3. 3300-1000 ans BP : période moins humide à aride, bas niveau lacustre

Les vitesses de sédimentation les plus faibles de cette étude du lac Ossa indiquent une diminution des précipitations. L'apparition de faciès pseudo-gley à la partie orientale du

lac indique en comparaison de la période précédente, un niveau du lac plus bas. Il suggère des inondations temporaires en périodes de crues suggérant des pluies moins abondantes, mais fortes. Le plan d'eau moins élevé favorise une meilleure introduction des flux du fleuve Sanaga dont les marqueurs sont très abondants durant cette période, ce qui indique des crues maximales du fleuve. Ces crues intenses sont probablement liées à une variation importante du climat qui connaît une saisonnalité de plus en plus contrastée. La clasticité élevée témoignant d'un ravinement plus important sur les versants indique une action plus fréquente des pluies convectives (Maley *et al.*, 2000). La couverture végétale régionale montre un développement important des espèces héliophiles et des *Poaceae* et une sensible réduction de la forêt biafréenne (Reynaud-Farrera, 1995). Ces caractères révèlent ainsi des conditions moins humides associées à une saisonnalité un peu plus accentuée. Dans l'Ouest-Cameroun au Barombi-Mbo, cette même phase est marquée dès 2500 ans BP par des ouvertures dans le paysage forestier avec des savanes incluses et parallèlement une diminution rapide des éléments montagnards. À Kitina, l'expansion des graminées, des espèces héliophiles et des ptéridophytes indiquent une dégradation du couvert forestier qui est corrélée à une baisse du niveau lacustre. À Sinnda, la longue lacune sédimentaire suggère un lac asséché et probablement un paysage de savane contemporain. Dans les dépressions marécageuses du bois de Bilanko et sur le littoral congolais à Songolo, la phase plus sèche est brièvement marquée vers 3000 ans BP par un paysage d'îlots forestiers et de prairies hygrophiles (Elenga, 1992). Ces dernières indiquent un déficit hydrique lié à une nette baisse de la nappe phréatique (Elenga, 1992).

Au total, cet épisode enregistré sur tous les sites, mis à part celui du Bosumtwi (Talbot *et al.*, 1984), paraît d'envergure régionale. Dans le cas des sites Songolo, Ossa, Kitina et, dans une moindre mesure, le Barombi-Mbo, la proximité de l'océan et de son environnement atmosphérique induit malgré la péjoration climatique la permanence d'une pluviosité relativement élevée et le maintien d'un environnement globalement forestier. Par contre dans les sites isolés des flux océaniques durant cette même péjoration, le déficit hydrique a entraîné une modification radicale du paysage au terme duquel on voit la savane remplacer largement la forêt. En dehors des manifestations plus ou moins spécifiques de chaque site, caractérisées soit par une diminution considérable des flux sédimentaires et une baisse du niveau lacustre, soit par un assèchement de lac ou de marécages, soit par une fragmentation de la forêt ou un développement de milieux ouverts, l'accumulation des diatomées "exotiques" (d'origine éolienne) dans les sédiments du lac Ossa interprétée comme une manifestation plus importante de l'harmattan semble être l'élément fondamental

permettant de caractériser cette phase plus aride. Actuellement, les brumes sèches, indicatrices de l'harmattan sont observées dans la région d'Ossa en saison sèche (mi-novembre - mi-février). Les fortes teneurs en diatomées exotiques durant cette phase "sèche" sont largement supérieures à celles du dernier millénaire et à celles de la période actuelle et témoignent d'une saison sèche plus étendue qu'actuellement liée à un renforcement de l'harmattan. Ce renforcement est synchrone d'une intensification de la sécheresse dans les régions sud-sahéliennes vers 2500 ans BP (Servant et Servant-Vildary, 1980). Cela montre que le phénomène englobe une large partie de la zone intertropicale africaine, et suggère un lien direct avec la circulation atmosphérique et l'hydrologie océanique dans le bassin atlantique tropical. La péjoration climatique en Afrique équatoriale atlantique pourrait s'expliquer d'une part par le refroidissement des températures de surface de l'océan (TSO) dans le golfe de Guinée (Servain et *al.*, 1998 ; Kutzbach & Liu, 1997) associé au renforcement de l'harmattan (ou encore des alizés du nord-est), et probablement à l'anticyclone des Açores. Ces masses d'air continental ont entraîné le décalage de la ZCIT vers le sud au-delà de sa position saisonnière habituelle ($> 10^{\circ}\text{S}$) (Servain et *al.*, 1998 ; Janicot et Fontaine, 1997). On remarque donc durant le maximum de la péjoration (3000-2000 ans BP), l'intervention de deux phénomènes liés : le refroidissement des TSO entraînant la baisse de la pluviosité dans le golfe de Guinée suite à une diminution de l'humidité de l'air (Jansen et *al.*, 1996), puis le renforcement de l'harmattan (alizé boréal) ayant entraîné l'allongement de la saison sèche. La phase climatique plus sèche en Afrique centrale atlantique a effectivement montré des signes précurseurs vers 5500-5300 ans BP en fonction de la diminution de l'insolation qui a entraîné le refroidissement des TSO, puis s'est intensifiée entre 3000-2000 ans BP en même temps que se renforçait l'harmattan. C'est pendant cette époque que certaines zones préservées jusque-là comme le Barombi-Mbo ont enfin été touchées. Rappelons que cette zone du Barombi-Mbo était un "refuge forestier" (Maley, 1987) durant le dernier maximum glaciaire.

Cette période qui est assez nettement moins humide et dont l'extension spatiale et temporelle est très large comme le suggèrent les données présentées ci-dessus, n'est donc pas une conséquence d'une forte action anthropique. La distribution des charbons de bois le long des colonnes sédimentaires holocènes ne montre aucune emprise anthropique croissante pendant les derniers dépôts de Ossa. Les indices archéologiques au Sud-Cameroun, contemporains de cette phase marqueraient plutôt l'arrivée des peuples bantous dans la zone à la faveur de l'ouverture du paysage forestier (Schwartz, 1992 ; Maley, 1992).

IV.4.4. 1000 ans BP - actuel : niveau lacustre moyen à élevé.

Vers 1000-900 ans BP interviennent dans le lac Ossa de nouvelles conditions de sédimentation, bien mises en évidence par une augmentation des teneurs en sables et des flux minéraux dans les parties les plus profondes du lac. Mais ce changement est timide car le niveau du lac demeure toujours assez bas, comme en témoigne les fréquences encore assez élevées de diatomées épiphytes et la bordure orientale toujours sableuse, avec des flux de la Sanaga prépondérants (fortes proportions de quartz ocres et de pseudo-oolites ferrugineuses, kaolinites dégradées). Sur le bassin versant, la forêt se développe à nouveau, bien que les *Poaceae*, les *Cyperaceae* et les espèces héliophiles soient encore assez bien représentées. Le retour à des conditions humides intervient véritablement vers 600 ans BP et correspond bien avec le maximum des *Caesalpinniaceae* dans le même épisode. Cette période correspond au colmatage partiel de la partie orientale du bassin par les alluvions de la Sanaga en conséquence de crues plus fortes. Dans la partie sud-est du lac, l'élévation du plan d'eau est signalée par l'apparition de faciès plus vaseux. Cependant, les fréquences à nouveau assez fortes des diatomées exotiques entre 400-200 ans BP suggèrent une saison sèche bien marquée à l'origine d'une forte oscillation saisonnière du plan d'eau. Cette oscillation peut être accentuée par l'alimentation du lac par le fleuve en période de crues comme nous l'observons encore durant la période actuelle. Il entraîne l'émersion saisonnière des zones moins profondes favorables au développement de diatomées aérophiles. Le niveau du lac demeure cependant moins élevé que durant l'Holocène moyen.

Ces données indiquent une évolution sensiblement parallèle à celle des autres sites de la région centrale africaine atlantique qui montrent toutes un retour à des conditions plus humides (fig. IV.16). Ce retour peut être précoce. Il intervient dès 3000 ans BP au bois de Bilanko et à Songolo, dépressions hydromorphes, où se met en place un paysage forestier caractérisé par des mosaïques d'îlots de forêt et de prairies hygrophiles. Il se manifeste dès 2000 ans BP au Barombi-Mbo. Il se traduit vers 1300 ans BP à Kitina et à Sinnda par la reprise de la sédimentation, la forêt se réinstalle plus tard vers 500 ans BP à Kitina, mais présente encore de petits îlots de savanes, tandis qu'à Sinnda persiste un paysage de savane.

On constate donc dans l'ensemble une modification de la sédimentation antérieure à la recolonisation forestière. Mais cette recolonisation forestière est soit incomplète (dans les sites de Barombi-Mbo, de Ossa et de Kitina ou dans le bois de Bilanko et dans le littoral congolais) ou soit absente, les paysages ouverts persistant encore à Sinnda.

L'environnement forestier des sites d'Afrique centrale atlantique durant cette période, caractérisé par des milieux ouverts avec des espèces héliophiles et des graminées,

indique que la forêt n'a jamais retrouvé sa configuration de l'Holocène inférieur. On peut penser que cette recolonisation forestière se poursuit actuellement, la forêt regagnant les anciennes espaces occupées par la savane lors de la phase moins humide. Même dans les sites les moins humides comme Sinnda, une frange forestière se développe actuellement autour du lac. La période actuelle, dans cette reprise générale se caractérise par une remontée progressive du niveau des lacs et une augmentation des flux sédimentaires (Ossa, Kitina), une transgression de la forêt sur la savane (Guillet *et al.*, 2000 ; Schwartz, 1996 ; Youta-Happi *et al.*, 2000) à la lisière sud et nord du massif forestier équatorial.

Sur le plan climatique général, la persistance de l'harmattan, dont l'intensité semble à nouveau augmenter entre 400-200 ans BP, indique une saison sèche toujours bien marquée dans la zone, mais l'élévation de la pluviosité suggère un réchauffement des TSO à l'origine de l'augmentation de l'intensité des flux de mousson. Cela suggère des interrelations entre la variabilité des TSO et les translations latitudinales de l'Equateur Météorologique (EM) dont l'importance a été interprétée comme le facteur dominant de la variabilité climatique en Afrique tropicale (Kuzbach and Liu, 1997 ; Bigot *et al.*, 1997).

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le principal objectif de cette étude a été la reconstitution de l'évolution paléoclimatique de la région du lac Ossa depuis 9000 ans BP à partir de l'analyse de la sédimentation.

La première étape a consisté en la caractérisation des mécanismes sédimentaires actuels du lac Ossa sur la base de données physico-chimiques, sédimentologiques et géochimiques. Deux grandes zones de sédimentation ont été identifiées : (1) une zone orientale à sédimentation sableuse (quartz, feldspaths et phytolithes dominants) et à rapport C/N élevé qui constitue un milieu assez agité où interagissent les principaux flux qui arrivent dans le lac, notamment ceux des rivières saisonnières septentrionales, puis plus tard ceux issus de la rivière Sanaga, (2) une zone occidentale à sédimentation vaseuse (kaolinite dominante) et à rapport C/N bas qui est plus calme et fonctionne comme un bassin de décantation. Cette zonation des dépôts est contrôlée assez largement par la proximité du fleuve Sanaga dont les débits, à très fort contraste saisonnier (1 à 10), sont à l'origine de deux mouvements hydrodynamiques dans le lac Ossa. Le premier, induit par les crues du fleuve Sanaga, entraîne un flux important des eaux de ce fleuve vers le sud du lac Ossa à travers le chenal de communication, et contribue à l'élévation de plus de 4 m du niveau lacustre. Ce flux, par l'action des vents, est repoussé vers l'est du lac où s'accumulent les sables. Le second mouvement s'effectue à la décrue, par la vidange des eaux à travers le chenal fonctionnant alors comme un exutoire du système lacustre.

Dans une deuxième étape, la sédimentation holocène a été caractérisée en s'appuyant sur la dynamique actuelle. Durant l'Holocène, deux types de dépôts appartenant à des sources différentes ont été identifiés.

(1) Une sédimentation vaseuse à kaolinite dominante bien cristallisée est associée à une fraction sableuse à quartz blancs lessivés, à feldspaths, à muscovites. Il s'agit d'apports qui correspondent à l'érosion des sols des versants locaux du Continental terminal. Ce faciès vaseux concerne tout le bassin lacustre durant l'Holocène inférieur (9200-5300 ans BP), période correspondant à un niveau de base du fleuve Sanaga en dessous de sa cote altimétrique actuelle.

(2) Dès le début de l'Holocène supérieur (5300 ans BP), un changement intervient dans la sédimentation qui devient plus vaso-sableuse à sableuse. Les dépôts sont ainsi sableux dans la partie orientale et vaso-sableux dans les parties centrale et occidentale. De plus, un nouveau type de matériaux constitués de quartz ocres, de pseudo-oolites ferrugineuses et de

kaolinites dégradées provenant du fleuve Sanaga, s'ajoute à la sédimentation de la partie orientale du lac. Cette abondance des indices du fleuve est liée à la remontée du niveau de base du fleuve Sanaga dont le zéro altimétrique est atteint vers 5500 ans BP et est en parfaite corrélation avec la fin de la transgression post-glaciaire. Au cours de l'Holocène supérieur (5300 ans BP- actuel), l'influence du fleuve s'est fait de plus en plus ressentir selon une direction est-ouest. La forte abondance et la taille des particules sableuses à l'est du lac indiquent qu'il y a eu au départ remobilisation d'anciens dépôts fluviatiles sur la bordure sud-est entre 5500 et 3300 ans BP environ avec de faibles apports du fleuve, puis des apports fluviatiles abondants indiquent une communication directe entre le fleuve Sanaga et le lac dans sa partie orientale entre 3300 et 600 ans BP. La sédimentation à nouveau vaseuse dans la partie orientale, et corrélativement la diminution des quartz ocres et des pseudo-oolites ferrugineuses dès 600 ans BP jusqu'à l'actuel indique une migration du chenal de communication plus au sud.

Les apports en alluvions importants et les vitesses d'accumulation élevées permettent d'envisager une évolution du lac par comblement vers un milieu marécageux entre 2000 et 1500 ans BP.

Sur la base des caractéristiques de la sédimentation et de l'évolution de la flore diatomique ainsi que des cortèges polliniques, l'évolution climatique holocène de l'environnement du lac Ossa depuis les 9000 dernières années a été reconstituée ; elle s'est effectuée en trois épisodes successifs.

Holocène inférieur (9200-5300 ans BP)

Cet épisode au début est seulement documenté dans le secteur oriental du lac (carotte OW1) et indique un paysage marécageux vraisemblablement isolé de la partie principale du lac et certainement isolé des crues de la Sanaga. Dès 8000 ans BP, l'augmentation des précipitations, caractérisées par des pluies de mousson, entraîne un changement de la morphologie et des faciès du lac qui est contrôlée par une arrivée des eaux du Mévia dans le lac Ossa et par une élévation du niveau du lac. La sédimentation est alors caractérisée par des dépôts vaseux provenant des versants proches du bassin. Cette période humide d'extension régionale à toute l'Afrique équatoriale atlantique a été identifiée comme la "Période Humide Africaine" par de nombreux auteurs. Elle est liée une forte insolation qui a favorisé le réchauffement des températures de surface de l'océan à l'origine de l'augmentation de l'intensité de la mousson afri-

caine. Elle s'accompagne d'un développement important de la forêt ombrophile avec une composante de forêt montagnarde.

Holocène supérieur : 5300 à 1000 ans BP :

Le climat est caractérisé par une diminution progressive de la pluviosité moyenne annuelle. Les pluies convectives, plus érosives, sont à l'origine de fortes teneurs en sables (ocres et blancs) et d'une clasticité élevée entre 5300 et 3300 ans BP. Le niveau du lac baisse, malgré l'introduction progressive des flux du fleuve Sanaga qui ont pu déborder directement dans la partie orientale à la faveur d'une remontée rapide de son niveau de base dont le zéro altimétrique actuel est atteint. La diminution de la pluviosité s'accroît encore entre 3300 et 1000 ans BP où la saison sèche s'allonge. La sédimentation est alors ralentie et les parties orientales du lac, moins profondes, tendent à émerger. Sur le bassin versant, des perturbations importantes apparaissent au sein de la forêt avec le développement des plantes héliophiles, l'augmentation des *Poaceae* et la disparition des espèces de forêt montagnarde.

Cette période d'aridité relative est d'extension régionale et s'adresse à l'Afrique équatoriale atlantique. Elle correspond à une diminution de l'insolation qui a entraîné le refroidissement des températures de surface de l'océan (TSO) et un affaiblissement de l'intensité des flux de mousson. L'accentuation du phénomène (3300-1000 ans BP) a favorisé le renforcement de l'harmattan à l'origine d'une saison sèche prolongée.

De 1000 ans BP à l'Actuel

Un retour à une pluviosité plus importante et à des pluies de mousson est mis en évidence d'une part, par l'augmentation des vitesses d'accumulation, et d'autre part, par un remplacement des faciès sableux par un faciès vaseux dans la partie orientale du lac Ossa qui traduisent une élévation du niveau lacustre et l'éloignement des berges. Sur le bassin versant, une expansion de la forêt est observée mais on peut noter cependant la persistance des espèces héliophiles et des herbacées.

Ces caractères indiquent une pluviosité inférieure à celle de l'Holocène inférieur et corrélativement un niveau du lac moins élevé, la saison sèche demeurant bien marquée avec une manifestation non négligeable de l'harmattan dont nous observons encore actuellement les effets.

Ces résultats, globalement conformes aux données antérieures du lac Ossa, viennent compléter le schéma d'évolution paléoclimatique de l'Afrique centrale atlantique. Leur cohérence avec ceux d'autres études réalisées également sur d'autres régions voisines d'Afrique tropicale montre que les fluctuations climatiques dans ces régions sont dépendantes des interrelations entre la variabilité des températures de surface de l'Océan (TSO) et les translations latitudinales de l'Equateur Météorologique (EM).

L'alimentation du lac par le fleuve Sanaga implique l'intervention de processus hydroclimatiques à une échelle plus importante que celle du bassin versant de ce lac. Nous envisageons des prélèvements supplémentaires des alluvions du fleuve, ainsi qu'une étude similaire de lacs situés sur le bassin versant amont de la Sanaga. Ils permettront en comparaison, avec nos travaux, de préciser les conditions d'alimentation du lac par le fleuve et l'évolution climatique holocène de la région subtropicale camerounaise.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ambrosi, J.P. et Nahon, D. (1986). Petrological and geochemical differentiation of lateritic iron crust profiles. *Chem. Geol.*, **57**, 371-393.
- Andreeff, J. (1950). Mission de recherches géologiques au Cameroun - décembre 1946 - juillet 1949. Rapport général. Bureau de recherches de pétroles. 54 p.
- Bartlein, P.J., Edwards, M.E., Shafer, S.L. Barker, Jr., E.D. (1995). Calibration of radiocarbon ages and the interpretation of paleoenvironmental records. *Quaternary Research*, **44**, 417-424.
- Bengo, M.D. (1996). La sédimentation pollinique dans le Sud-Cameroun et sur la plateforme marine à l'époque actuelle et au Quaternaire récent : études des paléoenvironnements. *Thèse*, Univ. Montpellier II . 220 p.
- Berner, R. A. (1971). Diagenesis of iron minerals. In principles of chemical Sedimentology. Mc graw-Hill, New York, N. Y. , 193-209.
- Bertaux, J., Frölich, F., Ildefonse, P. (1998). Multicomponent analysis of FTIR spectra : quantification of amorphous and crystallized mineral phases in synthetic and natural sediments. *Journal of Sedimentary Research* **68**, 440-447.
- Bertaux, J., Ledru, M-P., Soubies, F., Sondag, F. (1996). The use of quantitative mineralogy linked to palynological studies in palaeoenvironmental reconstruction : the case study of the "Lagoa Campestre" lake, Salitre, Minas Gerais, Brazil. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **323**, IIa, 65-71.
- Bertaux, J., Schwartz, J., Vincens, A., Siffedine, A., Elenga, H., Mansour, M., Mariotti, A., Fournier, M., Martin, L., Wirrmann, D. et Servant, M. (2000). Enregistrement de la phase sèche d'Afrique Centrale vers 3000 ans BP par la spectroscopie IR dans les lacs Sinnda et Kitina (Sud-Congo). Servant et Servant-Vildary (eds.), *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. UNESCO Paris, France, 43-49.
- Bigot, S., Maley, J., Laraque, A., Olivry J.C., and Mélice, J.L. (1997). Le domaine forestier africain et ses marges : les transitions majeures climatiques à l'époque actuelle et au cours des derniers millénaires. In "Les Temps et l'Environnement, Journées Pirevns" (CNRS, Ed.), 255-262. CNRS, Toulouse.
- Bilong, P., Eno Belinga, S.M., Volkoff, B. (1992). Séquence d'évolution des paysages cuirassés et des sols ferrallitiques en zone forestière tropicale d'Afrique Centrale. Place des sols à horizons d'argile tachetée. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **314**, II, 109-115.
- Bonifay, D., Giresse, P. (1992). Middle to late Quaternary sediment flux and post-

- depositional processes between the continental slope off Gabon and the Mid-Guinean margin. *Marine geology*, **106**, 107-129.
- Brenac, P. (1988).** Evolution de la végétation et du climat dans l'Ouest-Cameroun entre 25000 et 11000 ans B.P. Actes X^e symposium APLF, Inst. Pondichéry, XXV, 91-103.
- Chester, R., Elderfield, H. (1968).** The determination of opal in siliceous deep-sea sediments. *Geochemica cosmochemica Acta*, **32**, 1128-1140.
- de Maret, P. (1989).** Le contexte archéologique de l'expansion bantu en Afrique centrale. In *Actes du Colloque international : "les peuples bantu, migrations, expansion et identité culturelle"*, CICIBA l'Harmattan, Paris, 1, 118-138.
- deMenocal, P.B., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sartheim, M., Baker, L., and Yarusinsky, M. (2000).** Abrupt onset and termination of the African Humid Period : Rapid climate response to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* **19**, 347-361.
- Dechamps, R., Lanfranchi, R., Le Cocq, A., Schwartz, D. (1988a).** reconstitution d'environnements quaternaires par l'étude de macrorestes végétaux (Pays Bateke, R.P. du Congo). *Palaeogeogr. Palaeocl..Palaeoecol.* **66**, 33-34.
- Dechamps, R., Guillet, B., Le Cocq, A., Schwartz, D., (1988b).** Découverte d'une flore FORESTIÈRE mi-holocène (5800-3100 BP) conservée *in situ* sur le littoral ponténégrin (R.P. du Congo). *C.R. Acad. Sci., Paris, II*, **306**, 615-618.
- Dubreuil, P., Guiscafne, J., Nouvelot, J-F. et Olivry, J.-C. (1975).** Le bassin de la rivière Sanaga. *Monographies hydrologiques*. ORSTOM, 3, 561 p.
- Duhaufour, P. (1983).** Pédologie. Tome 1 : pédogenèse et classification. *Masson*, Paris, 477 p.
- Dumont, J.C. (1986).** Identification par télédétection de l'accident tectonique de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite Nord du craton congolais. *Géodynamique* **1** (1), 13-19.
- Dumort, J.F. (1968).** Notice explicative sur la feuille de Douala-Ouest ; carte géologique de reconnaissance au 1/500.000. *Publ. Dir. Mines et Géol., Cameroun*, 69 p.
- Elenga, H. (1992).** Végétation et climat du Congo depuis 24000 ans BP. Analyse palynologique de séquences sédimentaires du Pays Batéké et du littoral. *Thèse Univ. Aix-Marseille-III*, 238 p.
- Elenga, H., Shwartz, D., et Vincens, A. (1992).** Changement climatique et action anthropique sur le littoral congolais au cours de l'Holocène, *Bull. Soc. Géol.*

- France, **163**, 1, 83-90.
- Elenga, H., Shwartz, D., et Vincens, A. (1994). Pollen evidence of Late Quaternary vegetation and inferred climate changes in Congo. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **109**, 345-356.
- Elenga, H., Schwartz, D., Vincens, A., Bertaux, J., De Namur, C., Martin, L., Wirrmann, D., Servant, M. (1996). Diagramme pollinique holocène du lac Kitina (Congo) : mise en évidence de changements paléobotaniques et paléoclimatiques dans le massif forestier du Mayombe. *C.R. Acad. Sci., Paris, Ila*, **323**, 403-410.
- Elf Serepca. (1987). Conclusions et recommandations du groupe d'Interprétation Bassin de Douala. Rapport multigraphié 341-DE N°6/160, Douala, 30 p.
- Espitalie, J. Deroo, G. Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. II - Interprétation des paramètres. *Rev. Inst. Franç. Pétrole*, **40**, 755-784.
- Fröhlich, F. (1989). Deep biogenic silica : new structural and analytical data from infrared analysis geological implications. *Terra Nova*, **1**, 267-273.
- Gasse, F. (1987). Diatoms for reconstructing palaeoenvironments and palaeohydrology in tropical semi-arid zones. *Hydrobiologia*, **154**, 127-163.
- Gasse, F., Street, F.A. (1978). Late quaternary lake-level fluctuations and environments of the northern rift valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **24**, 279-325.
- Gasse, F., Van Campo, E. (1994). Abrupt post-glacial climate events in West Asia and north Africa monsoon domains. *Earth and Planet. Sci. Letter* **126**, 435-456.
- Giresse, P., Wiewiora, A., and Lacka, B. (1998). Processes of holocene ferromanganese-coated grains (oncolites) in the nearshore shelf of Cameroon. *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 1, 20-36.
- Giresse, P. et Ngueutchoua, G. (1998). Variations des lignes de rivage du plateau continental du Cameroun à la fin du Pléistocène (40 ka à 10 ka B.P.) : Chronologie et environnements sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. France*, **169**, 2, 315-326.
- Giresse, P. Maley, J. Brenac, P. (1994). Late Quaternary paleoenvironments in the Lake Barombi Mbo (West Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **107**, 65-78.
- Giresse, P. Maley, Kelts, K. (1991). Sedimentation and paleoenvironment in crater lake Barombi Mbo, Cameroon, during the last 25,000 years. *Sedimentary Geology*, **71**, 151-175.

- Giresse, P., Lanfranchi, R. (1984). Les climats et les océans de la région de la région congolaise pendant l'Holocène. Bilans selon les échelles et les méthodes de l'observation. *Palaeoecology of Africa*, **16**, 77-88.
- Giresse, P. Bongo-Passi, G Delibrias, G. Duplessy, J-C. (1982). La lithostratigraphie des sédiments hémiplagiques de delta profond du fleuve Congo et ses indications sur les paléoclimats de la fin du Quaternaire. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXIV, **4**, 803-815.
- Grimaldi, C. et Pedro, G. (1996). Importance de l'hydrolyse acide dans les systèmes pédologiques des régions tropicales humides. Rôle de la forêt et conséquences sur la genèse des sables blancs tropicaux. *C.R. Acad. Sci., Paris, II*, **323**, 483-492.
- Guillet, B., Maman, O., Achoundong, G., Mariotti, A., Girardin, C., Schwartz, D. et Youta Happi, J. (2000). Évidences isotopiques et géochimiques de l'avancée de la forêt sur la savane au Cameroun. In Servant et Servant-Vildary (eds.), *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. UNESCO Paris, France, 169-173.
- Hamilton, A., (1976). The significance of patterns of distribution shown by forest plants and animals in tropical Africa for the reconstitution of Upper Pleistocene environments. *Review paleoecol. Africa*, **9**, 63-97.
- Hansen, K. (1959). Sediments of Danish lakes. *Sedimentary Petrology*, **5**, 57-80, Menasha.
- Hori N. (1982). Formation and chronology of superficial deposits in forested south Cameroon. A preliminary report of tropical Africa. In Kadomura H. (ed.) "*geomorphological and environmental changes in Tropical Africa*" - case studies in Cameroon and Kenya. Special publication N°2, Hokkaido Univ., Japan, 13-27.
- Hori, N. (1977). Landforms and superficial deposits in the coastal region of Cameroon. In Kadomura H. (ed.) "*Geomorphological Studies in the forest and savanna areas of Cameroon. A preliminary Report of Tropical African Geomorphology*", Research project 1975/76. Sapporo, Japan, 37-52.
- Imbrie, J., Imbrie, J. Z. (1980). Modeling the climate response to orbital variations. *Science*, **207**, 29, 943-953.
- Janicot, S. Et Fontaine, B. (1997). Évolution saisonnière des corrélations entre précipitations en Afrique guinéenne et températures de surface de la mer (1945-1994). *C.R. Acad. Sci., Paris, IIa*, **324**, 785-792.
- Kadomura, H. Hori, N. Kuete, M. Tamura, T. Omi, G. Hakuri, M. & Chujo, H. (1986). Late quaternary environmental changes in southern Cameroon : a synthesis. In:

- Kadomura H. (ed.). "Geomorphological and environmental changes in Tropical Africa - case studies in Cameroon and Kenya". Special publication N°4, Hokkaido Univ., Japan, 145-158.
- Kling, G.W. (1988). Comparative limnology of lakes in Cameroon, West Africa. *Thesis*. Duke Univ., 482 p.
- Kossoni, A., Wirrmann, D., Bertaux, J., Siffedine, A. and Ndjeng, E. (1999). La sédimentation lacustre, indicateur de changements climatiques durant l'Holocène Supérieur dans le Littoral Cameroun. Exemple du lac Ossa. Vicat J.P et Bilong P. (eds), Coll. GEOCAM, 2/1999. Press. Univ. Yaoundé I, 88-92.
- Kossoni, A. (1992). Étude préliminaire du lac Ossa. Environnement, paléoenvironnement et sédimentologie. *Mém. maîtrise*, Univ. Yaoundé, 53 p.
- Kuzbach, J.E., And Liu, Z. (1997). Response of African monsoon to orbital forcing parameters and feedbacks in the middle Holocene. *Science*, **278**, 440-443.
- Leroux, M. (1983). Le climat de l'Afrique tropicale. Champion, Paris, 633 p.
- Leroux, M. (1998). "Dynamic Analysis of Weather and Climate". Wiley, London, 365 p.
- Letouzey, R. (1985). Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/500.000. Inst. Rech. Agr., Yaoundé et Inst.Cart. Intern. Végétation, Toulouse, 240 p.
- Letouzey R. (1968). Étude phytogéographique du Cameroun. *Lechevalier*, Paris, 508 p.
- Maley J. (1987). Fragmentation de la forêt dense humide africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent : nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. *Paleoecology of Africa*. **18**, 307-334.
- Maley, J. (1990). L'histoire récente de la forêt dense humide africaine : essai sur le dynamisme de quelques formations forestières in Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale Atlantique". R. Lanfranchi et D. Schwartz (éds.), *Didactiques ORSTOM*, 367-382.
- Maley, J. (1991). The African rain forest vegetation and paleoenvironments during Late Quaternary. *Clim. Change*, **19**, 79-98.
- Maley, J. (1992). Mise en évidence d'une péjoration climatique entre 2500 et 2000 BP en Afrique tropicale humide. *Bull, Soc, géol, Fr.*, **163**, 3, 363-365.
- Maley, J. (1997). Middle to Late holocene changes in tropical Africa and other continents. Paleomonsoon and sea surface temperature variations. In H.N.Dalfes, G.Kukla & H.Weiss (eds) *Third millenium BC climate change and old World collapse*, NATO ASI Series, Global Environmental Change, Springer-Verlag, Berlin, 611-640.

- Maley, J., Brenac, P. (1998).** Les variations de la végétation et des paléoenvironnements du Sud Cameroun au cours des derniers millénaires. Étude de l'expansion du palmier à huile. Vicat J.P. et Bilong P. (Eds.), Coll. *GEOCAM* 1/1998, Press. Univ. Yaoundé I, 85-97.
- Maley, J., Brenac, P., Bigot, S., Moron, V. (2000).** Variations de la végétation et des paléoenvironnements en forêt dense africaine au cours de l'Holocène. Impact de la variation de températures marines. Servant et Servant-Vildary (eds.), *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. UNESCO Paris, France, 205-220.
- Martin, D. (1967).** Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre Cameroun. *Calh. ORSTOM, sér. pédol.*, **1**, 189-218.
- Martin, L., Flexor J.M. (1989).** Vibro-Testemunhador leve : Construção, utilização e possibilidades, 2º Congresso da associação brasileira de estudos do Quaternário. **1**, 1-2.
- Mobi Etia, P. (1979).** Climat. In *Atlas de la république unie du cameroun*. Jeune Afrique (éd), Paris, 16-19.
- Morin S. (1979).** Relief et hydrographie. In *Atlas de la république unie du cameroun*. Jeune Afrique (éd), Paris, 5-8.
- Munsell Soil Color Charts. (1976).** MUNSELL COLOR, Baltimore, Maryland 21218, USA.
- Nguetsop, V.F. (1997).** Évolution des environnements de l'Ouest Cameroun depuis 6000 ans, d'après l'étude des diatomées actuelles et fossiles dans le lac Ossa. Implications paléoclimatiques. *Thèse M.N.H.N.* 215 p.
- Nguetsop, V.F., Servant, M. and Servant-Vildary, S. (1998).** Paléolimnologie et paléoclimatologie de l'Ouest Cameroun au cours des 5000 dernières années, à partir de l'étude des diatomées du lac Ossa. *C.R. Acad. Sci., Paris, Ila*, **327**, 39-45.
- Njike, P.R. (1984).** Contribution à l'étude géologique, stratigraphique et structurale de la bordure du bassin Atlantique au Cameroun. *Thèse*, Univ. Yaoundé, 131 p.
- Nriagu, J. O., Dell, C. I. (1974).** Diagenetic formation of iron phosphates in recent lake sediments. *American Mineralogist*, **59**, 934-946.
- Olivry, J.-C. (1986).** Fleuves et rivières du Cameroun. *Monographies hydrologiques*, ORSTOM, n°9, Paris, 733 p.
- Pelassy, P. (1990).** Contribution à l'étude de l'aérosol atmosphérique du Sud-Cameroun. *Thèse Univ. Pau et des pays de l'Adour*, 198 p.
- Pourchet, M., Pinglot, J.-F., Maley, J. (1988).** Résultats des mesures radiochimiques de

- quelques lacs Camerounais. Rapport dact. CNRS, Grenoble, 12 p.
- Regnault, J.M. (1986).** Synthèse géologique du Cameroun. *Publ. Dir. Mines et Géol.*, Cameroun, 117 p.
- Reynaud-Farrera, I. (1995).** Histoire des paléoenvironnements forestiers du Sud-Cameroun à partir d'analyses palynologiques et statistiques de dépôts holocènes et actuels, *Thèse*, Univ. Montpellier II, 239 p.
- Reynaud-Farrera, I., Maley, J., Wirrmann, D. (1996).** Végétation et climat dans les forêts du Sud-Ouest Cameroun depuis 4770 ans BP : analyse pollinique des sédiments du lac Ossa. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **322**, II a, 749-755.
- Reyre, D. (1966).** Histoire géologique du bassin de Douala (Cameroun). In Bassins sédimentaires du Littoral africain. *Union Intern. des Sci. Géologiques*, Paris, 7è, 143-161.
- Richards, K. (1986).** Preliminary results of pollen analysis of a 6,000 year core from Mboadong, a crater Lake in Cameroon. In "The Hull University Cameroon Expedition 1981-1982. Final Report" (R. G. E. Baker et al., Eds.), Hull University geography department, *Miscellaneous Series*, **30**, 14-28.
- Ritchie, J C., Eyles, C.H., Haynes, C.V. (1985).** Sediment and pollen evidence for an early to mid-Holocène humid period in the eastern Sahara. *Nature* **330**, 645-647.
- Schwartz, D. (1992).** Assèchement climatique vers 3000 BP et expansion Bantu en Afrique centrale atlantique : quelques réflexions, *Bull, Soc, géol, Fr.*, **163**, 3, 353-361.
- Schwartz, D. (1996).** Une évaluation de la vitesse de progression des lisières forestières sur les savanes : trois études de cas au Congo. Symposium "Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux", Paris, France, résumé, 183-185.
- Schwartz, D., Dechamps, R., Elenga, H., Lanfranchi, R., Mariotti, A., Vincens, A. (1995).** Les savanes du Congo : une végétation spécifique de l'Holocène supérieur. Actes 2^e Symposium de Palynologie Africaine, Tervuren, Belgique, *Publ. Occas. CIFEG 1995/31*, Orléans, 99-108.
- Schwartz, D., Guillet, B., Dechamps, R. (1990).** Etude de deux flores forestières mi-holocènes (6000-3000 B.P.) et subactuelle (500 B.P.) conservées in situ sur le littoral pontenegrin (Congo). In "Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique", Lanfranchi R. et Schwartz D. (eds). *ORSTOM*, Paris, 283-297.
- Segalen, P. (1994).** Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique. In "Collection Études et Thèses", 1, 40-89. *ORSTOM*, Paris (eds.).
- Servant, M. et Servant-Vildary, S. (1980).** L'environnement quaternaire du bassin du

- Tchad. Dans : M.A.J. Williams et H. Faure (EDS), *The Sahara and the Nil*. Balkema, Rotterdam, 133-162.
- Servain, J., Wainer, I., Dessier, A. (1998). Évidence d'une liaison entre les deux principaux modes de variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique tropical. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, IIa, **327**, 1-8.
- Sigha Nkamdjou, L., Carre, P. & Seyler, P. (1995). Bilans hydrologiques et géochimiques d'un écosystème forestier équatorial de l'Afrique Centrale: la Ngoko à Moloundou (sud-est du Cameroun). *Réseau Erosion*, **14**, 574-575.
- Sigha Nkamdjou, L., Orange, D., Sighomnou, D., Seyler, P., Nia, P., Naah, E. (1998). Physico-chimie des précipitations en milieu forestier sud-camerounais. Vicat J.P. et Bilong P. (Eds.), Coll. *GEOCAM 1/1998*, Press. Univ. Yaoundé I, 41-50.
- Sitou, L., Schwartz, D., Mietton, M., Tchicaya, J. (1996). Histoire et dynamique actuelle des cirques d'érosion du littoral d'Afrique centrale. Une étude des cas : les cirques du littoral ponténégrin (Congo). *Symposium "Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux"*, CNRS-ORSTOM, Bondy, 187-191.
- Ssemmanda, I., Vincens, A. (1993). Végétation et climat dans le bassin du lac Albert (Ouganda-Zaïre depuis 13000 B.P. : apport de la palynologie. Ossa. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 2, **316**, 561-567.
- Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A. (1990). Abrupt climate fluctuations in the tropics : The influence of Atlantic Ocean circulation. *Nature* **343**, 607-612.
- Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A., Harkness, D.D. and Olago, D. (1992). Longterm variations in carbon cycling on the East African mountains. In : 8th Int. Palynol. Congr., Aix-en-Provence, Abstr., 170.
- Street-Perrott, F.A., Mitchell, J.F.B., Marchand, D.S., Brunner, J.S. (1990). Milankovitch and albedo forcing of the tropical monsoon : A comparison of geological evidence and numerical simulations for 9000 yr BP. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh (Earth Science)* **81**, 407-427.
- Stuiver, M. And Reimer, P., (1993). Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Suchel, J.B. (1972). La répartition des pluies et des régimes pluviométriques au Cameroun. *Trav. et Doc., Géogr. Trop.*, CEGET, Bordeaux, 5, 287 p.
- Suchel, J.B. (1988). Les climats du Cameroun. *Thèse*, Univ. de Bourgogne, 1177 p.
- Talbot, M.R., Livingstone, D.A., Palmer, P.G., Maley, J. Melack, J.M., Delibrias, G. et Gulliksen, S. (1984). Preliminary results from sediment cores from Lake

- Bosumtwi, Ghana. *Palaeoecol. Africa*, **16**, 173-192.
- Talbot, M.R , Johannessen, T. (1992). A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth and Planet. Sci. Letter*, **110**, 23-37.
- Talbot, M. and Livindgstone, D.A. (1989). Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **70**, 121-137.
- Taylor, D.M. (1990). Late Quaternary pollen Records from two Uganda mires : evidence for environmental change in Rukiga highlands of Southwest Uganda. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **80**, 283-300.
- Vallerie, M. (1973). Contribution à l'étude des sols du Centre-Sud Cameroun : types de différenciation morphologique et pédogénétique sous climat subéquatorial. *Trav. et Doc. ORSTOM*, **29**, 111 p.
- Vincens, A. Buchet, G. Elenga, H. Fournier, M. Martin, L. De Namur, Ch. Schwartz, D. Servant, M. Et Wirrmann, D. (1994). Changement majeur de la végétation du lac Sinnda (vallée du Niari, Sud Congo) consécutif à l'assèchement climatique holocène supérieur : apport de la palynologie, *C.R. Acad. Sci., Paris*, **318**, II, 1521-1526.
- Vincens, A., Schwartz, D., Bertaux, J., Elenga, H. And De Namur, C. (1998). Late holocene climatic changes in western equatorial Africa inferred from pollen from Lake Sinnda, Southern Congo. *Quaternary Research*, **50**, 34-45.
- Vincens, A., Elenga, H., Reynaud-Farrera, I., Schwartz, D., Alexandre, A., Bertaux, J., Mariotti A., Martin, L., Meunier, J.D., Nguetsop, F., Servant, M., Servant-Vildary, S. et Wirrmann, D. (2000). réponse des forêts aux changements du climat en Afrique Atlantique équatoriale durant les derniers 4000 ans et héritage sur les paysages végétaux actuels. Servant et Servant-Vildary (eds.), *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. UNESCO Paris, France, 381-387.
- Vizier, J.F. (1983). Étude des phénomènes d'hydromorphie dans les sols des régions tropicales à saisons contrastées. *Travaux et Document n° 165*. O.R.S.T.O.M. Paris. 294 p.
- White, F. (1983). The végétation of Africa. A descriptive memoir to accompany the Unesco/AETFAT/UNSO vegetation map of Africa. *UNESCO*, Paris, 356 p.
- Wirrmann, D. (1992). Le lac Ossa : une monographie préliminaire, *Rév. Géogr. du*

Cameroun, XI, 1, 27-38.

Wirrmann, D. And Elouga, M. (1998). Discovery of an Iron Age site in Lake Ossa, Cameroonian Littoral Province. *C.R. Acad. Sci., Paris, Ila*, **323**, 139-146.

Wirrmann, D., Bertaux, J. (2001). Longterm monsoon trend versus rapid climatic change during the last 6 kyr in western equatorial Africa (Cameroon and Congo). *European Geophysical Society, France*, Poster.

Wirrmann, D., Bertaux, J., B.Kossoni, A. (1997). Present-day and Holocène lacustrine sedimentation in littoral Cameroon : example of Lake Ossa. *European Union of Geosciences*, Strasbourg, France, poster.

Wirrmann, D., Bertaux, J., Kossoni, A. (2001). Late Holocene paleoclimatic Changes in Western Central Africa inferred from Mineral abundance in dated sediments from lake Ossa (Southwest cameroon). *Quaternary Research*, **56**, 275-287.

Youta-Happi, J., Hotyat, M. et Bonvallot, J. (2000). La colonisation des savanes par la forêt à l'Est du Cameroun. Servant et Servant-Vildary (eds.), *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. UNESCO Paris, France, 423-427.

Zogning, A. Giresse, P., Maley J., et Gadel, F. (1997). The late Holocene paleoenvironment in the Lake Njumbi area, west cameroon : Implications regarding the history of Lake Nyos. *Journal of African Earth Sciences* **24**, 285-300.

ABSTRACT

Previous ecological studies on humid forest area in Central Africa around Gulf of Guinea show environment and climate changes during Holocene. Rainfall variations are the main factor of those modifications. The study area of the Lake Ossa is located in the rainforest environment which is supposed to be relatively stable. We have then to find out the impact of climate fluctuations on this area. The reconstruction of the Holocene paleoclimatic evolution of the lake area was based mainly on sedimentological markers. It consisted first in the characterization of present-day sedimentary dynamics based on the analysis of 135 superficial deposits, and secondly in the determination of Holocene sedimentary mechanisms based on the study of 5 sediment cores collected from Lake Ossa. These sedimentological records have been correlated to diatoms and pollens data of the same lake.

Present-day sedimentation shows two zones which present sandy-clayey deposits in the eastern part of the lake, and muddy toward the western part. This distribution is due to the nearness of the Sanaga River whose floods bring up the lake level 4.5 m more higher during the rainy season.

Sedimentary and palaeoclimatic evolution of the lake Ossa shows from 9200 to 5300 yr BP, a clayey sedimentation consisting dominantly of well-crystallized kaolinite associated with a very small sandy component composed of white leached quartz, feldspars and muscovite from slopes closed to the lacustrine catchment basin. This period is characterized by a very humid climate, a relatively high lake level and a forest extent. The River Sanaga base level was below its present-day height ; therefore it couldn't interfere in the lake sedimentary process. From 5300 to 1000 yr BP, the sedimentation is sandy to sandy-clayey toward the western part of the lake, and is characterized by new components consisting of ochre quartz, iron-rich oolites and altered kaolinites from Sanaga River which added to lacustrine clayey sedimentation. These changes are due firstly to the rising of the Sanaga River basal level to its actual height, well-correlated with the end of the post-glacial marine transgression ; secondly to the lowering of the lake level and the forest opening consequent on the decrease of the rainfall, mainly erosive rainfalls, and at the same time increasing seasonality of climate due to the strengthening of the Harmattan. From 1000 yr BP to present-day, a more humid climate occurs with the increasing of rainfall, despite the persistence of Harmattan, which brings up the return of the muddy sedimentation which prevails in the whole lake basin, meanwhile with the persistence of Sanaga River influence.

Key words : lacustrine sediments, accumulation sediment rates, Holocene, paleoclimatology, paleoenvironments, Cameroon.

RÉSUMÉ

Les études antérieures effectuées en zone forestière dense humide autour du Golfe de Guinée à partir des indicateurs écologiques montrent des modifications de l'environnement et du climat durant l'Holocène. Les fluctuations des précipitations sont le facteur majeur de ces modifications. La région du site d'étude du lac Ossa se caractérise aujourd'hui par une pluviosité élevée et une couverture forestière dominante. Ce caractère le différencie des paysages plus ouverts des études précédentes. L'objectif est de considérer dans ces conditions environnementales présumées stables, l'impact des oscillations climatiques. La reconstitution de l'évolution paléoclimatique de la région du lac Ossa durant l'Holocène a été conduite principalement à partir des marqueurs de la sédimentation. Cette étude a été basée sur une caractérisation de la dynamique sédimentaire actuelle à partir de l'analyse de 135 échantillons de sédiments superficiels et des mécanismes sédimentaires holocènes grâce à l'étude de 5 sondages carottés (3,8 à 5,8 m de long). Ces enregistrements sédimentologiques sont corrélés aux données des diatomées et des pollens du même lac.

La sédimentation actuelle est caractérisée par une zonation des dépôts, avec une sédimentation sablo-vaseuse dans la partie orientale du lac et vaseuse vers les parties occidentales. Cette zonation est largement contrôlée par la proximité du fleuve Sanaga dont les crues très fortes sont à l'origine d'une forte oscillation saisonnière du plan d'eau lacustre.

L'évolution sédimentaire et paléoclimatique du lac montre de 9200 à 5300 ans BP une sédimentation vaseuse à kaolinite dominante bien cristallisée associée à une très faible fraction sableuse à quartz blancs lessivés, à feldspaths, à muscovites issus des versants locaux qui affecte tout le bassin lacustre. Cette période, très humide avec un développement important de la forêt, correspond à un niveau lacustre maximal. Le fleuve Sanaga n'intervient pas encore dans le processus sédimentaire du lac, car sa vallée demeure encore trop encaissée. Dès le début de l'Holocène supérieur (5300 ans BP), un nouveau type de matériaux constitués de quartz ocres, de pseudo-oolites ferrugineuses et de kaolinites dégradées provenant du fleuve Sanaga, s'ajoute à la sédimentation lacustre qui devient sableuse à l'est, puis vaso-sableuse vers l'ouest du lac. Cette influence du fleuve Sanaga est liée à la remontée de son niveau de base dont le zéro altimétrique est atteint vers 5500 ans BP, en corrélation avec la fin de la transgression post-glaciaire. Ce changement dans la sédimentation est contrôlé par une baisse globale de la pluviosité associée à des pluies érosives entraînant des crues intenses du fleuve, puis à la saisonnalité du climat. Celle-ci s'accroît entre 3300 et 2000 ans BP où corrélativement le niveau du lac s'abaisse. La couverture végétale présente une forêt assez fortement dégradée. A partir de 1000 ans BP jusqu'à la période actuelle, on observe une reprise de la sédimentation vaseuse avec cependant la persistance de l'influence du fleuve Sanaga. Cette reprise est associée à un climat plus humide, mais encore contrasté qui entraîne une élévation du plan d'eau et une recrudescence forestière.

Mots clés : Sédiments lacustres, rythmes de dépôt, Holocène, paléoclimatologie, paléoenvironnements, Cameroun.