

THESE

présentée à

**L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE
- LILLE I -**pour l'obtention du grade de **DOCTEUR DE L'UNIVERSITE****Ecole doctorale : Sciences de la Matière et du Rayonnement****Formation doctorale : Géophysique, Géologie et Géochimie Sédimentaires**

par

Rigobert MOUGAMBA**CHRONOLOGIE ET ARCHITECTURE DES SYSTEMES TURBIDITQUES
CENOZOÏQUE DU PRISME SEDIMENTAIRE DE L'OGOUE
(MARGE NORD-GABON)****Volume 1**

Soutenue le 26 Mars 1999 devant la commission d'examen composée de :

Membres du Jury :

M.H. Chamley (Lille 1)
M.M. Lopez (Lille 1 & Elf EP Pau)
M.J.C. Faugères (Bordeaux 1)
M.M. Guiraud (Université de Bourgogne)
M. D. Claude (Elf EP)
M.L. Droz (CNRS, Brest)
M.P. Renaud (Elf-Gabon)
M.M. Séranne (CNRS, Montpellier II)

Co-directeur de thèse
Co-directeur de thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Examineur

Invité :

M. B. Savoye (Ifremer)

REMERCIEMENTS :

Au moment d'achever et d'exposer les résultats de ce travail, je tiens à exprimer mes plus vifs remerciements à tous ceux qui ont permis, de près ou de loin, à la réalisation scientifique et technique de cette thèse. Cette aventure scientifique et humaine a été menée à travers un environnement universitaire et industriel :

1. Le laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université des Sciences et Technologies de Lille :

Mes remerciements iront tout d'abord à Mr Michel Lopez, auquel je dois beaucoup pour ma formation à la recherche. Après un stage de fin de Maîtrise et des discussions sur la stratigraphie séquentielle, il m'a fait découvrir la sédimentologie des carbonates, dans le cadre d'un D.E.A [1995]. Il a bien voulu continuer cette "collaboration scientifique et humaine" en dirigeant mon travail de thèse. Son exigence scientifique, ses nombreuses corrections et sa générosité m'ont permis de mener à bien cette thèse. Je ne saurais lui traduire toute ma reconnaissance.

Je tiens également à remercier le Professeur Hervé Chamley, qui m'a accueilli chaleureusement pour effectuer ma formation doctorale au sein de son laboratoire. Il a dirigé ce travail de Thèse et n'a cessé de m'encourager. Ses multiples conseils et corrections m'ont beaucoup aidé dans la rédaction de ce mémoire.

Que tous les anciens et nouveaux locataires du SN5 (G.Mahieux, mon frère et compagnon de route depuis la licence avec qui j'ai partagé tant de complicités ! H.Lhoussain, l'ami marocain, A. Leruyet (le thony), E.Hanton, Mbatsiami E.Albani, A.Trenteseaux (mwana ya nzambé), J.Y.Reynaud, E.Alvaro, D.Bartier, C.Corbeaux, C.Lazarou, M.Goudalier, A.Lefrançois, P.Vanderaveroet, P.Récourt, D.Malengro, Mme Dujardin, J.Ferrière, F.Chanier, C.Gorini, B.Ledesert, B.Beauvière, J.L.Potdevin, J.N.Proust, M.Buatier, B.Tessier, J.L.Schneider, C.Mullier, J.L.Mansy, J.F.Deconinck,...) soient remerciés pour leur disponibilité et les nombreux conseils qu'ils m'ont apportés, d'abord dans le cadre de mon D.E.A., puis de cette thèse.

2. La Direction Exploration d'Elf-Gabon à Port-Gentil :

Au cours de mes différentes missions à Port-Gentil, j'ai toujours bénéficié d'un accueil chaleureux et de conditions de travail privilégiées ; Elf-Gabon a souvent mis à ma disposition sa base de données et des moyens logistiques conséquents, notamment des stations d'interprétation sismique. Je voudrais exprimer ma profonde gratitude à Mrs J.M.Fontaine et F.Reynaud, respectivement Directeur de l'Exploration et Chef Géologue, au début de cette thèse ; ils m'ont manifesté leur confiance dès les premiers résultats des examens écrits du D.E.A, en me proposant de travailler sur un sujet dont je ne cernais pas encore toute la portée scientifique et industrielle : les systèmes turbiditiques d'une marge passive mature.

Mr Roger Sickout, successeur de J.M.Fontaine m'a renouvelé cette confiance. Il a toujours manifesté un grand intérêt pour ce travail et sans lui mon installation au C.S.T.J.F. d'Elf E.P.) n'aurait pas été possible. Je lui exprime mes sincères remerciements.

Mr Philippe Renaud s'est investi dans ce travail d'abord comme responsable d'une étude sur les thématiques tertiaires de l'offshore profond gabonais à l'ancienne Direction d'Etude et Synthèse d'Elf à Paris, puis comme Chef Géologue à la Direction de l'Exploration d'Elf-Gabon. Je tiens à lui exprimer ma sincère gratitude pour le temps qu'il m'a consacré et les corrections apportées au manuscrit.

Mr C. Bottero a régulièrement suivi l'évolution de ce travail, sa disponibilité, son intérêt marqué, nos 'interminables' séances de travail à Port-gentil m'ont permis de préciser certains points de cette thèse.

Mr J.C. Alevina, pour ses conseils précieux sur les techniques d'interprétation sismique.

Que tous les ingénieurs, techniciens et ouvriers de la Direction Exploration soient ici remerciés. Beaucoup ont également contribué à rendre mes séjours très agréables (N.E.Toussaint, G. Ibouily, M.Mbougou, Marie Gab,...).

3. Le Centre Scientifique et Technique Jean Feger(Elf E.P. Pau) :

Mr D.Claude a été mon tuteur au C.S.T.J.F., depuis mon premier stage en juin 1995. Je tiens à lui exprimer ma sincère gratitude pour m'avoir offert plusieurs opportunités (Stage de terrain avec E. Mutti, Investigation par la sismique 3D des remplissages des canyons, collaboration avec le "Geoscience Research Centre" d'Elf à Londres,...).

Mrs P.Sorriaux et B.Caline, respectivement chefs du département géologie sédimentaire et du service sédimentologie, au début de cette thèse, m'ont accueilli dans leur structure. Qu'ils soient ici remerciés

Mrs F. Lucazeau et F. Brigaud m'ont aidé dans la réalisation des cartes des isopaques, je les en remercie vivement. J'associe à ces remerciements toutes les bonnes volontés du service de cartographie (J.L.Noyer, J.Lacroix,...).

Que tous les agents du réseau ER5 qui ont contribué scientifiquement, techniquement et humainement à la réalisation de cette étude soient remerciés (J.C.Lacharpagne, F. Jaffuel, B.Evrard, Florence, F. Walgenwitz, F.Temple, B.Duc, C.Stéphanie, à mon ami Pierre Chuilon pour notre collaboration scientifique et humaine très enrichissante, ...). Un gros bisous à Valérie Maïtan et à Carine Maza pour leur disponibilité et leur aide permanente, encore merci !!!

Je voudrais remercier ici tous les membres du Jury pour avoir acceptés de juger ce travail : M. J.C.Faugères et M.Guiraud (rapporteurs) M. M.Séranne et M. L.Droz (examineurs).

Je remercie M. B.Savoye d'avoir accepté l'invitation du jury.

Mes remerciements vont aussi à mon ami C.R. Nzé Abeigne pour les nombreuses discussions qui ont contribué à l'avancement de nos recherches respectives.

Je suis redevable à mes anciens professeurs de l'Université de Sciences et Techniques de Massuku qui ont guidé mes premiers pas dans l'univers des Géosciences : Mrs A. Edou Minko, G. A. Azzibrouk, F. Medjaj, Charles Tchikoundji,...

Je voudrais remercier les communautés gabonaises de Lille (Aristide, Appolo,...) et de Toulouse (la petite sœur Odette Nzaba Makaya, Célio, Brice,...) dont le soutien fraternel et la sympathie m'ont permis de passer des moments agréables.

J'aimerais enfin envoyer un MBOLO à ma famille (Dédé, Jacky, Annick, Clarisse, Denise, Josianne, Anne, Tchotcho, Tante Suzy,...) et à mes amis de toujours (Bertrand, Vincent, Guy, Marielle, Régina, Rach, Gertrude, Dorine, Nicole, Abdel,...) qui n'ont cessé de m'encourager dans cette aventure scientifique.

Bien sûr que j'en oublie, mais soyez tous remerciés !!!

A Chris-William,

A Laurence,

A ma mère ELizabeth et à l'âme de mon père .

VOLUME 1

<i>Remerciements</i>	1
<i>Table des matières</i>	3
<i>Index des figures et des tableaux utilisés dans le mémoire</i>	7
<i>Avant-propos</i>	11
<i>Résumé/Abstract</i>	12

PARTIE I : GENERALITES

CHAPITRE I : INTRODUCTION	15
I.1. Intérêt de la marge Nord-Gabon dans la compréhension des systèmes turbiditiques des marges passives matures	15
I.1.1. Définition de la problématique	15
I.1.2. Définition des objectifs	16
I.2 : Définition du cadre du travail	18
I.2.1. Situation géographique	18
I.2.2. Localisation du prisme sédimentaire de l'Ogooué	18
I.3. Données utilisées dans ce travail	19
I.3.1. Les données de sismique réflexion 2D et 3D	19
I.3.2. Les données diagaphiques	19
I.3.3. Les carottes	19
I.3.4. Les fiches biostratigraphiques et de calage puits-sismique	19
I.4. Les méthodes d'étude utilisées dans ce travail	20
I.4.1. La stratigraphie séquentielle à l'échelle sismique	20
I.4.2. La représentation cartographique	20
I.4.3. L'interprétation sismique 3D sur station de travail Intégral+	24
I.4.3.1. Pointé sismique	24
I.4.3.2. Technique de calcul d'attributs dans un intervalle de tranche	24
I.4.3.3. Techniques d'"épluchage" et de "déroulage" de chenal	25
I.4.3.4. Analyse sédimentologique des données de puits	26
I.5. La démarche générale employée	27

CHAPITRE II. LES SYSTEMES GRAVITAIRES DES MARGES PASSIVES MATURES: Concepts, modèles et tendances actuelles.....28

II.1. Introduction	30
II.2. Les facteurs contrôlant le développement des éventails sous-marins	30
I.2.1. L'eustatisme	30
I.2.2. Le contexte tectonique	31
I.2.3. La géométrie et la taille du bassin récepteur	32
I.2.4. La nature et la granulométrie des sédiments	32
I.2.5. Les courants sous-marins	33
I.2.6. Les processus gravitaires	34
I.2.6.1. Les glissements gravitaires	34

I.2.6.2. <i>Les écoulements gravitaires</i>	34
II.3. Les schémas de classification	38
II.4. Les modèles morpho-sédimentaires	41
II.4.1. <i>L'éventail supérieur</i>	41
II.4.1.1. <i>Les vallées incisées</i>	41
II.4.1.2. <i>Les canyons sous-marins</i>	43
II.4.2. <i>L'éventail moyen</i>	44
II.4.2.1. <i>Les chenaux érosionnels</i>	44
II.4.2.2. <i>Les chenaux dépositionnels</i>	44
II.4.2.3. <i>Les chenaux érosionnels/dépositionnels</i>	44
II.4.3. <i>L'éventail inférieur</i>	45
II.5. Les modèles sédimentologiques des éventails sous-marins récents	47
I.5.1. <i>Les caractéristiques principales des éventails sous-marins récents</i>	47
I.5.2. <i>Exemple de l'éventail profond quaternaire de l'Amazonie</i>	48
II.6. Les modèles de la stratigraphie séquentielle	50
II.6.1. <i>Définitions</i>	50
II.6.1.1. <i>La notion d'espace disponible</i>	50
II.6.1.2. <i>La notion de niveau marin relatif</i>	50
II.6.1.3. <i>Hiérarchisation des discontinuités stratigraphiques et des séquences</i>	51
II.6.2. <i>Le modèle général de la stratigraphie séquentielle</i>	53
II.7. Conclusion	57

PARTIE II : ARCHITECTURE REGIONALE

CHAPITRE III. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE D'APRES LA SISMIQUE DU PRISME SEDIMENTAIRE DE L'OGOUE	58
III.1. Introduction	60
III.2. Définition des faciès sismiques	60
III.3. Les principales discontinuités stratigraphiques - Eléments de datation biostratigraphique	66
III.4. Hiérarchisation des séquences stratigraphiques	69
III.4.1. <i>Les Super-Unités Stratigraphiques</i>	69
III.4.1.1. <i>La Super-Unité d'Agradation</i>	69
III.4.1.2. <i>La Super-Unité de Progradation</i>	69
III.4.2. <i>Les Unités Stratigraphiques</i>	72
III.4.3. <i>Les séquences de dépôt de la Super-Unité de Progradation</i>	76
III.5. Bilans sédimentaires à l'échelle des Unités Stratigraphiques et implication sur l'évolution géodynamique	89
III.5.1. <i>Résultats de l'analyse des histogrammes des apports sédimentaires</i>	89
III.5.2. <i>Interprétation des résultats</i>	92
III.6. Discussion sur la chronostratigraphie de la marge, la nature et le contrôle des discordances stratigraphiques érosives	94
 CHAPITRE IV. CARACTERISATION ET EVOLUTION DES EVENTAILS SOUS-MARINS A L'ECHELLE DES UNITES STRATIGRAPHIQUES	101
IV.1 Introduction	103
IV.2. Caractérisation générale des éléments architecturaux des éventails sous-marins:	103
IV.2.1. <i>Les glissements gravitaires</i>	103
IV.2.2. <i>Les vallées sous-marines et sub-aériennes</i>	105
IV.2.3. <i>Les chenaux sous-marins</i>	106
IV.2.4. <i>Les configurations sismiques divergentes et les géométries lenticulaires associées</i>	107
IV.3. Caractérisation et dynamique de dépôt des éventails sous-marins	111

IV.3.1. Les éventails sous-marins de la Super-unité d'Agradation.....	111
IV.3.1.1. <i>L'éventail sous-marin de l'Animba</i>	111
IV.3.1.2. <i>L'éventail sous-marin du Mandorové inférieur</i>	111
IV.3.2. Les éventails sous-marins de la Super-Unité de Progradation.....	113
IV.3.2.1. <i>Les éventails sous-marins du Mandorové supérieur</i>	113
IV.3.2.1.a. <i>L'éventail sous-marin du cortège inférieur de l'unité IV</i>	113
IV.3.2.2.b. <i>Les éventails sous-marins du cortège supérieur de l'Unité IV</i>	118
IV.3.2.3 <i>Les éventails sous-marins d'âge Miocène supérieur à Actuel</i>	118
IV.4. Conclusion.....	126

PARTIE III: ARCHITECTURE DETAILLEE DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES DE L'ANIMBA ET DU MANDOROVE SUPERIEUR:

CHAPITRE V. ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DONNEES DE PUIITS DE L'ANIMBA ET DU MANDOROVE SUPERIEUR..... 129

V.1. Introduction.....	131
V.2. Caractérisation générale des principaux lithofaciès. Approche des processus de dépôts.....	131
V.3. Calibration sédimentologique des principaux faciès et séquences diagraphiques.....	135
V.4. Interprétation en termes d'environnements et de profil théorique de dépôt.....	137
V.4.1. <i>Les assemblages faciologiques</i>	137
V.4.1.1. <i>Les argilites/siltites à nombreux débris végétaux et les slumps associés</i>	137
V.4.1.2. <i>Les coulées de débris</i>	137
V.4.1.3. <i>Les grès/sables fins à très grossiers</i>	138
V.4.1.4. <i>Les argilites laminées</i>	138
V.4.1.5. <i>Les argiles/argilites massives</i>	111
V.4.2. <i>Discussion sur la nature et sources des écoulements gravitaires</i>	139
V.5. Conclusion.....	145

Chapitre VI. ETUDE DETAILLEE DU REMPLISSAGE DU CANYON INTRA-MANDOROVE N°3.... 149

VI.1. Introduction.....	151
VI.2. Organisation géométrique du remplissage du canyon.....	154
VI.2.1. <i>Identification et hiérarchisation des surfaces stratigraphiques en sismique 3D</i>	154
VI.2.1.1. <i>Les discordances érosives majeures</i>	154
VI.2.1.2. <i>La surface de drapage</i>	161
VI.2.2. <i>Les corrélations fines sismique/diagraphies</i>	161
VI.3. Evolution sédimentaire du remplissage	164
VI.3.1. <i>Caractérisation spatiale et temporelle des corps gréseux, évolution des géométries</i> ... 164	164
VI.3.1.1. <i>Définition des 'intervalles de tranches'</i>	164
VI.3.1.2. <i>Problèmes liés à la définition des intervalles de tranches</i>	164
VI.3.1.3. <i>Les techniques d'épluchage et de déroulage d'un chenal</i>	165
VI.3.1.4. <i>Evolution spatio-temporelle de la morphologie des chenaux turbiditiques à l'intérieur du canyon intra-Mandorové n°3</i>	165
VI.3.2. <i>Evolution séquentielle du remplissage du canyon</i>	167
VI.3.2.1. <i>La séquence globale de remplissage du canyon</i>	167
VI.3.2.2. <i>Les séquences de groupement des chenaux gréseux</i>	167
VI.3.2.3. <i>Les séquences de remplissage de chenaux</i>	167
VI.3.3. <i>Evolution sédimentologique et approche d'un schéma synthétique du remplissage du canyon</i>	169
VI.3.3.1. <i>Evolution faciologique</i>	169
VI.3.3.2. <i>Schéma d'évolution des chenaux dans le canyon n°3</i>	172

VI.4. Conclusions.....	176
------------------------	-----

PARTIE IV : SYNTHESE

CHAPITRE VII : SYNTHÈSE RÉGIONALE A L'ECHELLE DES DIAGRAPHIES.....	179
VII.1. Introduction :.....	181
VII.2. Evolutions diagraphiques et sédimentaire des Unités Stratigraphiques.....	181
VII.2.1. Les Unités Stratigraphiques de la Super-Unité d'Agradation.....	181
VII.2.1.1. L'Unité Stratigraphique I.....	181
VII.2.1.2. L'Unité Stratigraphique II.....	183
VII.2.1.3. L'Unité Stratigraphique III.....	184
VII.2.2. Les Unités Stratigraphiques de la Super-Unité de Progradation.....	185
VII.2.2.1. L'Unité Stratigraphique IV.....	185
VII.2.2.2. L'Unité Stratigraphique V.....	186
VII.2.2.3. L'Unité Stratigraphique VI.....	187
VII.2.2.4. L'Unité Stratigraphique VII.....	188
VII.3 : Discussion sur l'évolution paléogéographique et des réservoirs turbiditiques.....	196
CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GENERALES.....	201
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	208

CHAPITRE I : INTRODUCTION :

Figure I.1 : <i>Schéma géologique des bassins côtiers du Golfe de Guinée.....</i>	21
Figure I.2 : <i>Schéma géologique du bassin côtier du Gabon.....</i>	22
Figure I.3 : <i>Charte géologique de la marge Nord-Gabon.....</i>	23

CHAPITRE II : LES EVENTAILS SOUS-MARINS DES MARGES PASSIVES MATURES :**FIGURES :**

Figure II.1 : <i>Comparaison des classifications de faciès disponibles dans la littérature.....</i>	39
Figure II.2 : <i>A. Schéma de classification des faciès turbiditiques et les processus associés. B. Schéma de classification des faciès des contourites.....</i>	40
Figure II.3 : <i>Comparaison entre le modèle morpho-sédimentaire général de Normark et celui de l'amazone.....</i>	42
Figure II.4 : <i>A. Les différents types de chenaux sous-marins reconnus en contextes fossile et actuel. B. Illustration des cycles de compensation des dépôts turbiditiques.....</i>	46
Figure II.5 : <i>A. Les processus d'avulsion des chenaux turbiditiques. B. Modèle de dépôt de chenaux-levées dans l'éventail profond quaternaire de l'Amazone.....</i>	49
Figure II.6 : <i>Modèle stratigraphique des systèmes turbiditiques des marges passives matures - relation entre variations du niveau marin relatif, les faciès et les géométries.....</i>	56

TABLEAUX :

Tableau II.1 : <i>Les facteurs affectant le développement d'un éventail sous-marin profond en contexte de marges passives immatures et matures.....</i>	31
Tableau II.2 : <i>Les caractéristiques des éventails anciens à forte et faible efficacité de transport....</i>	33
Tableau II.3 : <i>Comparaison des paramètres des canyons sous-marins et des vallées incisées.....</i>	44
Tableau II.4 : <i>Synthèse sur les cycles stratigraphiques et leur origine.....</i>	53

CHAPITRE III : STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE D'APRES LA SISMIQUE DU PRISME SEDIMENTAIRE DE L'OGOUE :**FIGURES :**

Figure III.1 : <i>Localisation des lignes sismiques et des principaux puits de calage.....</i>	63
Figure III.2 : <i>A. Sismofaciès à configuration parallèle à sub-parallèle, B. Sismofaciès à configuration en monticule.....</i>	64
Figure III.3 : <i>C. Sismofaciès à configuration de progradation, D. Sismofaciès à configuration non cohérente.....</i>	65
Figure III.4 : <i>Coupe sismique F illustrant le changement du motif stratigraphique au Miocène inférieur.....</i>	70
Figure III.5 : <i>Coupe sismique F et le 'line drawing' correspondant : illustration des deux Super-Unités Stratigraphiques.....</i>	71
Figure III.6 : <i>Carte des isopaques de l'Unité I inférieure (Ikando).....</i>	77
Figure III.7 : <i>Carte des isopaques de l'Unité I supérieure (Ozouri).....</i>	78
Figure III.8 : <i>Carte des isopaques de l'Unité II (Animba).....</i>	79

Figure III.9 : Carte des isopaques de l'Unité III (Mandorové inférieur).....	80
Figure III.10 : Carte des isopaques de l'Unité IV (Mandorové supérieur).....	81
Figure III.11 : Carte des isopaques de l'Unité V.....	82
Figure III.12 : Carte des isopaques de l'unité VI.....	83
Figure III.13 : Carte des isopaques de l'Unité VII.....	84
Figure III.14 : Carte illustrant la migration des dépôts-centres des Unités Stratigraphiques IV, V, VI et VII du bassin de l'Ogooué, vers le Nord-Ouest.....	85
Figure III.15 : Courbes de l'on lap côtier et des variations du niveau marin relatif de la Super-Unité de Progradation, basées sur la coupe sismique G.....	87
Figure III.16 : Line drawings des coupes sismiques dip E,F et G illustrant l'augmentation de la tranche d'eau au sommet du Néogène.....	88
Figure III.17 : Histogrammes illustrant les volumes moyens et les épaisseurs moyennes des Unités Stratigraphiques du prisme sédimentaire de l'Ogooué.....	90
Figure II.18 : Histogrammes illustrant les taux de sédimentation des Unités Stratigraphiques du bassin de l'ogoué, en termes d'paisseur et de volume de sédiments.....	91
Figure II.19 : Les principales phases de structuration de la marge Nord-Gabon, au cours du Cénozoïque.....	98
Figure II.20 : Coupe synthétique des Unités Stratigraphiques du bassin de l'Ogooué.....	99
Figure II.22 : Modèle tectonique de Cloetingh.....	100
<u>TABLEAUX :</u>	
Tableau III.1 : Les marqueurs sismiques utilisés.....	67
Tableau III.2 : Résultats de l'étude des nannofossiles entreprise sur des puits-clés du prisme sédimentaire de l'Ogooué.....	68
Tableau III.4 : Les principales caractéristiques des super-unités et des unités stratigraphiques.....	86
 <u>CHAPITRE IV : CARACTERISATION ET EVOLUTION DES EVENTAILS SOUS-MARINS CENOZOÏQUES DU PRISME DE L'OGOUE :</u>	
<u>FIGURES :</u>	
Figure IV.1 : Les principaux éléments architecturaux des éventails cénozoïques du bassin de l'Ogooué.....	104
Figure IV.2a : Variations morphologiques des chenaux de la marge Nord-Gabon (sections sismiques vierges).....	109
Figure IV.2b : Variations morphologiques des chenaux de la marge Nord-Gabon (avec pointé)..	110
Figure IV.3 : Carte des canyons sous-marins du Miocène inférieur surcreusant les lobes oligocènes en aval.....	114
Figure IV.4 : Carte de localisation des canyons sous-marins du Miocène inférieur et dépôts-centres néogènes. Illustration de la migration de l'axe du remplissage des canyons situés en dehors du prisme sédimentaire de l'Ogooué.....	120
Figure IV.5a : Evolution des géométries de remplissage au sein du canyon n°1 (profils vierges)..	121
Figure IV.5b : Evolution des géométries de remplissage au sein du canyon n°1 (profils pointés)..	122
Figure IV.6 : Comparaison du remplissage des canyons n°1 & 3.....	123

Figure IV.7 : <i>Diagramme synthétique 3D montrant les principales configurations de remplissage et d'évolution des canyons Miocène inférieur (intra-Mandorové).....</i>	124
Figure IV.8 : <i>Représentation de la circulation océanique actuelle de l'Atlantique Sud-Est.....</i>	125
<u>TABLEAUX :</u>	
Tableau IV.1 : <i>Synthèse des phénomènes gravitaires et des principaux traits géologiques des Unités Stratigraphiques II, III, IV et V.....</i>	128
CHAPITRE V : <u>ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DONNEES DE PUIITS :</u>	
<u>FIGURES :</u>	
Figure V.1 : <i>Carte de localisation des puits étudiés.....</i>	133
Figure V.10 : <i>Processus et sources des écoulements cohésifs à turbiditiques de l'Animba et du Mandorové.....</i>	142
Figure V.11 : <i>A. Séquence turbiditique composée d'un écoulement généré par un écoulement cohésif à la base et d'un écoulement turbulent au sommet. B. Modèle d'un écoulement de haute densité.....</i>	143
Figure V.12 : <i>Séquence de faciès carbonatés.....</i>	144
Figure V.13 : <i>A. Position des dépôts gravitaires du Mandorové et de l'Animba dans le diagramme à trois dimensions des champs de stabilité des turbidites. B. Diagramme ternaire montrant l'abondance relative des faciès de slumps et de debris-flows.....</i>	147
Figure V.14 : <i>Schéma d'agencement des faciès de l'Animba et du Mandorové sur un transect Est-Ouest.....</i>	148
<u>TABLEAUX :</u>	
Tableau V.1 : <i>Synthèse des 12 lithofaciès fondamentaux.....</i>	134
CHAPITRE VI : <u>ETUDE DETAILLE DU CANYON INTRA-MANDOROVE N°3 :</u>	
<u>FIGURES :</u>	
Figure VI.1 : <i>Carte isopaque du canyon intra-Mandorové n°3, entre les champs A et B.....</i>	153
Figure VI.2 : <i>Ligne random N-S passant par les puits B-1 et B-2.....</i>	155
Figure VI.3 : <i>Illustration de l'érosion de base (Erosion 0) et de l'érosion 1 sur le champ A.....</i>	156
Figure VI.4 : <i>Horizontalisation au toit du canyon intra-Mandorové n°3 de la ligne random passant par les puits B-1 et B-2.....</i>	157
Figure VI.5 : <i>Line drawing de la ligne random B-2_B-1 horizontalisée. Corrélations des principales surfaces de discordance du canyon.....</i>	158
Figure VI.6 : <i>Intersection des différentes érosions avec l'ampli-slice « toit du canyon + 152 ms ».....</i>	159
Figure VI.7 : <i>« Ampli-slice » du toit du canyon + 152 ms. On note la présence de linéaments sub-linéaires orientés E-W qui soulignent des érosions à l'intérieur du canyon, celles-ci montrent un rétrécissement de l'axe du canyon au cours du temps.....</i>	160
Figure VI.8 : <i>Corrélations sismique/diagraphies. Noter la difficulté de corrélérer les corps gréseux entre eux. L'extension et l'épaisseur de ces corps gréseux diminuent vers le haut.....</i>	163
Figure VI.9 : <i>Evolution verticale de la géométrie des corps sableux au sein du canyon intra-Mandorové n°3 : les chenaux gréseux montrent une augmentation de la sinuosité vers le haut.....</i>	166

- Figure VI.10 :** *Les différentes échelles de séquences du remplissage du canyon intra-Mandorové n°3. Les séquences montrent une évolution globalement rétrogradante, en relation avec une diminution de l'épaisseur des électrobanes et une augmentation générale de l'argilosité vers le haut.....* 168
- Figure VI.11 :** *Calibration sédimentologique des diagraphies du puits K/B-7. Cette calibration illustre la relation entre les chenaux méandriques et les grès micro-conglomératiques à moyens à empreintes de macro-débris végétaux, les chenaux méandriques étant encadrés par des dbriflows argilo-gréseux.....* 170
- Figure VI.12 :** *Schéma synthétique du remplissage du canyon intra-mandorové n°3. Ce schéma illustre le passage progressif des chenaux érosifs amalgamés à des systèmes de chenaux-levées méandriques, vers le haut du remplissage.....* 174
- Figure VI.13 :** *Expression sédimentologique d'un chenal turbiditique en réponse à un cycle de variation du niveau marin relatif.....* 175
- Figure V.14 :** *Modèle proposé pour le système gravitaire miocène inférieur terminal du bassin de l'Ogooué.....* 178

TABLEAUX :

- Tableau V.1 :** *Schéma synthétique de la démarche de l'étude.....* 152

CHAPITRE VII : SYNTHESE SEDIMENTAIRE A L'ECHELLE DES DIAGRAPHIES :**FIGURES :**

- Figure VII.1 :** *Localisation des profils de corrélations sismique/diagraphies sur le plateau continental au large de l'Ogooué.....* 182
- Figure VII.2 :** *Profil de corrélations sismique/diagraphies n°1.....* 189
- Figure VII.3 :** *Profil de corrélations sismique/diagraphies n°3.....* 190
- Figure VII.4 :** *Profil de corrélations diagraphiques n°2.....* 191
- Figure VII.5 :** *Profil de corrélations diagraphiques n°4.....* 192
- Figure VII.6 :** *Profil de corrélations diagraphiques n°5.....* 193
- Figure VII.7 :** *Calibration diagraphique et lithologique des systèmes de vallées incisées des Unités Stratigraphiques IV et V (coupe sismique F).....* 194
- Figure VII.8 :** *Calibration diagraphique et lithologique des systèmes distaux se raccordant aux vallées incisées des Unités Stratigraphiques IV et V (coupe sismique F).....* 195
- Figure VIII.9 :** *Evolution du prisme sédimentaire de l'Ogooué au cours du Cénozoïque.....* 198
- Figure VIII.9 (suite) :** *Evolution du prisme sédimentaire de l'Ogooué au cours du Cénozoïque....* 199
- Figure VII.10 :** *a. Illustration de l'addition de signaux de variations du niveau marin relatif de basse et haute fréquences. b. Expression stratigraphique des séquences sédimentaires du terme régressif de l'Unité III et du terme rétrogressif de l'Unité IV, en réponse à des variations du niveau marin relatif.....* 200

CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GENERALES & PERSPECTIVES :**FIGURES :**

- Figure VIII.1 :** *A. Schéma d'évolution des systèmes sédimentaires éocènes à miocènes, au droit du paléo-système de l'Ogooué. B. Schéma d'évolution des systèmes sédimentaires néogènes.* 207

AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'un contrat de recherche (Octobre 1995 - Mars 1998) entre le laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université des Sciences et Technologies de Lille et la société Elf-Gabon. Dans le cadre de nos recherches, nous avons bénéficié de la logistique de la société Elf-Gabon qui nous a ouvert l'accès à ses données patrimoniales. L'essentiel du travail a été réalisé au Centre Scientifique et Technique Jean Feger d'Elf Exploration Production, à Pau.

Ce travail de thèse contribue à l'amélioration de la connaissance des systèmes clastiques profonds des marges passives, à travers l'exemple des systèmes turbiditiques cénozoïques du prisme sédimentaire de l'Ogooué, sur la marge Nord-Gabon. Pour une meilleure présentation des résultats, nous avons subdivisé ce mémoire en deux volumes : un volume principal qui représente les résultats essentiels de la thèse ; un deuxième volume présentant les données analytiques (sismique, diagraphies, carottes, faciès,...) et un article accepté à *Marine and Petroleum Geology* qui a été réalisé dans le cadre d'une collaboration avec le *Geoscience Research Centre* d'Elf à Londres.

Le volume principal a été subdivisé quatre parties suivant les principales approches développées dans notre travail, puis en chapitres :

- La première partie comprend d'abord un chapitre introductif qui présente la problématique, le cadre du travail, les méthodes utilisées et la démarche générale utilisée dans l'étude ; il est suivi d'un rappel des concepts de base et d'un état des connaissances sur les systèmes clastiques profonds des marges passives matures (chapitre II).

- La deuxième partie comprend deux chapitres (III et IV) qui présentent les principaux résultats de l'approche régionale à partir des données de sismique, en particulier sur l'architecture et la dynamique du prisme sédimentaire de l'Ogooué.

- La troisième partie présente en deux chapitres (V et VI) notre état de connaissance sur l'architecture détaillée du prisme de l'Ogooué, à partir de données de carottes, de diagraphies et de sismique 3D sur des zones ciblées.

- Dans la quatrième partie, l'évolution sédimentaire et pélagéographique de l'ensemble du prisme Cénozoïque sera ensuite précisée à l'échelle intermédiaire des diagraphies (chapitre VII).

Les principaux résultats obtenus seront ensuite résumés et discutés dans un chapitre "conclusions générales".

RESUME :

L'analyse de données de sismique réflexion et de puits acquises par la société Elf-Gabon a permis de caractériser l'architecture régionale et le mode de croissance des éventails turbiditiques du prisme sédimentaire Cénozoïque de l'Ogooué.

L'architecture sismique et diagraphique de la marge s'organise en deux super-unités stratigraphiques (20 à 41 Ma) correspondant à une rampe aggradante Paléogène et à un delta Néogène. Celles-ci se décomposent en sept unités stratigraphiques (≈ 10 Ma) définies entre des discordances régionales représentant les principales phases de structuration de la marge. Les **unités aggradantes** sont contrôlées par le soulèvement de la marge auquel peut se superposer des baisses eustatiques et des courants océaniques. Le soulèvement majeur Miocène inférieur entraîne le changement du régime de sédimentation et l'intensification de l'activité des courants océaniques sur la marge. La subsidence différentielle de la marge est rapportée à l'amorce du delta de l'Ogooué, au Miocène inférieur. Les corps progradants sont représentés par des **séquences de dépôt** de 0.5 à 5 Ma.

La rampe Paléogène comprend les trois éventails turbiditiques majeurs alimentés par de grands canyons, par contre, le système deltaïque montre des petits éventails turbiditiques alimentés par des vallées incisées et à des distributaires deltaïques.

Douze lithofaciès fondamentaux correspondant à cinq environnements de dépôt ont été caractérisés sur carottes. Les *debris flows* et les faciès sableux de chenaux sont dominants dans les canyons miocènes, au droit du paléo-Ogooué.

Le remplissage de ces canyons présente des séquences de groupement de chenaux d'origine allocyclique, en relation avec la structuration de la marge. Par contre, les séquences de remplissage des chenaux seraient liés à des processus d'avulsion. Leur superposition détermine une **architecture générale rétrogradante**, en relation avec une remontée du niveau marin relatif ; les chenaux deviennent corrélativement plus méandriformes. Les canyons éloignés du dépôt-centre présentent un remplissage contouritique dominant.

Ce travail souligne la prédominance du forçage tectonique dans la construction du prisme de l'Ogooué.

Mots clés : Gabon, marge passive mature, Ogooué, soulèvement tectonique, eustatisme, climat, discordances, canyons, vallées incisées, éventails, séquences turbiditiques, chenaux, contourites, rampe aggradante, delta.

ABSTRACT :

Analysis of seismic reflections and wells data from Elf-Gabon allows to characterise the regional architecture and the growth pattern of Cenozoic submarine fans of the Ogooué basin.

The architecture of the margin, deduced from seismic and wire-line records, consists of two stratigraphic super units (20 to 41 Ma) representative of an aggrading Paleogene ramp and a Neogene prograding delta. The super units are composed of seven stratigraphic units (about 10 Ma) defined between two major unconformities representative of the main steps of structuration of the margin. The aggrading systems are controlled by gradual uplift of the margin, in combination with contour currents scouring and global sea level fall. The major Lower Miocene uplift is followed by the change in of the depositional pattern and the intensification of bottom current sediment drifts. The differential subsidence of the margin is related to the onset of the Ogooué delta. The building block of prograding units consists of depositional sequences of about 0.5 to 5 Ma of duration.

The aggrading ramp corresponds to three main submarine fans connected to large canyons. In the other hand, the Prograding delta shows small fans fed by fluvial incised valleys and deltaic distributaries.

Twelve main lithofacies and related depositional processes have been recognized from cores. Debris flow deposits and channel facies are the main associations recognized in the canyons located at the paleo-Ogooué mouth.

These canyons infill consists of three elementary sequences mostly controlled by allocyclic factors, in relation with the margin structuration. The channel infill sequences should be related to avulsion processes. Their stacking pattern determines retrogressive architecture that corresponds to a progressive rise of relative sea-level. Channels become progressively sinuous towards the top of the infill.

The growth of the Ogooué submarine fans is inferred to be dominated by tectonic forcing.

Key words : Gabon, mature passive margin, Ogooué, uplift, climate, unconformities, canyons, incised valleys, submarine fans, turbidite sequences, channels, contourites, aggradational ramp, progradational platform, delta.

PARTIE I : GENERALITES

<h2>CHAPITRE I : INTRODUCTION</h2>

I. INTRODUCTION

I.1 : INTERET DE LA MARGE NORD-GABON DANS LA COMPREHENSION DES SYSTEMES TURBIDITIQUES DES MARGES PASSIVES MATURES :

I.1.1. Définition de la problématique :

Les marges passives résultent de processus d'extension et de rupture lithosphérique, puis de dérive continentale. La phase de dérive continentale marque en particulier le fonctionnement du bassin d'ouverture en régime de marge passive mature. **Ces marges passives matures représentent des archives sédimentaires stratigraphiquement bien hiérarchisées qui enregistrent particulièrement bien les interactions entre la physiographie, la tectonique, les fluctuations eustatiques et le climat [Pickering *et al.*, 1989].**

Sur ces marges, l'enregistrement sédimentaire s'organise en plusieurs ordres de séquences géométriques emboîtées, en relation avec le signal de variation du niveau marin relatif et les alternances de phases d'érosion-dépôt correspondantes [Vail *et al.*, 1977 ; Haq *et al.*, 1988 ; Pickering *et al.*, 1989 ; Guillocheau, 1995 ; Miall, 1997]. Les séquences sont limitées par des discontinuités (*unconformities*) qui se mettent en place au cours des périodes de bas niveau marin relatif, suivant le modèle d'Exxon [Vail *et al.*, 1977]. Ces discontinuités peuvent être fortement érosives selon la nature, l'amplitude et les interactions des facteurs qui les gouvernent (tectonique, eustatisme, vitesse des apports sédimentaires, courants sous-marins, climat,...) [Vail *et al.*, 1977]. **Les discontinuités érosives majeures se caractérisent en amont par des vallées incisées et des canyons, et en aval par des éventails clastiques profonds associés.**

Les vallées incisées et les canyons sont un trait morphologique majeur de la structuration des marges passives matures ; ils représentent des **canalisations profondes qui accommodent principalement les transferts d'énergie et de matière entre la plate-forme et la plaine abyssale** (processus gravitaires). Ces structures peuvent aussi enregistrer l'action des courants de fond ; elles représentent ainsi des zones privilégiées de préservation des processus et des mécanismes de structuration des marges océaniques.

Avec le développement actuel des technologies permettant de produire des hydrocarbures en grande profondeur d'eau (plus de 200m), les systèmes sédimentaires profonds représentent aujourd'hui des **perspectives immenses pour l'industrie pétrolière**. Plusieurs découvertes ont déjà été faites dans le Golfe du Mexique (plus de 180) et sur la marge brésilienne, puis récemment dans le golfe de Guinée. Les experts estiment le potentiel des réserves restant à découvrir à 2 milliards de tonnes équivalent pétrole [Lopez, 1997].

La mutation de l'exploration pétrolière vers les **grands fonds** (*Deep Offshore*) pousse les industriels et les universitaires à améliorer la compréhension des éventails sous-marins des marges passives. Les développements récents de la géophysique marine (sismique haute

résolution, imagerie bathymétrique,...) permettent désormais de mieux appréhender, sur des faibles profondeurs, le mode de construction des appareils turbiditiques récents. Ces appareils sont dominés par une sédimentation argilo-silteuse et représentent des systèmes à forte efficacité de transport (Amazone, Mississipi,...) [Flood *et al.*, 1991 ; Mutti, 1992 ; Clark & Pickering, 1996a, 1996b] ; leur étude n'intègre pas la notion de temps indispensable à la compréhension des discordances érosives majeures et des dépôts sableux associés que l'on observe dans les éventails sous-marins fossiles. Seuls les modèles de la stratigraphie séquentielle permettent de proposer un cadre ordonné aux discordances érosives et de prédire la position stratigraphique relative des dépôts gravitaires (*Basin Floor Fan, Slope Fan*) [Vail *et al.*, 1977 ; Mutti, 1992 ; Mitchum *et al.*, 1994]. Par ailleurs, on constate que les modèles de faciès récurrents dans la littérature ont été principalement développés dans les bassins compressifs [Pickering *et al.*, 1989 ; Mutti, 1992] et ne sont donc pas directement applicables aux marges passives matures qui sont influencées par les processus océaniques. Il est donc indispensable aujourd'hui de faire le lien entre l'observation sismique à l'échelle des marges et le remplissage sédimentaire lui-même, en travaillant à une échelle intermédiaire : celle de la sismique marine 3D et des données de puits. **L'analyse intégrée de données de sismique 2D et 3D, et de puits devrait permettre, dans un premier temps, de mieux contraindre la nature, les sources d'apports et la distribution des assemblages faciologiques, puis de discriminer les forçages autocyclus (processus hydrodynamiques) et allocycliques (eustatisme, tectonique régionale et globale, circulation océanique, climat) dans le développement des éventails sous-marins des marges passives matures.**

I.1.2. Définition des objectifs :

A l'échelle de la marge continentale Cénozoïque du Gabon, les données de sismique montrent de nombreux canyons, des chenaux et des dépôts turbiditiques associés, au sein d'une sédimentation principalement argileuse [Wenger, 1973, 1974 ; Teisserenc & Villemin, 1990 ; Biteau *et al.*, 1992 ; Renaud *et al.*, 1997, *rapport interne Elf*]. Ces structures chenalisantes sont rapportées à des discordances érosives importantes qui ont été reconnues sur certains bassins de la marge ouest-africaine [Wenger, 1973, 1974 ; Carbonnel *et al.*, 1996]. Cependant, la hiérarchisation des discontinuités, la définition des différents cycles stratigraphiques et la caractérisation des processus gravitaires n'avaient pas encore fait l'objet d'une étude détaillée sur ce domaine. **Dans le cadre de ce travail, nous avons donc réévalué les données de sismique pétrolière et de puits disponibles au droit du prisme sédimentaire de l'Ogooué, afin de caractériser les différents stades de construction de la marge et les mécanismes sédimentaires associés.** En particulier, les processus gravitaires ont pu être étudiés à différentes échelles et replacés dans leur cadre chronostratigraphique et géodynamique.

Les questions traitées dans ce mémoire portent notamment sur :

- **La détermination de la nature et des causes des érosions sous-marines cénozoïques ;**
- **La mise en évidence de la relation entre les domaines de plate-forme et de bassin, notamment entre les systèmes deltaïques et gravitaires ;**

- **La nature des sédiments de remplissage des canyons et chenaux turbiditiques ;**
- **L'architecture séquentielle et lithologique des grandes structures érosives de la marge.**

Certaines études antérieures [Biteau *et al.*, 1992 ; Massala, 1993 ; Rasmussen, 1994, 1997 ; Nzé Abeigne, 1997] réalisées sur la marge ouest-africaine ont montré le rôle des changements climatiques et de la courantologie sous-marine associée dans la formation de certaines discontinuités, sans pour autant permettre de quantifier ce mécanisme par rapport aux événements tectoniques.

A travers l'analyse pluridisciplinaire du bassin de l'Ogooué, notre travail vise à définir, à différentes échelles, les architectures stratigraphiques et les modes de structuration du bassin associés, de façon à mieux appréhender la part des processus autocycliques (internes) et allocycliques (externes). Outre son intérêt académique, ce travail constitue une première analyse synthétique de l'organisation des corps réservoirs de l'*offshore* profond de la marge gabonaise.

I.2. DEFINITION DU CADRE DU TRAVAIL :

I.2.1. Situation géographique :

Le Gabon est situé dans le golfe de Guinée (**Fig. I.1**), entre les latitudes 1°Nord et 4°Sud ; il bénéficie d'un climat équatorial chaud et humide marqué par deux saisons sèches et deux saisons de pluie. Le pays est recouvert à 80% par une forêt primaire. Le réseau hydrographique comprend essentiellement l'**Ogooué** et ses affluents qui construisent un **large delta au niveau de Port-gentil**.

Le bassin côtier du Gabon couvre une superficie d'environ 60.000 kilomètres carrés (**Fig. I.2**). Il est limité à l'Est par un socle précambrien granito-gneissique représenté au Nord par le mont de Cristal et au Sud par le massif du Chaillu. Ce socle constitue le soubassement du bassin côtier gabonais qui se subdivise en trois sous-bassins (**Fig. I.2**) :

- Le ***bassin intérieur*** est limité à l'Ouest par un panneau de socle appelé horst de Lambaréné qui apparaît entre Lambaréné et Kango. Ce bassin comporte des séries sédimentaires anciennes d'âge Précambrien, Permo-Trias et Jurassique.
- La ***marge continentale Nord-Gabon*** est séparée de la marge Sud-Gabon par la transverse de Nkomi de direction NNE-SSW [Teisserenc & Villemin, 1990].
- La ***marge continentale Sud-Gabon*** est située sur une zone relativement haute du substratum précambrien, en continuité avec le bassin du Congo [Mboro, 1981].

I.2.2. Localisation du prisme sédimentaire cénozoïque de l'Ogooué :

Notre travail porte sur l'étude du prisme sédimentaire de l'Ogooué sur la partie méridionale de la marge Nord-Gabon entre Port-Gentil et Omboué (**Fig. I.2**). Il s'agit d'un domaine structuralement bien différencié entre les faisceaux transverses de Nkomi au Sud et de Kango au Nord qui se caractérise par une très forte accumulation sédimentaire en particulier pendant le Cénozoïque. Le lecteur désireux d'avoir plus d'information sur l'histoire de ce segment de marge trouvera un développement du cadre géographique et géologique dans le volume 2.

On retiendra simplement (**Fig. I.3**) que le *rifting* et la séparation des cratons brésilien de Sao Francisco et du Congo débute sur ce domaine au Néocomien et qu'il se poursuit jusqu'à l'Aptien inférieur par la mise en place de dépôts lacustres et continentaux [Brink, 1974 ; Ussami *et al.*, 1986 ; Teisserenc & Villemin, 1990 ; Meyers *et al.*, 1996 ; Nzé Abeigne, 1997]. Ces dépôts sont scellés par une puissante série salifère à l'Aptien terminal qui va servir de semelle de décollement en particulier pendant le Crétacé supérieur où ce domaine enregistre une sédimentation carbonatée puis silicoclastique de type rampe (**Figures I.4 & I.5**, volume). **Pendant le Tertiaire ce domaine acquiert progressivement une géométrie différenciée en plate-forme/talus/bassin avec la mise en place d'un appareil deltaïque en amont et d'un système gravitaire profond vers l'aval (Figures I.6 & I.7 ; volume 2).** Notre travail porte précisément sur l'histoire de ce prisme et du système turbiditique associé.

I.3. DONNEES UTILISEES DANS CE TRAVAIL :

Ce travail repose sur une étude régionale intégrée utilisant les concepts chronostratigraphiques, séquentiels et sédimentologiques, à partir d'une base de données de sismique réflexion, de fiches de calage puits-sismique, de données de puits et de fiches biostratigraphiques acquises par la société Elf-Gabon.

I.3.1. Les données de sismique réflexion 2D et 3D :

Une centaine de lignes sismiques 2D (campagnes GWA88, GDW89,...) de bonne qualité et acquises durant ces vingt dernières années (**Fig. III.1, cf. § chapitre III**) ont été mises à notre disposition par Elf-Gabon, au cours de nos différentes missions ; celles-ci ont permis de réaliser des coupes sismiques régionales. Cette sismique 2D a été pointée manuellement sur sections papier (*line-drawings*). Des données de sismique 3D récentes et acquises sur les zones à fortes potentialités pétrolières ont été traitées sur station de travail Integral+, en utilisant les modules d'interprétation sismique Sismage et Stratimagic au Centre Scientifique et Technique Jean Feger (C.S.T.J.F.) d'Elf Exploration Production à Pau.

I.3.2. Les données diagraphiques :

Plus de 1000 puits ont été réalisés sur la marge Nord-Gabon par la société Elf-Gabon. Des diagraphies de qualité variable sont disponibles sur la tranche cénozoïque de la majorité de ces puits ; les puits les plus anciens (années 50) ne comportent, en général, qu'un enregistrement de la polarisation spontanée (PS) peu utilisable. Par contre, des mesures de gamma-ray, de sonic, de neutron et de densité ont été réalisées dans les puits les plus récents. Des corrélations diagraphiques à l'échelle régionale et locale ont été réalisées sur une trentaine de puits, en suivant respectivement les coupes sismiques régionales et les lignes sismiques 3D étudiées par ailleurs.

I.3.3. Les carottes :

520 mètres de carottes correspondant aux intervalles de l'Animba (Eocène moyen) et du Mandorové supérieur (Miocène inférieur à moyen) ont été étudiées et échantillonnées aux carothèques d'Elf-Gabon et d'Elf EP. Ces échantillons ont servi à confectionner environ 350 lames minces pour l'analyse des microfaciès.

I.3.4. Les fiches biostratigraphiques et de calage puits-sismique :

Les fiches biostratigraphiques de puits fournies par Elf-Gabon comportent les principaux éléments de datation utilisés dans ce travail, et les interprétations paléo-environnementales des principales associations floro-faunistiques. Les âges biostratigraphiques, les caractéristiques lithologiques et le sismogramme définis au puits sont regroupés dans des fiches de calage puits-sismique qui nous ont permis de calibrer les sections sismiques étudiées.

I.4. LES METHODES D'ETUDE UTILISEES DANS CE TRAVAIL :

I.4.1. La stratigraphie séquentielle à l'échelle sismique :

L'analyse stratigraphie séquentielle des profils sismiques a permis de préciser les relations spatiales et géométriques des séquences, à partir de l'analyse des configurations et des terminaisons des réflecteurs sismiques. Afin d'éviter des périphrases, la nomenclature initiale anglo-saxonne a été conservée (Fig. I.6, volume 2). L'interprétation stratigraphique et séquentielle des sections sismiques est présentée dans ce mémoire suivant les quatre étapes conventionnelles [Vail *et al.*, 1977 ; Ravenne, 1978 ; Posamentier *et al.*, 1988], à savoir :

❶ La définition des **séquences sismiques de dépôt** à partir de l'identification, du pointé et de l'interprétation géologique d'horizons sismiques remarquables calés sur des puits ;

❷ L'analyse des **sismofaciès** ;

❸ L'évaluation des **variations relatives de la tranche d'eau** : Les variations d'épaisseur de la tranche d'eau ont été déterminées à partir des terminaisons des réflecteurs provenant des dépôts littoraux. La construction d'une courbe d'*on lap* côtier comprend cinq étapes (Fig. I.7, volume 2) : (i) la reconnaissance des séquences de dépôt ; (ii) le calage chronostratigraphique de ces séquences ; (iii) la reconnaissance de l'aire de distribution ; (iv) la reconnaissance des terminaisons de réflecteurs en *on lap*, *down lap* et *top lap* ; (v) la mesure de l'amplitude des cycles de variations d'épaisseur de la tranche d'eau. Dans cette démarche, les variations d'épaisseur de la tranche d'eau (épaississement et amincissement) sont mesurées en suivant le déplacement vertical des terminaisons en *on lap* des dépôts littoraux. Pour une séquence donnée, on mesure l'épaississement de la tranche d'eau à partir du premier réflecteur montrant un empiètement côtier jusqu'au dernier *on lap* de la séquence. Et inversement, l'amplitude de l'amincissement de la tranche d'eau est mesurée à partir du dernier *on lap* côtier de la séquence sous-jacente jusqu'au premier empiètement de la séquence suivante.

❹ La construction de **diagrammes chronostratigraphiques** : La construction de diagrammes chronostratigraphiques représente la finalisation de l'interprétation stratigraphique de la sismique ; elle est basée sur la remise à l'horizontale de l'enveloppe des principaux groupes de réflecteurs que l'on considère comme des surfaces temps. Le diagramme chronostratigraphique permet de représenter sur un document toutes les informations disponibles ; en particulier, il permet de visualiser la durée et l'extension des hiatus d'érosion et de non dépôt, et les grandes tendances géodynamiques de la marge.

I.4.2. La représentation cartographique :

Afin de caractériser l'évolution spatiale et temporelle des Unités Stratigraphiques de la marge et d'approcher les bilans sédimentaires, nous avons réalisé des cartes en temps double (isochrones et isopaques), et des cartes en mètres (isobathes et isopaques). La cartographie a

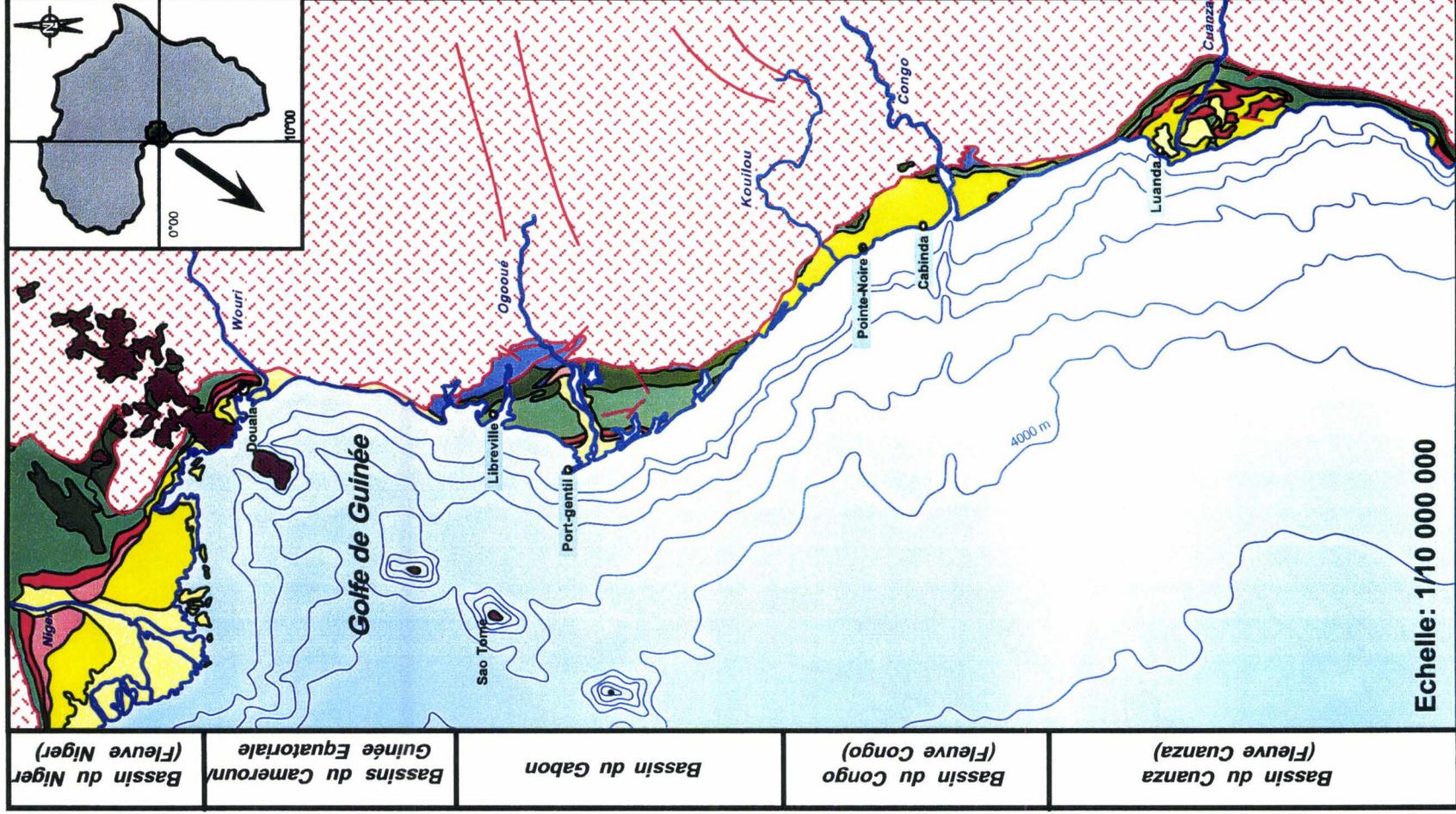


Fig. I.1 : Schéma géologique des bassins côtiers du golfe de Guinée, modifié d'après Schlumberger (1983)

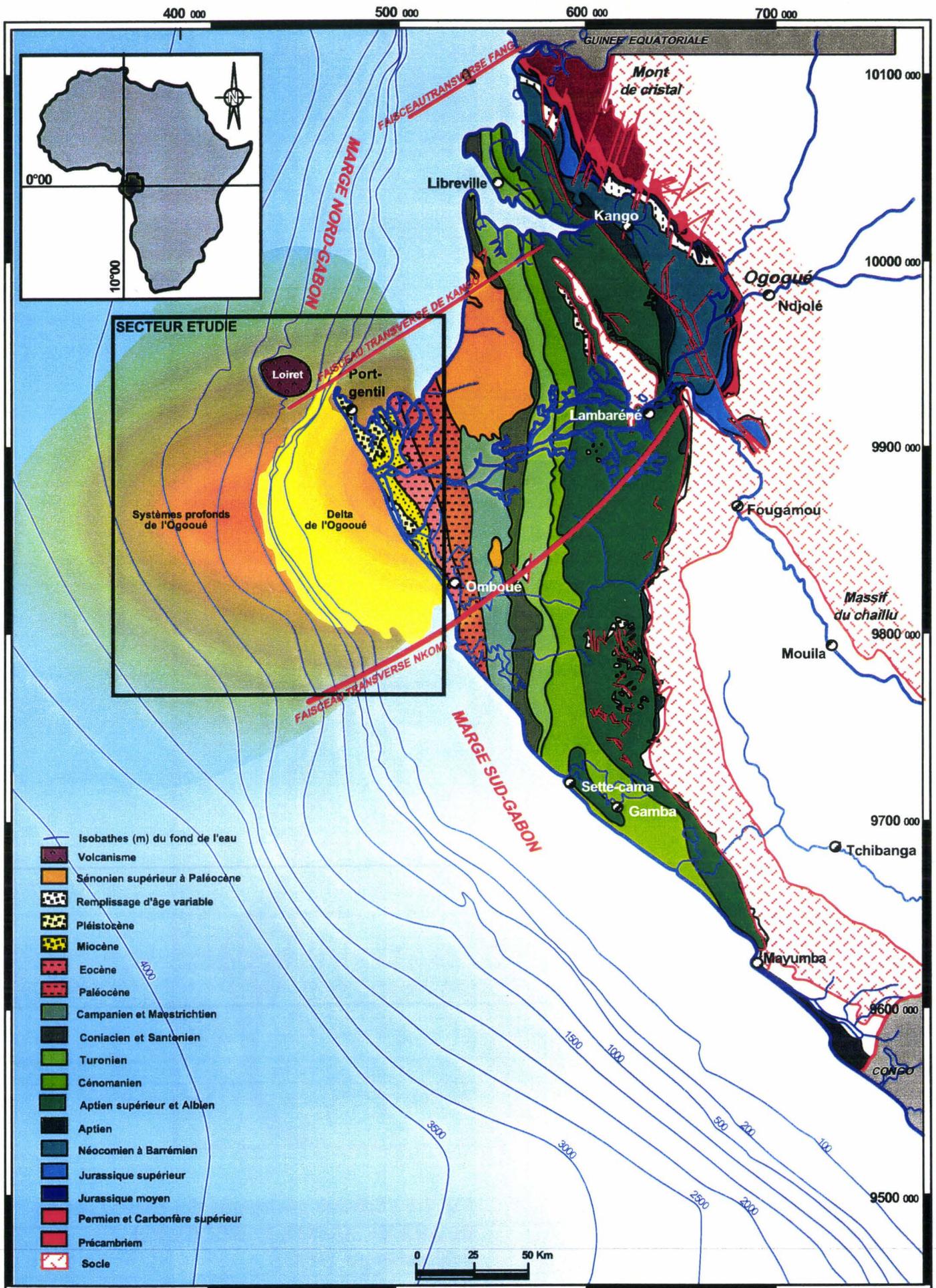
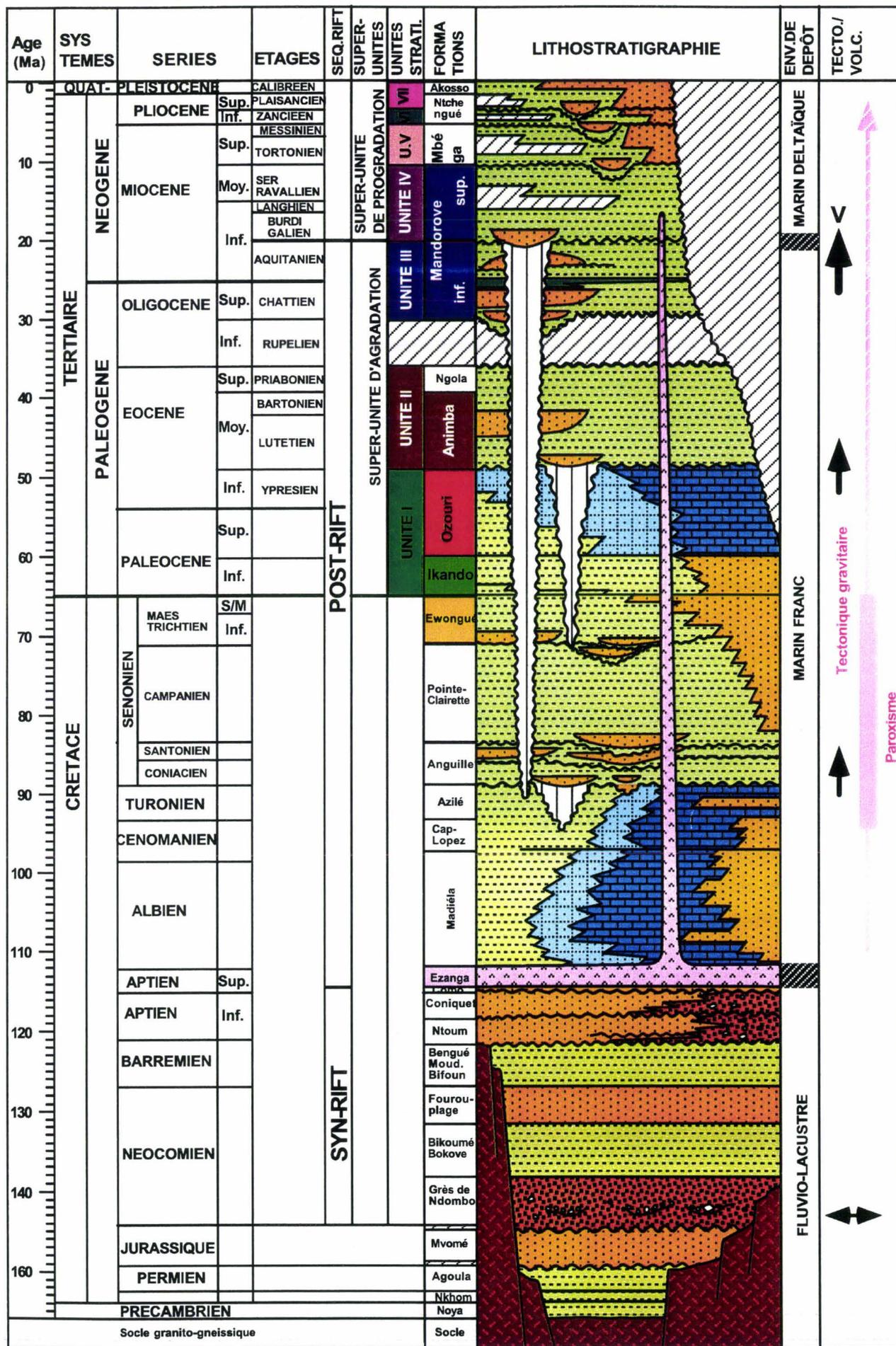


Fig. I.2 : Schéma géologique du bassin côtier gabonais, modifié d'après Elf-Gabon (*rapports internes*)



Extension Volcanisme
 Uplift

Fig. I.3 : CHARTE GEOLOGIQUE DE LA MARGE NORD-GABON, modifiée d'après Elf-Gabon (rapports internes).

été réalisée sur station de travail *Integral+*, au C.S.T.J.F. à Pau ; la technique utilisée comprend les étapes suivantes :

❶ La création d'un plan topographique des lignes sismiques à numériser sur un espace repéré par des coordonnées géographiques. Une centaine de lignes sismiques a été numérisée;

❷ La numérisation sur une table de digitalisation BENSON 6301, des 9 principaux marqueurs pointés sur la sismique. Des sorties de contrôle des lignes numérisées ont été progressivement réalisées afin de vérifier la cohérence des réflecteurs ;

❸ Le calcul des écarts aux croisements et corrections éventuelles ;

❹ La création des grilles à partir d'un semis de points. Elles ont été réalisées à partir du semis de points de chaque marqueur. L'opération consiste à créer une grille (carré) de 3 km de côté et à réaliser une continuité spatiale par krigeage automatique ; les grilles obtenues ont été ensuite lissées.

❺ La création de cartes arrière-plan correspondant à la représentation des données sismiques, puits et géographiques (ligne de côte, rivières, villes). Ces cartes servent de fond aux cartes premiers-plans de représentation des isovaleurs (calques).

❻ La création de cartes d'isochrones et d'isopaques (temps double) par représentation d'isovaleurs à partir des grilles réalisées, après initialisation d'un domaine cartographique. La réalisation des cartes isopaques se fait simplement par soustraction de deux grilles superposées. Les cartes obtenues ont été réalisées avec un coefficient de lissage de 5 à 7° qui vise à mettre en évidence les variations régionales.

❼ La création de cartes d'isopaques en mètres par conversion des temps (millisecondes) en profondeur (mètres). Cette conversion a été réalisée à partir de tranches de vitesses échantillonnées sur les profils sismiques et définies entre les grilles initialisées. La conversion temps-profondeur a été réalisée à l'aide du logiciel *Surfer*, en utilisant les vitesses échantillonnées sur les sections sismiques.

I.4.3. Interprétation sismique 3D sur stations de travail *Integral+* :

La sismique 3D a été étudiée sur des stations de travail *Integral+*, en utilisant les modules d'interprétation *Sismage* et *Stratimagic*. L'investigation d'un bloc de sismique 3D sur station de travail comprend plusieurs étapes :

I.4.3.1. Pointé sismique :

Cette première phase de l'interprétation est basée sur l'analyse classique des terminaisons des réflecteurs (*top lap*, *on lap*, *down lap*, troncature d'érosion), sur un bloc de sismique 3D.

I.4.3.2. Technique de calcul d'attributs dans un intervalle de tranche :

De nombreuses méthodes d'investigation fine d'un volume sismique en trois dimensions (3D) ont été développées par l'industrie pétrolière pour répondre aux problèmes

de la "grande exploration" et de réservoir. Ces méthodes doivent être impérativement reliées à une échelle de travail. Ainsi une méthode particulièrement adaptée à la "grande exploration" ne l'est pas pour aborder les problèmes de réservoir, et vice versa. La technique du calcul d'attributs de tranches utilisée dans cette étude est une combinaison de plusieurs types de techniques développées par les équipes de recherche d'Elf ; elle consiste à calculer les attributs sismiques (amplitudes, fréquences,...) dans un volume défini entre deux réflecteurs (intervalle de tranche). Trois cas peuvent se présenter pour la définition des intervalles :

- Entre deux horizons sismiques pointés sur le bloc 3D ;
- A partir d'un horizon H pointé dans le volume 3D et sa copie décalée vers le bas ou vers le haut de x millisecondes ($H \pm x$ ms) ;
- L'intervalle peut aussi être défini entre deux copies d'un horizon H pointé sur le bloc 3D et décalées respectivement de x et de y millisecondes (x et y étant des multiples du pas d'échantillonnage de la sismique, c'est-à-dire 4 ms dans le cadre de ce travail).

Cette technique permet de bien visualiser la distribution spatiale des corps sédimentaires. Elle est parfaitement optimisée lorsque les surfaces utilisées pour la définition des intervalles de tranches ont une valeur chronostratigraphique, ce qui n'est pas toujours le cas dans les remplissages turbiditiques.

I.4.3.3. Techniques d'"épluchage" et de "déroulage" de chenal :

Pour améliorer la définition des géométries des corps gréseux, les techniques classiques d'investigation d'un bloc 3D ont été complétées par les techniques d'"épluchage" et de "déroulage" de chenaux.

- La technique d'"épluchage" de chenal peut être mise en œuvre par deux moyens :

- Un "épluchage manuel" grâce au propagateur 3D des stations d'interprétation Sismage recherche, Sismage industriel ou Stratimagic. L'interpréteur initie le pointé du marqueur, correspondant à un chenal gréseux, sur une ligne *random* (ligne sismique créée sur station de travail) calée sur un puits. La propagation 3D, à la faveur de petits volumes 3D successifs va permettre de contrôler l'avancée du pointé en carte, sur les *inlines* (lignes réellement acquises lors de la campagne sismique) et les *crosslines* (lignes calculées, perpendiculaires aux *inlines*) et de pouvoir le comparer aux images issues du traitement des intervalles.

- Sur station Sismage recherche, on peut procéder à un "épluchage automatique" de tous les marqueurs présents entre deux horizons de référence. Les surfaces ainsi créées sont ensuite classées et regroupées par l'interpréteur.

Cette technique permet premièrement de pointer individuellement chaque corps gréseux calé au puits, puis d'appréhender leur géométrie et leur extension latérale.

- En aval de la technique d' "épluchage", la technique du "déroutage" de chenal permet quant à elle de valider le pointé d'un chenal. Il s'agit de créer une ligne *random* qui suit l'axe du chenal défini grâce à la technique d' "épluchage". Si la morphologie suivie est représentative d'un corps unitaire, il apparaîtra très continu (réflecteur sismique continu de forte amplitude) sur la ligne *random*. Une meilleure appréciation des relations géométriques du chenal avec les réflecteurs environnants en découle ; en particulier, les troncatures d'érosion et les relations "chronostratigraphiques" entre les différents corps gréseux sont clairement définies.

I.4.4. Analyse sédimentologique des données de puits :

Elle est basée sur l'examen de 520 mètres de carottes et de diagraphies associées ; la démarche comprend quatre étapes :

① La reconnaissance des lithofaciès :

Il s'agit d'une observation macroscopique et microscopique des carottes (levés de logs sédimentologiques au 1/50, étude des macrofaciès et des microfaciès). La notion de lithofaciès prend en compte plusieurs critères sédimentologiques tels que la lithologie (minéralogie, pétrologie, granulométrie et texture), les structures physiques (rides, litage, etc...) et les structures biologiques (restes fossiles d'animaux et de végétaux).

② L'interprétation en termes de processus et de mécanismes de dépôt :

Chaque lithofaciès est le produit d'une source et d'un nombre limité de processus de dépôt, c'est-à-dire d'un ensemble de phénomènes physiques, chimiques et biologiques qui ont généré le dépôt. La relation faciès-processus est déduite de l'analogie des systèmes sédimentaires fossiles avec des systèmes sédimentaires actuels (principe de l'actualisme).

③ La calibration sédimentologique des électrofaciès :

Les différents lithofaciès définis à partir de l'étude sédimentologique des carottes ont été recalés sur les enregistrements diagraphiques afin de définir les électrofaciès. L'électrofaciès se caractérise par la valeur des paramètres physiques mesurés, la morphologie des courbes des paramètres enregistrés (en particulier gamma-ray et sonic) et la nature des contacts entre les bancs. La notion d'électrofaciès intègre ainsi les critères sédimentologiques et la dynamique de dépôt associés aux lithofaciès correspondants. Cette étape est particulièrement utile dans l'étude des remplissages des canyons (cf. § **chapitre VI**) où elle a permis d'identifier des séquences de chenaux et le mode d'empilement vertical associé.

④ L'interprétation en termes d'environnement et de profil théorique de dépôt :

L'environnement de dépôt peut être approché à partir d'un ensemble d'associations de faciès. La succession verticale des environnements de dépôt à l'intérieur d'une séquence de dépôt (temps) correspond au même enchaînement sur un profil horizontal (espace), selon la loi de Walther (1894). Chaque groupe de faciès se situe donc sur un profil de dépôt entre deux positions extrêmes : l'une proximale, l'autre distale.

I.5. DEMARCHE GENERALE EMPLOYEE :

Au cours de nos trois années de recherche, nous avons d'abord interprété les données de sismique réflexion 2D à l'échelle régionale, afin d'appréhender l'architecture stratigraphique et séquentielle et d'approcher les variations relatives de l'*on lap* côtier et de la tranche d'eau, au cours des principaux épisodes turbiditiques du Cénozoïque. Par ailleurs, la réalisation des cartes isopaques et isochrones a permis de caractériser l'évolution spatiale et temporelle des systèmes deltaïques et turbiditiques, sur la marge.

Dans un deuxième temps, nous avons caractérisé les faciès sédimentaires des séquences de l'Animba (Eocène inférieur à moyen) et du Mandorové supérieur (Miocène inférieur à moyen) et précisé les modalités de dépôt à partir de l'étude des carottes (520 m) et des diagraphies. Ce travail a permis, en particulier :

- ❶ De préciser le découpage faciologique ;
- ❷ De discuter des principaux processus et mécanismes de dépôt associés ;
- ❸ De définir les principales associations faciologiques après calage avec les diagraphies ;
- ❹ De proposer un profil théorique de dépôt.

Enfin, une étude détaillée de l'architecture interne et des mécanismes de remplissage des canyons du Miocène inférieur terminal (Mandorové supérieur), sur un domaine bien circonscrit, a été entreprise à partir d'une approche intégrant la sismique 3D, les diagraphies et les carottes.

Notre démarche à différentes échelles a permis de proposer un schéma contraint de l'évolution du prisme sédimentaire de l'Ogooué sur la marge passive mature du Golfe de Guinée.

CHAPITRE II :
LES EVENTAILS SOUS-MARINS DES
MARGES PASSIVES MATURES :
CONCEPTS, MODELES ET TENDANCES ACTUELLES

II. LES EVENTAILS SOUS-MARINS DES MARGES PASSIVES MATURES : *CONCEPTS, MODELES ET TENDANCES ACTUELLES*

II.1. INTRODUCTION :

Ce chapitre présente, au travers d'une comparaison avec les systèmes turbiditiques des marges immatures et actives, une synthèse des principaux concepts et modèles récents développés sur les appareils gravitaires profonds des marges passives matures.

II.2. LES FACTEURS CONTROLANT LE DEVELOPPEMENT DES EVENTAILS SOUS-MARINS :

Le développement des éventails sous-marins est gouverné à la fois par des mécanismes d'origine externe (facteurs allocycliques) et d'origine interne (facteurs autocycliques) au milieu de sédimentation. La grande variabilité de ces mécanismes conduit à l'édification d'éventails sous-marins profonds dont la taille, la géométrie, les faciès et le mode d'empilement sont variables. Six facteurs principaux contrôlent la croissance de ces appareils sous-marins [Pickering *et al.*, 1989, 1995 ; Reading & Richards, 1994 ; Richards *et al.*, 1998 ; Richards & Bowman, 1998] :

- ❶ L'eustatisme ;
- ❷ Le contexte tectonique ;
- ❸ La géométrie et la taille du bassin récepteur ;
- ❹ La nature et la granulométrie des sédiments ;
- ❺ Les courants sous-marins ;
- ❻ Les processus gravitaires ;

Ces six facteurs interagissent fréquemment et peuvent être gouvernées à plusieurs échelles (globale, régionale, locale,...), ce qui rend difficile la possibilité d'appréhender leurs parts relatives [Pickering *et al.*, 1989].

II.2.1. L'eustatisme :

Le développement des éventails sous-marins peut être contrôlé à l'échelle globale par l'eustatisme [Mitchum *et al.*, 1994]. Les études réalisées sur les éventails turbiditiques récents [Flood *et al.*, 1991 ; McHargue & Webb, 1986 ; McHargue, 1991 ; Lopez, 1997] montrent une parfaite correspondance entre les périodes glaciaires et les complexes turbiditiques. Au cours des périodes glaciaires, le niveau marin baisse et la charge solide des fleuves transite sur la plate-forme et s'accumule sur la pente et en pied de pente sous forme de larges éventails.

II.2.2. Le contexte tectonique :

Le développement des éventails sous-marins est directement ou indirectement contrôlé par le contexte tectonique [Shanmugam & Moiola, 1988]. En fonction du stade d'évolution, deux types de contexte tectonique sont généralement reconnus sur les marges passives [Shanmugam & Moiola, 1988 ; Pickering *et al.*, 1989] (**Tableau II.1**) :

① Les marges passives immatures :

Ce type de marge correspond aux premiers stades d'évolution d'une marge divergente. Leur évolution est initialement contrôlée par l'extension crustale et le jeu de failles associées, puis par la subsidence thermique [Pickering *et al.*, 1989 ; Allen & Allen, 1990]. Selon ces auteurs, l'étirement crustal est associé à un flux de chaleur dont la dissipation suit une loi exponentielle sur environ cinquante millions d'années ; la décroissance du flux de chaleur entraîne un réajustement des isothermes lithosphériques. Les marges passives immatures se caractérisent par des **éventails sous-marins de petite taille, riches en sables avec des lobes de dépôt bien développés**.

② Les marges passives matures :

Les marges passives matures de type Atlantique sont marquées par une subsidence thermique très faible [Allen & Allen, 1990]. La subsidence totale serait donc essentiellement gouvernée par la surcharge sédimentaire et la contraction de la croûte océanique [Pickering *et al.*, 1989 ; Allen & Allen, 1990]. Ce type de marge se caractérise par des **éventails bien développés, de nature globalement argilo-silteuse**.

Tableau II.1. Facteurs affectant le développement d'un éventail sous-marin profond en contexte de marges passives immatures et matures ; modifié d'après Shanmugam & Moiola [1988 ; *in* Rigaut, 1997].

Facteurs :	Marge passive immature :	Marge passive mature :
Influence tectonique	Grande	Faible
Subsidence thermique	Grande	Faible à absente
Influence eustatique	Faible à grande	Grande
Plaine côtière et plateau continental	Etroit	Large
Distance de transport	Courte	Grande
Quantité de sédiments	Faible à grande	Grande
Système d'alimentation	Petits fleuves, dérive littorale	Grands fleuves
Pente du talus	Forte	Faible
Rapport sable/argile	Elevé	Faible
Nature des dépôts de l'éventail inférieur	Lobes	Lentilles sableuses et chenaux
Configuration du bassin	Restreinte et contrainte	Large et ouverte
Dépôts au niveau du bassin	Faiblement développés	Bien développés
Taille de l'éventail	Petite (10aines de km)	Grande (100aines de km)
Exemples types	Navy (Pacifique) Toyama (mer du Japon) Balder (mer du Nord)	Amazone (Atlantique Ouest) Mississippi (golfe du Mexique) Congo (Atlantique Est)

II.2.3. La géométrie et la taille du bassin récepteur :

La **géométrie** et la **taille du bassin** sont fonction du contexte tectonique. Ces deux variables conditionnent la forme des éventails sous-marins, mais aussi la distribution des faciès, des assemblages faciologiques et des séquences [Pickering *et al.*, 1989]. Ainsi, les éventails sous-marins des marges immatures sont souvent situés dans un espace relativement restreint (ordre de la dizaine de kilomètres). Par contre, les marges passives matures correspondent à des bassins océaniques de grande extension dans lesquels la plaine abyssale représente un espace disponible pour la sédimentation profonde [Pickering *et al.*, 1989]. En fonction des apports sédimentaires, les éventails sous-marins peuvent donc avoir un développement important (de l'ordre de la centaine de kilomètres) [Pickering *et al.*, 1989].

II.2.4. La nature et la granulométrie des sédiments :

La nature des sédiments qui alimentent les éventails sous-marins profonds varie depuis les vases très fines (<1µm) jusqu'aux sédiments clastiques plus grossiers (>1cm) [Rigaut, 1997]. Selon Mutti [1992], deux types de systèmes turbiditiques peuvent être distingués en fonction de la nature et de la taille des sédiments (**Tableau II.2**) :

❶ **Les systèmes gravitaires à faible efficacité de transport** (*sandy, low-efficiency, canyon-fed or restricted fan*) : Ils se caractérisent par un système d'alimentation représenté par des **canyons** qui recoupent une **plate-forme étroite et très pentue** ; la taille réduite de la plate-forme favoriserait ainsi la capture des courants de dérive littorale [Pickering *et al.*, 1989]. Ces derniers conduiraient à des écoulements gravitaires grossiers et épisodiques, de haute densité et/ou de grande vitesse qui peuvent être chenalisés sur des grandes distances, à l'intérieur des canyons [Pickering *et al.*, 1989]. Les chenaux sableux sont peu stables et conduiraient par processus de migration rapide à des appareils qui se développe de manière radiale, au débouché des canyons.

❷ **Les systèmes turbiditiques à forte efficacité de transport** (*muddy, high-efficiency, delta-fed, large open basin fan*): Ces systèmes correspondent à des appareils de taille relativement plus grande (centaines de kilomètres). Selon Mutti [1992], ils se caractérisent par une sédimentation argilo-silteuse dominante, conduisant à des éventails très allongés vers le bassin profond ; ils seraient alimentés par de grands fleuves.

Néanmoins, les travaux récents réalisés sur les systèmes turbiditiques à forte efficacité de transport montrent que ces derniers présentent un potentiel sableux très peu documenté [Reading & Richards, 1994 ; Lopez, 1997 ; Richards & Bowman, 1998]. Comme le suggère l'étude des systèmes fluviaux [Schumm & Khan, 1972], la présence d'argile permet un meilleur développement des chenaux en stabilisant les bordures, et assurer ainsi un meilleur transport des sables vers l'aval du bassin où ils peuvent construire des grands lobes [Lopez, *soumis*].

Tableau II.2. : Caractéristiques des éventails fossiles à forte et faible efficacité de transport [modifié de Rigaut, 1997 ; d'après Mutti & Ricci Luchi, 1981].

Critères	Forte efficacité	Faible efficacité
Sédiments :	Argiles majoritaires	Sables majoritaires
Domaine d'alimentation :	Vaste	Restreint
Système d'alimentation :	Deltas	Canyons littoraux
Taille de l'éventail :	Importante (100aines de km)	Réduite (10aines de km)
Pente :	Faible	Forte
Distance de transport :	Grande	Courte
Taux de particules fines en suspension :	Important	Faible
Chenaux :	Non-connectés aux lobes de dépôt	Connectés aux lobes de dépôt
Sinuosité des chenaux :	Faible	Forte
Lobes sableux :	Grands	Petits
Cycles de dépôts de lobes :	Bien développés et devenant plus épais vers le sommet	Bien développés et devenant épais vers le sommet
Zone de by-pass :	Présente	Peu développée à absente
Dépôts en bordure d'éventail :	Bien développés	Peu développés à absents
Dépôts dans la plaine abyssale :	Bien développés	Peu développés à absents

II.2.5. Les courants sous-marins :

La reconnaissance de dépôts liés aux courants sous-marins par Heezen *et al.*[1966] a profondément modifié, à la fin des années soixante, les idées concernant la nature de la sédimentation profonde des marges passives matures. Selon Mutti [1992], les dépôts turbiditiques des marges passives matures sont souvent remaniés par des courants sous-marins profonds, ce qui rend difficile l'application directe des modèles développés sur les marges actives et immatures dont les éventails sont essentiellement régis par des courants gravitaires. Trois types de mécanismes permettent d'expliquer l'origine de ces courants :

● Les courants géostrophiques :

Les marges passives matures, en particulier les marges atlantiques, sont le siège de remaniements par des courants géostrophiques qui sont liés à la force de Coriolis [Heezen *et al.*, 1966 ; Pickering *et al.*, 1989]. En effet, le mouvement anti-horaire de la terre, crée une force dirigée vers l'Ouest au niveau de l'équateur ; celle-ci entraîne les masses d'eau superficielles vers l'Ouest des océans. Dans l'hémisphère nord, ces eaux sont entraînées vers la droite ; dans l'hémisphère sud, les eaux sont entraînées vers la gauche. A l'approche des pôles, cette circulation superficielle évolue en circulation profonde par refroidissement progressif. Ces courants sous-marins profonds longent le pied des marges continentales (courants de contour) ; ils peuvent remobiliser des sédiments fins sur le plancher océanique et les transporter en suspension en formant des couches de *néphéloïdes* profondes [Pickering *et al.*, 1989 ; Faugères *et al.*, 1998].

② Les courants de marée :

Ils sont liés au mouvement des eaux généré par les cycles tidaux. Selon certains auteurs [Pickering *et al.*, 1989 ; Bouma & Hollister, 1973 ; Shanmugam, 1993], ces courants peuvent s'enregistrer dans les canyons sous-marins ; mais leur effet serait très secondaire par rapport aux courants géostrophiques.

③ Les ondes internes :

Des courants de fond peuvent être créés localement par des vagues internes telles que les tsunamis, leur effet serait très important dans l'enregistrement sédimentaire [Mutti, 1992 ; Shanmugam *et al.*, 1993].

II.2.6. Les processus gravitaires :

Les courants gravitaires profonds représentent un ensemble de processus sédimentaires qui permettent de transporter des sédiments depuis les domaines peu profonds (0-200m) jusque dans les domaines très profonds sous l'effet direct de la gravité [Stow, 1992]. La diversité de ces processus est liée à la grande variabilité des facteurs qui sont à l'origine de leur formation [Pickering *et al.*, 1989]. De manière générale, deux types de processus gravitaires sont reconnus sur les marges passives matures :

① Les glissements gravitaires (*slides/slumps*)

② Les écoulements gravitaires (*sediment gravity flows*)

II.2.6.1. Les glissements gravitaires :

Un glissement gravitaire est un processus fréquent au niveau des pentes sous-marines dont le gradient est supérieur à 0.5° [Stow, 1992]. Les glissements gravitaires sont plus fréquents dans les zones tectoniquement instables ou à forts apports sédimentaires. Ils peuvent impliquer une rupture soudaine d'une masse de sédiments, à la faveur d'une surface de détachement (*sliding*) ou se développer à partir d'une déformation lente sans rupture soudaine (*creeping*).

II.2.6.2. Les écoulements gravitaires :

Notre connaissance des écoulements gravitaires profonds (*sediment gravity flows*) résulte à la fois de l'étude des éventails sous-marins fossiles et récents [Mutti, 1992 ; Damuth & Normark, 1991], et des expériences de laboratoire [Postma *et al.*, 1986 ; Middleton, 1967 ; Mulder & Cochonat, 1996]. Ces phénomènes n'ont jamais été observés directement dans la nature. De manière générale, deux types d'écoulements gravitaires sont récurrents dans la littérature [Pickering *et al.*, 1989] :

① Les écoulements de débris :

Les écoulements de débris (*debris flows*) correspondent à des **flux laminaires cohésifs** dans lesquels les éléments (clastes, graviers, sables et silts) sont transportés par portance

dans une **matrice plastique argileuse**. Cependant, il faut noter que le terme *debris flows* désigne un large spectre de processus et de dépôts allant des *debris flows* très cohésifs à des *debris flows* plus fluidisés, avec des comportements rhéologiques différents. Mais il n'y a pas de définition claire de ces dépôts en termes de rhéologie de flux, de mécanismes permettant le maintien des éléments dans l'écoulement, de densité et de concentration permettant de distinguer les différents faciès de *debris flows*. Dans l'écoulement, la force de gravité motrice agit sur l'ensemble "grains-matrice" qui est régi par deux types de forces de cohésion. Le premier type est représenté par l'attraction électrostatique entre les particules argileuses ; le deuxième type est représenté d'une part par la pression dispersive liée aux chocs entre les éléments, d'autre part entre l'écoulement et le substratum [Pickering *et al.*, 1989].

Ce type d'écoulement permettrait d'acheminer des sédiments sur des distances supérieures à 150 km, sans érosion du substratum [Pickering *et al.*, 1989]. Des études ont montré que les grandes distances parcourues par une coulée de débris pouvaient aussi s'expliquer par le phénomène d'*hydroplaning* [Rigaut, 1997]. Ce phénomène est défini par la présence d'une fine couche d'eau emprisonnée sous l'écoulement.

• Les courants de turbidité :

Un courant de turbidité est un courant de densité dans lequel les sédiments sont maintenus en suspension par la composante ascensionnelle de la turbulence du fluide. Cette turbulence est principalement générée par la friction entre la fraction granulaire et le flux, puis entre le flux et le fluide ambiant. Ce processus permet de transporter des sédiments sur de longues distances, sans érosion ou dépôt [Stow, 1992].

La force de gravité motrice peut agir sur les particules ou sur le fluide. Le premier cas nécessite une augmentation du fluide en particules, conduisant à une augmentation de sa concentration et de sa densité [Mulder & Cochonat, 1996] ; la force de gravité qui agit sur les particules entraîne le fluide. Dans le second cas, l'augmentation de température du fluide peut entraîner la formation de sels et créer un courant de densité ; dans ce cas, la force de gravité motrice s'exerce directement sur le fluide [Rigaut, 1997]. Cependant, il faut noter que l'augmentation du fluide en charge solide est le cas le plus fréquemment évoqué dans la littérature pour expliquer la création des courants de turbidité [Düringer *et al.*, 1991 ; Rigaut, 1997]. Les travaux récents [Düringer *et al.*, 1991 ; Mulder & Sytviski, 1995 ; Mulder & Cochonat, 1996] réalisés sur les courants de turbidité ont permis de reconnaître trois mécanismes principaux :

• Le développement de courants hyperpycnaux :

Un courant hyperpycnal est défini comme un flux sédimentaire généré au débouché d'un système fluvial et dont la densité est suffisante pour permettre son écoulement sur le plancher océanique [Mulder & Sytviski, 1995]. Ce mécanisme permet d'expliquer l'alimentation directe des éventails sous-marins par les systèmes fluviaux. Compte-tenu du fort contraste de densité entre l'interface eau douce/eau de mer, la création d'un courant hyperpycnal nécessite une charge sédimentaire d'une densité de 35 à 45 kg/m³ [Mulder &

Sytviski, 1995 ; Rigaut, 1997]. L'étude des apports et des débits de 150 rivières et fleuves mondiaux montre que plus de la moitié des cours d'eau sont capables de générer un écoulement hyperpycnal en périodes de crues, notamment celles de taille modeste dont le débit moyen est inférieur à 460 m³/s [Mulder & Sytviski, 1995]. Dans le détail, en période de crues importantes, les dépôts littoraux déposés par des crues plus anciennes seraient arrachés sous forme de loupes de glissement ; il en résulterait un mélange dense eau-argile-sable et débris organiques. Ce mélange s'écoulerait sur le fond sans se mélanger, à travers les vallées sous-marines [Lopez, 1997]. Sur des durées de l'ordre de plusieurs millions d'années, ce processus générerait des courants turbiditiques continus [Pickering *et al.*, 1989].

• **Les glissements en masse générés au niveau des pentes sous-marines :**

Le séisme des Grands Bancs de Terre-Neuve (1929) et le glissement de Nice (1979) ont permis de préciser le passage progressif des glissements plastiques en écoulements plastiques cohésifs, à des écoulements visqueux à fluides [Pickering *et al.*, 1989 ; Stow, 1992]. Les premières expériences sur l'évolution d'une coulée de débris en courant de turbidité sont liées aux travaux de Hampton [1972]. Ceux-ci montrent que la turbulence générée à l'avant de la coulée de débris favorise une incorporation d'eau et le développement d'un courant de turbidité [Rigaut, 1997]. Ce processus serait de plus favorisé par l'existence de ressauts hydrauliques que subirait la coulée au cours de son déplacement et par le phénomène d'*hydroplaning* qui favorise la mise en suspension des sédiments [Rigaut, 1997].

• **L'action des houles, des tempêtes et des marées:**

Les houles, les tempêtes et les marées sont des agents hydrodynamiques capables de remobiliser les sédiments et de créer des courants de densité sur le plateau continental (< 200m de profondeur) et en tête des canyons. De plus, l'action de ces agents peut se conjuguer à celle des courants côtiers (courants de retour et de dérive littorale) [Rigaut, 1997]. Les courants de densité qui en résultent peuvent se transformer en courants de turbidité lorsque la concentration est suffisante ($C \cong 1.1 \text{ g/cm}^3$). Ces agents hydrodynamiques sont généralement plus accentués dans les domaines où le plateau continental est étroit [Pickering *et al.*, 1989].

Les courants de turbidité sont généralement classés en deux familles en fonction des processus de transport, de la granularité et de la densité de l'écoulement [Lowe, 1982] :

- **Les courants de turbidité de faible densité :**

Les courants de faible densité se caractérisent par une fraction granulaire fine à moyenne [Lowe, 1982 ; Shanmugam & Moiola [1994]. Ces courants sont en général associés à des courants turbiditiques de volume fini [Rigaut, 1997].

- **Les courants de turbidité de haute densité :**

Les courants de turbidité de haute densité correspondent à des écoulements gravitaires charriant une fraction grossière, le maintien des grains dans l'écoulement étant assuré par la turbulence, la friction intergranulaire, la portance de la matrice et la pression dispersive

[Lowe, 1982]. Cette définition présente l'inconvénient d'associer les mécanismes de portance et de pression dispersive aux courants de turbidité de haute densité. En effet, ces mécanismes soulignent plutôt une forte cohésion entre les éléments ; les courants de haute densité tels que définis par Lowe [1982] se rapprochent plus des écoulements cohésifs que des écoulements turbulents [Shanmugam & Moiola, 1994 ; Shanmugam, 1996 ; Shanmugam & Moiola, 1997]. Ces derniers auteurs proposent le remplacement du terme de "*High Density Turbidity Current*" par *Sandy Debris Flows* afin de ne pas créer une confusion entre processus et appellation.

II.3. LES SCHEMAS DE CLASSIFICATION DE FACIES :

Les deux dernières décennies ont été marquées par le développement de nouveaux schémas de classification de faciès afin de caractériser au mieux les éventails sous-marins [Mutti & Ricci Luchi, 1972 ; Walker, 1978 ; Stow & Shanmugam, 1980 ; Lowe, 1982 ; Pickering *et al.*, 1989, 1995 ; Ghibaudo, 1992]. Ils sont basés sur l'identification des processus gravitaires et des mécanismes hydrauliques qui assurent le transport et le maintien des sédiments en suspension. Le terme ultime de cette tendance est représenté par le schéma de classification de Mutti [1992] qui décompose les dépôts turbiditiques en neuf classes principales de faciès génétiquement liés ; chaque classe étant régie par des processus et des mécanismes précis (Figures II.1 & II.2).

Ces schémas de classification présentent l'inconvénient majeur de dissocier les dépôts de remaniement relatifs aux courants de fond qui peuvent représenter plus de 10% du volume sédimentaire des éventails sous-marins des marges passives matures [Shanmugam *et al.*, 1988, 1990 ; Shanmugam & Moiola, 1994]. Le terme de *contourites* généralement employé pour désigner ces dépôts [Pickering *et al.*, 1989] ne tient pas compte des courants de marée profonds et des ondes internes. Cet aspect a conduit Shanmugam *et al.* [1993] à proposer le terme de *Bottom-reworked sediments* ; l'auteur distingue des *Bottom-reworked muds* et des *Bottom-reworked sands* :

- Les *Bottom-reworked muds* sont liés à l'activité de courants profonds hors contexte turbiditique, dans un environnement dominé par une sédimentation fine biogénique et clastique. Ces dépôts seraient liés à des épisodes de remaniement par des courants de fond de faible intensité, suivis d'épisodes de bioturbation.

- Les *Bottom-reworked sands* sont le produit des remaniements de dépôts turbiditiques par des courants de fond relativement plus forts. Ces dépôts se caractérisent par de fines couches irrégulières de sables (<5cm) ; elles peuvent présenter des structures de bioturbation, des laminations obliques, un granoclasement normal ou inverse.

Cependant, la distinction entre les dépôts remaniés par les courants de fond et les turbidites fines, cruciale dans la caractérisation des éventails sous-marins des marges passives, n'est généralement pas facile à faire. Une classification permettant une meilleure caractérisation de ces deux types de dépôts a été proposée par Shanmugam *et al.* [1993]. Cette classification identifie un ensemble de faciès propres aux *Bottom-reworked sediments* (Fig. II.1).

COMPARAISON OF CLASSIFICATIONS OF FINE TO COARSE GRAINED TURBIDITES

GUIBAUDO 92	MUTTI 78 & RICCI LUCCHI	LOWE 82 s:sand g:gravel	MUTTI 92	PICKERING 89	WALKER 78	BOUMA 62
G	A1		CgRF	A1-1 A2-1 to A2-4	clast support Cgm	(Ta)
GS	A1		F2	A2-2 to A2-4	clast support Cgm	(Ta)
GYS	A1	S3a	F5	A1-4 A2-5 to A2-8	pebbly sandstone	Ta
S	A1-B1-C1	(R2-3) S1-F2 g > F4 S3g > F5 S3s > F3 S1-F2s > F7 S1-F2d, Te > F9a	F4-F5, F8	B1-1 B2-1 B2-2 C2-1	massive sandstone	Ta
SM	B2, C2, D1-E		F4-F5, F6, F7, F8 F9a, WF	B1-2, C2-2, C2-3	classic turbidites	Ta Ta-b Ta-c Ta-e
MS	C2, D2		F4-F5, F8, F9a	C2-2, C2-3, C2-4	classic turbidites	Ta-e
TM				D2-1 to 2-3 D1-1, D1-2		Ta-e
MT			F9b	D2-1 to 2-3 D1-1, D1-2		Ta-e
M	D3	Ta-d, Te	F9a	E2-1		
MS				G1-1		
SYM				C1-1		
MyG	F2, F3		F2, F3	A1-2	matrix support Cgm	(Ta)
GyM	F1		F1	A1-3	matrix support Cgm	(Ta)

COMPARAISON OF CLASSIFICATIONS OF VERY FINE TO FINE GRAINED TURBIDITES

MUTTI 92	BOUMA	PIPER	STOW
	A	A	
	B	B	
	C	C	
	D	D	
	E	E1	T0-T5
	F	E2	T6
		E3	T7-T8
		F	F

Modified from NICOLAS - Rapport Magistère Ecole Normale, Paris - 1993

STOW & SHANMUGAM (1980) SUBDIVISIONS

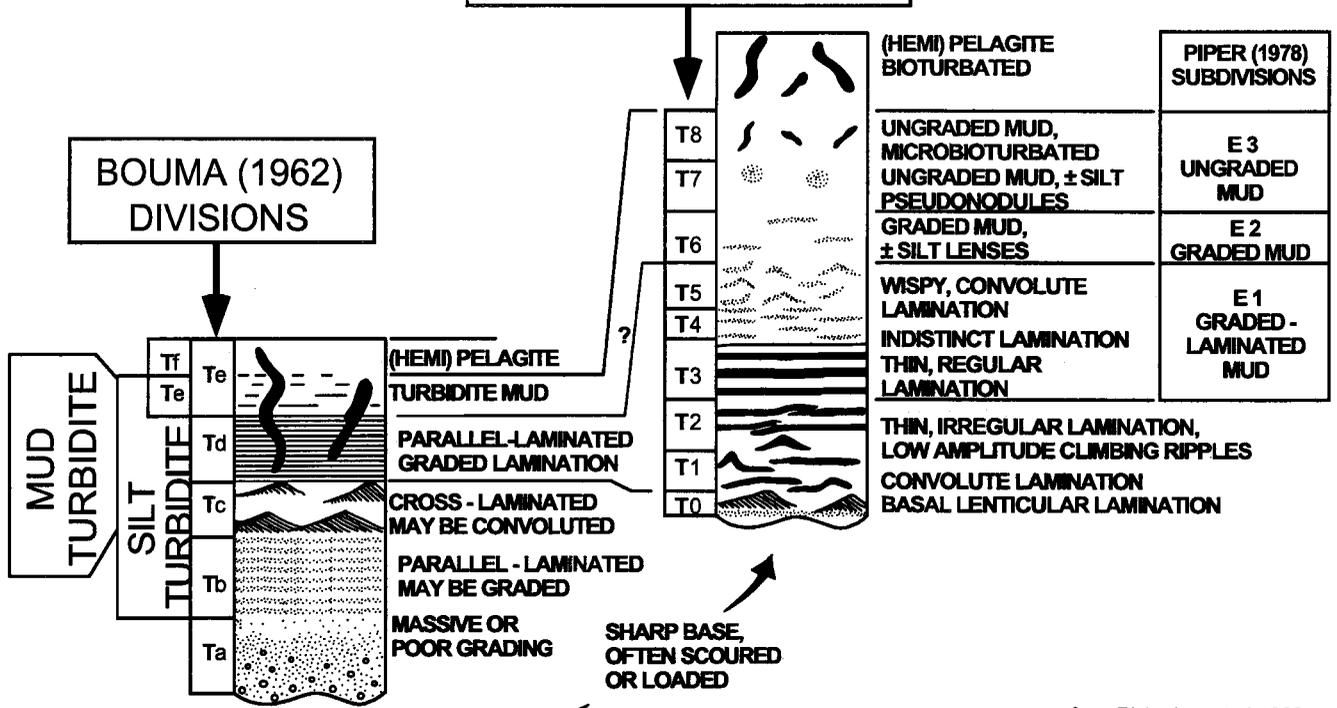


Fig. II.1 : Comparaison des classifications de faciès disponibles dans la littérature, modifié d'après Duc, (1998, rapport interne Elf EP).

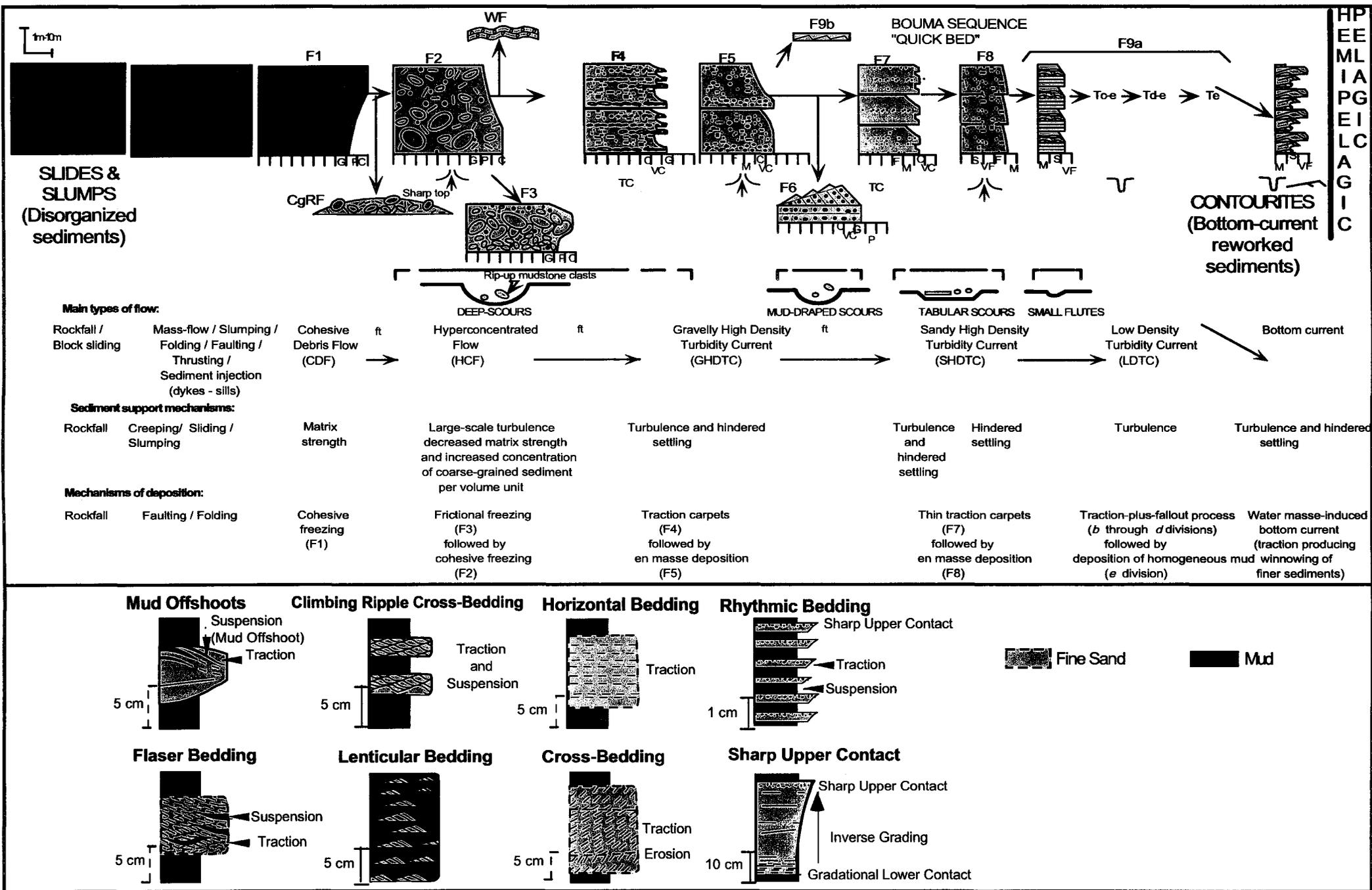


Fig. II.2 : A. Schéma de classification des faciès turbiditiques et les processus associés, modifié d'après Mutti (1992) par Gerard, Duc, Claude & Cazzola (rapport interne Elf). B. Schéma de classification des faciès des contourites (Shanmugam *et al.*, 1993).

II.4. LES MODELES MORPHO-SEDIMENTAIRES DES EVENTAILS SOUS-MARINS :

Les premiers modèles d'éventails gravitaires profonds de marges passives matures ont été développés à partir de données d'imageries bathymétriques [Normark, 1970] ; il s'agit pour l'essentiel d'études morpho-bathymétriques. Le gradient de pente, le relief et la morphologie permettent de subdiviser ces appareils en trois parties [Normark, 1970, 1978 ; Walker, 1978] (**Fig. II.3**) :

II.4.1. L'éventail supérieur (*upper fan*) :

L'éventail supérieur se caractérise par une forme concave et se localise en pied de pente en connexion vers l'amont avec le système d'alimentation. Ce dernier est généralement représenté par un réseau de vallées sub-aériennes (vallées incisées) et sous-marines (canyons) qui se développent particulièrement au niveau de la pente continentale (**Tableau II.3**). Cependant la distinction entre les vallées incisées, les canyons et les chenaux sous-marins n'est pas clairement établie [Nelson *et al.*, 1970 ; Pratson *et al.*, 1994 ; Clark & Pickering, 1996a, 1996b]. Selon Clark & Pickering [1996a, 1996b], les chenaux sous-marins représentent des structures de largeur inférieure à 10 km et de profondeur d'environ 100 m. Par contre, les canyons sous-marins auraient une largeur supérieure à 10 km et une profondeur de plus de 100 m. Cette classification basée sur la taille est incohérente car plusieurs canyons décrits sur la marge des Etats-Unis (Astoria, Hudson,...) et du Brésil [Nelson *et al.*, 1970 ; Peres, 1993] ont une largeur d'ensemble inférieure à 10 km.

Dans le cadre de notre travail, nous avons basé la caractérisation des structures chenalisantes sur la taille, la position géographique et les processus associés à leur développement. En effet, les processus gravitaires représentent un facteur fondamental dans le développement des vallées incisées et des canyons sous-marins, en relation avec les variations du niveau marin relatif [Vail *et al.*, 1977, 1991 ; Posamentier *et al.*, 1992]. Une baisse importante du niveau marin relatif s'accompagne d'une translation des dépôts littoraux vers le bassin ; la partie exondée du rebord de plate-forme est soumise à des érosions sub-aériennes par les fleuves [Suter *et al.*, 1987 ; Morton & Suter, 1996], alors que la partie immergée est soumise à des érosions par des processus gravitaires sous-marins [Nelson *et al.*, 1970 ; Vail *et al.*, 1977].

II.4.1.1. Les vallées incisées :

Une vallée incisée représente une gouttière large, profonde et encaissée dont la formation est liée à des **processus fluviaux** [Hein & Walker, 1992 ; Posamentier *et al.*, 1992 ; Morton, 1993 ; Morton & Suter, 1996]. Leur initiation est liée à une baisse importante du niveau marin relatif et à l'encaissement des systèmes fluviaux qui surcreusent alors très profondément les sédiments sous-jacents. La distinction entre les vallées incisées et les chenaux sous aquatiques des distributaires deltaïques est souvent difficile à faire à l'échelle de la sismique. Les travaux récents de Morton & Suter [1996] discutent des critères de distinction entre ces deux structures. Dans ces travaux, les vallées incisées sont caractérisées par des gouttières larges, profondes et encaissées ; elles peuvent montrer une migration latérale dans le temps et dans l'espace lorsqu'elles sont associées à des progradations deltaïques. Par contre, les chenaux distributaires passent rapidement en conformité avec les

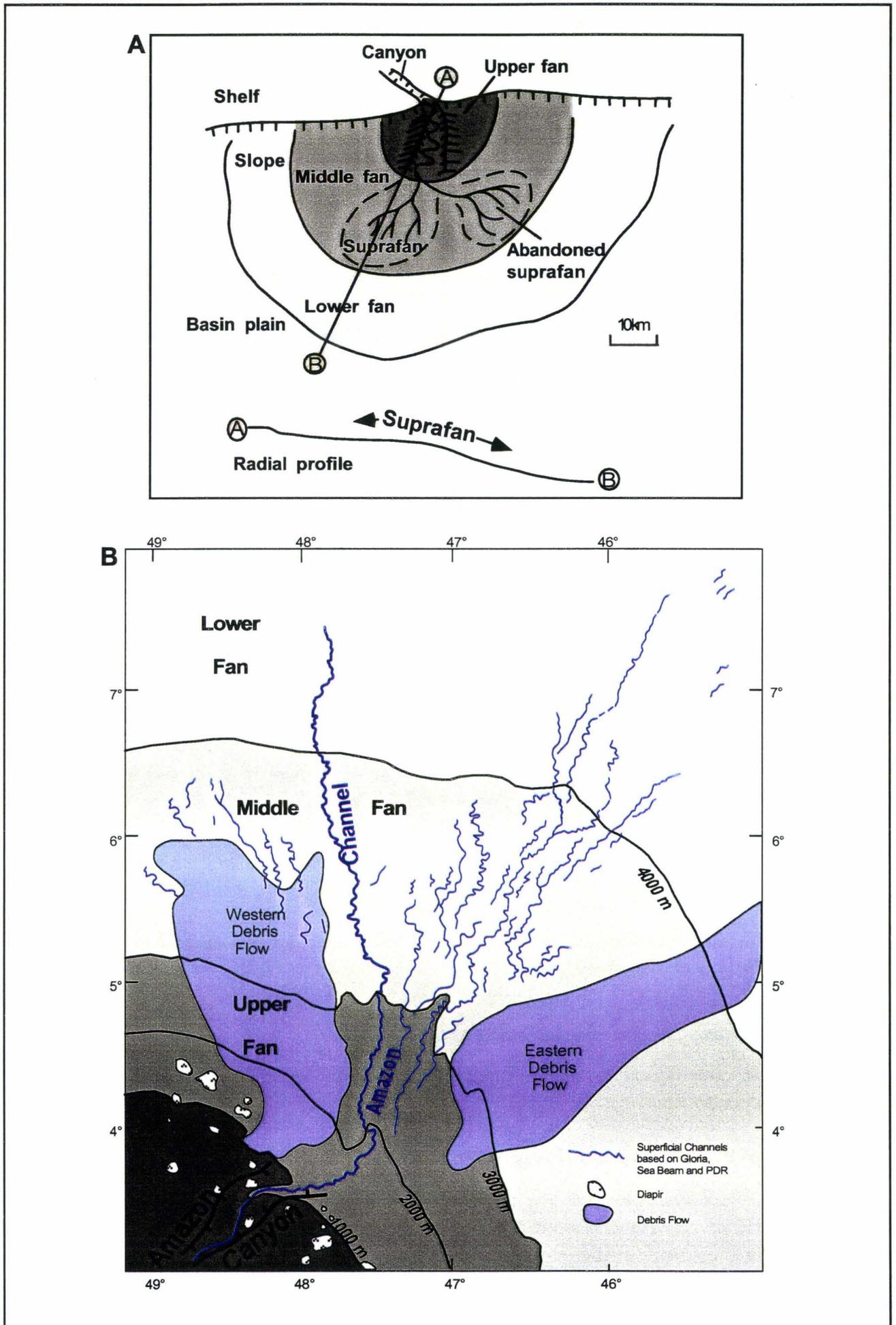


Fig.11.3. Comparaison entre le modèle morpho-sédimentaire général de Normark (1970) (A) et celui de l'Amazonie (Flood *et al.*, 1991) (B). Noter le développement de chenaux dans le 'ower fan' de l'Amazonie.

clinoformes, vers le bassin ; ils sont plus étroits, isolés et ne montrent pas de migration marquée suivant la direction de progradation. Le remplissage des vallées incisées est constitué par des dépôts fluviatiles, puis estuariens [Allen & Posamentier, 1993 ; Morton & Suter, 1996 ; Wood *et al.*, 1994 ; Reynaud *et al.*, soumis à JSR].

II.4.1.2. Les canyons sous-marins :

Les canyons sous-marins représentent de grandes vallées dont la formation est liée à l'action localisée des processus gravitaires profonds ; ils ont une profondeur généralement comprise entre 200 et 900 m, et une largeur supérieure à 3 km [Pickering *et al.*, 1989]. Deux interprétations principales sont souvent évoquées pour expliquer l'origine de ces structures :

● La première hypothèse fait intervenir une **connexion directe entre les systèmes fluviatiles et les canyons** qui serait réalisée pendant les baisses importantes du niveau marin relatif. Dans cette hypothèse, le creusement du canyon serait principalement déterminé par les courants de turbidité. En effet, lors des baisses importantes du niveau marin relatif, d'importants volumes de sédiments transitent sur la plate-forme et le talus depuis le débouché des distributaires fluviatiles ; pendant cette période, la fréquence et l'intensité des processus gravitaires augmentent dans le domaine profond et amorcent le creusement du canyon au pied du talus. Plusieurs travaux [Nelson *et al.*, 1970 ; Shepard, 1981 ; Twichell *et al.*, 1986 ; Pickering *et al.*, 1989] soulignent l'importance des courants turbiditiques de haute densité et de grande vitesse dans le développement des canyons sous-marins.

● La deuxième hypothèse fait intervenir des **glissements gravitaires** qui s'initient au niveau de la pente ; leur évolution rétrogressive conduirait à la formation de canyons [Pickering *et al.*, 1989]. Ces gouttières peuvent ultérieurement se connecter à des sources sédimentaires situées sur le rebord de plate-forme, et les courants turbiditiques deviendraient alors le processus majeur de creusement du canyon [Farre *et al.*, 1983]. Dans ce cas, la source d'apports peut être une embouchure de fleuve, les courants de dérive littorale ou des suspensions générées par l'action de la houle et de la marée en tête de canyon.

En fonction de leur stade d'évolution, deux types de canyons sous-marins peuvent être définis [Farre *et al.*, 1983] :

● **Les canyons sous-marins immatures** :

Ils se caractérisent par des vallées sous-marines dont le développement n'atteint pas le rebord de plate-forme.

● **Les canyons sous-marins matures** :

Ils sont caractérisés par des gouttières dont le développement dépasse le rebord de plate-forme et peuvent être connectés à des systèmes fluviatiles à la faveur de vallées incisées. La connexion avec les vallées incisées marquerait le passage entre le stade immature et le stade mature.

Cependant, le mode de remplissage des canyons directement alimentés par des systèmes fluviatiles n'est pas encore clairement établi [Pickering *et al.*, 1989, 1995 ; Bruhn & Walker, 1995, 1997].

Tableau II.3 : Comparaison des paramètres des canyons sous-marins et des vallées incisées

Paramètres	Canyon	Vallée incisée
Localisation :	Pied de pente et plaine abyssale	Rebord de plate-forme
Initiation :	Baisse du niveau marin relatif Glissements régressifs	Baisse du niveau marin relatif
Processus impliqués :	Turbiditiques glissements régressifs	Fluviatiles
Largeur :	> 3 km	< 3 km
Longueur :	30-300+ km	30+ km
Profondeur :	200-900 m	[10-200m]

II.4.2. L'éventail moyen (*middle fan*) :

L'éventail moyen marque la fin de la vallée principale d'alimentation. Ce domaine est marqué par l'élargissement de l'éventail et le développement d'un réseau de distribution qui confère une forme convexe à l'enveloppe externe [Normark, 1978]. Dans le détail, le réseau de distribution se compose de systèmes de chenaux-levées sinueux. Les chenaux sous-marins représentent des conduits sédimentaires qui accommodent et canalisent les **flux turbiditiques** vers le bassin profond où ils peuvent développer des grands lobes [Mutti & Normark, 1991]. Leur largeur est généralement inférieure à 4 km dans les systèmes profonds récents [Flood *et al.*, 1991]. En fonction de l'intensité des courants turbiditiques, Mutti & Normark [1991] distinguent trois types de chenaux (**Fig. II.4**) :

II.4.2.1. Les chenaux érosionnels :

Leur développement est lié à des courants turbiditiques érosifs, notamment les courants de haute densité [Mutti & Normark, 1987, 1991].

II.4.2.2. Les chenaux dépositionnels :

Le mode de construction de ces structures est lié à des processus dépositionnels [Mutti & Normark, 1987, 1991]. Ce type de chenaux est généralement associé au développement de levées et d'une sinuosité marquée [Damuth & Normark, 1991 ; Flood *et al.*, 1991 ; Lopez, 1997].

II.4.2.3. Les chenaux érosionnels/dépositionnels :

Dans les éventails sous-marins récents, le relief des chenaux peut provenir de la combinaison des deux processus précédents [Mutti & Normark, 1991]. Ils caractérisent souvent le domaine de transition entre les chenaux érosifs et les lobes [Mutti & Normark, 1987, 1991].

II.4.3. L'éventail inférieur (*lower fan*) :

L'éventail inférieur se caractérise par des gradients de pente très faibles et représente la zone de dépôt des lobes [Normark, 1978]. Toutefois, d'autres études [Nelson, 1970, Flood *et al.*, 1991] ont montré que des chenaux distributaires peu profonds peuvent être représentés sur la partie amont des lobes.

A. Les différents types de chenaux turbiditiques sous-marins:

MODERNES



Chenaux érosifs



Chenaux érosifs/dépotionnels



Chenaux dépôtionnels

D'après Normark 1970

FOSSILES

Largeur du chenal
* 10 - 100m



Chenal érosionnel



chenal mixte érosionnel/
dépotionnel



Chenal dépôtionnel rempli
alternativement par des
intervalles argileux et gréseux

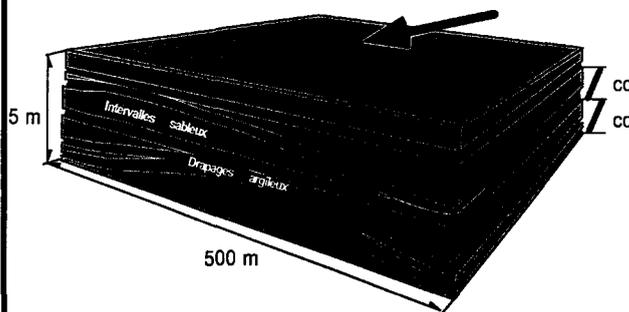


Chenal dépôtionnel rempli
par des faciès de grès
grossiers amalgamés.

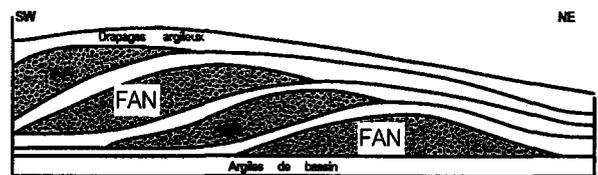
Épaisseur des chenaux individuels - séquences de remplissage
x 10 - 100 m

D'après Mutti & Normark, 1987

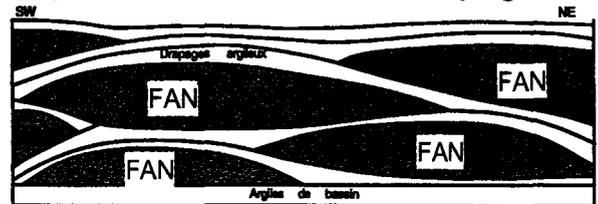
B. Les cycles de compensation des dépôts turbiditiques :



Progradation amont-aval ←



Coupe transversale des éventails progradants



D'après Nielsen (1990)

Remarque : Les cycles de compensation peuvent être observés à toutes les échelles

Fig. II.4 : A. Les différents types de chenaux sous-marins reconnus en contextes fossiles et actuels. B. Illustration des cycles de compensation des dépôts turbiditiques. Modifié de Duc [documents internes Elf EP ; d'après Normark, 1970 ; Mutti & Sonnino, 1981 ; Mutti & Normark, 1987 ; Nielsen, 1990).

II.5. LES MODELES SEDIMENTOLOGIQUES DES EVENTAILS SOUS-MARINS RECENTS :

Les développements récents de la sismique haute résolution et de techniques de carottage permettent, depuis une dizaine d'années, de reconnaître dans le détail les processus et les environnements sédimentaires des éventails sous-marins récents [Damuth & Normark, 1991 ; Droz *et al.*, 1996].

II.5.1. Les caractéristiques principales des éventails sous-marins récents :

• Les systèmes de chenaux-levées :

Les systèmes de chenaux-levées représentent le motif stratigraphique de base de l'édification des éventails sous-marins récents ; ces systèmes seraient directement alimentés par des systèmes fluviatiles, en périodes de crues importantes [Damuth & Normark, 1991 ; Normark *et al.*, 1998]. Les écoulements hyperpycnaux qui résultent des apports fluviatiles s'écoulent de manière continue sur le fond. Progressivement, sous l'effet ascensionnel de la turbulence, la fraction fine est expulsée du corps de l'écoulement sous forme de panaches. Ces panaches vont se déposer latéralement et construire des levées argileuses qui sont responsables du caractère perché du chenal et de sa stabilité [Lopez, 1997]. Au cours du transport, la charge de fond devient donc de plus en plus sableuse ; la perte de charge solide est compensée par la diminution de la section du chenal pour maintenir le transit sédimentaire [Lopez, 1997].

• Le développement de la sinuosité :

Les chenaux turbiditiques dépositionnels observés dans les éventails sous-marins récents présentent des sinuosités comparables à celles des chenaux fluviatiles [Mutti & Normark, 1991 ; Droz *et al.*, 1996 ; Lopez, 1997]. Les études réalisées sur les systèmes fluviatiles [Schumm *et al.*, 1972 ; Schumm, 1981] ont permis de montrer que les chenaux sinueux sont en général issus de l'évolution d'un chenal rectiligne. La sinuosité exprime le rapport de la longueur du chenal mesuré selon son axe à celle de la distance rectiligne parcourue par le chenal [Rigaut, 1997]. Une sinuosité de l'ordre de 1,4 à 1,7 (ou plus) définit des chenaux méandriformes.

Le développement d'un tracé sinueux à méandriforme est contrôlé par : (i) le débit de l'écoulement ; (ii) la viscosité de l'écoulement ; (iii) la tension entre l'écoulement et la surface de glissement ; (iv) la pente ; (v) le freinage de l'écoulement induit par la surface de glissement et la nature des sédiments [Rigaut, 1997]. Ces variables interagissent entre elles pour aboutir à la formation d'un tracé sinueux. Il apparaît que pour un débit suffisant, le freinage de l'écoulement induit par la surface de glissement favorise la formation d'un écoulement méandriforme ; ce tracé correspondrait à la localisation du maximum de frottement de l'écoulement [Rigaut, 1997]. Un tracé sinueux nécessite un débit suffisant pour que la force centrifuge de l'écoulement puisse surpasser l'action des forces de tension ; si le débit est trop important, ces forces de tension ne peuvent plus assurer le maintien de l'écoulement qui va alors se briser en "gouttelettes" [Rigaut, 1997]. L'augmentation du débit et de l'énergie a pour effet de diminuer la sinuosité maximale développée par le chenal.

Les morphologies sinueuses observées au niveau des chenaux turbiditiques sous-marins suggèrent des écoulements lents, de faible densité et de durée relativement importante [Rigaut, 1997].

11.5.2. Exemple de l'éventail profond quaternaire de l'Amazonie (Fig. II.5) :

L'éventail profond de l'Amazonie est l'un des plus grands éventails sous-marins récents. La quantité et la qualité des données acquises ont permis de l'étudier en détail [Flood *et al.*, 1991 ; Lopez, 1997], de manière à préciser les mécanismes de croissance d'un éventail sous-marins récent.

Le modèle proposé par Lopez [1997] (Fig. II.5) montre que l'éventail de l'Amazonie s'organise suivant des complexes sédimentaires qui sont encadrés par des intervalles épais de coulées de débris. Chaque complexe sédimentaire est constitué par des systèmes de chenaux-levées méandriformes déposés par compensation dans les zones topographiques basses. Les systèmes de chenaux-levées successifs se développent par phénomène d'avulsion et rupture du profil d'équilibre. Les premiers stades de développement d'un nouveau chenal sont précédés par la mise en place d'une nappe sableuse dans une zone topographique basse (Harps = *High amplitude reflector packets*) ; le système se construit ensuite par aggradation sur cette nappe, jusqu'à l'obtention d'un nouveau profil d'équilibre. Des coulées de débris peuvent s'initier sur les flancs des levées et s'intercaler entre les systèmes de chenaux-levées.

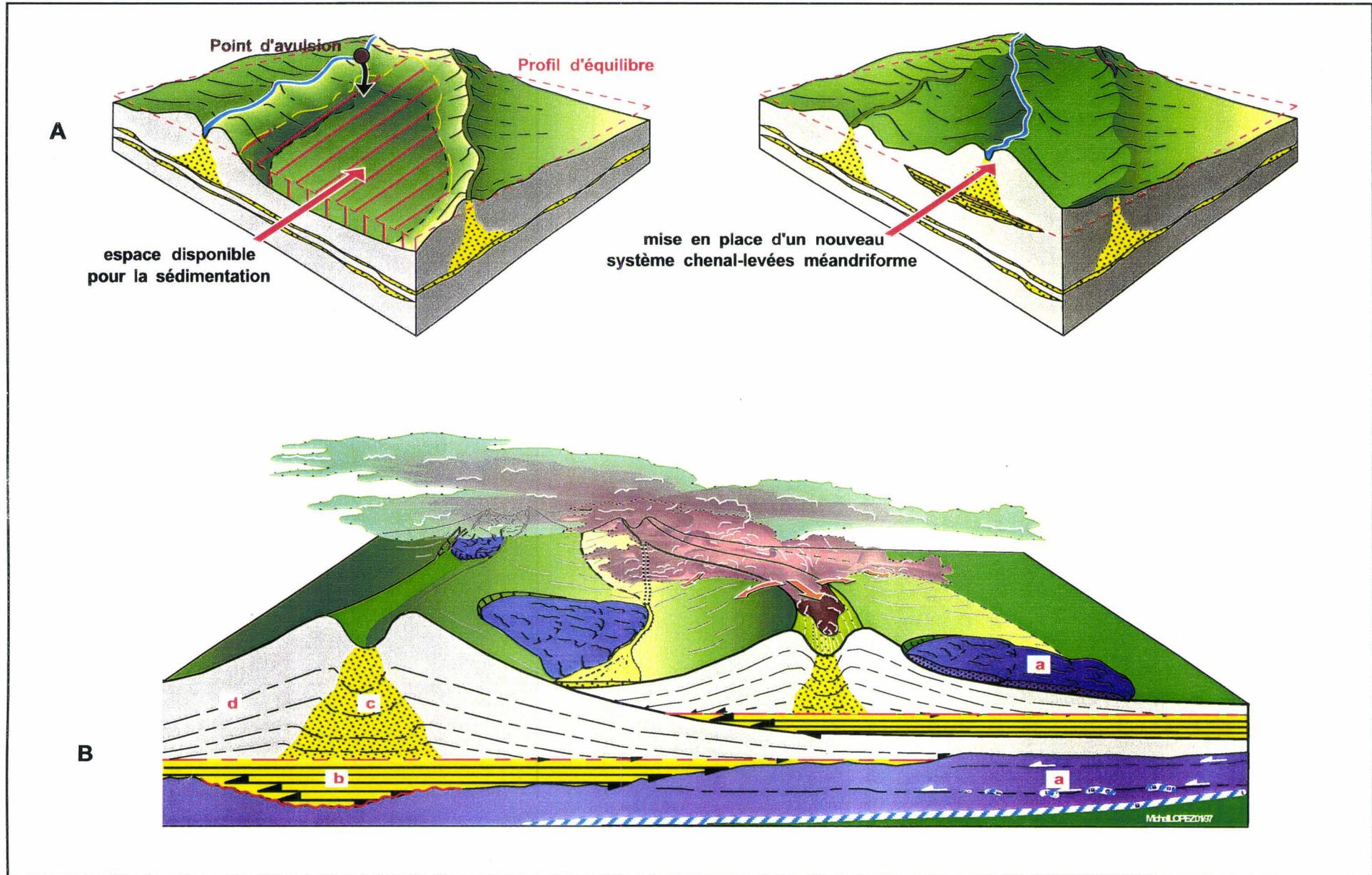


Fig. II.5 : A. Processus d'avulsion de chenaux turbiditiques. B. Modèle de dépôt des systèmes de chenaux-leveés dans l'éventail profond quaternaire de l'Amazonie : systèmes de chenaux-leveés sinueux déposés par compensation dans les zones topographiques basses : a. Coulées de débris, b. nappe sableuse (Harps), c. Chenal sableux, d. levée silto-argileuse. d'après Lopez (1997).

II.6. LES MODELES DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE :

II.6.1. Définitions :

L'avènement et l'amélioration des modèles de stratigraphie séquentielle ont permis d'institutionnaliser le découpage de l'enregistrement sédimentaire en plusieurs ordres de séquences emboîtées. En particulier, ces modèles offrent l'avantage de replacer les éventails sous-marins dans un cadre chronostratigraphique et de prédire les géométries et la localisation des cortèges sédimentaires associés.

La stratigraphie séquentielle a pour fondement l'étude de la géométrie des dépôts sur les bordures de plates-formes à partir de l'analyse des configurations des réflecteurs sismiques [Vail *et al.* 1977 ; Courel *et al.*, 1997]. L'unité fondamentale de la stratigraphie séquentielle est la séquence de dépôt [Van Wagoner *et al.*, 1988] ; elle est définie comme une suite relativement conforme de strates liées génétiquement, limitée à son sommet et à sa base par des discordances (*unconformities*) ou leurs surfaces conformes [Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier *et al.*, 1991 ; Mitchum *et al.*, 1994 ; Van Wagoner *et al.*, 1988]. La séquence de dépôt est le résultat d'un cycle complet de variation du niveau marin relatif marqué par deux périodes de chute.

La stratigraphie séquentielle permet de distinguer trois paramètres déterminants qui contrôlent l'enregistrement sédimentaire :

- (i) L'**eustatisme** ;
- (ii) La **subsidence totale** ;
- (iii) Le **flux sédimentaire**.

Le **climat** n'intervient pas comme un paramètre direct, mais il intervient au travers de l'eustatisme et du flux sédimentaire [Guillocheau, 1995].

II.6.1.1. La notion d'espace disponible :

L'eustatisme, la tectonique et la physiographie du bassin permettent de définir la notion d'**espace disponible**. L'espace disponible correspond à la différence entre le niveau marin absolu et le niveau topographique du fond de l'eau ; cet espace et sa variation au cours du temps peuvent être compris en imaginant un réceptacle à sédiments dont le volume et la forme varieraient constamment au cours du temps [Schulbaum, 1996].

II.6.1.2. La notion de niveau marin relatif :

En domaine continental, la notion de niveau de base est utilisée à la place de niveau marin relatif pour expliquer la cyclicité des dépôts ; elle se définit comme une surface abstraite qui oscille de part et d'autre de la surface physique terrestre. C'est la position du niveau de base par rapport à la surface topographique qui conditionne le *flux sédimentaire* (apport, départ ou transfert de matériel).

Le terme de **niveau marin relatif** est récurrent dans la littérature et constitue un bon descripteur de l'espace disponible, en milieu marin [Schulbaum, 1996]. Le niveau marin relatif oscille entre des positions hautes et des positions basses ; ces oscillations cycliques se traduisent par des migrations de l'espace disponible. Le déplacement de l'espace disponible au cours du temps et dans l'espace permet de prédire la géométrie, la position et la nature des dépôts sédimentaires :

- **Si le niveau marin relatif descend en dessous du rebord de plate-forme, il se produit une destruction de l'espace disponible, en amont ; il y'a donc érosion et départ d'une certaine masse de sédiments.** En effet, en périodes de baisse du niveau marin relatif, il se produit une rupture du profil d'équilibre des systèmes fluviatiles et leur encaissement. Les fleuves incisent alors profondément le plateau continental de manière à rattraper le niveau de base ; il en résulte des vallées incisées dans le domaine sub-aérien et des canyons dans le domaine sous-marin. Ces structures chenalisantes permettent d'alimenter des éventails sous-marins profonds en aval, là où il est préservé de l'espace pour la sédimentation. La surface d'érosion qui en résulte est liée au transit sédimentaire ; elle est appelée discontinuité de type 1 par Vail *et al.* [1977].

- **Si le niveau marin relatif remonte au dessus de du rebord de plate-forme il y a création d'espace disponible pour accumuler les sédiments vers le continent.**

II.6.1.3. Hiérarchisation des discontinuités stratigraphiques et des séquences :

Les discontinuités génèrent, en général, des réflecteurs facilement identifiables, dus aux contrastes lithologiques entre les strates qui les encadrent. Bien qu'il s'agisse d'événements diachrones à l'échelle régionale, les surfaces de discordance sont assimilées à des lignes-temps qui peuvent être datées à l'endroit où le hiatus est le moins important, c'est-à-dire là où le hiatus passe à une surface de concordance stratigraphique [Vail *et al.*, 1977 ; Courel *et al.*, 1997]. Les différences angulaires éventuelles sont soulignées, en dessous de la discordance, par des biseaux sommitaux (*top lap*), et au-dessus par des biseaux d'agradation (*on lap*) et/ou de progradation (*down lap*).

Les discontinuités stratigraphiques sont principalement le produit de l'interaction entre le flux sédimentaire et l'espace disponible (dépôt et non dépôt). Elles sont classées en trois grandes familles :

- ❶ Les **surfaces d'érosion** (*sequence boundaries*) qui sont liées à la diminution de l'espace disponible et à la translation des dépôts littoraux vers le domaine bassinal.

- ❷ Les **surfaces de transgression** (*transgressive surfaces*) qui sont liées à la montée du niveau marin relatif.

- ❸ Les **surfaces d'inondation maximale** (*maximum flooding surfaces*) qui sont liées au piégeage des apports clastiques en domaine amont et à la décantation de la fraction fine en domaine distal, en relation avec le maximum de montée du niveau marin relatif.

L'enregistrement sédimentaire peut être hiérarchisé en plusieurs ordres de séquences emboîtées, en relation avec le signal de variation du niveau marin relatif [Vail *et al.*, 1977, 1991 ; Haq *et al.*, 1988 ; Guillocheau, 1995 ; Miall, 1997]. Cinq ordres de grandeur partant des cycles de Milankovitch (paramètres orbitaux de la terre) aux cycles d'activité tectonique sont généralement décrits dans la littérature :

- Les **séquences de 1^{er} ordre** : elles sont en relation avec les cycles à **basse fréquence et non périodiques** de 1^{er} ordre (mégacycles), d'une durée supérieure à 50 Ma. Ces cycles comprennent en particulier les cycles "pangéens" (200-500 Ma) résultant de la formation et de la fragmentation de super-continents [Miall, 1997].

- Les **séquences de 2^{ème} ordre** : elles sont en relation avec des cycles à **basse fréquence et non périodiques** de 2^{ème} ordre (supercycles), d'une durée de 3 à 50 Ma. Les séquences enregistrent essentiellement des cycles d'augmentation-diminution de la profondeur d'eau liés à des événements tectoniques globaux [Guillocheau, 1995 ; Miall, 1997]. Ces événements tectoniques se marquent par des variations de vitesse de subsidence (extension crustale, flexuration lithosphérique, contraction thermique) [Guillocheau, 1995], de soulèvement de la lithosphère, de subduction et d'expansion océanique [Einsele, 1992].

- Les **séquences de 3^{ème} ordre** : elles sont en relation avec des cycles de troisième ordre d'une durée de 0.5 à 3 Ma. Elles correspondent aux séquences de dépôt de la stratigraphie séquentielle au sens de Vail *et al.* [1977], et aux groupements d'unités génétiques au sens de Homewood *et al.* [1992]. La part relative de l'eustatisme et de la tectonique dans le contrôle de cette séquence de troisième ordre fait l'objet d'un débat depuis une dizaine d'années. Vail *et al.* [1977] attribuent un contrôle essentiellement eustatique, donc global, à cette séquence. Selon Cloetingh [1988] et Miall, [1997], les fluctuations du niveau marin relatif de troisième ordre seraient principalement contrôlées par la tectonique régionale, ce qui conduit à enlever à cette séquence son caractère global.

- Les **séquences de 4^{ème} et de 5^{ème} ordre** : elles sont en relation avec des cycles **périodiques** de 4^{ème} ordre (de 0.08 à 0.5 Ma) et de 5^{ème} ordre (inférieur à 0.08 Ma) qui engendrent les **séquences à haute résolution** [Guillocheau, 1995] ; c'est-à-dire les paraséquences [Van Wagoner *et al.*, 1990] et les unités génétiques [Homewood *et al.*, 1992]. La différence entre la paraséquence et l'unité génétique réside dans la nature des surfaces limites et leurs critères de reconnaissance. La paraséquence est définie entre deux surfaces de ravinement consécutives, induites par des inondations marines ; par contre, l'unité génétique représente le plus petit cycle de régression-transgression limité par des maxima d'inondation [Schulbaum, 1996]. Les mesures de fréquence [Scwarzacher & Fischer, 1982 ; Foucault, 1992 ; De Boer & Smith, 1994 ; *in* Guillocheau, 1995] montrent une gamme de périodes qui serait identique à celle des variations des paramètres orbitaux de la terre par rapport au soleil.

Tableau II.4 : Synthèse sur les cycles stratigraphiques et leur origine

Ordre du cycle	Durée (Ma)	Autres terminologies	Nature des cycles	Origine des cycles
1 ^{er}	>= 50	Mégacycle (Vail <i>et al.</i> , 1977)		Cycle global de formation et de fragmentation de super-continentes (200-500 Ma)
2 ^{ème}	3-50	Supercycle (Vail <i>et al.</i> , 1977) Séquence tectono-stratigraphique (Sloss, 1963)	Séquences à basse fréquence, non périodiques de « transgression-régression » (durée comprise entre 10 et 40 Ma).	Evénements tectoniques globaux contrôlant la formation et les principales phases d'évolution des bassins
3 ^{ème}	0.5-3	Séquence de dépôt (avec cortèges de dépôt associés)	Séquences à moyenne fréquence, cycliques non périodiques (entre 1 et 10, voire 15 Ma)	1. Les cycles régionaux à locaux des mouvements du substratum induits par la cinématique régionale des plaques et les changements du régime des contraintes intra-plaques. 2. L'eustatisme
4 ^{ème} et 5 ^{ème}	<=0.5	Paraséquences Unités génétiques Cyclothème (Wanless & Weller, 1932)	Séquences à haute fréquence, cycliques périodiques (moins de 1 Ma)	Les cycles globaux liés au forçage orbital (cycles de Milankovitch, glacio-eustatisme, cycles de productivité organique, etc...)

II.6.2. Le modèle général de la stratigraphie séquentielle (Fig. II.6) :

L'approche séquentielle des éventails sous-marins a été, à l'origine, développée à l'échelle de la sismique basse résolution, sur les marges passives matures [Vail *et al.*, 1977]. Les modèles qui en ont résulté sont donc essentiellement géométriques. L'absence de contrainte sédimentologique et tectonique de ces modèles fait l'objet d'après discussions depuis 1977. Mais les perfectionnements réalisés depuis une dizaine d'années permettent d'associer aujourd'hui des environnements sédimentaires à ces modèles [Mitchum *et al.*, 1994].

❶ La nomenclature de Vail *et al.* [1977] :

Le modèle général de la stratigraphie séquentielle a été défini à l'échelle de la séquence de troisième ordre (0.5 à 3 Ma) [Vail *et al.*, 1977]. Cette séquence de dépôt est définie entre deux discontinuités érosives et leurs surfaces corrélatives ; elle comprend, de la base vers le haut, un cortège de bas niveau (*LST*), un cortège transgressif (*TST*) et un cortège de haut niveau (*HST*). Les éventails sous-marins sont principalement développés dans le cortège de bas niveau. Ce cortège présente de la base au sommet un éventail très sableux dans le domaine de talus à bassin (*Basin Floor Fan*) qui est surmonté par un éventail complexe de chenaux-levées dans le domaine de pente (*Slope Fan Complex*) et d'un complexe progradant (*Prograding Complex*). Un des points souvent débattu concerne l'absence de contrainte sédimentologique du premier modèle de stratigraphie séquentielle de Vail *et al.* [1977]. Mais, les perfectionnements réalisés depuis 1977 permettent aujourd'hui d'associer des faciès diagraphiques et lithologiques à ce modèle [Mitchum *et al.*, 1994].

• **Les éventails à fort potentiel sableux (*Basin Floor Fans*) :**

Ils correspondent aux dépôts profonds qui surmontent directement les discontinuités érosives majeures, dans le domaine du talus au bassin. Leur développement est étroitement lié aux processus fluviaux et aux glissements rétrogressifs qui deviennent très importants en périodes de baisse du niveau marin relatif [Mitchum *et al.*, 1994]. L'action des écoulements fluviaux et des courants hyperpycnaux qui en résultent est à l'origine de la formation de vallées incisées et de canyons sous-marins, en amont ; ces structures chenalisantes sont séparées des dépôts de chenaux et de lobes par une zone de transit. Selon Mitchum *et al.* [1994], ce type d'éventails est en général constitué de sables propres et bien triés.

• **Les complexes de chenaux-levées (*Slope Fan Complex*) :**

Les complexes de chenaux-levées correspondent aux dépôts profonds qui surmontent les éventails à fort potentiel sableux, sur le domaine de pente (**Fig. I.6**). Lorsque les éventails à fort potentiel sableux n'existent pas, les complexes de chenaux-levées peuvent surmonter directement la discordance basale. La limite supérieure de ces éventails est souvent représentée par la surface de *down-lap* du complexe progradant sus-jacent. La sédimentation profonde actuelle est représentée par des éventails de chenaux-levées. Le développement de **systèmes de chenaux-levées** et de **coulées de débris** associés serait réalisé pendant la phase terminale de baisse du niveau marin relatif et au début de sa remontée [Mitchum *et al.*, 1994]. Vers le bassin, les systèmes de chenaux-levées passent progressivement à des lobes sableux.

Le complexe progradant qui surmonte les éventails de chenaux-levées (*Slope Fan*) se caractérise par une progradation-agradation des corps turbiditiques associés (*Shingled turbidites*). Ce complexe progradant est surmonté par une surface d'inondation maximale qui correspond au maximum de remontée du niveau marin relatif [Mitchum *et al.*, 1994].

• **La nomenclature de Mutti [1992] :**

Une nouvelle nomenclature a été proposée par Mutti [1992] pour expliquer d'une part l'évolution séquentielle des éventails sous-marins des marges passives matures et d'autre part le passage progressif des éventails à fort potentiel sableux aux éventails de chenaux-levées. Trois types principaux d'architectures turbiditiques ont été proposées par Mutti [1992] sur la base de la position des chenaux et des lobes et de la nature sédimentologique de ces éléments architecturaux, en relation avec les variations du niveau marin relatif :

• **Type I : *Channel-detached lobes*** : Ce type d'architecture correspond aux éventails très sableux de la nomenclature de Vail *et al.* [1977, 1991]. Dans ce système, les lobes sont détachés des chenaux, à la faveur d'une importante zone de transit.

• **Type II : *Channel-attached lobes*** : Ce type d'architecture se développe à la fin de la baisse du niveau marin relatif et au début de sa remontée. Pendant cette période, les chenaux passent directement à des lobes turbiditiques qui se mettent en place par phénomène de compensation, c'est-à-dire dans les zones topographiques basses. Les chenaux et les lobes

sont constitués par des intervalles gréseux épais ; la zone de transition se marque par des grès massifs.

- **Type III : *Channel-levees complex*** : Les complexes de chenaux-levées se développent en période de haut niveau marin relatif ; ils correspondraient à la partie supérieure du *Slope Fan*. La lithologie de ce complexe est essentiellement argileuse, la fraction sableuse étant confinée dans des chenaux étroits.

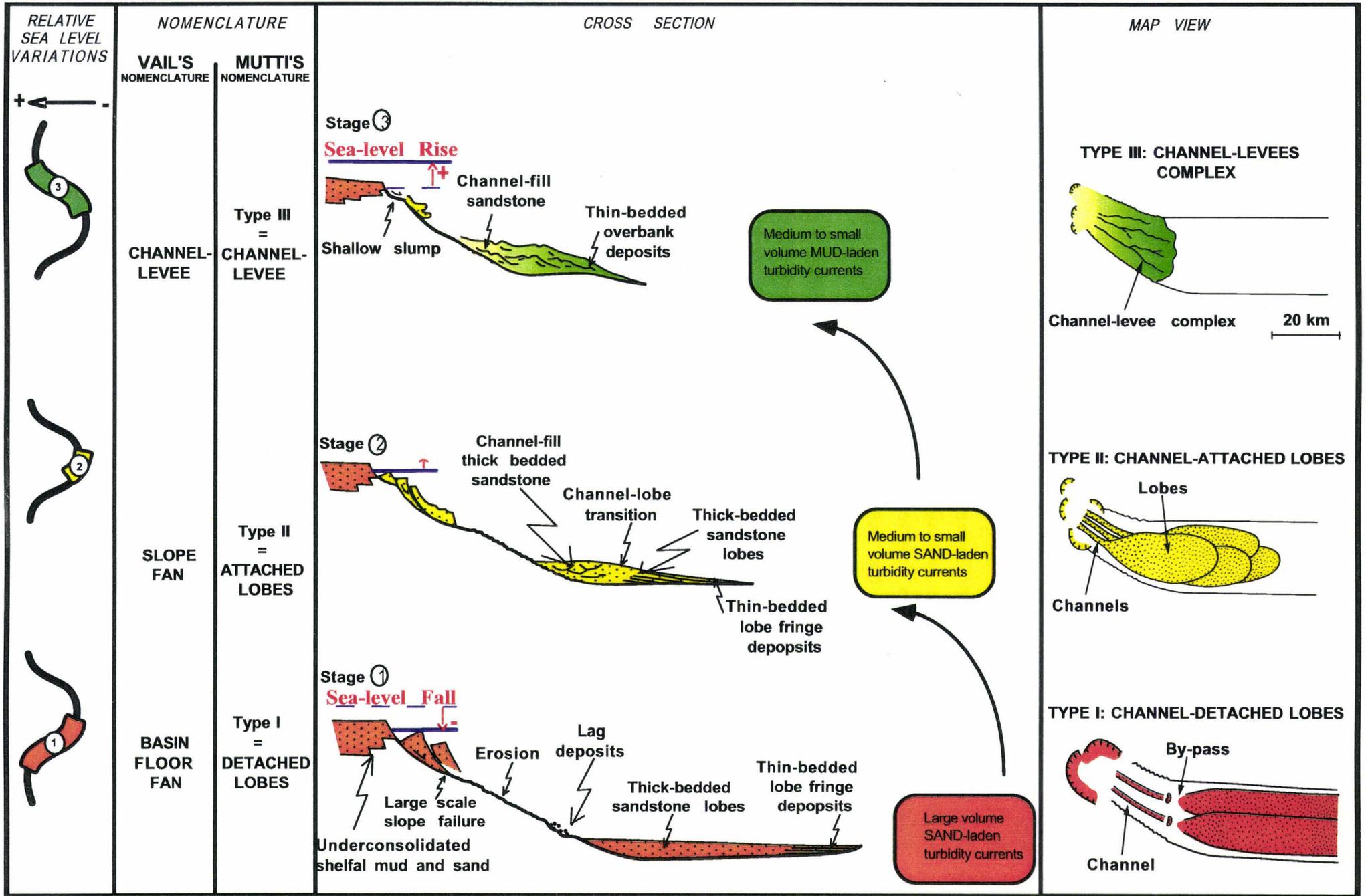


Fig. II.6: Mature Passive Margin Turbidite Systems Model - Relationship between relative sea-level variations, Fan facies and Geometries. modified after J. GERARD, (1996, *Elf report*), MUTTI (1992) et VAIL et al. (1977).

II.7. Conclusion :

Ce tour d'horizon sur l'état des connaissances en matière d'éventails sous-marins des marges passives matures montre la difficulté de développer un modèle intégrant l'ensemble des processus qui gouvernent la croissance de ces éventails, notamment les processus de remaniement des dépôts turbiditiques par des courants profonds. La deuxième difficulté est de pouvoir concilier plusieurs échelles d'observation : (i) les affleurements ; (ii) la sismique pétrolière de basse résolution ; (iii) les outils haute résolution. L'échelle d'observation est dépendante de la nature des données et de la démarche utilisée. Par exemple, les éventails sous-marins récents sont généralement étudiés avec la sismique haute résolution, permettant ainsi d'obtenir des données ayant une exagération verticale d'environ 10:1 à plus de 20:1. Ce type d'outils permet une observation directe et détaillée de l'architecture des éventails sous-marins récents, du système d'alimentation et de la forme du bassin collecteur. Ces détails sont souvent altérés ou partiellement détruits dans les éventails sous-marins fossiles. Cependant, les modèles des éventails sous-marins récents n'intègrent pas de manière satisfaisante les discordances érosives majeures qui les limitent. En fait, ces modèles n'impliquent généralement que les complexes de chenaux-levées qui constituent actuellement l'essentiel de la sédimentation profonde des marges passives matures. L'application de ces modèles aux éventails sous-marins fossiles reste donc assez limitée. En effet, comme le montrent les modèles de stratigraphie séquentielle, les éventails sous-marins fossiles des marges passives matures peuvent comporter une partie basale constituée essentiellement de chenaux érosifs et de lobes sableux.

Les premiers modèles de stratigraphie séquentielle développés par Vail *et al.* [1977] et Posamentier *et al.* [1988] sont basés sur des données de sismique faible résolution et n'intègrent donc pas les processus et les faciès sédimentaires associés aux éventails sous-marins. Ces modèles sont considérés comme trop simplistes par les sédimentologues, car basés uniquement sur la configuration géométrique des dépôts. Cependant, ce type d'approche strictement stratigraphique permet de corréliser des éventails sous-marins superposés à l'échelle d'un bassin, et de les replacer dans un cadre chronostratigraphique.

L'utilisation d'une seule échelle de données ne permet donc pas d'approcher toutes les caractéristiques morphologiques et les processus sédimentaires ayant régi la construction d'un éventail sous-marin. Il paraît nécessaire d'intégrer plusieurs outils d'échelles différentes afin d'approcher de manière précise les mécanismes de construction des éventails sous-marins des marges passives matures.

PARTIE II : ARCHITECTURE REGIONALE

<p>CHAPITRE III : STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE D'APRES LA SISMIQUE DU PRISME SEDIMENTAIRE DE L'OGOUE</p>
--

III. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE D'APRES LA SISMIQUE DU PRISME SEDIMENTAIRE DE L'OGOUE

III.1. INTRODUCTION :

L'interprétation stratigraphique des sections sismiques consiste essentiellement en l'analyse des faciès sismiques, des séquences de dépôt et des variations relatives du niveau de la mer [Vail *et al.* 1977 ; Posamentier *et al.*, 1988]. L'analyse des séquences sismiques de dépôt nécessite l'identification, le pointé et l'interprétation géologique d'horizons sismiques remarquables (**discordances stratigraphiques**) calés sur des puits [Courel *et al.*, 1997].

Afin de préciser l'histoire Cénozoïque du prisme sédimentaire de l'Ogooué, nous avons étudié dans le détail une centaine de profils sismiques *dip* (perpendiculaire à la côte) espacés d'une dizaine de kilomètres, que nous avons croisés avec des lignes *strike* (parallèles à la côte) pour nous assurer de la correspondance des différents marqueurs et préciser la géométrie des dépôts.

Cette analyse nous a permis de caractériser les principaux faciès sismiques et de hiérarchiser les séquences stratigraphiques. Nous avons ainsi pu distinguer sept unités stratigraphiques principales limitées par des discontinuités d'extension régionale que nous avons pu recaler dans le temps grâce aux données biostratigraphiques de puits.

D'autre part, le pointé de ces discontinuités sur l'ensemble de la grille sismique (Fig. III.1) a permis de construire des cartes d'isopaques de chaque unité, d'appréhender les variations spatiales et temporelles des dépôts-centres, de préciser les principales directions d'apports sédimentaires et de réaliser des bilans sédimentaires. Ces résultats nous ont permis de préciser le cadre chronostratigraphique et les facteurs qui contrôlent le développement des discordances et le remplissage du segment de marge de l'Ogooué.

III.2. DEFINITION DES FACIES SISMQUES :

Dix principaux faciès sismiques ont été reconnus sur le prisme sédimentaire de l'Ogooué. Leur identification est fondée sur l'analyse de différents paramètres physiques : la continuité, l'amplitude, la fréquence et la configuration des réflexions qui a permis en particulier de classer ces faciès en quatre assemblages principaux (Figures III.2 & III.3) :

❶ Les sismofaciès à configuration parallèle à sub-parallèle :

- **Sismofaciès 1** : Il apparaît dans la partie distale du prisme sédimentaire, immédiatement sous la surface du fond de l'eau ; il se caractérise par des réflecteurs d'amplitude forte à moyenne et de bonne continuité qui soulignent une configuration parallèle. On peut noter une légère augmentation de la fréquence vers le haut. D'après Ravenne [1978], ce type de configuration suggère un taux de sédimentation constant sur une plate-forme uniformément subsidente ou dans un bassin stable.

- **Sismofaciès 2** : Il se trouve en dessous du Sismofaciès 1 ; il présente des réflecteurs discontinus et sub-parallèles, avec des fortes variations d'amplitude. Une variante de ce faciès présente une prédominance de réflecteurs continus et de très forte amplitude, avec une extension kilométrique à pluri-kilométrique. Le caractère variable de l'amplitude des réflecteurs sur une même ligne temps pourrait indiquer des variations latérales de composition ou d'épaisseur de faciès affectant le contraste d'impédance acoustique [Ravenne, 1978].

- **Sismofaciès 3** : Il se développe souvent au-dessus de la discordance intra-Mandorové et peut présenter des terminaisons en *on lap*. Il est marqué par une configuration sub-parallèle avec des réflecteurs de très faible amplitude et faible continuité à la base. Il indiquerait un milieu lité homogène.

- **Sismofaciès 4** : Il se développe dans des vallées incisées qui surcreusent le rebord des cliniformes progradants ; il se caractérise par des réflecteurs parallèles qui se terminent en *on lap* sur les parois des vallées. Cette géométrie caractéristique indiquant un taux de sédimentation constant en milieu de faible énergie [Vail *et al.*, 1977 ; Ravenne, 1978].

⊗ Le sismofaciès à configuration en monticule :

- **Sismofaciès 5** : Il présente une configuration en monticule allongé ; il se localise en pied de pente de prismes progradants. Il est surmonté en *down lap* par des cliniformes progradants. Les réflecteurs internes sont sub-parallèles, discontinus et présentent une amplitude variable.

⊗ Les sismofaciès à configuration de progradation :

- **Sismofaciès 6** : Il est représenté sur la pente par une configuration sigmoïde ; la partie supérieure, peu épaisse et faiblement pentée, passe latéralement vers le bassin à une partie médiane plus épaisse et plus pentée. La partie inférieure du prisme se raccorde tangentiellement à la surface de progradation suivant un intervalle de *down lap* faiblement penté. Les réflecteurs sont concordants, discontinus et présentent une amplitude faible à moyenne.

- **Sismofaciès 7** : Il s'agit d'un faciès à configuration sigmoïde-oblique que l'on rencontre également au niveau du rebord de plate-forme et sur la pente. La partie supérieure montre des *top set* horizontaux de réflexions sigmoïdes et des *top lap* de réflexions obliques remarquables au toit des prismes. Pour Ravenne [1978], cette configuration implique un mode de dépôt où alternent des phases de construction verticale et des phases de construction latérale avec transit dans la partie supérieure. L'énergie du milieu de dépôt serait donc assez élevée.

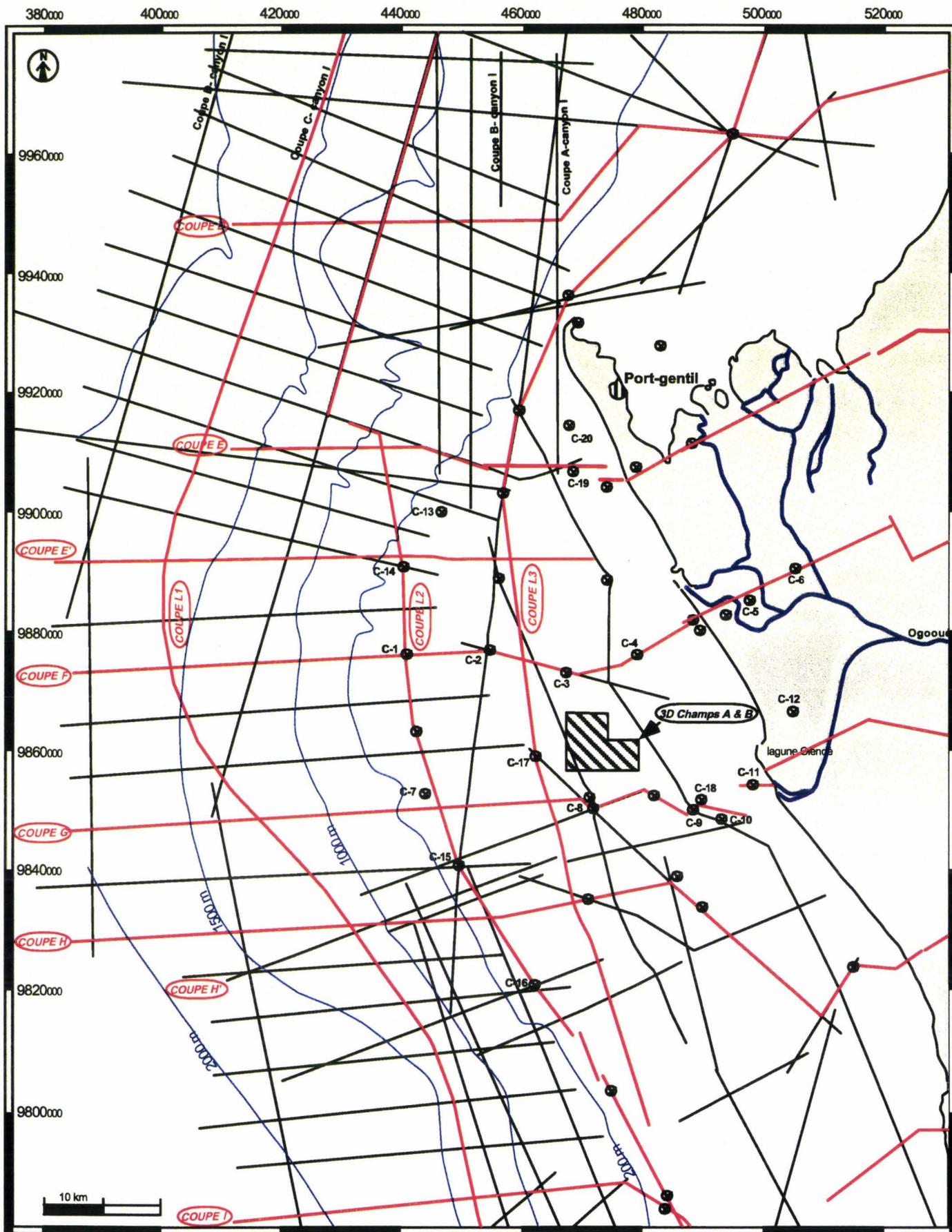
- **Sismofaciès 8** : Il s'agit d'un faciès à configuration sigmoïde proche de celle du sismofaciès 6 ; cependant, il s'en différencie par la localisation du premier empiètement côtier qui se situe dans la partie inférieure de la pente du prisme précédent, et par un

développement distal qui reste généralement isopaque depuis la partie médiane. Cette configuration pourrait être liée à un apport latéral de sédiments par rapport au profil.

④ **Les sismofaciès à configuration non cohérente** (cf. § **chapitre IV**) :

- **Sismofaciès 9** : Il se localise dans les structures de ravinement et se caractérise par des réflecteurs discontinus présentant un arrangement désordonné.

- **Sismofaciès 10** : Il s'agit d'un faciès chaotique à strates à faible continuité qui présente des géométries de loupes de glissement en amont et des réflecteurs faiblement ondulés en aval, les réflecteurs ondulés pouvant être fortement cisillés.



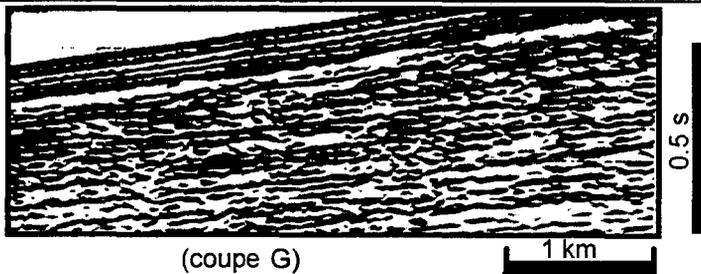
— Coupes sismiques principales — Courbes bathymétriques

Fig. III.1 : Localisation des lignes sismiques étudiées et des principaux puits de calage.

A. Sismofaciès à configuration parallèle à subparallèle

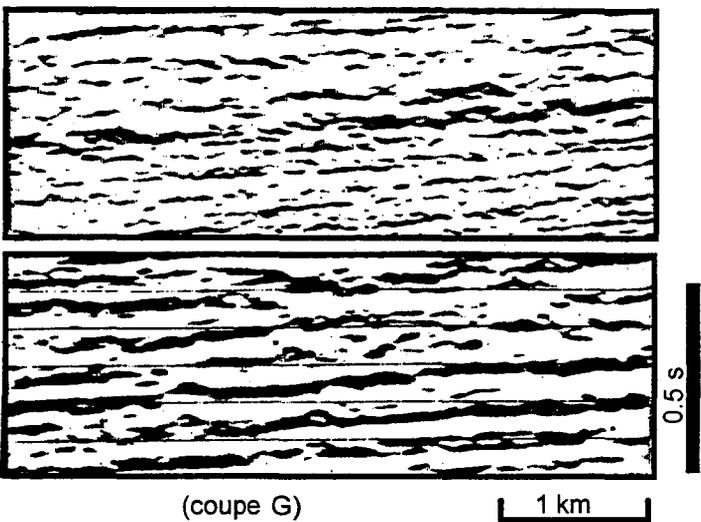
Sismofaciès 1 :

Faciès à configuration parallèle, avec une bonne continuité et une amplitude forte à moyenne. Légère augmentation de la fréquence vers le haut.



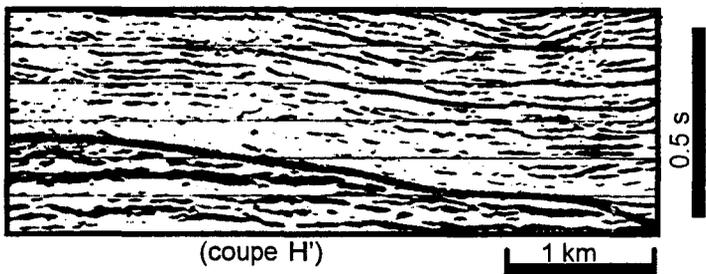
Sismofaciès 2 :

Faciès à configuration subparallèle avec des réflecteurs discontinus d'amplitude variable.



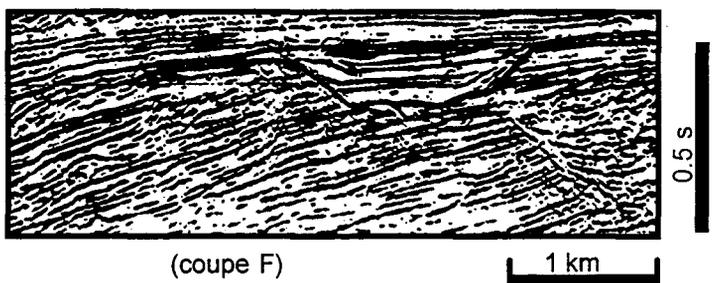
Sismofaciès 3 :

Faciès à configuration subparallèle avec des réflecteurs de très faible scontinuité et amplitude.



Sismofaciès 4 :

Faciès à configuration parallèle de remplissage de vallées incisées.



B. Sismofaciès à configuration en monticule

Sismofaciès 5 :

Faciès à configuration en monticule de bas de pente.

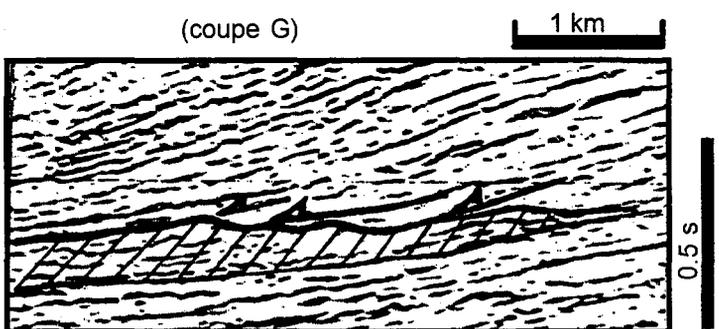
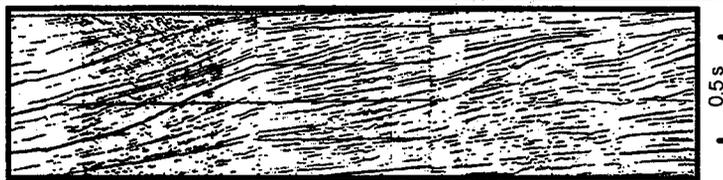


Fig. III.2 : A. Sismofaciès à configuration parallèle à subparallèle, B. Sismofaciès à configuration en monticule

C. Sismofaciès à configuration de progradation

Sismofaciès 6 :

Faciès à configuration sigmoïde avec des réflecteurs faiblement pentus. Réflecteurs de faible continuité, avec une amplitude faible à moyenne.



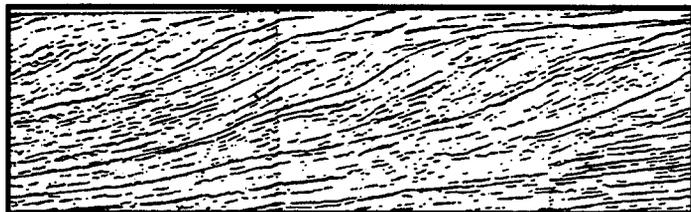
(coupe G)

1 km

0.5 s

Sismofaciès 7 :

Faciès à configuration sigmoïde-oblique marqué par des *top sets* et des *to laps* dans la partie supérieure. Réflecteurs discontinus d'amplitude faible à moyenne.



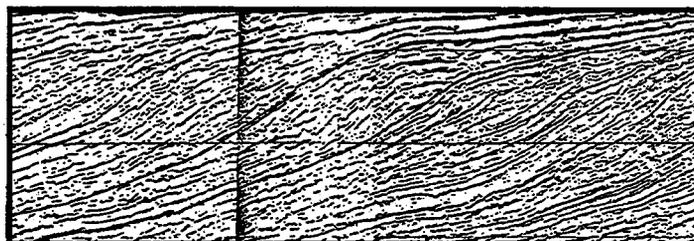
(coupe G)

1 km

0.5 s

Sismofaciès 8 :

Faciès à configuration sigmoïde de bordure de plateforme. Réflecteurs discontinus d'amplitude faible à moyenne.



(coupe F)

1 km

0.5 s

D. Sismofaciès à configuration non cohérente

Sismofaciès 9 :

Faciès à configuration non cohérente de remplissage de vallées incisées. Réflecteurs discontinus.



(coupe F)

1 km

0.5 s



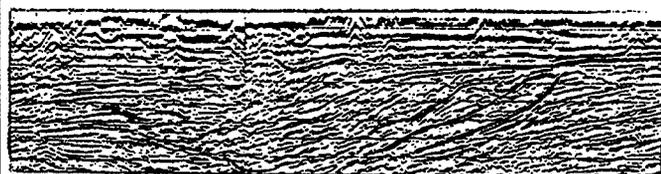
(coupe E)

1 km

0.5 s

Sismofaciès 10 :

Faciès légèrement chaotique de glissement. Réflecteurs de faible continuité et d'amplitude faible à moyenne



(coupe F)

1 km

0.5 s

Fig.III.3 : C. Sismofaciès à configuration de progradation, D. Sismofaciès à configuration non cohérente

III.3. LES PRINCIPALES DISCONTINUITES STRATIGRAPHIQUES - ELEMENTS DE DATATION :

Conformément aux concepts de surfaces de discontinuités définis au paragraphe **II.6.1.3.** (cf. § **chapitre II**), nous avons distingué neuf discontinuités stratigraphiques d'extension régionale, de la base du Maestrichtien à l'Actuel (**Tableau III.1**).

L'âge des discontinuités a été approché à partir des datations biostratigraphiques faites sur les déblais de forage par Elf-Gabon et consignées sur les fiches de calage puits-sismique. En complément, 18 puits ont fait l'objet d'une révision biostratigraphique, en particulier, l'étude des nannofossiles a permis d'affiner le découpage du Néogène dont la synthèse est représentée dans le **tableau III.2**.

Tableau III.1 : Les marqueurs sismiques utilisés dans l'étude

Super-Unités	Unités Stratigraphiques	Nom du marqueur	Position stratigraphique	Caractère sismique	Couleur de référence
Super-Unité de Progradation	Unité VII	base de l'unité VII	intra-Pliocène	surface d'érosion et de progradation, avec changement dans la direction des progradations	violet vif
	Unité VI	base de l'unité VI	base du Pliocène	première surface importante montrant un changement de direction et une intensification des progradations	vert foncé
	Unité V	base de l'unité V	intra-Miocène supérieure	réflecteur limitant les érosions de l'unité IV et marquant l'accélération des progradations	rose
	Unité IV	discordance intra-Mandorové	Miocène inférieur (passage Aquitanien/Burdigalien)	réflecteur de forte amplitude et de bonne continuité sur les niveaux érosifs ; dans le domaine distal. Elle est surmontée par un sismofaciès transparent.	violet foncé
Super-Unité d'Agradation	Unité III	base Mandorové	base Oligocène supérieur	réflecteur continu de forte amplitude ; il est surmonté par des réflecteurs de forte amplitude et de bonne continuité.	bleu marine
	Unité II	base Animba	base Eocène moyen	réflecteur de forte amplitude et de bonne continuité sur les niveaux érosifs	marron
	Unité I	base Ozouri	base Eocène moyen	réflecteur de très forte amplitude et de bonne continuité ; il forme souvent un doublet facile à suivre avec le réflecteur du toit de l'Ozouri	rouge
	Unité I	base Ikando	Paléocène inférieur	amplitude moyenne	vert clair
		base Ewongué	Maestrichtien (discontinuité intra-XVIb)	forte amplitude et bonne continuité	jaune orange

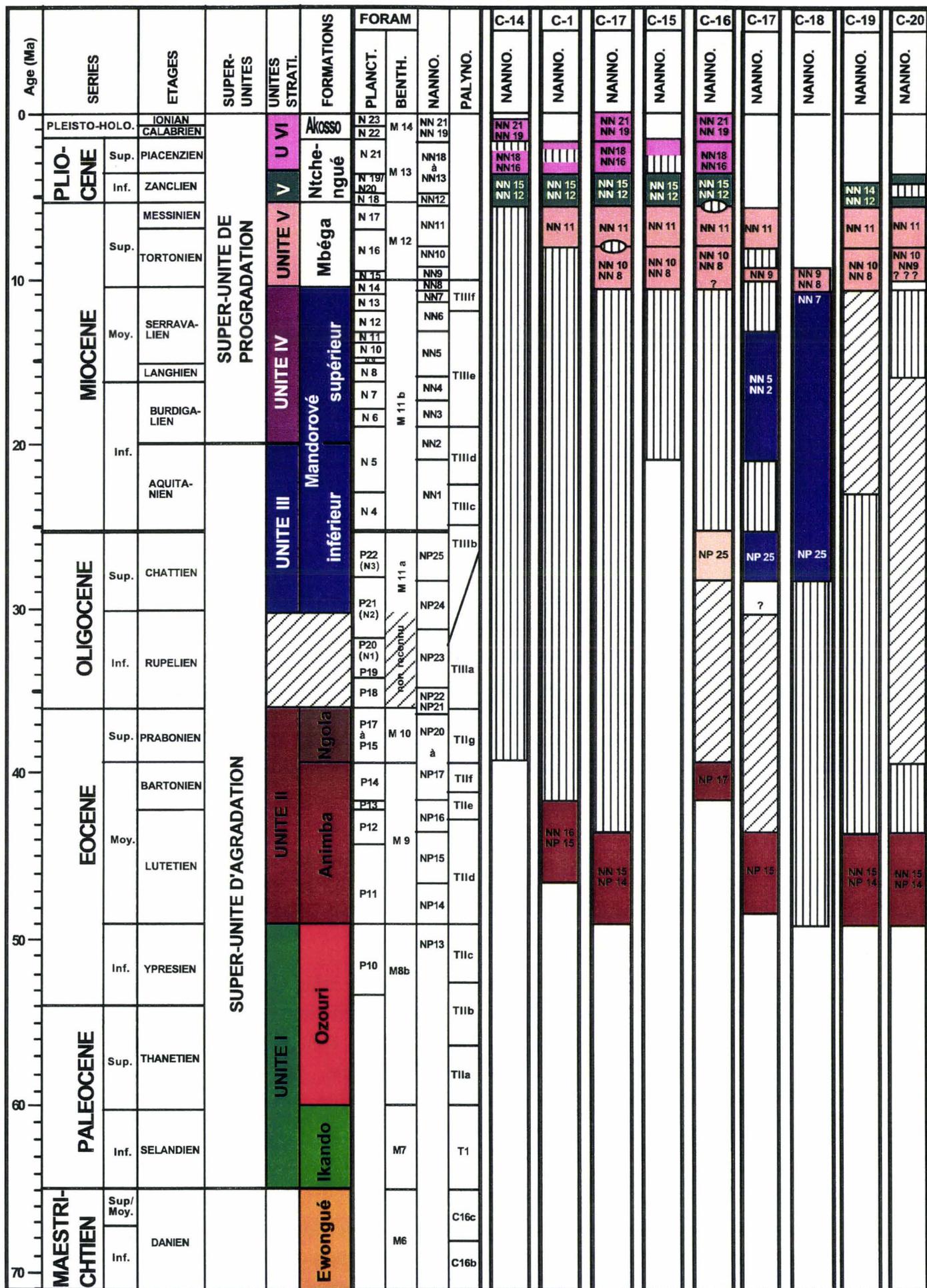


Tableau III.2 : Résultats de l'étude des nannofossiles des puits clés du prisme sédimentaire cénozoïque de l'Ogooué.

 Age indéterminé
  Hiatus

III.4. HIERARCHISATION DES SEQUENCES STRATIGRAPHIQUES :

L'étude de la nature et de l'extension des discordances stratigraphiques ainsi que de l'épaisseur et de la durée des séquences sur l'ensemble du canevas sismique nous a permis de distinguer trois motifs sédimentaires :

❶ **Les Super-Unités Stratigraphiques :** Elles correspondent à deux séquences majeures d'une durée de 20 à 46 Ma (2^{ème} ordre) limitées par des surfaces de discordance majeures visibles sur l'ensemble de la marge Nord-Gabon. Elles se caractérisent par des motifs stratigraphiques très différents.

❷ **Les Unités Stratigraphiques :** Elles sont définies au sein des super-unités par des groupes de réflecteurs à configuration homogène, limités par des surfaces de discordances majeures bien marquées et corrélables sur l'ensemble des profils sismiques. Ces unités auraient une durée d'environ 10 Ma (2^{ème} ordre), elles correspondraient aux principaux incréments de remplissage sédimentaire de la marge. Les sept unités stratigraphiques reconnues à l'échelle du Cénozoïque fournissent donc un cadre chronostratigraphique et événementiel au découpage en formations généralement utilisé [Elf-Gabon, *rapports internes*].

❸ **Les Séquences de Dépôt :** Dans les unités stratigraphiques néogènes, elles seraient compatibles avec les incréments de progradation des sigmoïdes d'une durée d'environ 0,5 à 5 Ma (3^{ème} ordre). Par contre, dans les unités paléogènes, ces séquences de dépôt ne sont identifiables qu'à partir des enregistrements diagraphiques qui offrent une meilleure résolution verticale. En particulier, dans le cadre d'études plus détaillées (cf. § **chapitres VI & VII**), nous avons distingué des séquences de dépôt dans les unités inférieures.

III.4.1. Les Super-Unités Stratigraphiques :

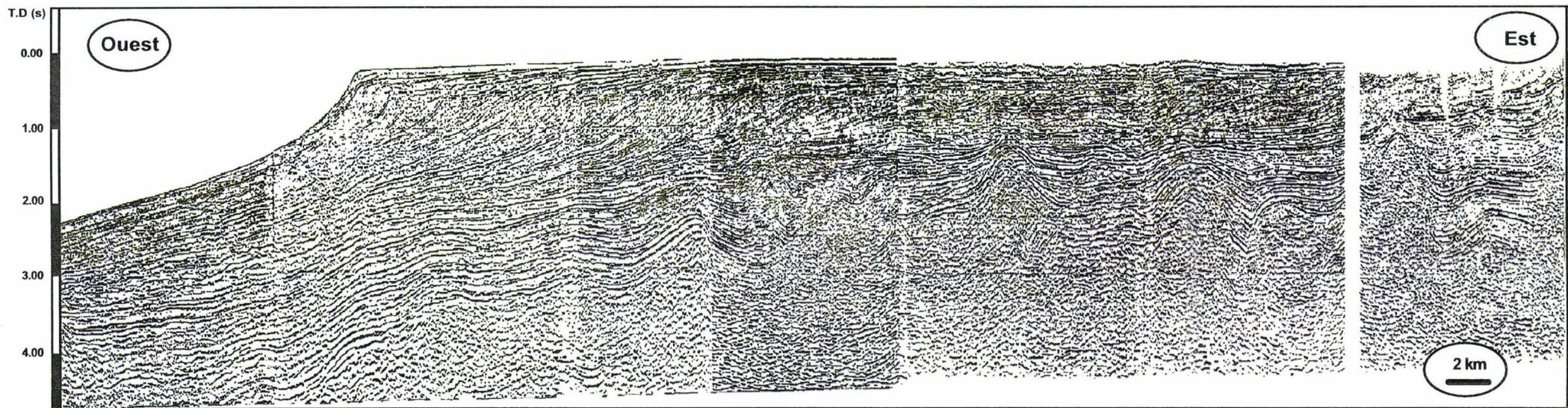
Les deux principaux motifs stratigraphiques du prisme sédimentaire cénozoïque de l'Ogooué comprennent un épisode d'agradation et un épisode de progradation.

II.4.1.1. La Super-Unité d'Agradation :

Elle comprend les séries d'âge Paléocène à Miocène inférieur (durée d'environ 46 Ma) qui se caractérisent par des réflecteurs sismiques d'amplitude forte à moyenne faiblement pentés vers l'Ouest (**Figures III.4 & III.5**). Cette configuration définit une unité globalement agradante caractéristique d'un système de dépôt présentant un approfondissement progressif, sans talus différencié (faible partitionnement volumétrique des faciès entre la plate-forme et le bassin proximal).

II.4.1.2. La Super-Unité de Progradation :

Elle s'étend du Miocène inférieur médian à l'Actuel (durée d'environ 20 Ma) et se caractérise par un changement important du motif stratigraphique, avec la mise en place de corps sigmoïdes qui progradent fortement vers l'Ouest depuis le Miocène inférieur médian.



-74-

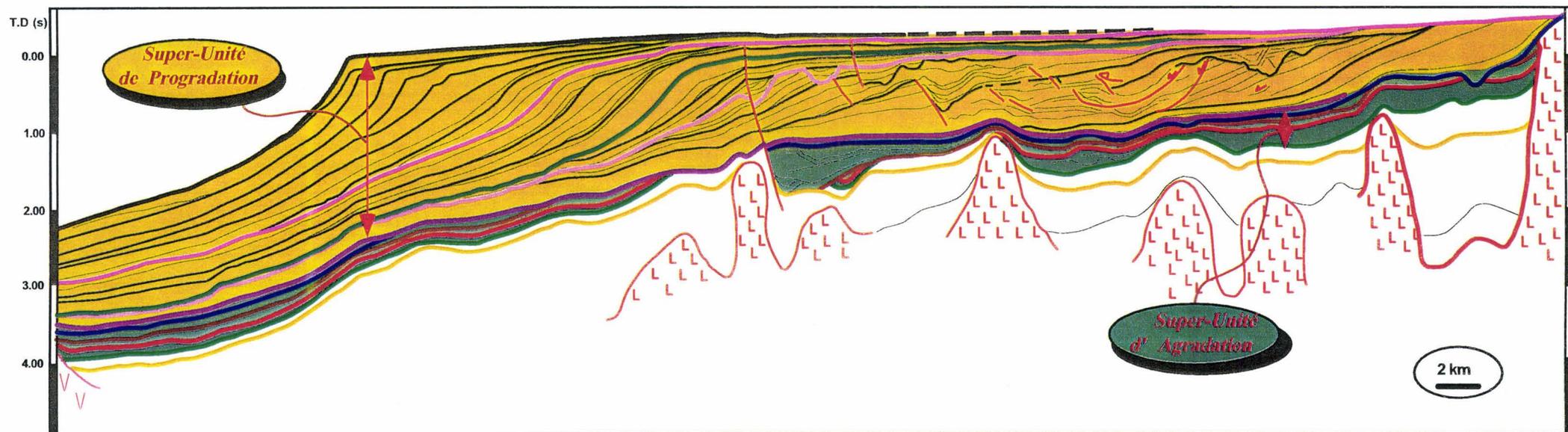


Fig.III.5 : Coupe sismique F et le line drawing correspondant: Illustration des deux Super-Unités et des Unités Stratigraphiques associées

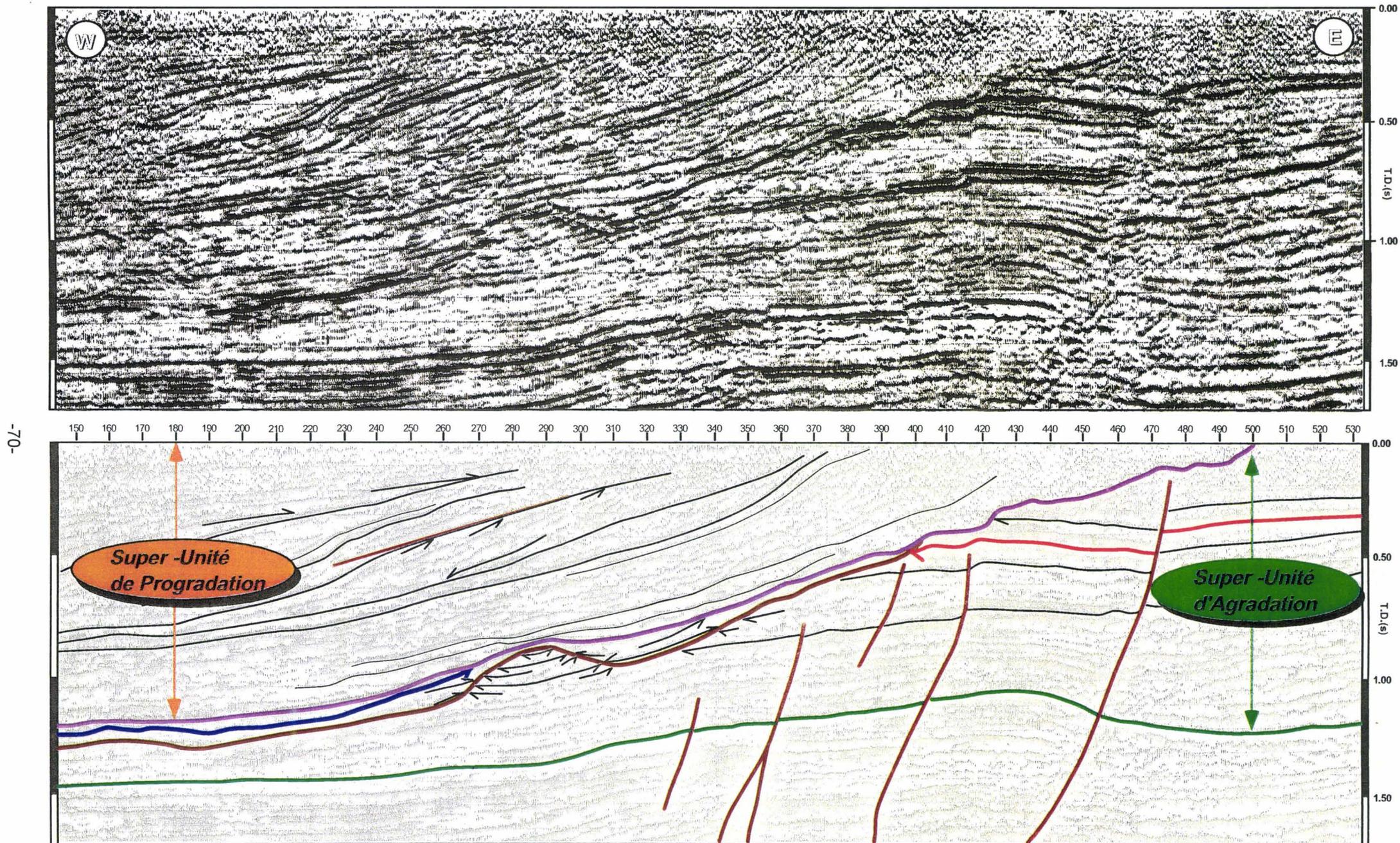


Fig.III.4 : Coupe sismique F illustrant le changement du motif stratigraphique au Miocène inférieur terminal

Les faciès sismiques de ces cliniformes clastiques sont représentés par des réflecteurs discontinus d'amplitude faible à moyenne qui passent vers l'Ouest à des réflecteurs continus d'amplitude forte à moyenne (**Figures III. 2 & 3**).

Les durées de la Super-Unité d'Agradation (≈ 46 Ma) et de la Super-Unité de Progradation (≈ 20 Ma) correspondent à celles des séquences de 2^{ème} ordre (supercycles) [Vail *et al.*, 1977, 1991 ; Einsele, 1992 ; Miall, 1997]. Selon ces auteurs, les séquences de 2^{ème} ordre représentent des phases majeures de formation et d'évolution des bassins sédimentaires, leur origine pouvant être expliquée par un événement tectonique régional ou global [Vail, 1977 ; Einsele, 1992 ; Guillocheau, 1995 ; Miall, 1997]. Dans le cas de la marge Nord-Gabon, les deux Super-Unités Stratigraphiques pourraient souligner deux principaux styles de remplissage du bassin associés à deux stades distincts d'évolution géodynamique de la marge. **La Super-Unité d'Agradation pourrait marquer une phase de subsidence thermique uniforme sur l'ensemble de la marge, alors que la Super-Unité de Progradation serait, comme nous allons le voir, l'expression de la déstabilisation de la marge et de la réactivation associée du système de drainage en amont.**

III.4.2. Les Unités Stratigraphiques: Limites, géométrie et dynamique de dépôt

Sept unités stratigraphiques ont été reconnues sur l'ensemble du domaine d'étude (**Tableaux III.1 & III.4 ; Figures III.5 & III.21 ; Planches III.1, III.2 & III.3** dans le volume 2), à l'exception d'une zone comprise entre la pointe du Cap-Lopez et la structure volcanique du Loiret (cf. § coupe L3 de la **Planche III.3**) où de nombreux multiples et artéfacts masquent la répartition des unités en réduisant l'aire de visibilité. En dehors de l'Unité VI (environ 2 Ma de durée), les six autres unités stratigraphiques ont des durées supérieures à 3 Ma (de l'ordre des supercycles). Nous allons voir que ces unités peuvent être rapportées à des événements géodynamiques régionaux ou locaux, et qu'elles souligneraient ainsi l'accommodation sédimentaire aux principales phases de structuration de la marge Nord-Gabon, au cours du Cénozoïque. Afin de préciser la géométrie et les modalités de la migration des aires de dépôt, nous avons construit, à partir du canevas du pointé sismique, des cartes d'isopaques en 'temps' et 'mètres'. Les conversions temps-profondeur ont été réalisées à partir des vitesses moyennes échantillonnées sur les sections sismiques (**Tableau III.3**, volume 2). Pour chaque unité, ces cartes ne conservent cependant qu'une valeur indicative car en l'absence de contraintes lithologiques précises, les lois de décompaction n'ont pu être appliquées.

Les étapes de la structuration de ce domaine tirées de l'analyse des profils sismiques (cf. § **Planches III.1, III.2 & III.3**, volume 2) et particulièrement bien illustrées par la coupe sismique régionale G (cf. § **Planche III.2**) permettent de bien contraindre la part du facteur géodynamique dans la géométrie des dépôts et la répartition des corps sédimentaires.

Unité I : phase d'agradation anté-Animba (Paléocène à Eocène inférieur) :

Il s'agit d'une unité essentiellement agradante (100 à 200 m de puissance moyenne) depuis la base de l'Ikando (Paléocène) jusqu'à la base de l'Animba (Eocène inférieur). On note cependant une augmentation progressive de l'épaisseur de cet intervalle en direction du

continent (**Figures III.6 & III.7**), ce qui suggère une **géométrie initiale de rampe homoclinale**, alimentée depuis les domaines émergés à l'Est. Comme le montrent les cartes isopaques (**Figures III.6 & III.7**), il ne semble pas exister de distribuaire fluvial dominant à cette période, ce qui suggère une sédimentation globalement gouvernée par des processus marins. Toutefois, la partie Nord-Est de la zone d'étude se caractérise par la construction d'un petit prisme sédimentaire (200 à 400 m de puissance), à l'Eocène inférieur (Ozouri). Ce développement peut être rapporté à un petit distribuaire fluvial du système paléo-Ogooué (proto-système cénozoïque de l'Ogooué). Ces observations permettent d'envisager **une subsidence homogène et une absence d'activité tectonique sur l'ensemble de la marge**.

Unité II : début de déstabilisation de la marge (Eocène moyen à supérieur) :

Durant cette période, la marge subit un changement géodynamique notable qui se marque par une **discordance érosive importante**. En effet, les réflecteurs sismiques montrent des érosions de faible amplitude sur la partie amont de la marge, alors que la divergence des réflecteurs à l'Ouest du rebord de la plate-forme actuelle traduirait une **alimentation de ce domaine par des processus gravitaires (Planches III.1 & III.2)**. La carte des isopaques de cette unité montre un épaississement important de cette Unité vers le Nord-Ouest du bassin où l'épaisseur maximale peut atteindre 400m (**Fig. III.8**). Cette carte montre en fait la mise en place d'un **éventail clastique à l'Ouest de la zone du Loiret**, ce qui suppose l'existence d'un distribuaire fluvial dans la partie septentrionale du domaine d'étude. Il semble que le 'proto-Ogooué' se soit déplacé vers le Sud dans une position proche de sa position actuelle.

Unité III : deuxième phase de déstabilisation de la marge (Oligocène supérieur Miocène inférieur) :

Sa base est représentée en amont par une discordance érosive marquée par des canyons de faible amplitude (**Planches III.1, III.2 & III.3**). Comme le montre le diagramme chronostratigraphique (**Fig. III.21**), cette discordance correspondrait à un hiatus d'une partie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène inférieur, à l'échelle de la marge ouest-africaine, que nous allons expliquer plus en détail dans la partie III.6. Vers l'aval, on passe à des réflecteurs sismiques discontinus et sub-parallèles de forte amplitude qui soulignent une configuration divergente (**Planches III.1 & III.2 ; Fig. III.2**). L'organisation des réflecteurs est comparable à celle du Sismofaciès 2 (**Fig. III.2**), suggérant des variations latérales de composition ou d'épaisseurs de lithologies qui affectent le contraste d'impédance acoustique [Ravenne, 1978]. Cartographiquement, la configuration divergente des réflecteurs souligne le comblement partiel d'une topographie préexistante, en aval. Celle-ci traduirait la **migration vers le Sud et l'extension des dépôts gravitaires qui construiraient un large éventail clastique sur la moitié Sud du domaine étudié**, entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur. L'Unité III marquerait ainsi une **phase majeure de déstabilisation de la marge, avec érosion partielle des séries de haut de pente sous-jacentes**. Cet éventail et la surface de non conformité à laquelle il se raccorde en amont sont surmontés dans tout le domaine exploré par un intervalle argileux fortement radioactif, bien reconnaissable à partir de

l'enregistrement gamma-ray sur puits (cf. § **chapitres VI & VII**). La puissance de l'éventail s'amenuise en direction du continent et se marque par des terminaisons en *on lap* sur l'unité sous-jacente (**Fig. III.20**).

Unité IV : Phase de déstabilisation générale de la marge (intra-Miocène inférieur à intra-Miocène supérieur) :

Sa base correspondrait à l'épisode de changement général du régime géodynamique de la marge qui souligne la limite entre les deux super-unités stratigraphiques. En amont, la base de l'unité se marque par une **importante surface d'érosion jalonnée de grands canyons** qui peuvent dépasser 500m de profondeur et atteindre la base de l'Ikando (Paléocène), comme le montrent les profils sismiques *strike* (**Planche III.3** : exemple du profil L3, entre les points de tir 900 et 3000). Les profils sismiques situés dans le domaine profond (**Planche III.3** : coupe *strike* L1) montrent que la profondeur des canyons peut encore atteindre 200 m dans le domaine distal. Dans cette zone, la surface d'érosion est surmontée sur l'ensemble de la marge Nord-Gabon par un sismofaciès transparent qui présente sur les diagraphies la signature d'un drapage argileux (cf. § **chapitre VII** ; **Fig. III.21**).

La carte des isopaques de l'unité met clairement en évidence un **déplacement important de l'aire de distribution des dépôts-centres, de plus de 50 km vers le continent (Fig. III.10)**. Le déplacement s'accompagne d'un **changement radical de la morphologie des dépôts-centres** qui prennent une forme arquée dans les Unités IV à V. Les coupes sismiques *dip* (**Planches III.1 & III.2**) permettent de préciser ce changement du régime de sédimentation. En effet, les coupes montrent une composante en progradation qui s'individualise progressivement dans le système, au-dessus du remplissage des canyons. Le prisme progradant se développe au Sud du débouché actuel de l'Ogooué, probablement en relation avec l'axe du Paléo-Ogooué (**Fig. III.10**). Les réflecteurs sismiques permettent d'identifier en particulier des vallées incisées et des structures d'instabilité sur le front du prisme progradant (**Fig. III.5 ; Planche III.2**). Ainsi, l'Unité IV marquerait l'amorce de la **construction sur une pente encore relativement faible et instable du système deltaïque de l'Ogooué**, après la phase majeure de déstabilisation géodynamique au Miocène inférieur (22-20 Ma). Les discordances érosives qui limitent les séquences de dépôt du cortège progradant de cette unité atteignent parfois, dans le domaine distal, la discordance majeure du Miocène inférieur, suggérant un remaniement important du remplissage des canyons associés (**Planche III.1**).

Les lignes régionales *strike* (**Planche III.3**) montrent un amincissement important de l'unité (moins de 100 ms temps double) vers le Nord et le Sud. Cette diminution d'épaisseur est particulièrement nette à la hauteur de la rupture de pente actuelle où les clinofformes supérieures sont tronquées par la base de l'unité sus-jacente.

Unité V: phase de stabilisation de la marge / Progradation (intra-Miocène supérieur à Pliocène) :

Cette unité marquerait la fin de la déstabilisation et de la destruction de la marge qui s'engraisse alors suivant une série de séquences de dépôt de plus en plus progradantes vers le

haut. La géométrie de cliniformes sigmoïdes conduit à une configuration traditionnelle en plate-forme - talus - bassin. La base de l'unité est marquée par le développement de vallées incisées sur le rebord de la plate-forme deltaïque et de ravinements qui tronquent les cliniformes supérieures de l'unité sous-jacente (Fig. III.3). La discordance érosive qui en résulte atteint aussi la surface de discordance majeure intra-Mandorové dans les canyons du domaine distal, suggérant un fonctionnement "multiphasé" de ces structures, à l'échelle des unités stratigraphiques.

La carte des isopaques de l'unité montre le développement d'une composante en progradation vers le Nord, au Sud de l'appareil deltaïque de l'Ogooué (Fig. III.11 ; Planche III.3 : Coupe sismique L3, entre les points de tir 2800 et 960). Le déplacement s'initie, en fait, sur la base de l'Unité IV avec le développement de chenaux migrateurs dans les canyons et de cliniformes de progradation au front du prisme naissant. Vers le haut, les réflecteurs de l'Unité V se terminent en *top lap* sur la base de l'Unité VI (cf. §. coupes sismiques L2 et L3 de la planche III.3). Les géométries observées sur les coupes sont compatibles avec des processus de transit (*top lap*) et de migration progressive (cliniformes de progradation) des dépôts vers le NW, à partir du Miocène inférieur (22-20 Ma).

Par ailleurs, les coupes sismiques *strike* de la planche III.3 montrent que les prismes représentant les séquences de dépôt peuvent se biseauter latéralement. L'imbrication complexe de ces séquences rend compte de la difficulté de les corrélérer à partir des seules données de puits.

Unité VI : phase de progradation-agradation (Pliocène à intra-Pliocène) :

Au Pliocène, le prisme deltaïque de l'Ogooué **prograde rapidement tout en déplaçant son dépôt-centre vers le Nord**. Il se matérialise par une importante surface régionale de *down lap* (cf. § coupe sismique E, Fig. III.16) ; les réflecteurs soulignent alors une géométrie de cliniformes sigmoïdes à fort gradient de pente. L'amplitude du déplacement vertical des *on lap* côtiers montre le développement d'une composante en agradation dans le prisme. Cette dernière suggère une augmentation relative de l'espace disponible sur la plate-forme qui **s'engraisse alors verticalement**. En effet, selon les concepts de la stratigraphie séquentielle l'agradation verticale des dépôts est contrainte par la création de l'espace disponible [Jervey, 1988]. En l'absence d'une diminution très importante des apports sédimentaires au cours du Pliocène (cf. § Figures III.17 & III.18), une accélération de la subsidence par surcharge peut être évoquée pour expliquer cette création d'espace disponible.

La carte des isopaques de l'unité montre la poursuite de la migration des dépôts vers le NW (Fig. III.12 & Fig. III.14).

Unité VII : phase de progradation-agradation (intra-Pliocène à Actuel) :

Elle constitue la partie sommitale de la Super-Unité de Progradation et se retrouve immédiatement sous la surface du fond de la mer.

Cette période correspond à un nouveau changement de la vitesse et de la direction des progradations qui se marque par une surface régionale de *down-lap*. Le matériel issu des

apports fluviaux et de la dérive littorale transite sur la plate-forme pour se déposer sur un système de pente à fort gradient. La carte d'isopaques de l'unité montre une géométrie en arc dont le dépôt-centre se localise au droit du débouché actuel de l'Ogooué (**Figures III.14 & III.15**).

III.4.3. Les séquences de dépôt de la Super-Unité de Progradation :

Grâce à la bonne résolution de la sismique acquise par Elf-Gabon, nous avons identifié le motif stratigraphique élémentaire qui gouverne l'architecture de la Super-Unité de Progradation. Sur la coupe sismique F (**Planche III.2 ; Fig. III.5**), le motif élémentaire est défini entre deux discordances érosives marquées par des vallées incisées qui surcreusent le rebord des cliniformes de progradation. La durée estimée pour la mise en place des motifs élémentaires est de 0.5 à 5 Ma, ce qui permet de les rapprocher à des **séquences de dépôt**, au sens de Vail *et al.* [1977]. Au total, nous avons identifié seize séquences de dépôt qui caractérisent les principales phases de construction du prisme de l'Ogooué depuis le Miocène inférieur (22-20 Ma). De manière à approcher les variations du taux d'accommodation au cours de cette période, nous avons reporté sur un diagramme espace-temps les variations de l'*on lap* côtier mesurées sur un profil sismique orienté suivant l'axe moyen de progradation du système (**Fig. III.15 ; cf. § I.4.1**). Cette construction permet d'appréhender les déplacements apparents de la ligne du rivage et les tendances à l'augmentation ou à la diminution de la tranche d'eau. On observe une diminution progressive de l'amplitude du déplacement de l'*onlap* côtier vers le haut. Par ailleurs, on note une légère augmentation de la tranche d'eau vers le sommet de la super-unité. Cette évolution est aussi soulignée par la forme concave de la ligne d'*off lap break* des profils sismiques *dip* (**Fig. III.16**). En effet, une telle forme marque le développement d'une composante en aggradation [Vail *et al.* 1977], et donc la création d'un espace disponible plus important vers le sommet de la Super-Unité de Progradation.

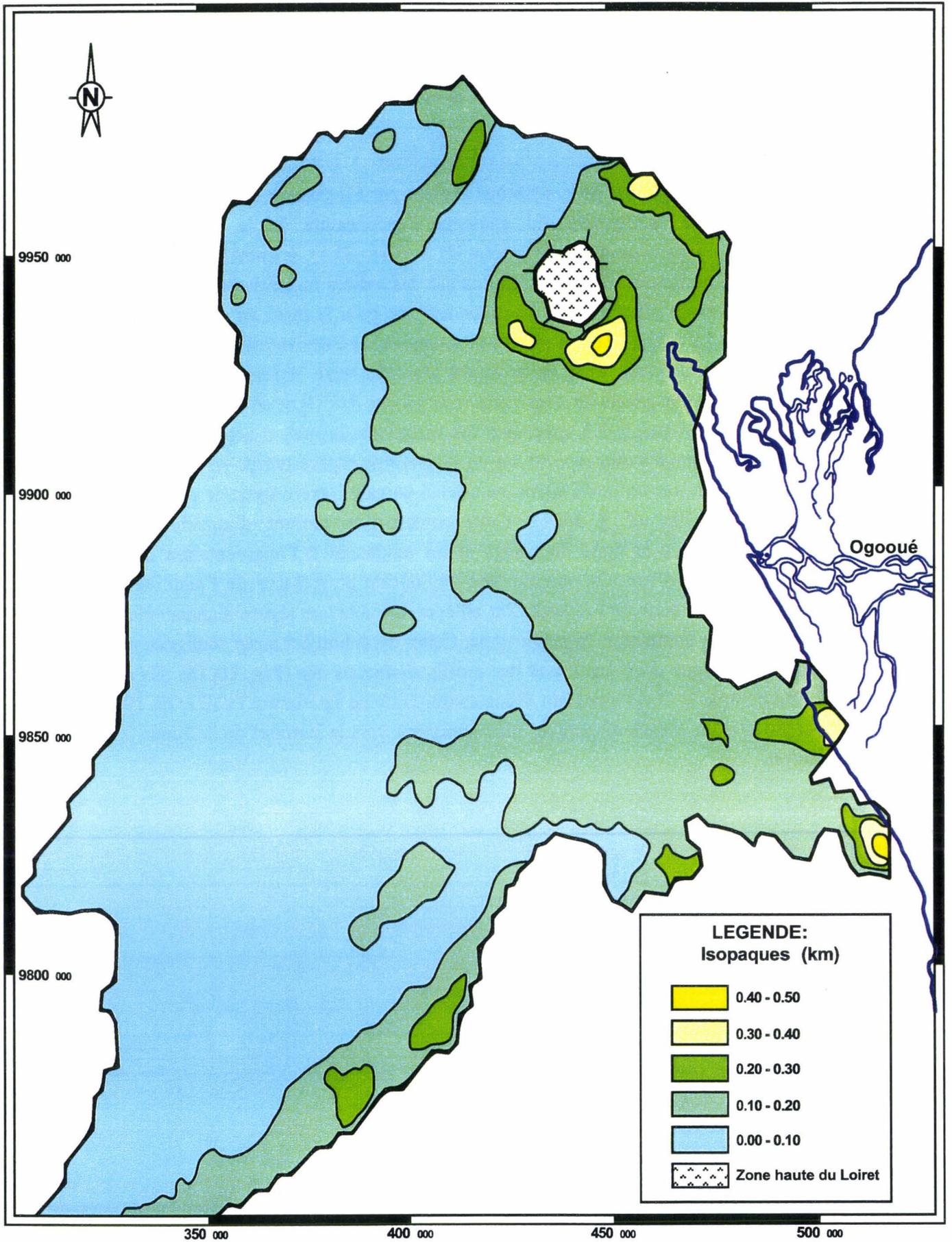
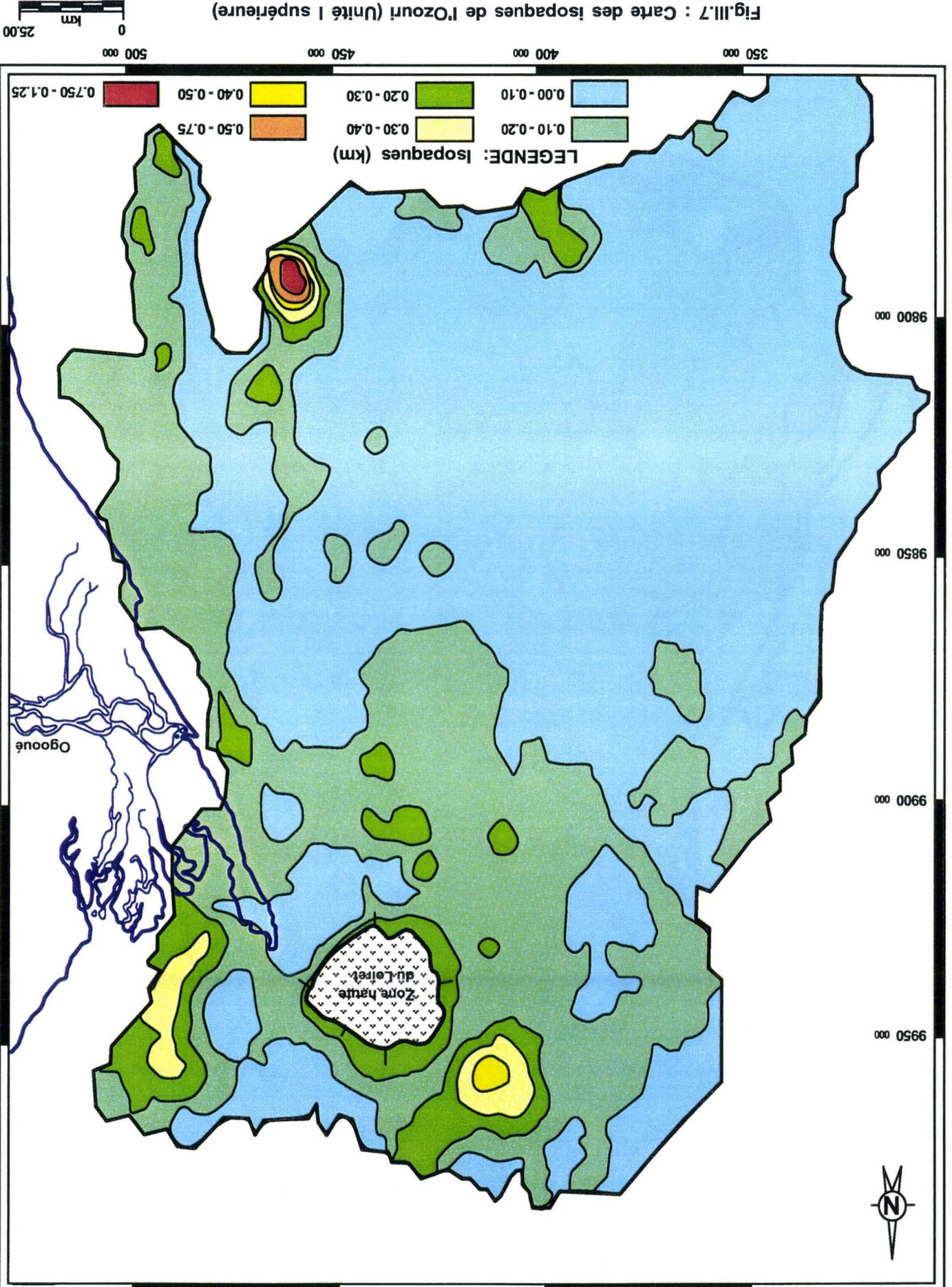


Fig.III.6 : Carte des isopaques de l'Unité I inférieure (Ikando)

0 km 25.00

Fig.III.7 : Carte des isopaques de l'Ozourt (Unité l supérieure)



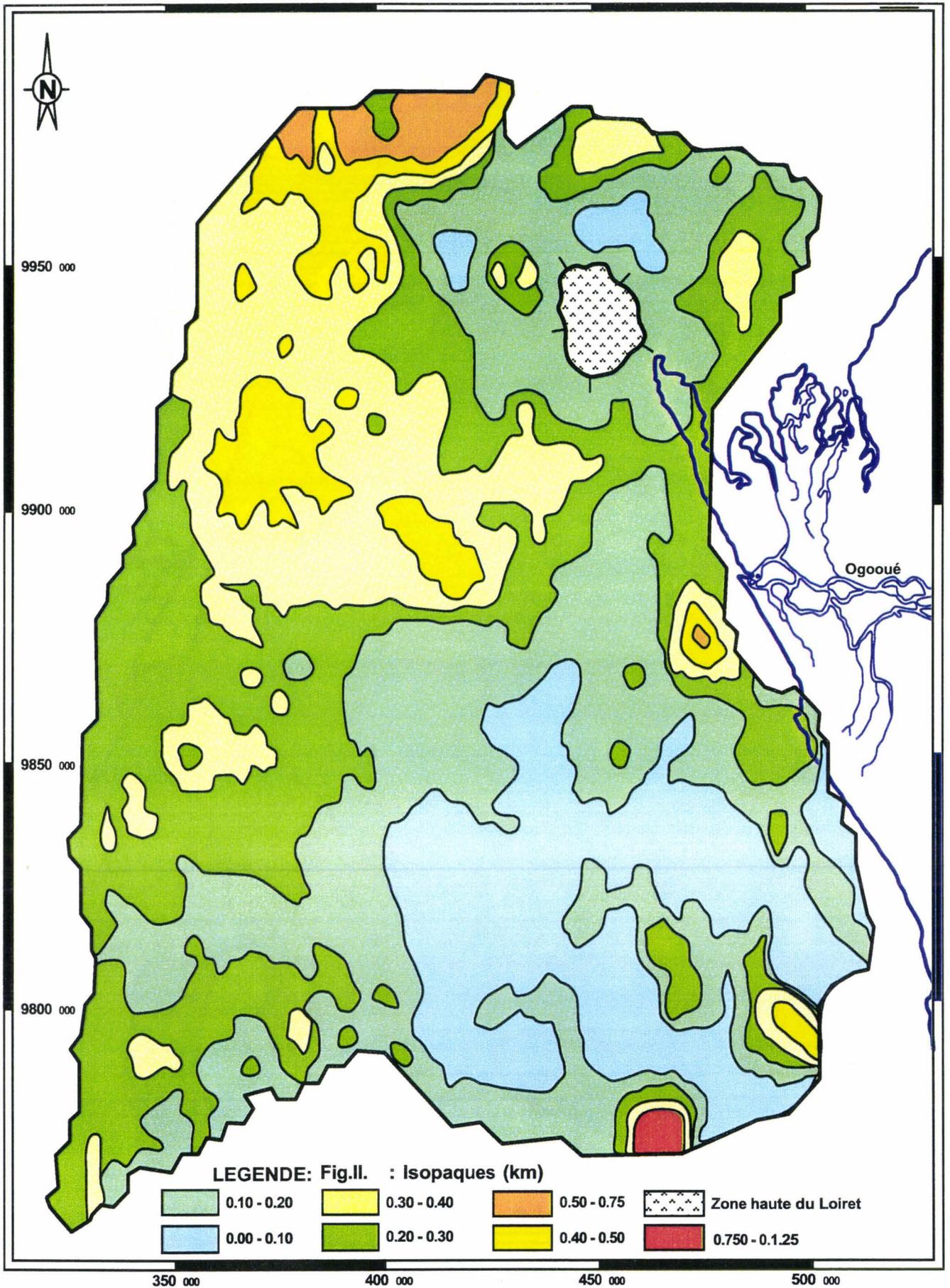


Fig.III.8 : Carte des isopaques de l'Unité II (Animba)



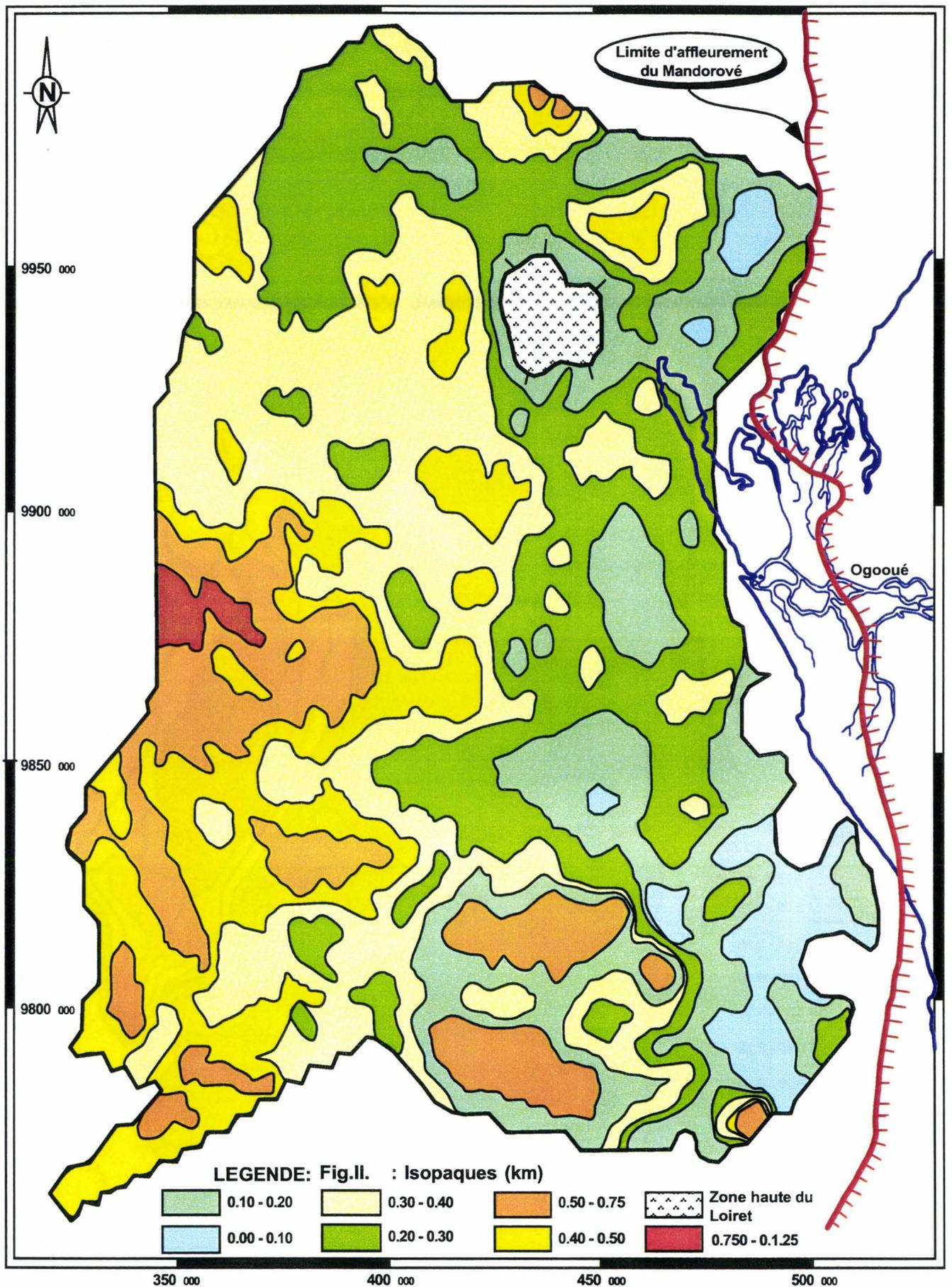


Fig.III.9 : Carte des isopaques de l'Unité III (Mandorové inférieur)

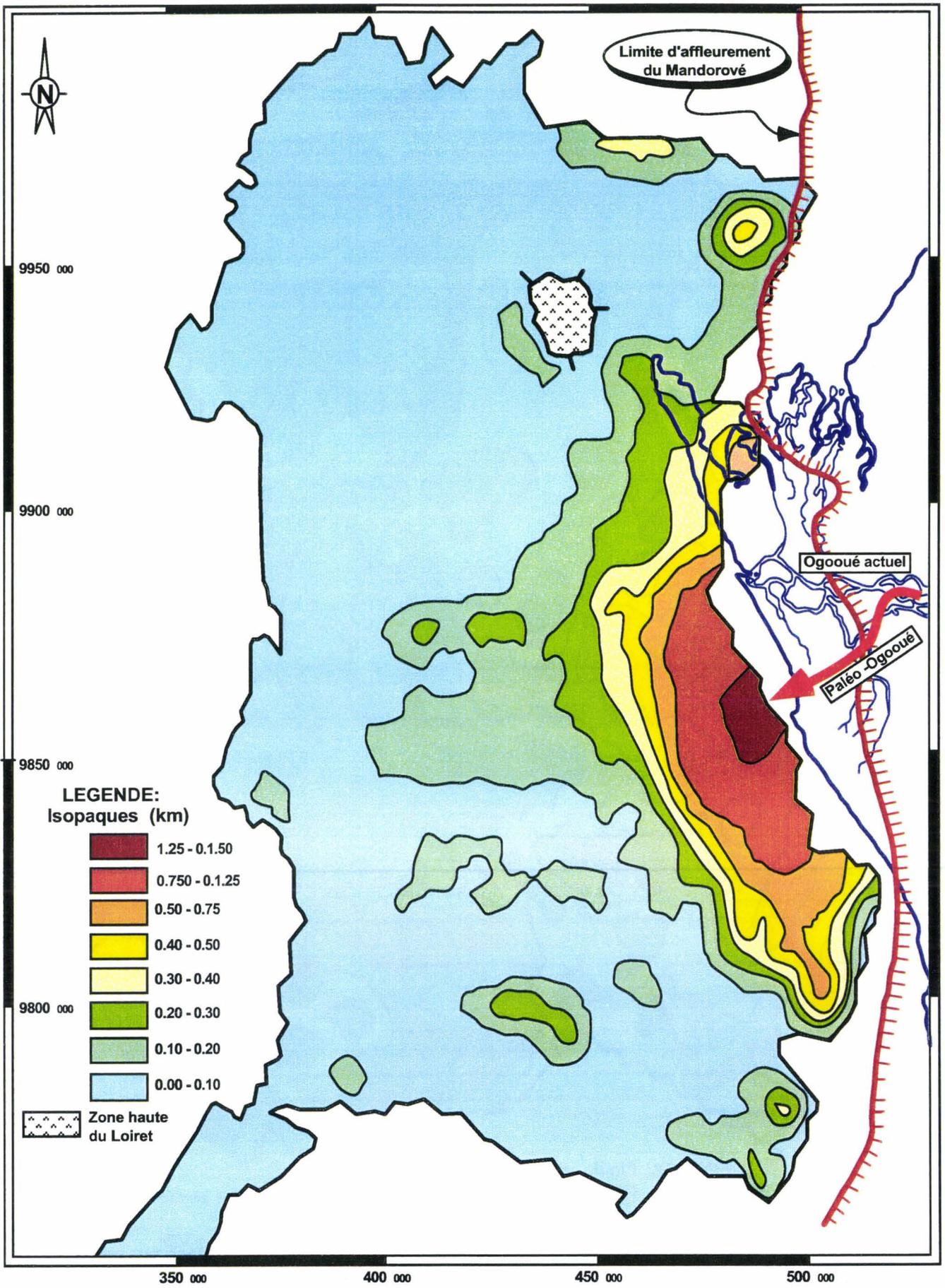


Fig.III.10 : Carte des isopaques de l'Unité IV

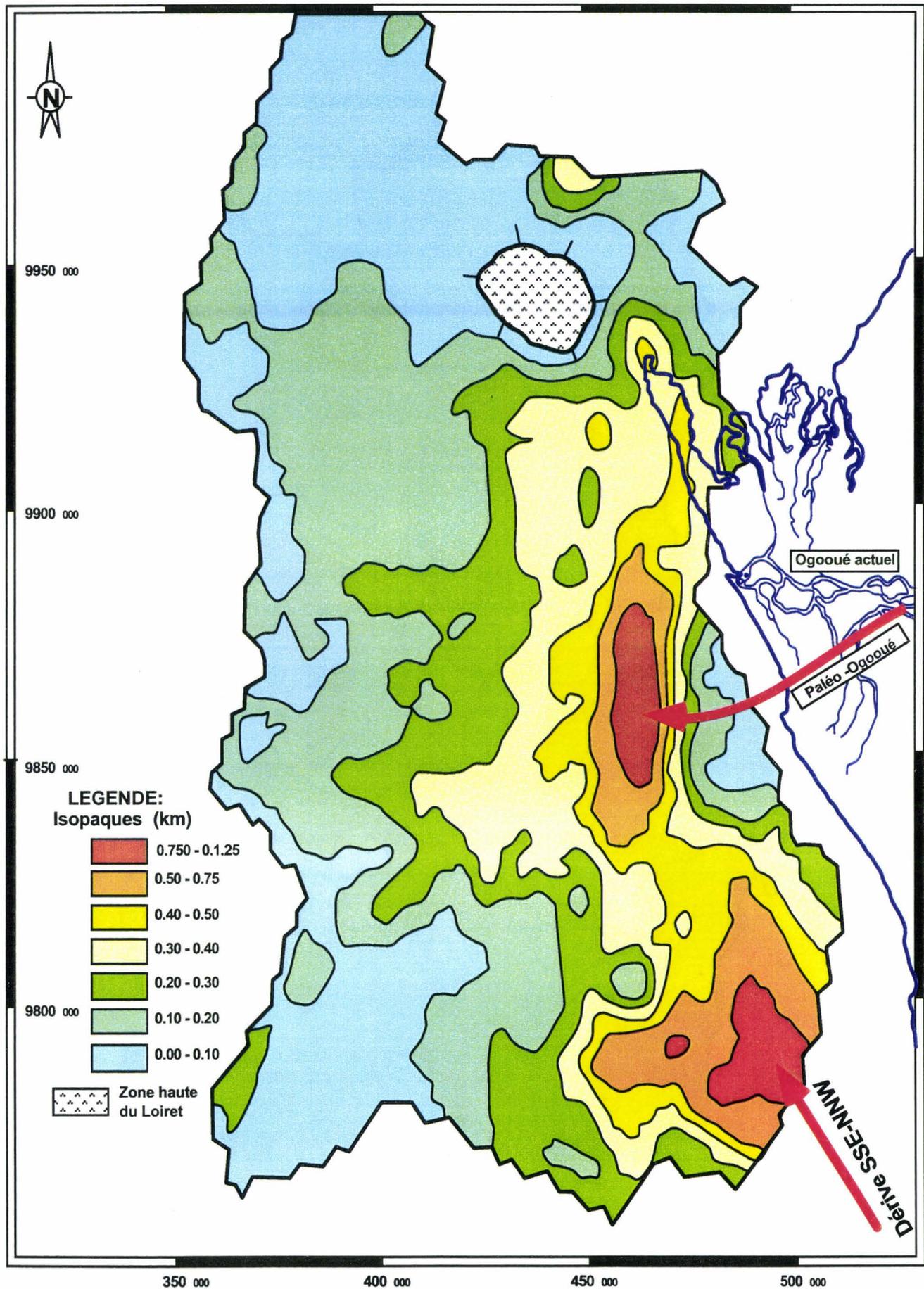


Fig.III.11 : Carte des isopaques de l'Unité V

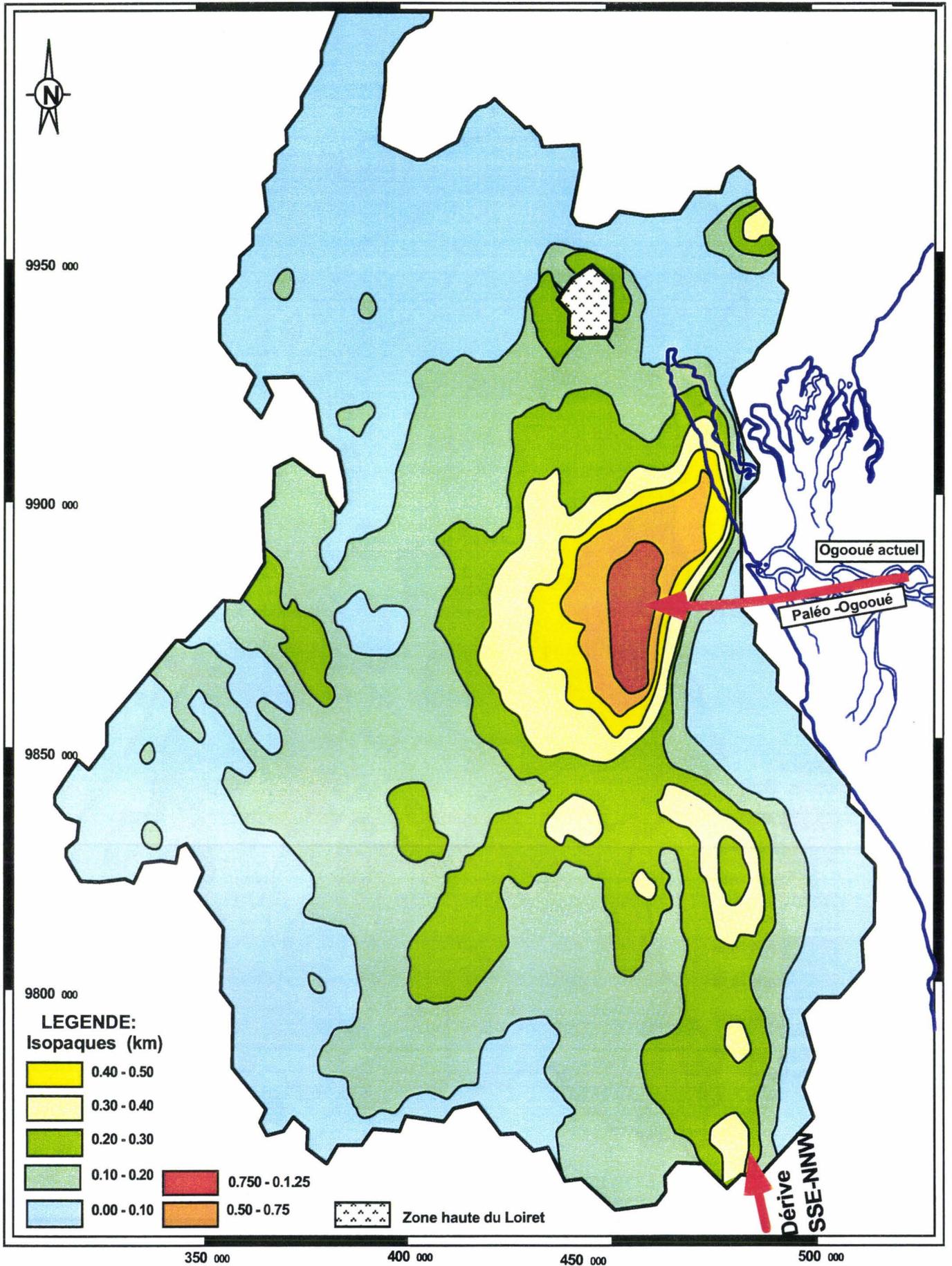


Fig.III.12 : Carte des isopaques de l'Unité VI

0 km 25.00

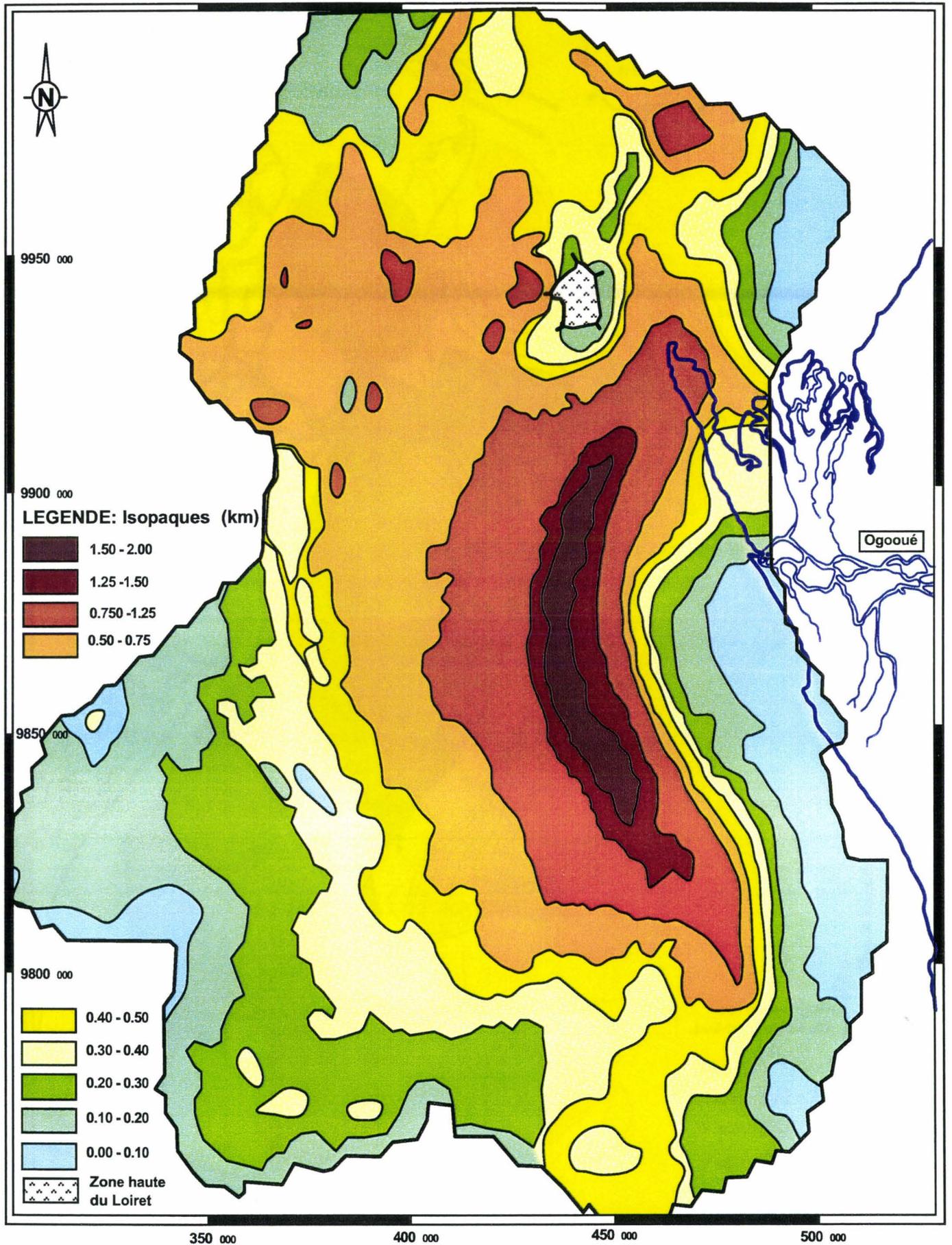


Fig.III.13 : Carte des isopaques de l'Unité VII

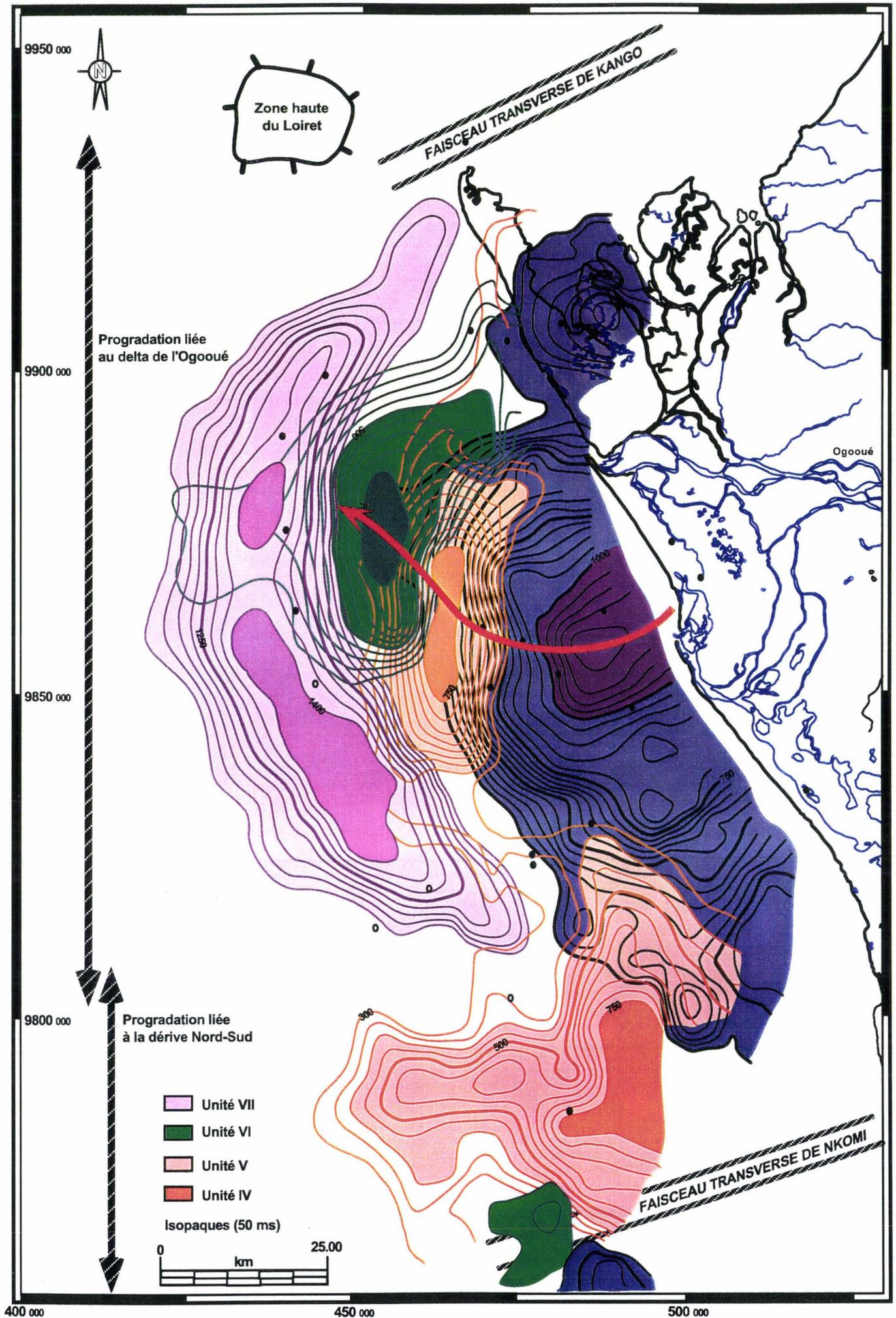


Fig.III.14 : Carte illustrant la migration des dépôts-centres des Unités Stratigraphiques IV, V, VI et VII du bassin de l'Ogooué, vers le Nord-Ouest (matérialisée par la flèche rouge).

Tableau III.4 : Les principales caractéristiques des super-unités et des unités stratigraphiques :

Super-Unités	Unités Strati.	Age	Régime sédimentaire	Caractéristiques de la marge
S.U.P. ²	Unité VII	intra-Pliocène (~ 3,5 Ma) à Actuel	Phase de progradation-agradation . L'agradation des réflecteurs est clairement marquée dans la partie supérieure de l'unité	Phase de stabilisation et d'accélération de d'engraissement très marqué qui conduit à la géométrie actuelle du delta de l'Ogooué.
	Unité VI	Pliocène basal (5,2 Ma) à intra-Pliocène (~3.5 Ma)	Phase de progradation-agradation	Poursuite de la phase de stabilisation et d'engraissement de la marge. On note la persistance de la dérive SSE-NNW.
	Unité V	Miocène supérieur (10- 8 Ma) à Pliocène basal (5,2 Ma)	Phase de progradation	Phase de stabilisation et d'engraissement de la marge par séquences de dépôt successives , en relation avec les apports du paléo-Ogooué et des variations à plus haute fréquence du niveau marin relatif. On observe le développement d'une composante en progradation vers le NNW.
	Unité IV	Miocène inférieur (22-20 Ma) à Miocène supérieur (~8 Ma)	Passage brutal à un motif sédimentaire globalement progradant , en contexte deltaïque. Cette modification s'accompagne d'une réorganisation des dépôts-centres	Changement général du régime géodynamique qui se traduit par le soulèvement du domaine amont et le développement de grands canyons qui recoupent la marge, dans le terme inférieur de l'Unité. Le changement irréversible du motif stratigraphique au-dessus du remplissage des canyons marque l' amorçe de la progradation du delta de l'Ogooué
S.U.A. ¹	Unité III	Oligocène supérieur (30 Ma) à Miocène inférieur (22-20 Ma)	Phase de progradation	Deuxième phase de déstabilisation de la marge marquée par l'érosion de l'Oligocène inférieur sur la plate-forme et le développement d'un large éventail clastique vers le S-W du domaine étudié.
	Unité II	Eocène moyen (48-47 Ma) à supérieur (37-33 Ma)	Phase d' agradation marquée par le développement de processus gravitaires , à la base de l'unité.	Début de déstabilisation de la marge qui se traduit par un soulèvement des domaines amont et le développement d'un appareil clastique vers le N-W du domaine d'étude.
	Unité I	Paléogène (65 Ma) à Eocène inférieur (49 Ma)	Phase d' agradation régie principalement par des processus marin	Subsidence homogène sur une rampe homoclinale.

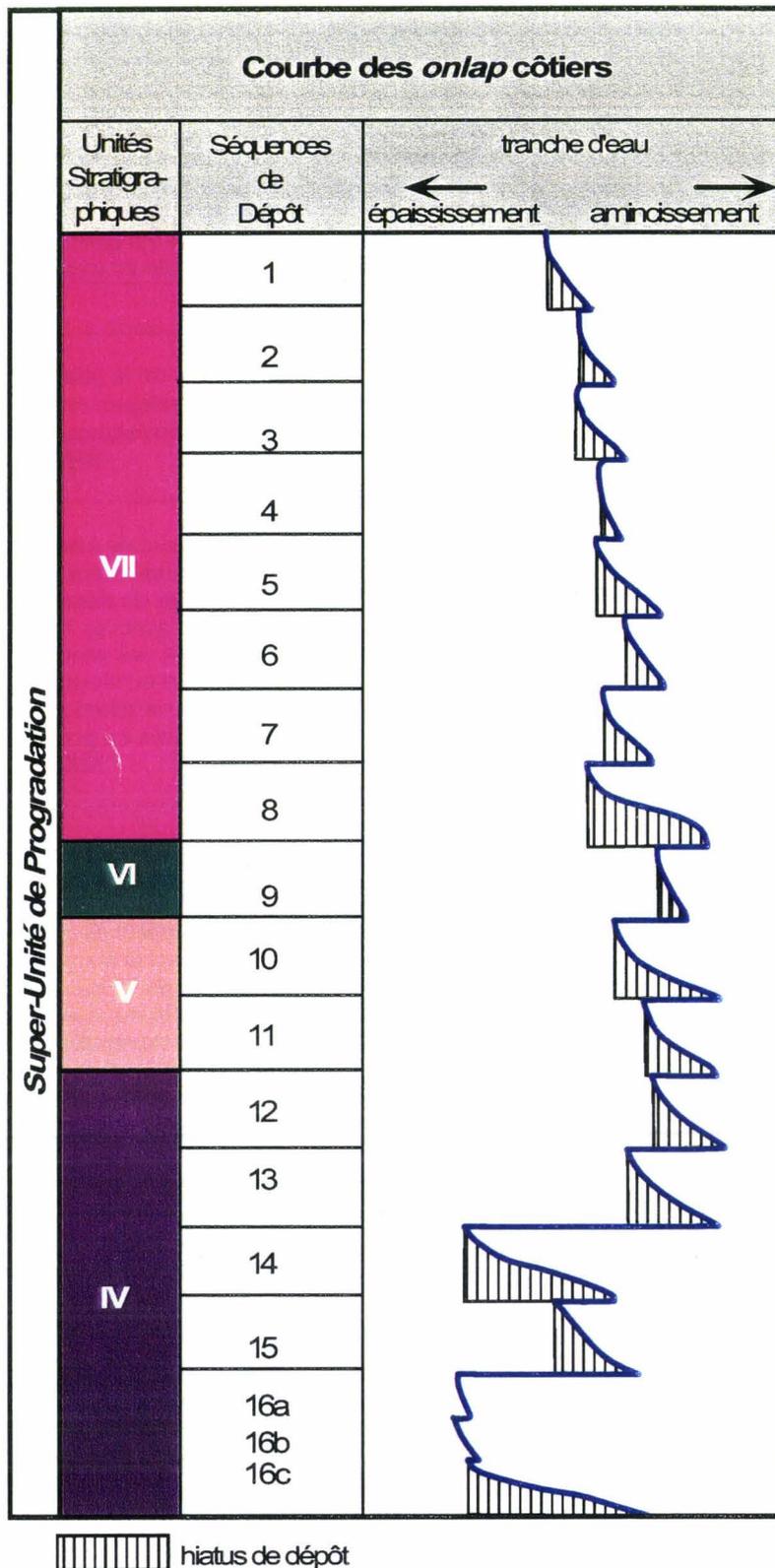
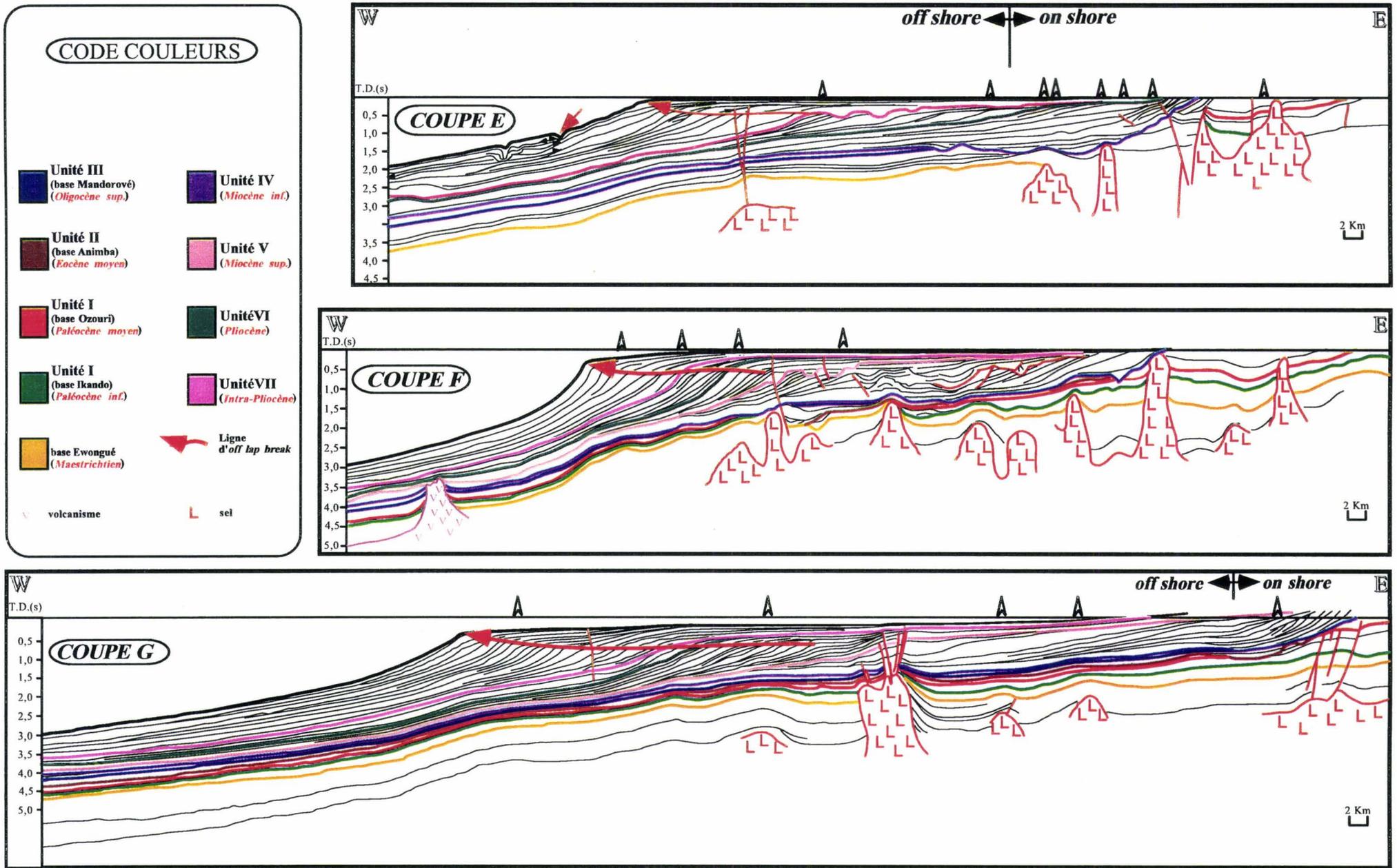


Fig. III.15 : Courbes de l'*onlap* côtier et des variations relatives du niveau marin de la Super-Unité de Progradation, basées sur la coupe sismique G. Noter l'augmentation marquée de la tranche d'eau, vers le sommet de l'Unité stratigraphique VII.



III.5. BILANS SEDIMENTAIRES A L'ECHELLE DES UNITES STRATIGRAPHIQUES ET IMPLICATIONS SUR L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA MARGE :

Le traitement des données des cartes des isopaques à l'aide du logiciel *Surfer* (cf. § I.4.2) permet une approche des volumes sédimentaires accumulés pendant le dépôt des différentes unités stratigraphiques. Cependant, en l'absence de données sur la décompaction, seul l'ordre de grandeur reste indicatif des apports sédimentaires pendant l'intervalle considéré.

L'accumulation sédimentaire sur les marges passives matures dépend essentiellement : (i) de la production des sédiments et du volume des apports terrigènes contrôlés respectivement par le climat et l'érosion des domaines amont ; (ii) de la quantité d'espace disponible créée par la subsidence et l'eustatisme. Récemment, Nzé Abeigne [1997], comparant la subsidence tectonique sur la marge Sud et Nord-Gabon, a montré qu'elle restait très faible au cours du Néogène. Ce résultat est en accord avec la loi de décroissance exponentielle de la subsidence thermique sur les marges passives [Allen & Allen, 1990]. En suivant ces auteurs, il apparaît qu'au cours du Néogène **le remplissage du bassin est principalement contrôlée par les apports sédimentaires et l'eustatisme**. Aussi, l'analyse des volumes sédimentaires et des taux moyens de sédimentation peut permettre de retracer l'évolution du paléo-système de l'Ogooué sur ce segment de marge.

III.5.1. Résultats de l'analyse des histogrammes des apports sédimentaires :

Les résultats obtenus à partir des cartes des isopaques non-décompactées ont été représentés sous forme d'histogrammes (Figures III.17 & III.18) qui **illustrent l'évolution dans le temps des aires de sédimentation, des volumes accumulés, des épaisseurs et des taux de sédimentation à l'échelle des unités stratigraphiques**. Ils représentent donc des valeurs moyennes. L'Oligocène inférieur, jamais identifié sur l'ensemble de la marge gabonaise, n'a pas été intégré dans les histogrammes. Mais il faut garder à l'esprit qu'il a pu être une des sources des sédiments remaniés dans les dépôts profonds des unités supérieures (Planches III.1 & III.2).

Les histogrammes des volumes et des épaisseurs de sédiments montrent une augmentation générale depuis la base de l'Unité I jusqu'au toit de l'Unité VII. Dans le détail, cette évolution peut être divisée en deux parties. La première correspond à la Super-Unité d'Agradation qui se caractérise par une augmentation des volumes sédimentaires, d'abord faible entre la base de l'Unité I et le toit de l'Unité II, puis très importante pour l'Unité III ; on note une chute brutale de ce paramètre à la base de l'Unité IV. La deuxième partie correspond à la Super-Unité de Progradation qui enregistre une augmentation des volumes sédimentaires depuis la base de l'Unité IV (1640 km³) jusqu'au sommet de l'Unité VII (16747 km³). On note aussi que les volumes de sédiments de la Super-Unité de Progradation (28050 km³) sont supérieurs à ceux de la Super-Unité d'Agradation (21050 km³). Cependant, l'augmentation observée peut être accentuée par la différence entre les aires de distribution des dépôts qui varient entre 35874 km² et 45432 km². Ce dernier paramètre doit être considéré avec précaution compte tenu de la difficulté à corrélérer de façon homogène tous les marqueurs sismiques sur l'ensemble du domaine d'étude.

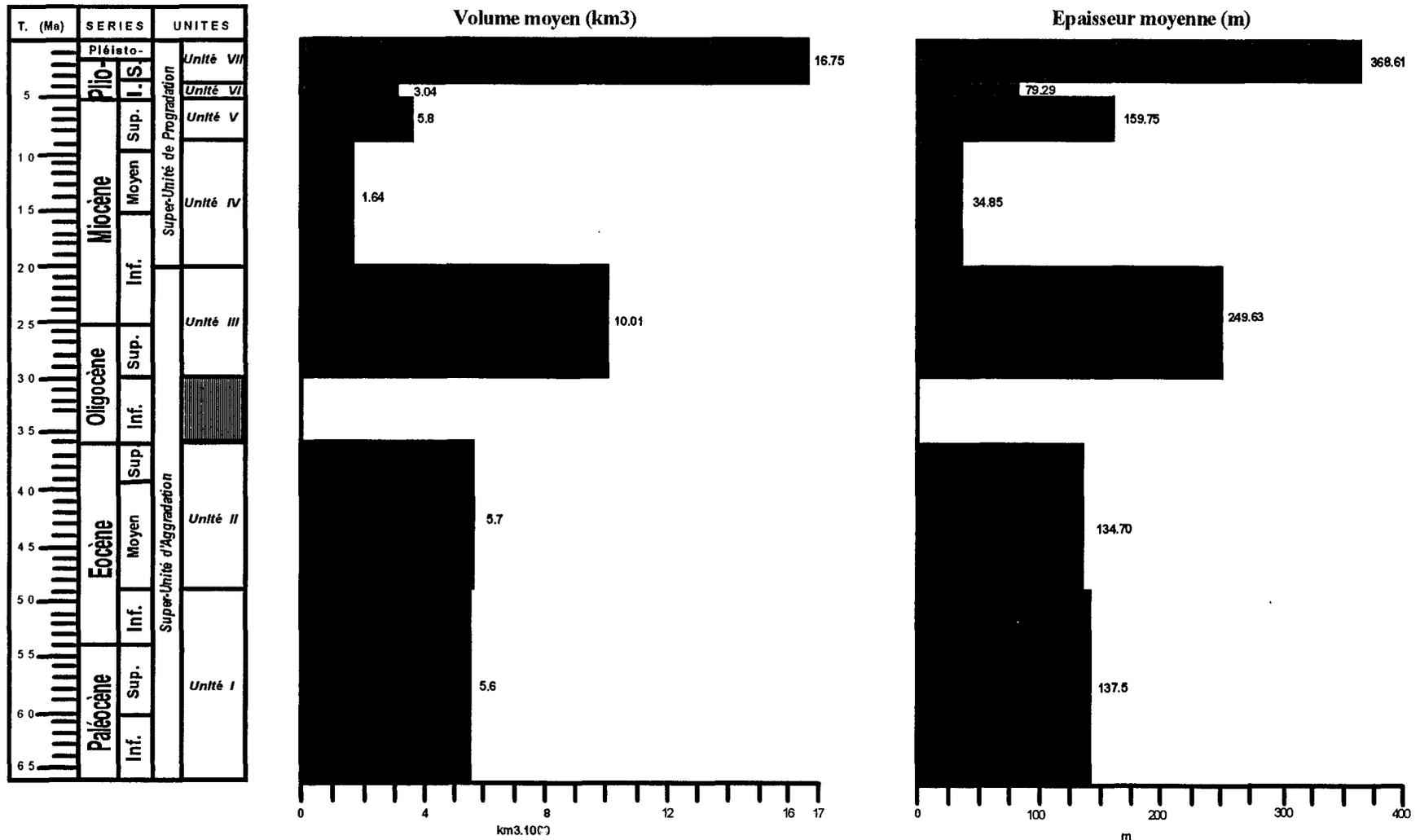


Fig. III.17 : Histogrammes illustrant les volumes moyens et les épaisseurs moyennes (non décompactées) des Unités Stratigraphiques du prisme sédimentaire de l'Ogooué.

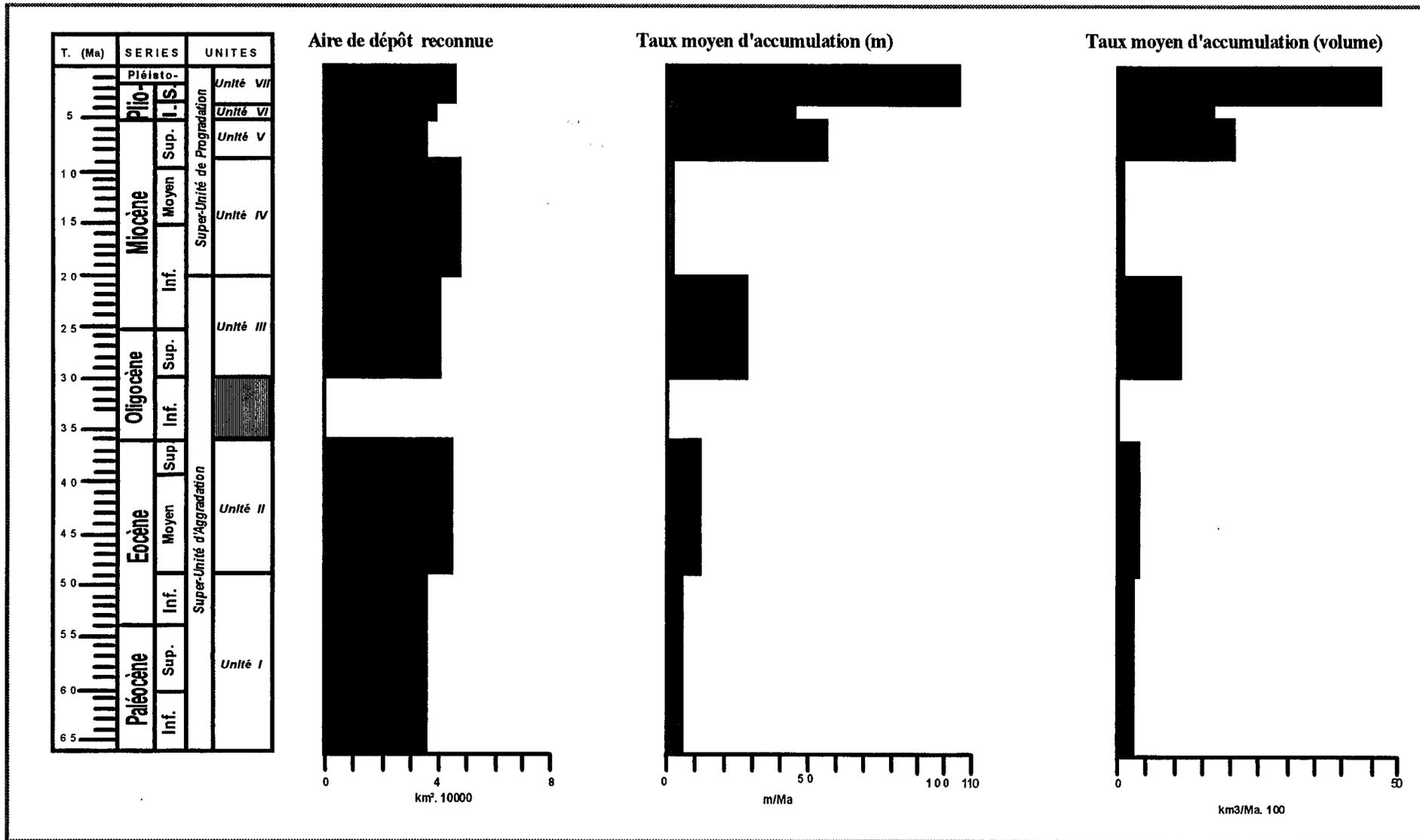


Fig. III.18 : Histogrammes illustrant les taux d'accumulation sédimentaire (non décompactées) des Unités Stratigraphiques du bassin de l'Ogooué, en termes d'épaisseur et de volume.

Les histogrammes représentant les taux moyens d'accumulation sédimentaire montrent également une évolution similaire à celle des volumes sédimentaires. La Super-Unité d'Agradation montre d'abord une augmentation lente du taux de sédimentation de la base de l'Unité I ($367,5 \text{ km}^3/\text{Ma}$) au toit de l'Unité II ($407,78 \text{ km}^3/\text{Ma}$), puis une augmentation plus rapide à la base de l'Unité III ($1192,62 \text{ km}^3/\text{Ma}$). La Super-Unité de Progradation commence par une chute importante du taux de sédimentation à la base de l'Unité IV, puis montre une augmentation importante à la base de l'Unité V ($2071,43 \text{ km}^3/\text{Ma}$). On note une légère diminution des apports sédimentaires à la base de l'Unité VI ($\approx 1790 \text{ km}^3/\text{Ma}$) mais ils restent nettement plus élevés que dans la Super-Unité d'Agradation. La base de l'Unité VII correspond au plus grand pic d'augmentation des apports sédimentaires au cours du Cénozoïque ($\approx 48000 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

III.5.2. Interprétation :

Les histogrammes des volumes et des taux de sédimentation soulignent la mise en place des deux motifs sédimentaires caractéristiques des deux super-unités. Cette évolution marque un changement important du régime de sédimentation avec des apports sédimentaires qui sont nettement plus importants dans la Super-Unité de Progradation.

L'augmentation de l'accumulation sédimentaire observée entre la base de l'Unité I et le toit de l'Unité III s'accorde avec une évolution régressive à la Super-Unité d'Agradation. A l'exception de la formation de l'Ozouri (Paléocène supérieur-Eocène inférieur) qui présente des dépôts carbonatés (cf. § **contexte lithostratigraphique**, volume 2), les formations de la Super-Unité d'Agradation se caractérisent par une sédimentation essentiellement silicoclastique. Ces faits conduisent à envisager un système d'alimentation qui favoriserait l'augmentation des apports clastiques observée dans cette Super-Unité. Les travaux de Teisserenc & Villemin [1990] et de Jocktane [1992] montrent que le paléo-système de l'Ogooué est le principal pourvoyeur de sédiments sur cette portion de la marge depuis l'Albien. La variation des taux de sédimentation qu'enregistre la Super-Unité d'Agradation pourrait donc correspondre à une augmentation des apports du paléo-Ogooué.

La chute brutale du taux de sédimentation au toit de l'Unité III coïncide avec la discordance majeure de la base de l'unité IV. Le faible taux de sédimentation observé dans l'Unité IV peut s'expliquer par la présence de grands canyons qui entaillent sa base et permettent d'acheminer de grandes quantités de sédiments au-delà de la zone couverte par la sismique étudiée (cf. §. **chapitre VI**). **La très forte augmentation des taux de sédimentation dans les unités supérieures est corrélable, en sismique, avec le développement de l'appareil deltaïque de l'Ogooué.** En effet, les profils *dip* montrent une progradation qui s'amorce à la base des remplissages des canyons de l'Unité IV. Le changement des taux de sédimentation pourrait être mis en relation avec une érosion plus importante du domaine amont. Les travaux de Rust & Summerfield [1990] sur l'évolution dans l'Atlantique Sud-Est du bassin d'Orange, entre les rides de Walvis et de Falkland-Agulhas, ont montré que les variations de l'alimentation et de l'accumulation sédimentaires sur ce segment de marge étaient fortement tributaires de l'érosion spatiale et temporelle des domaines amont. Pour ces auteurs, le volume total des sédiments érodés est représenté par les sédiments silicoclastiques accumulés sur les marges, celui-ci pouvant être approché par

l'analyse des cartes des isopaques. Comme Rust & Summerfield [1990], nous sommes amenés à proposer que les variations importantes des taux moyens d'accumulation sédimentaire sur la marge, en l'absence d'une subsidence thermique importante, sont contrôlées par les variations spatiales et temporelles de l'érosion des domaines amont. L'augmentation importante des taux moyens de sédimentation dans les Unités V, VI et VII traduirait ainsi une modification importante du système de drainage de l'Ogooué.

Dans les paragraphes suivants, nous allons discuter des moteurs qui ont contrôlé l'évolution du drainage et la structuration de ce segment de marge.

III.6. DISCUSSION SUR LA CHRONOSTRATIGRAPHIE DE LA MARGE, LA NATURE ET LE CONTROLE DES DISCORDANCES STRATIGRAPHIQUES EROSIVES :

L'étude stratigraphique de la marge à l'échelle de la sismique régionale a permis de définir un canevas chronostratigraphique dans lequel nous avons replacé les processus sédimentaires contrôlant le développement du bassin de l'Ogooué au cours du Cénozoïque. La construction du canevas s'appuie principalement sur les deux coupes sismiques régionales F et G ; elle est complétée par d'autres grands traits géologiques observés sur l'ensemble de la grille sismique (**Fig. III.21**). Ce type de représentation spatio-temporelle (diagramme de Wheeler) des corps sédimentaires permet d'illustrer en 2D la durée et l'extension des hiatus d'érosion et de non-dépôt, ainsi que les grandes tendances géodynamiques de la marge (**Fig. III.22**, volume 2).

La comparaison des taux d'accumulation sédimentaire, des données de traces de fission disponibles sur ce segment de marge [Walgenwitz *et al.*, 1992], de la charte eustatique de Haq *et al.* [1988] et des demi-taux d'expansion de la ride Médio-Atlantique Equatoriale de Nürnberg & Müller [1991] permettent de discuter de la part relative des apports sédimentaires, de la tectonique des plaques et de l'eustatisme dans le développement des discordances érosives majeures du bassin de l'Ogooué :

● La discordance érosive de la base de l'Unité II (base Animba : 48-47 Ma) :

Elle est marquée par une légère augmentation des taux moyens de sédimentation. Les analyses des traces de fission réalisées sur les apatites de la marge Nord-Gabon montrent que cette discordance est associée à un âge (environ 45 Ma) de refroidissement [Walgenwitz *et al.*, 1992]. Selon ces auteurs, ce refroidissement correspond à un réajustement des isothermes après **un soulèvement et une érosion des reliefs**. La cause de cet événement 'tectonothermique' reste mal connu sur l'ensemble du Golfe de Guinée. Cependant, on note une augmentation du demi-taux d'expansion de la ride Médio-Atlantique à cette période [Nürnberg & Müller, 1991] qui pourrait avoir déterminé des contraintes intra-plaques nécessaires à la flexuration de la marge à l'Eocène moyen inférieur.

● La discordance érosive de la base de l'Unité III (base Mandorové : 30 Ma) :

La discordance dite "Oligocène" est un trait majeur de la géologie ouest-africaine ; elle est connue dans pratiquement tous les bassins, de l'Atlantique Sud [Carminatti & Scarton, 1991 ; Carbonnel *et al.*, 1996]. Dans ces bassins, les dépôts marins d'âge Oligocène supérieur reposent directement sur divers dépôts du Paléogène, le plus souvent d'âge Paléocène à Eocène moyen, voire supérieur [Carbonnel *et al.*, 1996 ; Elf-Gabon, *rapports internes*]. Les dépôts surmontant cette surface de discordance ont livré des foraminifères planctoniques, des nannofossiles et des palynomorphes qui indiquent un âge Oligocène supérieur et des milieux profonds [Carbonnel *et al.*, 1996]. Pour ces derniers, la discordance dite "Oligocène" est liée à une **phase de régression généralisée**, la transgression de l'Oligocène supérieur instaurant de nouvelles conditions franchement marines, reflétées par des groupes d'organismes caractéristiques (*Globigerina ciperoensis*,...). La présence de structures chenalisantes sur cette surface de discordance suggérerait une **émersion du**

rebord de la plate-forme, en relation avec une baisse glacio-eustatique [Haq *et al.*, 1988 ; Prentice & Matthews, 1988 ; Chierchi, 1996]. Cette hypothèse est corroborée par les travaux de Nzé Abeigne [1997] qui relie cette discordance à un **changement climatique relatif au passage d'une période sans calotte glaciaire (greenhouse) à une période d'apparition de la calotte glaciaire (icehouse) sur l'Antarctique**. Cette période de refroidissement s'accompagnerait du développement d'une nouvelle **circulation océanique** qui serait à l'origine des d'importantes érosions sous-marines.

La charte eustatique de Haq *et al.* [1988] montre des chutes successives du niveau marin, de plus haute fréquence, qui affectent l'Eocène supérieur et l'Oligocène supérieur sur une durée de 15 Ma (Fig. III.21). **Les baisses eustatiques successives, depuis la base de l'Eocène supérieur jusqu'à la base de l'Oligocène supérieur, pourraient par effet de sommation avoir généré l'important hiatus sédimentaire qui caractérise régionalement la base de l'Unité III**. Sur la coupe régionale *dip* I (Planche III.1), la surface de discordance dite "Oligocène" montre des paliers qui pourraient être le témoignage de plusieurs baisses du niveau marin relatif.

Cette discordance est aussi marquée par une augmentation notable du volume de sédiments et du taux d'accumulation sédimentaire, ce qui suggère une progradation générale de cette unité sur les unités sous-jacentes.

③ **La discordance érosive de la base de l'Unité IV (intra-Mandorové : 22-20 Ma) :**

Elle correspond à un changement marqué du système de drainage, des taux de sédimentation et du motif stratigraphique de la marge à la limite Aquitaniens-Burdigaliens (\approx 22 Ma). La durée de l'unité (\approx 10 Ma) suggère un contrôle par la tectonique globale [Vail, 1977 ; Einsele, 1992 ; Guillocheau, 1995]. Par ailleurs, les analyses de traces de fission sur apatites réalisées par Walgenwitz *et al.* [1992] mettent en évidence un refroidissement correspondant à un soulèvement de la marge à cette période. D'après ces auteurs, le soulèvement s'accompagnerait d'une érosion d'environ 1 à 1,8 km de sédiment. Par ailleurs, le demi-taux d'expansion de l'Atlantique Equatorial présente une accélération à 24-20 Ma [Nürnberg & Müller, 1991] qui conduit à un brusque changement de la dérive de la plaque africaine vers la plaque eurasiennne [Nzé Abeigne, 1997]. Selon ce même auteur, cette phase correspond à une tectonique compressive qui est suivie d'une phase de relaxation et d'intrusions basaltiques dont l'une affleure à l'Ouest de Libreville [Nzé Abeigne, 1997 ; Renaud *et al.*, 1997]. Cette intrusion est datée à 18 +/- 5 Ma [Renaud *et al.*, 1997].

Sur la courbe de Haq *et al.* [1988], cette période correspond à une baisse eustatique de faible amplitude. D'autre part, Carter *et al.* [1996] rapportent des changements morpho-structuraux correspondant à l'ouverture des passages de Drake et de Walvis à environ 25-20 Ma.

Le modèle de déformation des marges passives proposé par Cloetingh [1988] (Fig. III.22) peut permettre d'expliquer cet événement géodynamique. Bien que n'étant pas encore parfaitement étayé, ce modèle offre une alternative aux modèles de Vail *et al.* [1977] et de Haq *et al.* [1988] qui attribuent la formation des discordances des marges

passives néogènes à des baisses eustatiques, la subsidence thermique étant continue et négligeable au cours du Cénozoïque. Les discordances érosives peuvent être créées par les variations verticales de la lithosphère en relation avec les contraintes intra-plaques générées par la cinématique des plaques. En contexte compressif, la marge subirait une flexuration qui se traduirait par un soulèvement du domaine amont et un approfondissement du domaine aval. Une accélération de la subsidence tectonique et du taux d'expansion de la ride médio-atlantique, ainsi qu'un soulèvement de la marge sont rapportés à la discordance majeure aquitano-burdigalienne [Walgenwitz *et al.* 1992 ; Nzé Abeigne, 1997].

On observe effectivement que la Super-Unité d'Agradation se caractérise par des strates fortement basculées vers le bassin. Elles sont très érodées en amont puis recouvertes en par une pellicule quaternaire, déterminant une discordance angulaire dont le hiatus est de plus en plus marqué vers le continent (**Fig. III.16**).

Il résulte de ces observations que la discordance de la base de l'unité IV est principalement contrôlée par l'activité tectonique. Le soulèvement associé conduirait à la translation brutale des milieux de dépôt vers l'Ouest et à l'érosion de la marge.

⊙ La discordance érosive de la base de l'Unité V (~ 10 Ma) :

La base de l'Unité V (10-8 Ma) correspond à un changement très net du taux moyen d'accumulation sédimentaire qui augmente de façon significative et traduirait une érosion plus importante des domaines amont. Cette évolution souligne une part importante des apports sédimentaires dans le développement de cette discordance et des sigmoïdes de progradation qui composent l'Unité V. En effet, selon Brown & Fisher [1980], le développement d'un talus sur la plate-forme est principalement lié à l'augmentation des apports sédimentaires. D'après ces derniers auteurs, c'est particulièrement la capacité de la plate-forme à développer une sédimentation très rapide de type delta qui induit le développement d'une sédimentation oblique. Cependant, cette discordance est corrélable avec une baisse eustatique [Haq *et al.*, 1988] et une accélération du demi-taux d'expansion océanique [Nürnberg & Müller, 1991]. La surimposition des effets de l'eustatisme et de la tectonique globale peut donc être envisagée pour expliquer la formation de cette discordance. En effet, la base de cette unité est marquée par des vallées fluviatiles dont le développement est généralement rapporté à des baisses importantes du niveau marin relatif [Burke, 1972 ; Posamentier *et al.*, 1992].

⊙ La discordance de la base de l'Unité VI (~ 5, 2 Ma) :

Elle est marquée par une diminution légère du taux moyen d'accumulation sédimentaire et se corrèle sur la charte de Haq *et al.* [1988] avec des baisses eustatiques de faible amplitude. Cependant, la base de cette unité est représentée par une **surface régionale de down lap** qui est bien marquée sur la zone du canyon n°2, en relation avec la migration du dépôt-centre vers le Nord (coupe E ; **Fig. III.17**). **Le changement de la direction et de la distribution des apports représentent un paramètre important dans le développement de l'Unité VI et de la discordance basale associée.**

⑥ La discordance érosive de la base de l'Unité VII (~ 3.5 Ma) :

Elle est associée à la **plus forte augmentation du taux moyen de sédimentation qu'enregistre la marge au cours du Cénozoïque**. Cependant, les courbes des *on lap* côtiers et d'*off lap break* montrent une **augmentation de la tranche d'eau** qui est encore plus nette de part et d'autre du dépôt-centre de l'Ogooué. En effet, les clinofformes progradants de l'unité VII passent dans ces domaines à des réflecteurs globalement agradants qui soulignent une augmentation de l'espace disponible (cf. § voir chapitre IV ; **Planche III.3**). Les sigmoïdes de progradation de cette unité pourraient ainsi être expliqués par des taux d'apports sédimentaires nettement supérieurs à la vitesse de création de l'espace disponible. La discordance de la base de l'Unité VII pourrait donc correspondre à un excès d'apports sédimentaires conduisant à une régression importante et au développement d'une surface régionale de *down lap*. Tout comme pour le cortège supérieur de l'Unité IV, l'Unité V et l'Unité VI, la présence de ravinements limitant les séquences de dépôt indique des variations du niveau marin relatif. Nous pensons comme Posamentier & James [1993] que, dans le cas de l'Unité VII les variations du niveau marin relatif gouverneraient la position et la récurrence des séquences de dépôt, alors que la croissance et l'épaisseur des séquences sont davantage réglées par les apports sédimentaires [Posamentier & James, 1993].

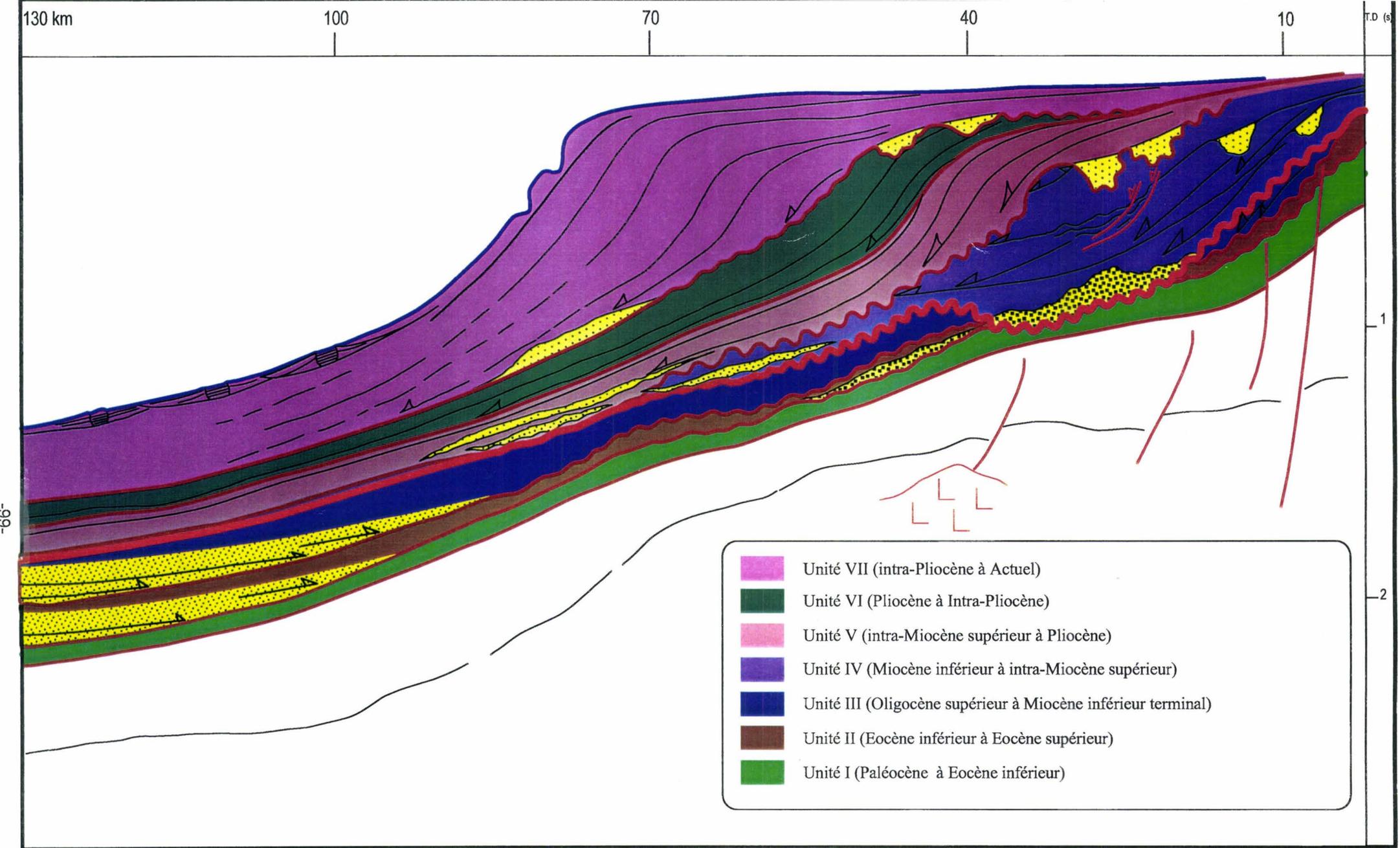


Fig. III. 20 : Coupe synthétique des Unités Stratigraphiques du bassin de l'Ogooué. L'organisation spatio-temporelle de ces Unités est illustrée dans le diagramme chronostratigraphique.

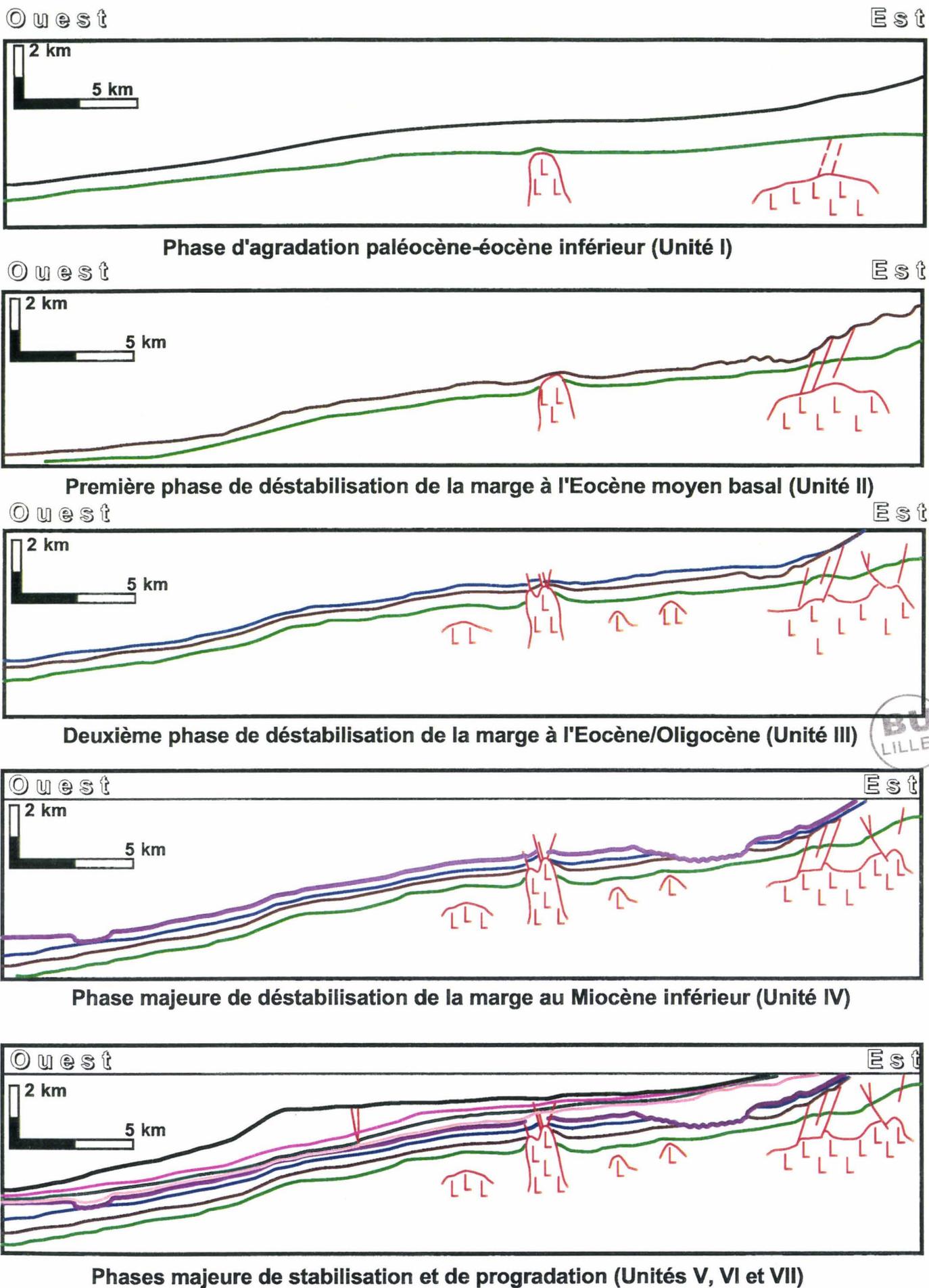
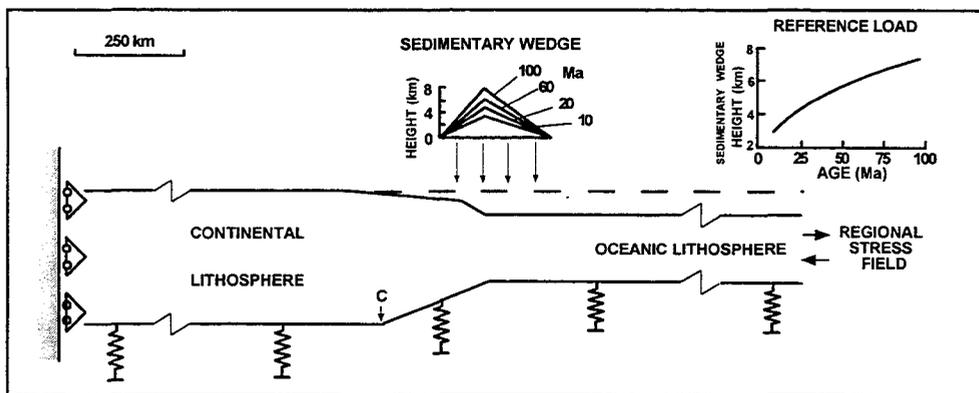
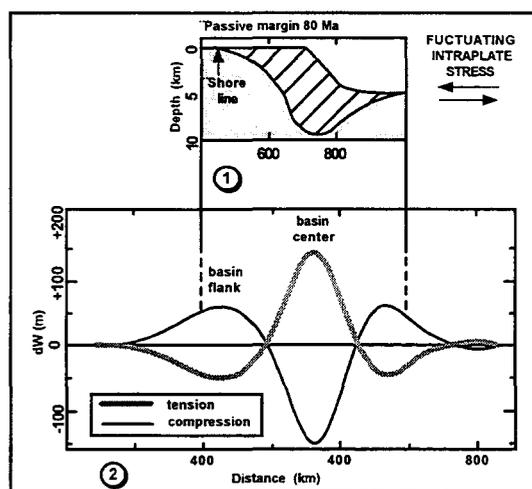


Fig. III.19 : Les Principales Phases de Structuration de la marge Nord-Gabon, au cours du Cénozoïque.



a)



b)

Fig. III.22 : Modèle tectonique de Cloetingh (1988) expliquant l'origine des fluctuations du niveau marin relatif par des variations verticales de la lithosphères induite par les contraintes intra-plaques (a). Celles-ci conduisent, en contexte compressif, à un soulèvement des flancs des marges passives et à un enfoncement du bassin profond (b).

CHAPITRE IV :
CRARACTERISATION ET EVOLUTION DES
EVENTAILS SOUS-MARINS A L'ECHELLE DES
UNITES STRATIGRAPHIQUES

IV : CARACTERISATION ET EVOLUTION DES EVENTAILS SOUS-MARINS A L'ECHELLE DES UNITES STRATIGRAPHIQUES

IV.1. INTRODUCTION :

Dans le chapitre précédent, nous avons souligné en particulier la mise en place d'une source terrigène pérenne depuis l'Eocène moyen (Unité II) correspondant à un paléo-Ogooué qui va être redistribué suivant des processus gravitaires et/ou deltaïques en fonction du potentiel d'accommodation et du taux de soulèvement de la marge. Dans ce chapitre, nous allons nous attacher à préciser l'architecture et la dynamique sédimentaire propre aux différents éventails sous-marins. Les discordances érosives qui limitent les différentes unités correspondraient à des périodes de chute du niveau marin relatif de 2^{ème} ordre (cf. § **Tableau II.4**) marquées par le développement d'importantes structures d'incision, en amont, et le dépôt d'éventails clastiques, en aval.

IV.2. CARACTERISATION GENERALE DES ELEMENTS ARCHITECTURAUX DES EVENTAILS SOUS-MARINS DU PRISME SEDIMENTAIRE DE L'OGOUE :

Comme le montrent les différents profils sismiques (cf. § **Planches III.1, III.2 & III.3**), d'importantes structures chenalisantes (canyons, vallées incisées, chenaux, et sillons de ravinement) sont souvent associées aux discordances érosives (baisses importantes du niveau marin relatif) qui limitent les unités stratigraphiques. Certaines de ces discordances (Unités II et III) sont parfaitement corrélables avec de grands éventails clastiques profonds. La caractérisation et l'assemblage des éléments architecturaux de nature érosive et dépositionnelle, suivant un profil de dépôt amont-aval, permet de reconnaître les différents éventails sous-marins superposés à l'échelle régionale. Dans ce travail, la caractérisation des structures chenalisantes a été fondée sur la taille, la position géographique et les processus responsables des érosions associés.

IV.2.1. Les glissements gravitaires :

La coupe sismique F montre une structure de glissement d'une extension d'environ 12 km (cf. § **planche III.2**) au sein de l'Unité IV. La tête du glissement est représentée par des loupes d'arrachement à fort gradient de pente qui recoupent les clinofformes de progradation inférieurs de l'Unité IV. La surface principale de détachement se raccorde aux strates sous-jacentes, définissant une surface de forme concave (**Fig. IV.1A**). On note un épaississement de la structure vers le bassin, avec des réflecteurs plus ondulés et déformés, affectés dans la partie distale par des cisaillements qui soulignent l'amortissement des sédiments glissés.

Sur la base des figures géométriques associées à cette structure, deux mécanismes peuvent être proposés pour expliquer l'origine du glissement :

❶ Le premier mécanisme implique des failles normales probablement liées à la tectonique salifère qui affectent toute cette zone au Miocène moyen à supérieur. Les zones de faiblesses créées par ces failles normales pourraient avoir influencé ce glissement.

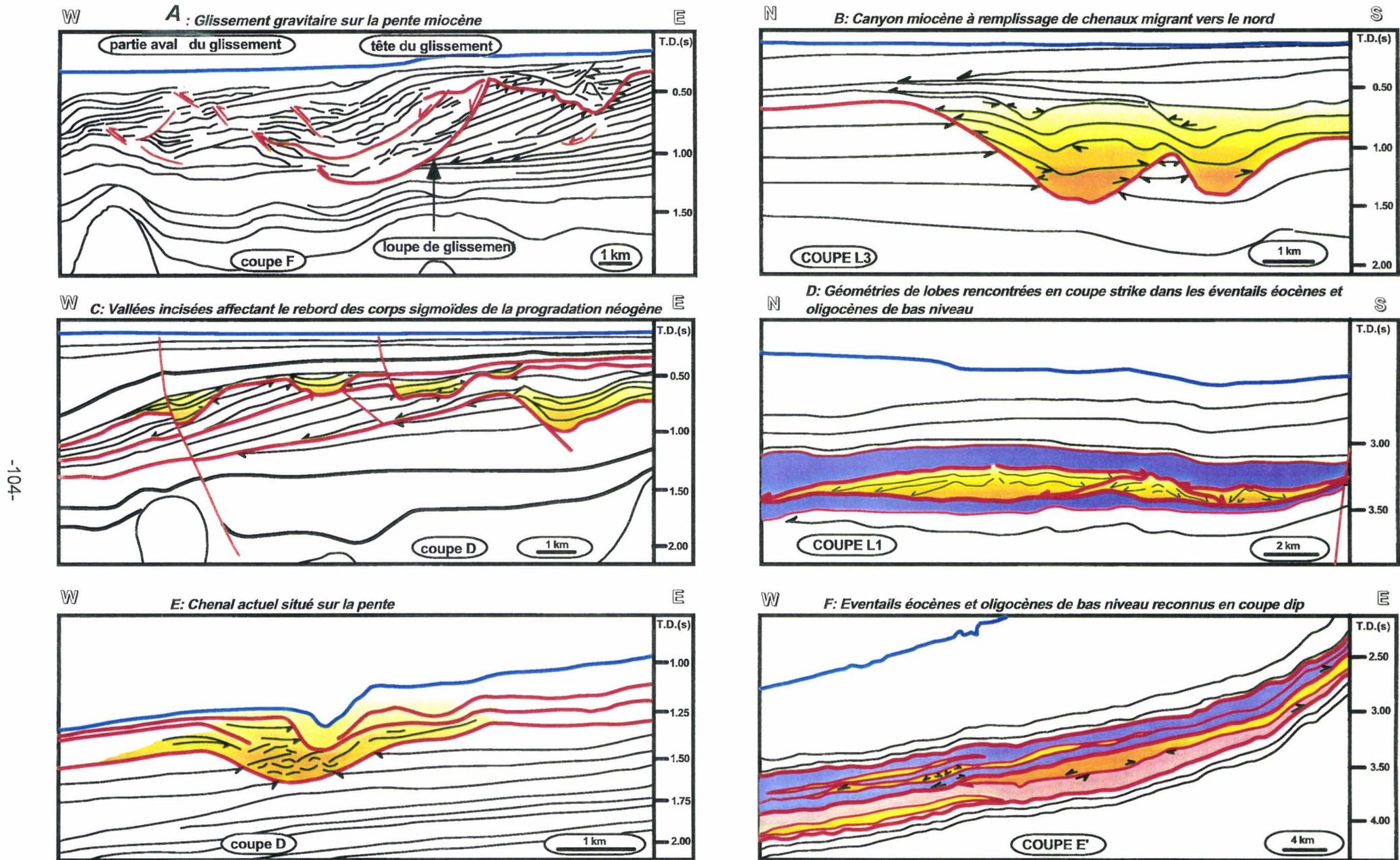


Fig. IV.1 : Les principaux éléments architecturaux des systèmes gravitaires cénozoïques du bassin deltaïque de l'Ogooué (Marge Nord-Gabon)

② Le deuxième mécanisme fait intervenir une baisse importante du niveau marin relatif marquée par le développement d'une vallée profonde. Selon Morton [1993], l'existence de vallées incisées profondes indiquerait un apport fluviatile important qui peut se traduire par une forte accumulation de sédiments organiques et le développement d'hydrates de gaz. Les périodes de baisse importante du niveau marin relatif seraient favorables à la déstabilisation de ces hydrates de gaz et au déclenchement de glissements gravitaires sur la pente. D'autre part, les ravinements qui accompagnent ces baisses du niveau marin relatif, du fait qu'elles entaillent très profondément les sédiments sous-jacents peuvent créer des zones de faiblesse dans la pile sédimentaire, au niveau du talus [Morton, 1993].

La localisation de ce glissement sur le dépôt-centre de l'Unité IV (cf. § **Planche III.2**) suggère un contrôle prépondérant par les apports sédimentaires. Les glissements gravitaires représenteraient un mécanisme important dans les processus d'excavation des pentes et de transfert sédimentaire vers les domaines profonds [Morton, 1993].

IV.2.2. Les vallées sous-marines et sub-aériennes :

Elles représentent des **structures chenalisantes** qui prennent naissance sur les rebords de plates-formes, en relation avec des processus gravitaires lors des baisses importantes du niveau marin relatif [Vail *et al.*, 1977 ; Posamentier *et al.*, 1992 ; Morton, 1993]. Suivant la profondeur et l'extension de l'érosion, nous avons reconnu deux types de vallées :

● Les vallées sous-marines :

Il s'agit de structures qui sont principalement localisées à la base, respectivement de l'Animba (Eocène moyen) et du Mandorové (Oligocène supérieur à Miocène inférieur terminal). Elles sont représentées par des formes en "U" ou en "V" qui peuvent avoir une largeur d'environ 7 km et dépasser 500 m de profondeur ; leur extension peut être supérieure à 150 km (cf. § **Planches III.1 & III.3 ; Fig. IV.1B**). Elles peuvent constituer de grands systèmes d'incisions séparées par des buttes-témoins. Un système d'incision peut atteindre une largeur de 27 km et une extension de plus de 150 km (cf. §. **Planche III.1**).

La profondeur, la largeur et la grande extension vers l'Ouest des vallées suggèrent une érosion sous-marine et un transit sédimentaire importants, soulignant un fonctionnement de type **canyon sous-marin**. Le développement des canyons est généralement lié à des érosions par des processus turbiditiques, depuis la partie inférieure du rebord de plate-forme jusque dans des domaines très distaux [Nelson *et al.*, 1970]. Cependant, la morphologie des canyons a pu aussi être façonnée par des phénomènes de *slumping* [Nelson *et al.*, 1970]. Ceux-ci se développent à la tête des canyons et se propagent par érosions régressives successives jusque sur la plate-forme où les têtes de canyons peuvent alors être confondues avec les vallées sub-aériennes. Comme le montrent les profils sismiques (cf. §. **Planches III.1, III.2 & III.3**), le **remplissage des canyons peut être constitué de corps sismiques progradants ou de chenaux migrants**.

● Les vallées sub-aériennes :

Il s'agit de structures qui entaillent les rebords des prismes de progradation de la Super-Unité de Progradation (**Fig. IV.1.C**). La coupe sismique régionale F (cf. § **Planche III.2**) montre clairement des structures d'incision d'une largeur de 2 à 4 km et d'une

profondeur de 300 à 400 m qui migrent vers l'Ouest au cours du temps. Les dimensions et la localisation de ces structures sur la partie haute du rebord de plate-forme permettent de les interpréter en termes de vallées incisées [Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Posamentier *et al.*, 1992 ; Morton & Suter, 1996]. Elles seraient liées à la translation des dépôts littoraux vers le bassin et à l'encaissement des systèmes fluviaux en périodes de baisses importantes du niveau marin relatif.

Plusieurs autres vallées incisées, relativement moins bien développées, sont observées sur le prisme sédimentaire de l'Ogooué en position stratigraphique différente (cf. § **Planches III.1, III.2 & III.3**) ; elles correspondent aux limites des séquences de dépôt de l'intervalle progradant. Le développement de certaines vallées a pu être favorisé par l'activité des failles normales qui leur sont parfois associées (cf. § **Planche III.2**). Leur remplissage montre des réflecteurs parallèles et continus qui se terminent en *on lap* sur les parois. Ce type de configuration suggère que **les corps sédimentaires agrandent et occupent tout l'espace disponible en comblant le système au fur et à mesure de la montée du niveau marin relatif**.

Les vallées sub-aériennes et sous-marines représentent ainsi les vecteurs principaux du transit gravitaire vers les domaines profonds ; leur caractérisation devrait aider à la reconnaissance des parties proximales des systèmes turbiditiques. Des **ravinements de pente** (*gullies*) ont été retrouvés dans le prolongement distal des vallées incisées ; ils sont marqués par la troncature des clinofformes sous-jacentes (cf. § Coupe F ; **Planche III.2**).

IV.2.3. Les chenaux sous-marins :

Ils correspondent à des systèmes de dimension plus petite que les vallées incisées et les canyons. Plusieurs types de chenaux sont visibles sur le prisme sédimentaire de l'Ogooué (**Fig. IV.2**) ; ils se différencient par le rapport « Erosion/Construction » et le sismofaciès de remplissage. Trois types principaux ont été définis :

● Les chenaux fortement érosifs à faiblement constructifs :

Des structures en forme de "V", visibles sur la pente actuelle, surcreusent le sommet de la Super-Unité de Progradation sur près de 200 m de profondeur et 2 km de large. Leur base est clairement érosive et se superpose parfois avec la surface du fond de l'eau. Sur la coupe sismique L2 (**Fig. IV.2A**), on note que certaines de ces structures présentent un fonctionnement multiphasé qui se caractérise par une succession de phases d'érosion importante et de phases de construction faible. L'érosion basale peut être surmontée par un sismofaciès chaotique (cf. § **Fig. III.3**) passant vers le haut à des réflecteurs parallèles à subparallèles qui peuvent être tronqués par des réflecteurs d'amplitude plus forte et plus continue. La géométrie des réflecteurs souligne ainsi différentes phases d'érosion et de remplissage du chenal.

● Les chenaux faiblement érosifs à constructifs :

Il s'agit de conduits sédimentaires qui se localisent principalement sur le domaine de pente (cf. § Coupe sismique L3, **Planche III.3**) où ils sont représentés par des réflecteurs

sismiques en forme de creux de 0,5 km de large ; les creux sont séparés par des réflecteurs sismiques en forme de bosse de 0,5 km de large (**Figures IV.2A & IV.2C**). Les terminaisons des réflecteurs à l'intérieur des bosses indiquent des érosions de faible amplitude qui permettent de délimiter de petites unités sismiques. Des structures similaires (*ridges and troughs*) ont été décrites dans les séries miocènes de la mer du Nord par Cartwright [1995] ; elles représenteraient le prolongement distal de chenaux distributaires de pro-delta et de sillons de ravinement dans un contexte de progradation/agradation.

Les profils sismiques *strike* de la **Figure IV.2** et de la **Planche III.3** (profil L3) montrent que ces structures s'enracinent sur des zones de faible épaisseur à la base de l'Unité Stratigraphique IV (cf. §. **Planche III.3** : au Nord de Port-Gentil et au Sud de la coupe régionale I). Ces profils *strike* montrent une migration de leur axe vers le Nord au cours du temps.

⊕ Les chenaux constructifs :

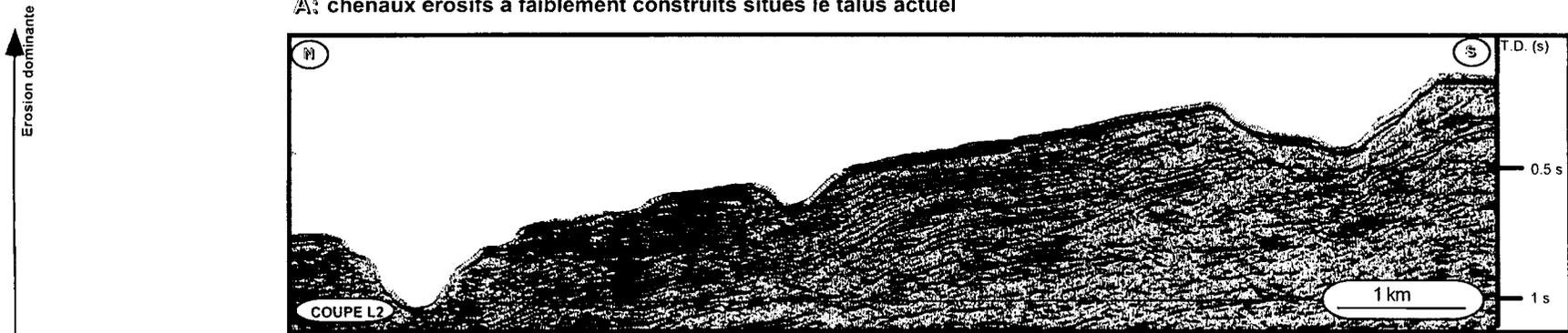
Il s'agit de structures qui se localisent principalement en bas de pente des sigmoïdes de progradation du sommet de l'Unité VII (cf. § profils sismiques *dip* de la **Planche III.3**). Dans le détail (**Figures IV.1.E & IV.2D**), ces structures se composent d'une gouttière chenalisanse centrale, d'environ 0,50 km de large, représentée par des réflecteurs parallèles. De part et d'autre, les réflecteurs montrent des terminaisons en *down lap* sur la surface basale ; ils déterminent des levées qui sont à l'origine du caractère perché de la gouttière centrale. L'ensemble de ces éléments permet de définir un système chenal-levées [Flood *et al.*, 1991 ; McHargue, 1991]. Les travaux de McHargue [1991] sur l'éventail profond de l'Indus montrent que ces systèmes se développent préférentiellement en périodes de remontée du niveau marin relatif. Dans le bassin de l'Ogooué, les chenaux-levées peuvent montrer une migration vers le haut de pente au cours du temps (**Fig. III.20**). **Cette évolution est compatible avec la courbe d'on lap côtiers (Fig. III.15) qui montre une augmentation de la tranche d'eau au sommet de l'Unité VII.**

IV.2.4. Les configurations sismiques divergentes et les géométries lenticulaires associées :

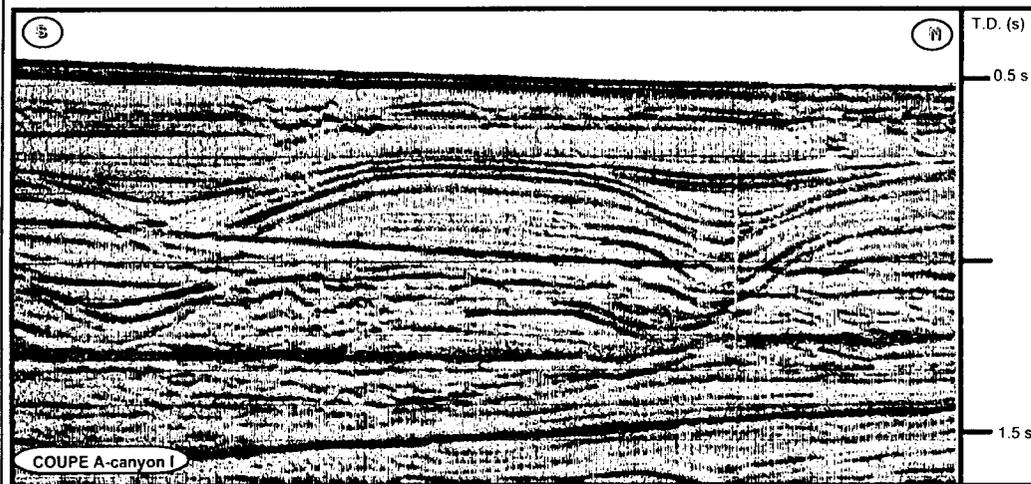
Les profils sismiques *dip* (cf. § **Planches III.1 & III.2**) montrent particulièrement bien la divergence des réflecteurs des Unités II et III, à l'Ouest de la ligne de rupture de pente actuelle où leur épaisseur peut passer de 100 à 400 m, sur une distance de 15 km. Dans ce domaine, les réflecteurs discontinus de forte amplitude déterminent un sismofaciès à configuration subparallèle (cf. § Sismofaciès 2 de la **Figure III.2**) qui traduirait des variations lithologiques en milieu de forte énergie [Ravenne, 1978]. Les données diagaphiques des puits situés sur le rebord de plate-forme actuelle ont permis de préciser en amont la lithologie des ensembles sismiques divergents (cf. § **chapitre VII**). Ils se caractérisent par des intervalles grésosilteux de puissance pluri-décamétrique qui sont séparés par des niveaux plus argileux ; nous les avons interprété en termes de "**complexes de lobes turbiditiques**".

La **Figure IV.1.F** montre des réflecteurs continus de forte amplitude qui déterminent des petites unités sismiques dans les complexes turbiditiques ; ces réflecteurs pourraient correspondre aux intervalles argileux observés en diagraphies. Dans ce cas, les niveaux argileux marqueraient des phases de ralentissement ou de quiescence du complexe turbiditique. Les coupes sismiques *strike* perpendiculaires à ces complexes permettent de préciser les relations géométriques entre les petites unités sismiques. En particulier, le profil sismique L1 (cf. § **Planche III.3**) montre des corps lenticulaires qui se superposent les uns aux autres. Ils montrent des réflecteurs qui se terminent en *down lap* bidirectionnel sur la surface basale et correspondent aux petites unités sismiques reconnues sur les profils *dip*. En domaine profond, ce type de géométrie caractérise généralement des **lobes turbiditiques** [Mitchum *et al.*, 1994]. Sur la zone étudiée, chaque lobe peut avoir une largeur d'environ 14 km et une épaisseur d'environ 50 m. Les lobes les plus jeunes se positionnent dans les dépressions topographiques inter-lobes, conduisant à la formation d'un complexe de lobes (**Fig. IV.1.D**), suivant des cycles de compensation à grande échelle tels que les définissent Mutti et Sonnino [1981]. Ce mode de sédimentation rend bien compte de la difficulté de corréler ces objets sur de grandes distances, sur la seule base des données de puits.

A: chenaux érosifs à faiblement construits situés le talus actuel



B: chenaux faiblement érosionnels et agradants qui migrent vers le Nord



C: chenaux faiblement érosifs et agradants situés sur le talus actuel



D: chenal construisant latéralement des levées en bas de talus

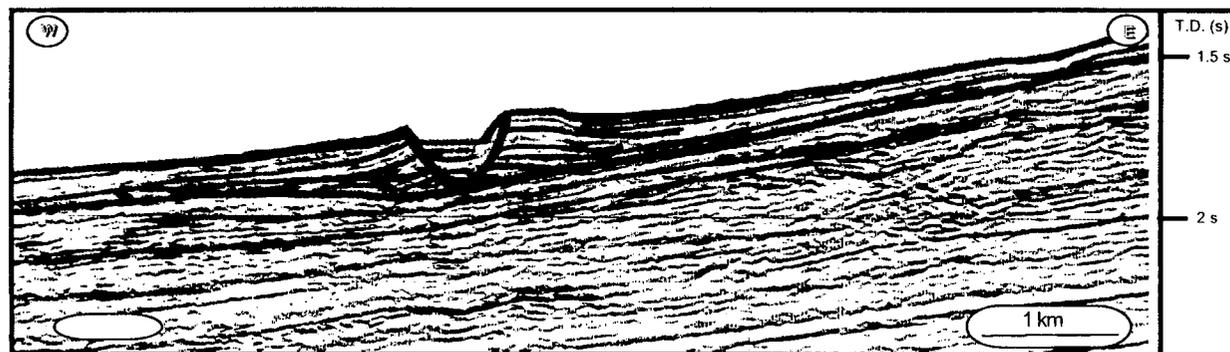
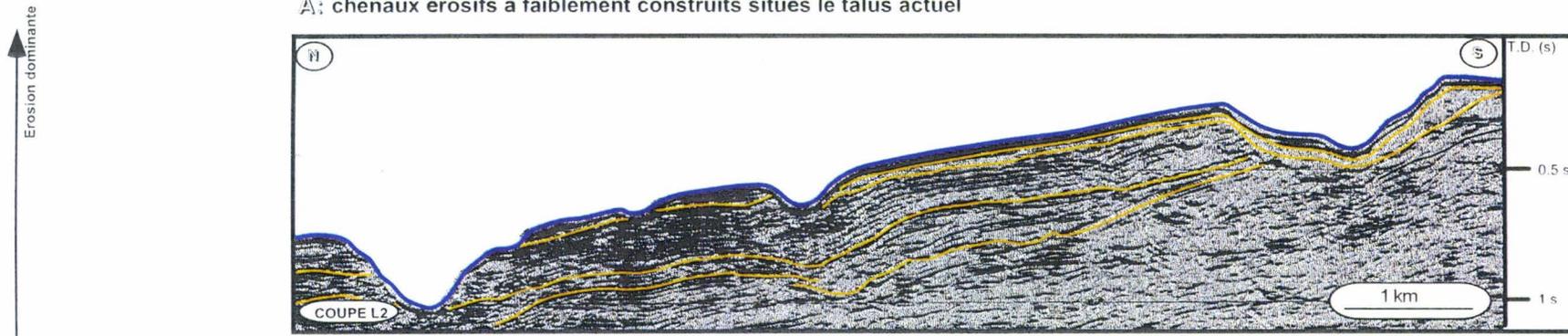
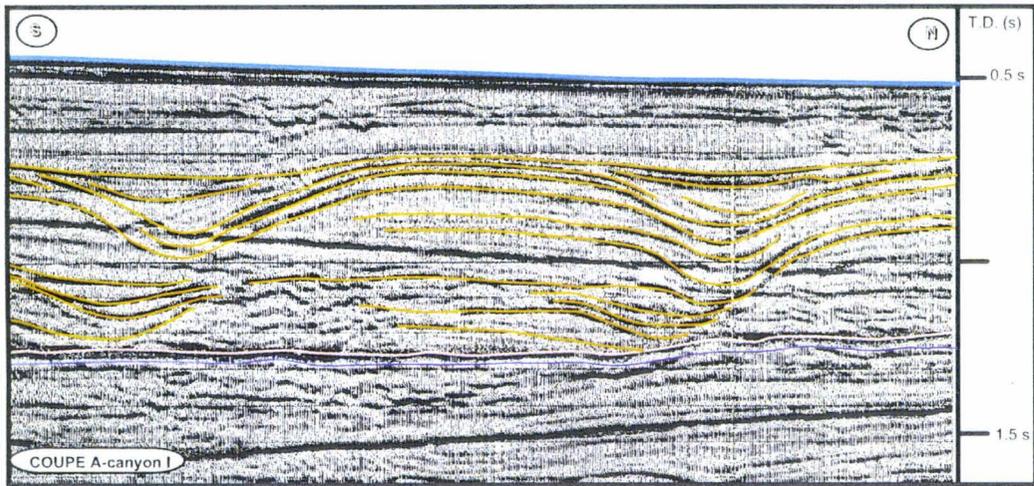


Fig. IV.2a : Variations morphologiques des chenaux de la marge Nord-Gabon (sections sismiques vierges)

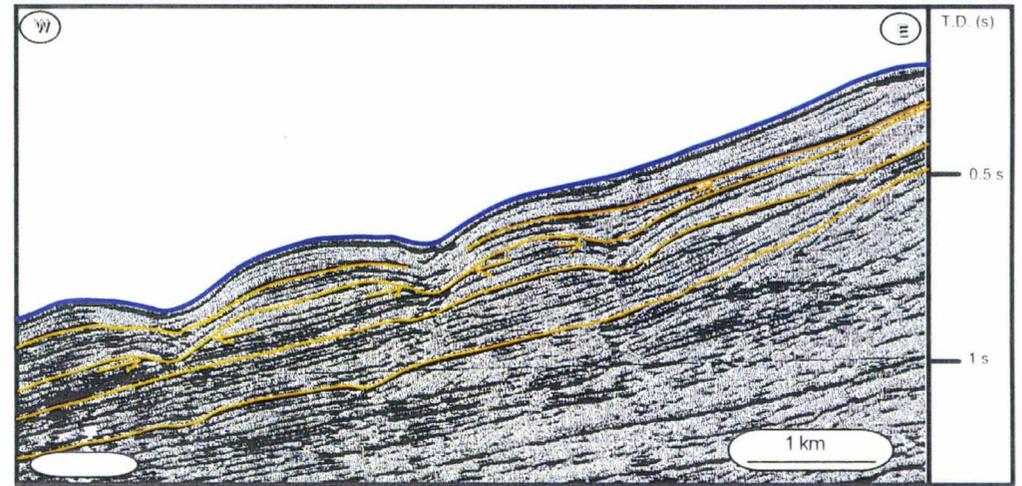
A: chenaux érosifs à faiblement construits situés le talus actuel



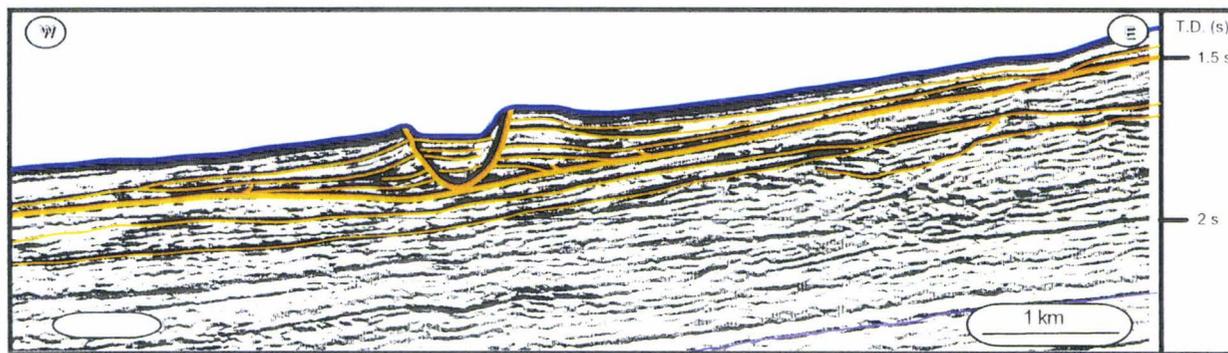
B: chenaux faiblement érosionnels et agradants qui migrent vers le Nord



C: chenaux faiblement érosifs et agradants situés sur le talus actuel



D: chenal construisant latéralement des levées en bas de talus



- discordance intra-Mandorové (Miocène moyen terminal)
- discordance intra-Miocène supérieur
- fond de l'eau

Fig. IV.2b : Variations morphologiques des chenaux de la marge Nord-Gabon

IV.3. CARACTERISATION ET DYNAMIQUE DES PRINCIPAUX EVENTAILS SOUS-MARINS :

L'agencement spatial et temporel des éléments architecturaux mis en évidence dans l'analyse des sismofaciès (vallées incisées, canyons, chenaux et lobes) a permis de reconnaître trois éventails sous-marins principaux superposés dans la Super-Unité d'Agradation (Unités II et III) et à la base de la Super-Unité de Progradation (Unité IV). L'identification de vallées incisées, de systèmes de chenaux-levées et de structures en monticule indique également le développement d'éventails sous-marins dans les unités supérieures. Cependant, la taille des éléments et le maillage de la sismique (10 à 20 km) n'ont pas permis de les cartographier complètement. Les profils sismiques *dip* (cf. § **Planches III.1 & III.2**) illustrent bien la superposition des éventails sous-marins du prisme sédimentaire cénozoïque de l'Ogooué :

IV.3.1. Les éventails sous-marins de la Super-Unité d'Agradation :

IV.3.1.1 L'éventail sous-marin de l'Animba (Unité II) :

Cet éventail se développe sur une plate-forme de type rampe homoclinale et peut atteindre une extension Est-Ouest de 120 km. Il se caractérise en amont par des canyons sous-marins présentant une faible amplitude d'érosion qui se répartissent sur l'ensemble de la marge. Cette distribution des gouttières d'alimentation sur l'ensemble du prisme sédimentaire de l'Ogooué est caractéristique d'un '**éventail sous-marin multi-canyons**'. Cependant, les canyons sont plus développés vers le Nord, où ils peuvent atteindre une profondeur d'érosion de 200 à 300m (cf. § **Planche III.3**).

Les canyons passent, vers l'Ouest, à un complexe de lobes turbiditiques limité à la base par un réflecteur continu de forte amplitude. Les complexes s'étendent au-delà de la zone d'acquisition sismique et nous n'avons donc pas pu en préciser la fermeture vers l'aval. Leur morphologie est bien illustrée par la carte des isopaques de cette unité qui montre une augmentation progressive de l'épaisseur vers l'Ouest (cf. § **Fig. III.8**) ; celle-ci est compatible avec la configuration divergente observée sur les profils sismiques *dip*. On remarque néanmoins que les lobes se développent préférentiellement au Nord de la zone d'étude, où ils peuvent atteindre une épaisseur de 500m. Cette évolution pourrait indiquer un développement marqué du paléo-Ogooué sur cette partie du bassin.

IV.3.1.2 L'éventail sous-marin du Mandorové inférieur (Unité III) :

Il se développe également sur une rampe homoclinale et peut s'étendre d'Est en Ouest sur plus de 120 km ; l'étendue de la grille sismique n'a pas permis d'en cartographier la terminaison vers l'Est. Il se distingue de l'éventail précédent par un important hiatus d'érosion à sa base ; celui-ci est marqué par l'absence de la majeure partie des dépôts de l'Eocène supérieur terminal et de la totalité de l'Oligocène inférieur sur le plateau continental.

La partie amont du système est représentée par un système de canyons qui recourent des sédiments principalement argileux, définissant un "**éventail sous-marin multi-canyons**" (**Fig. IV.3**). Tout comme pour l'éventail de l'Animba, le maillage de la sismique ne permet

pas de réaliser une cartographie complète des canyons à l'échelle de la marge ; leur profondeur peut atteindre 200 m. Le remplissage des canyons est représenté par des réflecteurs parallèles à sub-parallèles qui se terminent en *on lap* sur les parois des canyons (cf. § Coupe G ; **Planche III.2**).

La base érosive de l'Unité III est corrélable vers l'aval, avec d'importants complexes de lobes turbiditiques (cf. § **Planches III.1 & III.2**). Ils s'étendent d'Est en Ouest sur une distance d'environ 50 km ; les développements les plus distaux reconnus peuvent atteindre 300 m d'épaisseur. Comme le montre la carte des isopaques correspondante, cet éventail est nettement plus développé que celui de l'Animba. L'augmentation du volume de sédiments et des taux d'accumulation sédimentaire traduirait **une progradation de cet éventail sur celui de l'Animba**. On peut aussi noter sur la carte des isopaques que l'éventail du Mandorové inférieur se développe préférentiellement au Sud de la zone d'étude en constituant un empilement de trois complexes de lobes séparés par des réflecteurs continus de forte amplitude (cf. § coupe I ; **Planche III.1**).

Malgré le nombre impressionnant de modèles de faciès et de processus associés aux systèmes clastiques profonds [Normark, 1970 1978 ; Mutti & Ricci Luchi, 1972 ; Walker 1978 ; Posamentier *et al.*, 1988 ; Mutti, 1992], aucun d'eux ne permet d'intégrer parfaitement les principales caractéristiques de l'éventail sous-marin du Mandorové inférieur. En particulier, il semble que le complexe de lobes turbiditiques dans le domaine profond n'ait aucun équivalent sur le plateau continental (absence des dépôts de l'Oligocène inférieur et d'une partie de l'Eocène supérieur) qui est seulement incisé par des canyons.

Nous avons vu dans le chapitre précédent que la discordance dite "Oligocène" serait liée à une baisse glacio-eustatique importante lors de la mise en place de la calotte glaciaire comme on peut le voir sur les courbes de Haq *et al.* [1988] et de Prentice & Matthews [1988]. Il a été démontré sur la marge du Brésil que l'intensification des processus hydrodynamiques est régulée sur les plates-formes par les fluctuations du niveau marin relatif ; une baisse du niveau marin relatif tend à amplifier ces processus et à favoriser le transfert de grands volumes de sédiments vers le domaine profond [Peres, 1993 ; Cainelli, 1994]. Selon ces auteurs, cette intensification des processus hydrodynamiques serait à l'origine du développement de la discordance Oligocène sur la marge du Brésil. Ce phénomène est actuellement observé sur cette marge, au droit du delta du Sao Francisco, où l'action des courants sous-marins et des vagues empêche le dépôt de la fraction silicoclastique sur la plate-forme. Sur le prisme sédimentaire de l'Ogooué, la baisse du niveau marin relatif est marquée par le développement d'un système de canyons qui souligne une érosion linéaire et un transit du flux depuis des domaines amont vers les domaines aval. Les sédiments remaniés par les processus hydrodynamiques pourraient avoir emprunté ces structures chenalisantes et constituer de fortes accumulations turbiditiques à l'Ouest du bassin.

Dans le Sud de la zone d'étude, la base de l'Unité III peut être représentée par des paliers (cf. § coupe I ; **Planche III.3**) ; **ces paliers peuvent correspondre à des phases de réactivation des processus d'érosion, en relation avec des baisses du niveau marin relatif de haute fréquence**. Ces faits sont corroborés par le développement de plusieurs complexes de lobes turbiditiques superposés dans cette partie du bassin.

IV.2.2. Les éventails sous-marins de la Super-Unité de Progradation :

IV.2.2.1. Les éventails sous-marins du Mandorové supérieur (Unité IV) :

Cette Unité marque la transition entre les grands éventails sous-marins de la Super-Unité d'Agradation et les éventails relativement moins bien développés de la Super-Unité de Progradation (cf. § Planches III.1 & III.2). De par sa position stratigraphique, cette unité comprend un **cortège gravitaire inférieur** corrélable avec la discordance érosive intra-Mandorové (Miocène inférieur) et d'un **cortège supérieur** composé de séquences de progradation, les deux ensembles gravitaires étant séparés par une surface régionale de *down lap* (cf. § Planches III.1 & III.2). Dans le détail, les séquences de dépôt de l'ensemble supérieur sont marquées par des vallées incisées sur le haut des pentes et de surfaces de ravinement dans leur prolongement distal ; ces structures érosives sont représentatives d'éventails de plus haute fréquence qui se développent à l'échelle des séquences de dépôt mais qu'il est difficile de préciser compte tenu de la résolution de la sismique (cf. § Planches III.1 & III.2). Dans les paragraphes qui suivent nous allons d'abord nous intéresser à l'éventail sous-marin du cortège sédimentaire inférieur, puis nous nous attacherons à décrire le cortège supérieur et les vallées incisées associées :

IV.2.2.1.a. L'éventail sous-marin du cortège inférieur de l'Unité IV (Miocène inférieur) :

La bonne restitution des objets géologiques sur les données de sismique réflexion de cet intervalle nous a permis d'approcher de façon relativement plus détaillée l'agencement des éléments architecturaux et l'évolution générale de ce système.

L'éventail sous-marin du Miocène inférieur se caractérise par le développement du système de canyons le plus important observé sur la marge Nord-Gabon. Les canyons peuvent dépasser 10 km de large et 500 m de profondeur ; ils s'étendent d'Est en Ouest sur plus de 150 km (Fig. IV.3). Six canyons ont pu être cartographiés sur les portions les plus érosives, ils ont été numérotés de 1 à 6, du Nord au Sud. On peut noter que ces canyons sont généralement constitués en amont de plusieurs systèmes tributaires dont la confluence vers l'aval conduit à la création d'un conduit principal. Par ailleurs, **le tracé irrégulier des canyons est guidé par la position et la taille des intumescences salifères**. En effet, on peut remarquer que les canyons contournent généralement les dômes salifères de grande taille, tout en recoupant les dômes de petite taille. **Certains des canyons se développent dans la continuité des canyons sous-jacents** (cf. § Planche III.3), tout en s'étendant plus à l'Ouest et en **surcreusant profondément les lobes des éventails inférieurs** (Fig. IV.3). Cette évolution suggère une **progradation globale de l'assemblage "canyons-lobes"** depuis l'Eocène moyen (Animba), en accord avec l'augmentation générale des taux d'accumulation sédimentaire, à l'échelle de la Super-Unité d'Agradation (cf. § III.18). La chute brutale des taux de sédimentation observée au niveau de ce système de canyons peut donc s'expliquer, en partie, par une **translation importante des dépôts de lobes vers un domaine encore plus distal**. En effet, comme le montrent l'extension et la profondeur des incisions, des quantités significatives de sédiments pourraient avoir transité par ces conduits et se déposer vers l'Ouest en dehors de la zone d'acquisition sismique.

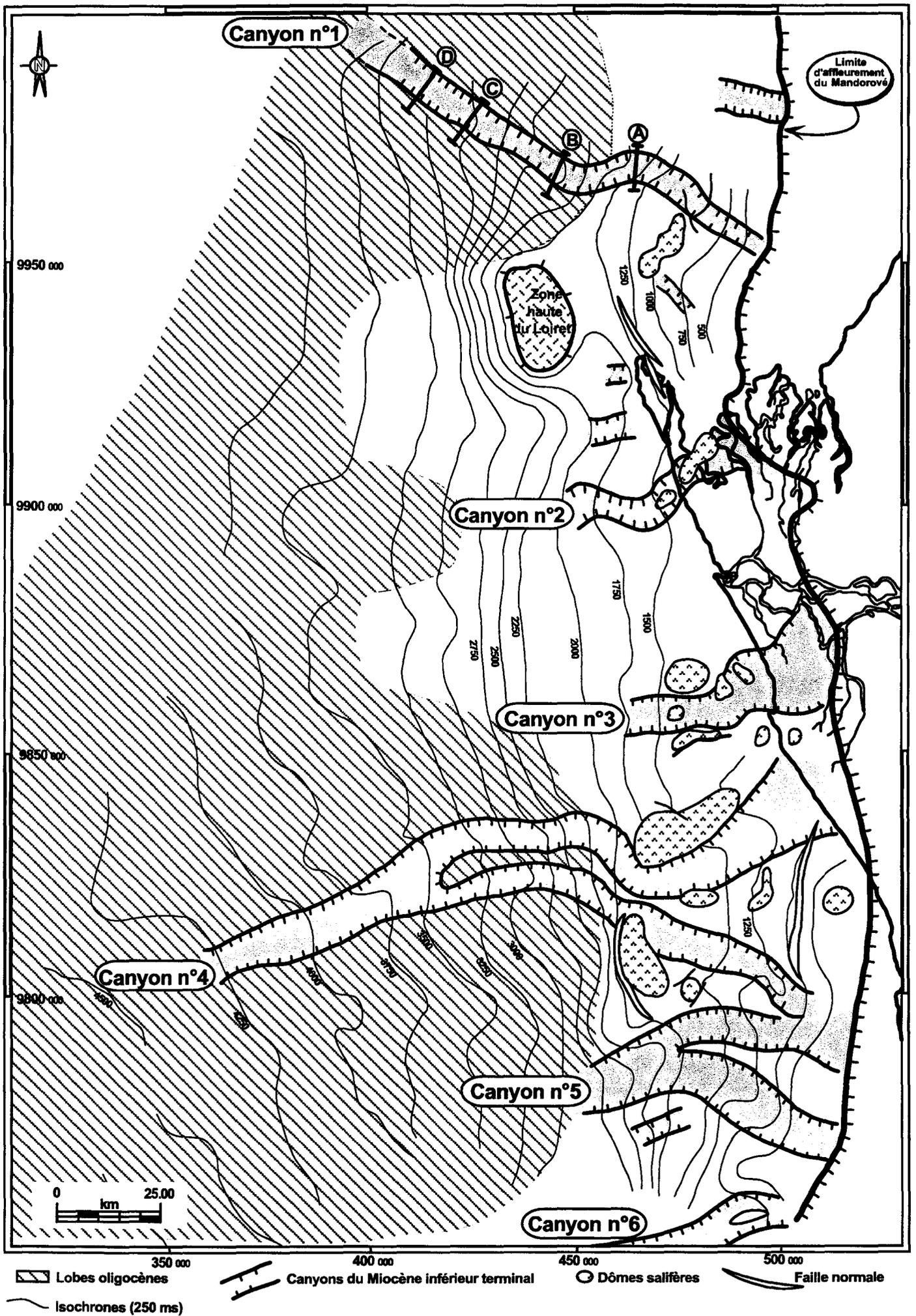


Fig. IV.3 : Carte des canyons sous-marins du Miocène inférieur (Mandorvé), surcreusant les lobes oligocènes en aval.

• **Variabilités spatiale et temporelle de la géométrie du remplissage des canyons :**

● **Variabilité spatiale :**

Deux types de canyons ont été reconnus sur la marge, sur la base des sismofaciès du remplissage. Le type 1 est représenté par les canyons n°1 et 6 qui se localisent de part et d'autre de la zone d'alimentation principale de l'Ogooué, délimitée par les accidents transverses de Kango et de Nkomi (**Fig. IV.4**). Le type 2 correspond aux canyons n°2, 3, 4 et 5 qui sont associés au dépôt-centre principal du prisme sédimentaire de l'Ogooué.

Le remplissage des canyons du type 2 est représenté par des réflecteurs discontinus d'amplitude variable, définissant un sismofaciès chaotique dont l'analyse détaillée est réalisée au **chapitre VI**. La caractère discontinu des réflecteurs suggère une superposition complexe de lithologies bien contrastées.

Le remplissage des canyons du type 1 est représenté sur les profils *strike* (cf. § **Planche III.3**) par des réflecteurs obliques et/ou à concavité tournée vers le haut qui migrent parallèlement au rebord de plate-forme actuelle. La **Figure IV.5** montre particulièrement bien l'évolution des sismofaciès du canyon n°1, sur une zone définie grosso modo entre la limite d'affleurement du Mandorové et la bordure Ouest du Loiret (**Fig. IV.4**) :

Sur cette figure, les structures migratrices sont représentées par des clinofformes de progradation qui passent vers le haut à des 'gouttières chenalisantes', l'ensemble migrant progressivement vers le NW, au cours du temps. Les discordances de la base des Unités IV et V apparaissent amalgamées et donc difficiles à corréliser à l'intérieur du canyon. Cette tendance à l'amalgame et le caractère érosif des discordances suggèrent une préservation sédimentaire faible dans cette zone, pendant le Miocène moyen. Le premier ensemble montrant une préservation importante correspond à l'Unité V. Toutefois, cette unité est représentée dans sa partie inférieure par un ensemble divergent dont les réflecteurs se raccordent tangentiellement sur le rebord sud du canyon (intervalle (a) de la coupe A ; **Fig. IV.5**). Cette configuration des réflecteurs souligne une accréation latérale des sédiments vers le Nord. Par ailleurs, le raccordement tangentiel de cet ensemble à la discontinuité érosive basale de l'Unité IV conduit, en dehors du canyon, à une discontinuité qui correspondrait à plus de 13 Ma de transit sédimentaire. Compte-tenu de la position relativement distale de ce canyon par rapport au dépôt-centre principal de l'Ogooué (cf. § cartes des isopaques ; **chapitre III**), les sédiments impliqués dans cette accréation latérale pourraient être représentés par une fraction globalement fine.

L'intervalle (a) est surmonté par un deuxième ensemble progradant, mais avec une faible composante en agradation (b) ; les réflecteurs se terminent en *down lap* sur la base du canyon. Les clinofformes de progradation disparaissent progressivement vers l'aval en passant à un sismofaciès transparent de faible énergie (e), ce qui suggère une sédimentation uniforme probablement argileuse.

Le troisième ensemble (c) se développe sur la base du Pliocène et se caractérise par le développement d'une 'gouttière chenalisante' sur le flanc Nord du canyon. Celle-ci montre d'abord une migration vers le Nord, puis une agradation verticale jusqu'à la surface du fond de l'eau. Cet ensemble plio-quatenaire peut aussi montrer, en dehors du remplissage du canyon, des gouttières migratrices similaires à celles qui sont décrites sur la marge Sud-Gabon par Rasmussen, [1994 ; 1997] et Nzé Abeigne [1997]. Dans ce cas, les 'gouttières migratrices' s'initient directement sur la base érosive de l'Unité IV et se caractérisent par une évolution en progradation/agradation (**Fig. IV.2**).

Cette évolution indique que **les gouttières restent actives jusqu'à l'Actuel**. Sur la marge Sud-Gabon, Séranne & Nzé Abeigne [*soumis à JSR*] étudiant ces structures, ont montré que leur formation était liée au développement de courants de contours sur le domaine de pente. Toutefois, ces deux auteurs font intervenir des flux dirigés vers le haut de

penne, en relation avec des *upwellings*, pour expliquer la présence de ces gouttières sur la marge Sud-Gabon à partir de l'Oligocène. Contrairement à ces deux auteurs, il nous semble que sur la marge Nord-Gabon les gouttières chenalisantes seraient plutôt liées à des flux gravitaires. En effet, la présence de réflexions chaotiques discontinues à la base du canyon (f), dans sa portion distale, suggère un remplissage similaire à celui des canyons du deuxième type, ce qui souligne des flux gravitaires dominants pendant cette période, probablement en relation avec la création du canyon. On aurait donc progressivement une interférence entre les courants gravitaires et les courants de contours qui sont particulièrement bien marqués dans la partie proximale du canyon. La différenciation progressive des gouttières migratrices depuis la base du canyon marque cependant la pérennité d'un système d'alimentation qui accommoderait des flux gravitaires relativement plus faibles, vers le domaine profond. La position distale des gouttières par rapport au domaine d'alimentation principal de l'Ogooué nous amène à envisager un autre système d'alimentation. Un schéma de remplissage, des canyons (Mahin, Calabar,...) situés de part et d'autre du dépôt-centre principal du delta Niger, a été développé par Burke [1972] ; il montre une alimentation conjointe des canyons par les petits distributaires situés en amont et la dérive littorale. Selon cet auteur, ces canyons se localisent actuellement au débouché de petits distributaires fluviaux. La prédominance des vents géostrophiques SW-NE conduirait à une dérive littorale importante, depuis environ 70 Ma, celle-ci étant fortement accentuée pendant les périodes de bas niveau marin relatif. Les sédiments transportés par la dérive seraient alors capturés en tête de canyons et se mélangeraient aux flux perpendiculaires des distributaires. Les flux résultants alimenteraient alors les canyons distaux sur une durée nettement plus importante que celle nécessaire au remplissage du canyon du Niger. L'ensemble des gouttières migratrices de la marge Nord-Gabon pourrait également avoir été relié, en amont, aux petits distributaires que l'on observe sur l'ensemble de la côte gabonaise (cf. § Fig. I.2). Le phénomène de dérive serait aussi actif sur la marge gabonaise depuis le Miocène [Elf-Gabon, *rapports internes*]. Ce dernier phénomène pourrait avoir contribué à l'alimentation des canyons et des chenaux situés de part et d'autre du delta de l'Ogooué.

Par ailleurs, le développement des structures migratrices serait plus tardif sur la marge Nord-Gabon. Cette différence peut être liée aux âges attribués aux différentes discordances. Toutefois, plusieurs travaux [Prentice & Matthews, 1988 ; Zachos *et al.*, 1992 ; Diester-Hass *et al.*, 1992 ; Fulthorpe *et al.*, 1996 ; Jansen *et al.* 1996 ; Carter *et al.*, 1996] montrent que si le développement de la calotte glaciaire antarctique s'accompagne d'une baisse globale du niveau marin, la mise en place effective de la circulation océanique moderne n'est réalisée qu'au Miocène inférieur (25-20 Ma), avec l'ouverture du passage de Drake. Selon Carter *et al.* [1996], les contourites (*sediment drifts*) n'apparaissent que de manière spasmodique durant l'Oligocène ; leur généralisation dans les bassins de Nouvelle Zélande (Canterbury,...) et de l'Océan Indien se produit plutôt entre le Miocène inférieur et le Pliocène inférieur. Les contourites qui en résultent se caractérisent par des extensions de plusieurs dizaines de kilomètres et des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres, permettant leur identification par la sismique [Fulthorpe & Carter, 1991 ; Carter *et al.*, 1996].

L'augmentation générale de l'activité des courants de fonds, au Miocène inférieur, se manifeste sur la partie méridionale de la marge ouest-africaine par un net regain de l'activité du courant de Benguela [Diester-Hass *et al.*, 1992]. L'intensification du courant conduirait

au développement d'importants phénomènes d'upwelling depuis la ride de Walvis jusqu'à la latitude 20°S où le courant de Benguela rencontre les masses d'eau chaude équatoriales en créant une zone de convergence appelée *Angola Benguela frontal zone* [Jansen *et al.*, 1996]. Sur cette zone, le courant de Benguela se sépare en deux branches : le '*Benguela Oceanic Current*' qui tourne vers l'Ouest à la latitude 20°S, et le '*Benguela Coastal Current*' qui continue vers le Nord. Selon Diester-Hass *et al.* [1992] et Jansen *et al.* [1996], **la branche côtière du courant de Benguela atteindrait l'Equateur pendant les périodes de baisses glacio-eustatiques importantes** ; elle pourrait donc correspondre au courant Sud-Nord qui affecte fortement la marge Nord-Gabon, à partir du Miocène inférieur.

L'évolution observée pour le canyon n°1 est aussi visible sur le canyon n°6 situé au Sud de la zone d'étude. Cependant, le remplissage des deux canyons n'est pas synchrone, le remplissage du canyon n°1 étant plus tardif que celui du canyon n°6 (cf. § **Planche III.3**).

En résumé, l'histoire du remplissage du canyon n°1 peut être subdivisée en quatre phases principales (Fig. IV.6) :

(a) la formation du canyon en relation avec un changement géodynamique majeur de la marge, conduisant à une baisse importante du niveau marin relatif ;

(b) une phase d'accrétion latérale correspondant à l'Unité IV et à la partie inférieure de l'Unité V ;

(c) une phase de transition progradation/agradation qui correspond à la partie supérieure de l'Unité V. Elle montre une migration vers le Nord des 'gouttières chenalisantes' ;

(d) une phase d'agradation pure caractérisée par un empilement vertical des 'gouttières chenalisantes'.

L'évolution proposée pour le canyon n°1 est proche de celle définie dans les canyons de la marge Sud-Gabon par Rasmussen [1994, 1997]. Sur ce segment de marge, les canyons peuvent présenter une phase d'accrétion latérale qui passe vers le haut à un ensemble progradant-agradant, puis agradant. Toutefois, notre interprétation diffère de celle de Rasmussen [1994 ; 1997] quant à la nature du facteur principal qui gouverne le remplissage de ce type de canyons, comme nous allons le voir dans les paragraphes qui vont suivre.

② Variabilité temporelle (contrôle du remplissage des canyons par la migration des dépôts-centres néogènes) :

La variation du remplissage au cours du temps est particulièrement bien visible sur les profils sismiques *strike* (cf. §. **Planche III.3**). Ils montrent **que le remplissage des canyons n'est pas rigoureusement synchrone à l'échelle du domaine d'étude**. En effet, on peut noter que les canyons situés dans l'axe du dépôt-centre de l'Ogooué sont rapidement remplis et drapés par la surface d'inondation maximale sur laquelle s'amorce le développement du delta de l'Ogooué. Par contre, les canyons situés de part et d'autre du dépôt-centre principal de l'Ogooué se caractérisent par un remplissage relativement plus tardif et moins rapide, aussi la fossilisation de ces canyons est plus tardive (Fig. IV.7 ; cf. §. **Planche III.1**).

La réalisation d'une carte composite intégrant le tracé des canyons et des isopaques des Unités IV, V, VI et VII a permis d'appréhender la relation entre le remplissage des canyons de l'Unité IV et la migration des dépôts-centres supérieurs (**Fig. IV.4**). On peut noter sur cette carte que la construction du delta de l'Ogooué s'amorce au droit du canyon n°3, avec des taux de sédimentation de l'ordre de 0,50 km/Ma ; ce développement s'étend rapidement jusqu'au canyon n°4. Ainsi, les canyons n°3 et 4 seraient directement alimentés par le paléo-système de l'Ogooué au Miocène inférieur à moyen. Pendant cette période, les autres canyons de la marge enregistrent des taux de sédimentation plus faibles de l'ordre de 0.002 km/Ma. Le canyon n°2 est scellé par la surface de *down lap* de la progradation Pliocène, en relation avec la migration de son dépôt-centre vers le Nord. Suivant cette migration, le remplissage du canyon n°1 ne serait par contre réalisé qu'à partir du Pliocène moyen à supérieur (**Fig. IV.4**) ; toutefois, son fonctionnement semble s'être poursuivi jusqu'à l'Actuel, à la faveur d'une gouttière chenalisante.

IV.3.2.2.b. Les éventails sous-marins du cortège supérieur de l'Unité IV (Miocène moyen) :

Ils sont caractérisés en amont par des vallées incisées qui surcreusent les premières sigmoïdes de progradation du delta de l'Ogooué (cf. § **Planche III.2**). Ces incisions seraient liées à l'encaissement et à la translation vers l'Ouest des distributaires majeurs du paléo-Ogooué, en relation avec des baisses du niveau marin relatif de 3^{ème} ordre ; elles seraient corrélables vers l'aval avec des lobes turbiditiques dont les caractéristiques n'ont pu être précisées en sismique.

On retient que les éventails sous-marins du cortège progradant de l'Unité IV se développent essentiellement au débouché du Paléo-Ogooué ; ils se caractérisent par une taille plus réduite et une fréquence plus élevée que dans la Super-Unité d'Agradation.

IV.3.2.3. Les éventails sous-marins d'âge Miocène supérieur à Actuel (Unités Stratigraphiques V, VI et VII) :

Le développement de vallées incisées commencé dans le cortège progradant de l'Unité IV se poursuit dans les unités supérieures. La coupe sismique *dip* E' (cf. § **Planche III.1**) montre cependant un développement plus important des vallées vers le Nord de la zone d'étude, à partir du Pliocène, probablement en relation avec la migration des dépôts-centres. Sur ce domaine, les vallées incisées se prolongent sur le pied de la pente et au delà par des incisions qui déterminent des sillons de ravinement sous-marins d'une extension d'environ 40 km. Les vallées passent vers le bassin à une superposition de faciès sismiques à configuration parallèle à sub-parallèle superposés dont la base est représentée par le Sismofaciès 2 (**Fig. III.2**). Celui-ci se marque par des réflecteurs discontinus d'amplitude variable définissant un milieu de forte énergie dans lequel se déposeraient des sédiments à lithologie bien contrastée. Il est surmonté par le Sismofaciès 1 (cf. § **Fig. III.2**) qui se caractérise par des réflecteurs relativement plus continus d'amplitude forte à moyenne. Cette superposition de sismofaciès traduirait le passage vers le haut à une sédimentation relativement plus calme [Ravenne, 1978 ; Brown & Fisher, 1980].

Cependant, le sommet de l'intervalle pliocène à actuel présente des systèmes de chenaux-levées qui migrent progressivement vers le haut de pente, au cours du temps (cf. § **Fig. III.20**). Cette évolution caractérise un système agradant proche du système turbiditique de type III de Mutti [1992]. Selon cet auteur, le type III correspond à des systèmes de chenaux-levées qui marqueraient le dernier terme de l'évolution d'un complexe turbiditique, en contexte agradant ; les chenaux-levées peuvent alors être reliés en amont à des petits sillons de ravinement (*gullies*). Suivant le schéma d'évolution proposé par Mutti [1992], les chenaux-levées observés dans la partie supérieure de l'Unité Stratigraphique VII devraient avoir évolué par différenciation progressive à partir de systèmes de chenaux-lobes et lobes tabulaires (*sheet sands*). En particulier, la différenciation pourrait s'être initiée à partir de l'éventail sous-marin de l'Unité IV.

Par ailleurs, des chenaux érosifs à faiblement construits et des géométries en creux et bosses (*ridges and troughs*) sont observées sur le talus de la partie supérieure de l'Unité VII. Les structures en creux montrent une alternance de phases érosives qui soulignent le transit de sédiments sur le talus et des phases de construction du système ; elles représenteraient le **prolongement distal de chenaux distributaires de pro-delta** qui se construisent alors dans un contexte de progradation/agradation [Cartwright, 1995] Ces deux types de structure pourraient correspondre aux conduits d'alimentation des systèmes de chenaux-levées qui se développent sur le bas de la pente actuelle (**Figures IV.2 & IV.7**).

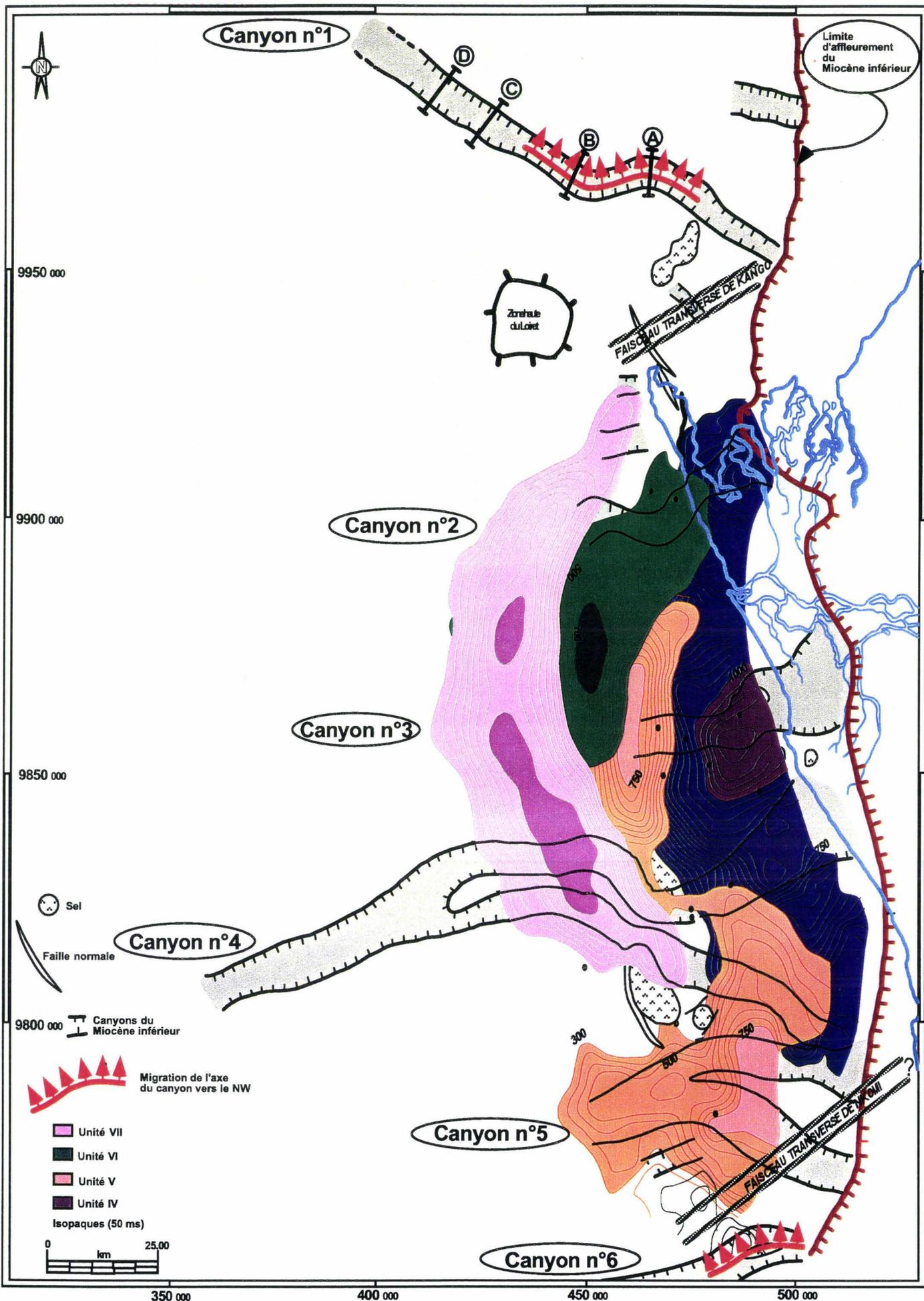


Fig. IV.4 : Carte de localisation des canyons sous-marins du Miocène inférieur (Mandorové) et des dépôts-centres néogènes. Illustration de la migration de l'axe des canyons situés en dehors du prisme sédimentaire de l'Ogooué.

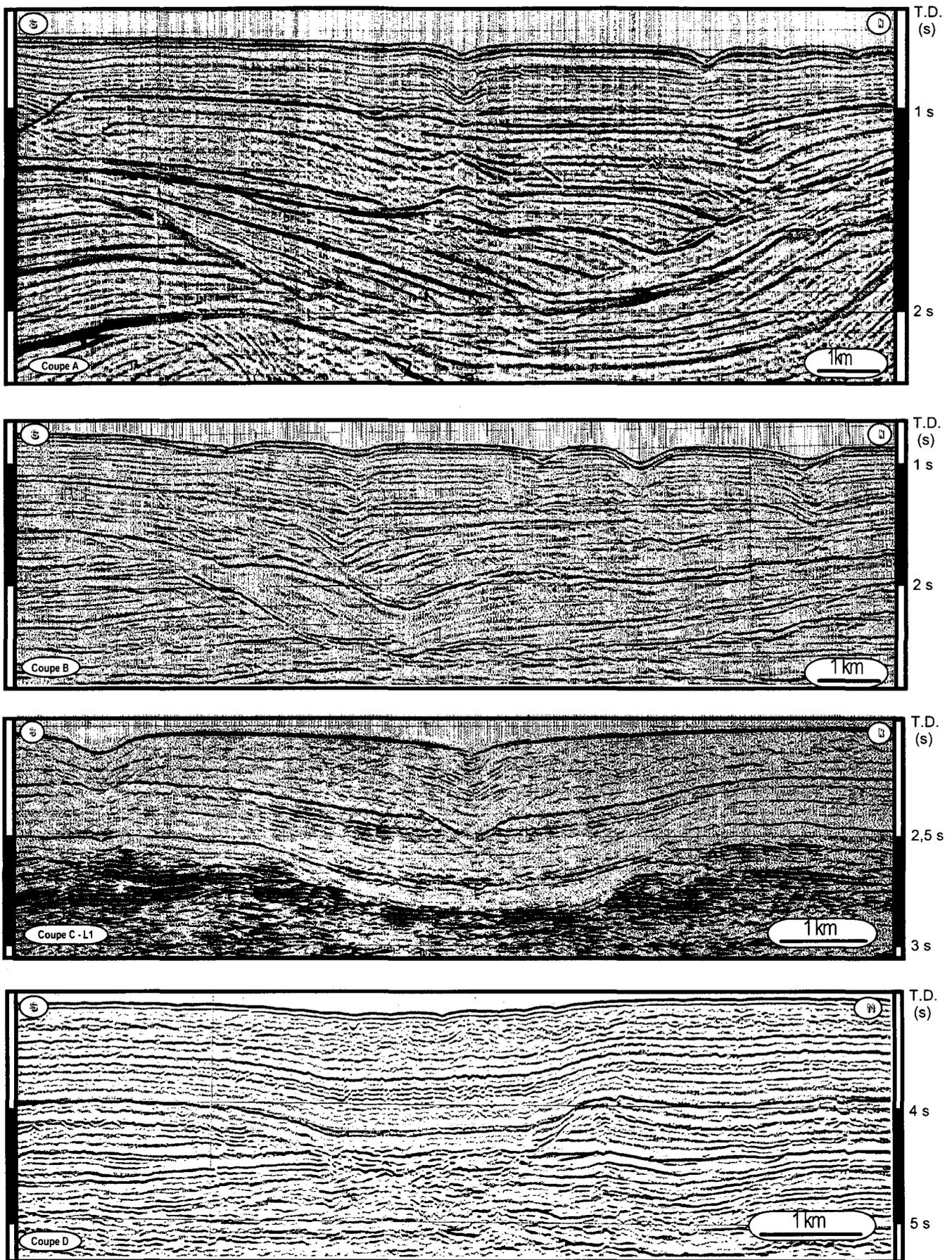


Fig. IV.5a : Evolution des géométries du remplissage au sein du canyon n°1 (profils vierges)

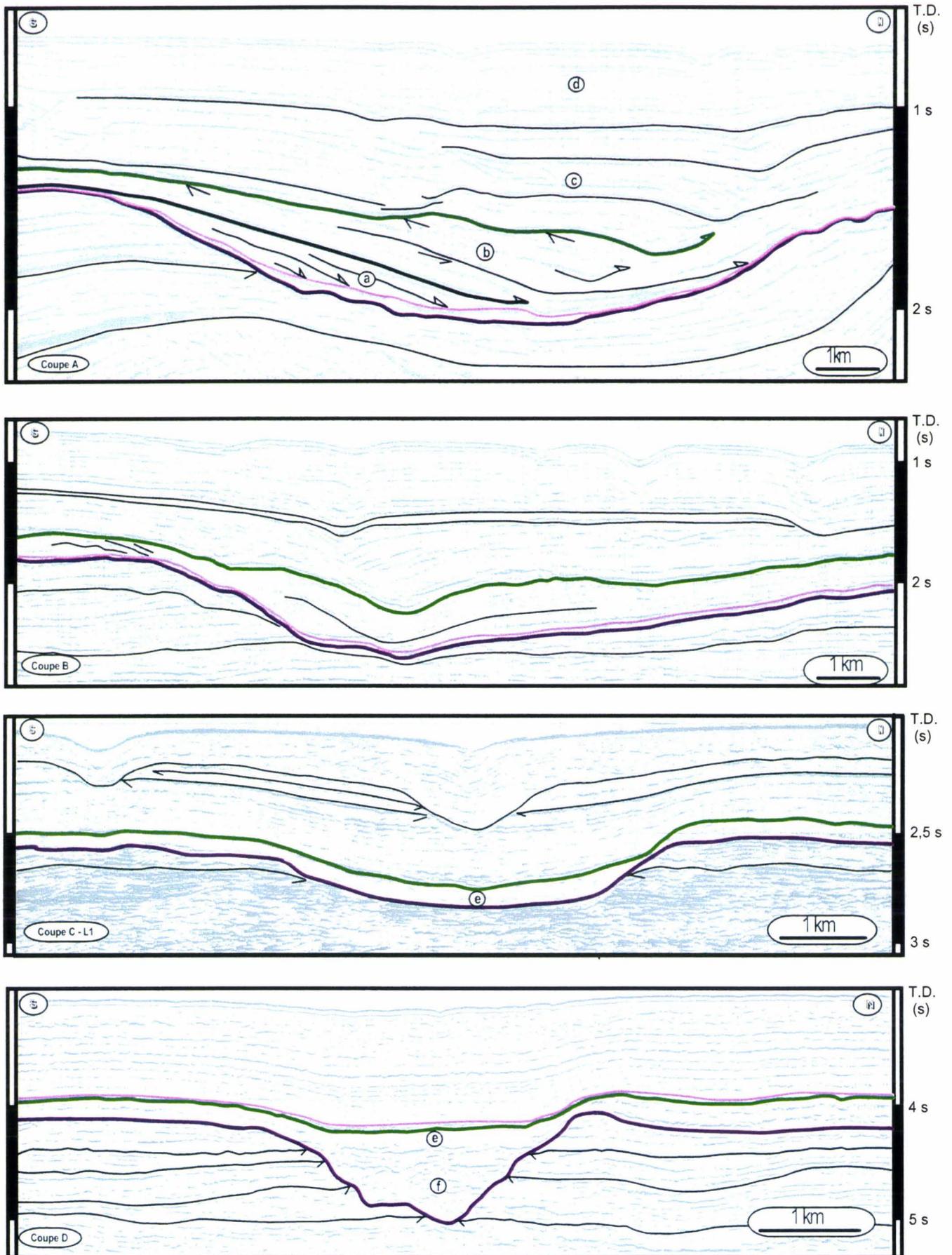


Fig. IV.5b : Evolution des géométries du remplissage au sein du canyon n°1 : a. remplissage de progradation (progradation pure); b. remplissage progradant/agradant ; c. remplissage agradant/progradant ; d. intervalle agradant scellant le remplissage du canyon; e. sismofaciès transparent ; f. sismofaciès chaotique constituant la base du remplissage de la partie distale du canyon.

- base Unité IV (Miocène inférieur)
- base Unité V (intra-Miocène supérieur)
- base Unité VI (Pliocène)
- base Unité VII (intra-Pliocène)

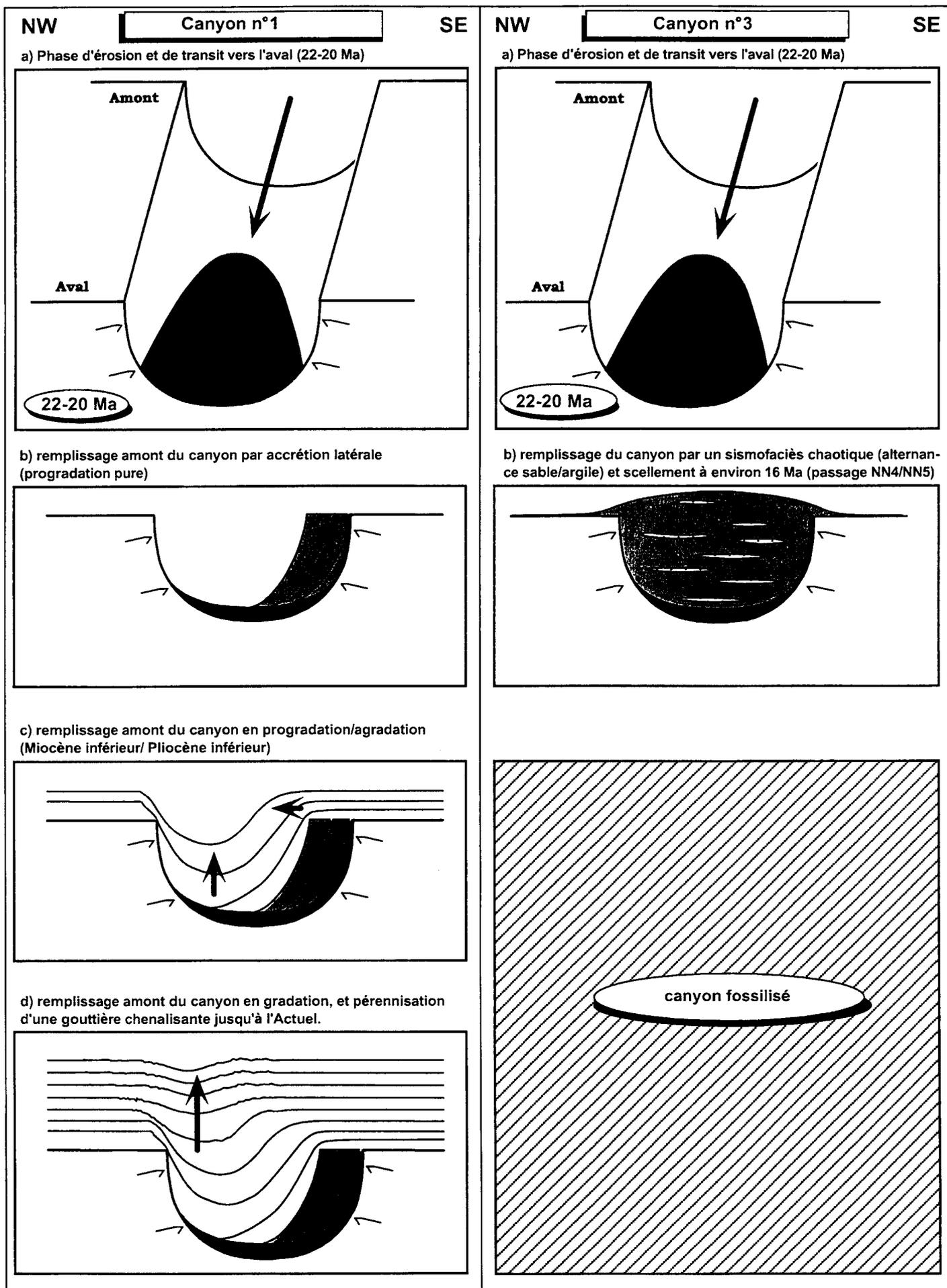


Fig. IV.6 : Comparaison du remplissage des canyons n°1 et 3. Noter que le canyon n°3, situé au droit du paléo-Ogooué enregistre essentiellement une sédimentation gravitaire ; il est scellé au Miocène inférieur terminal. Par contre, le canyon n°1 à remplissage contouritique dominant reste actif, à la faveur d'une gouttière chenalisante jusqu'à l'Actuel.

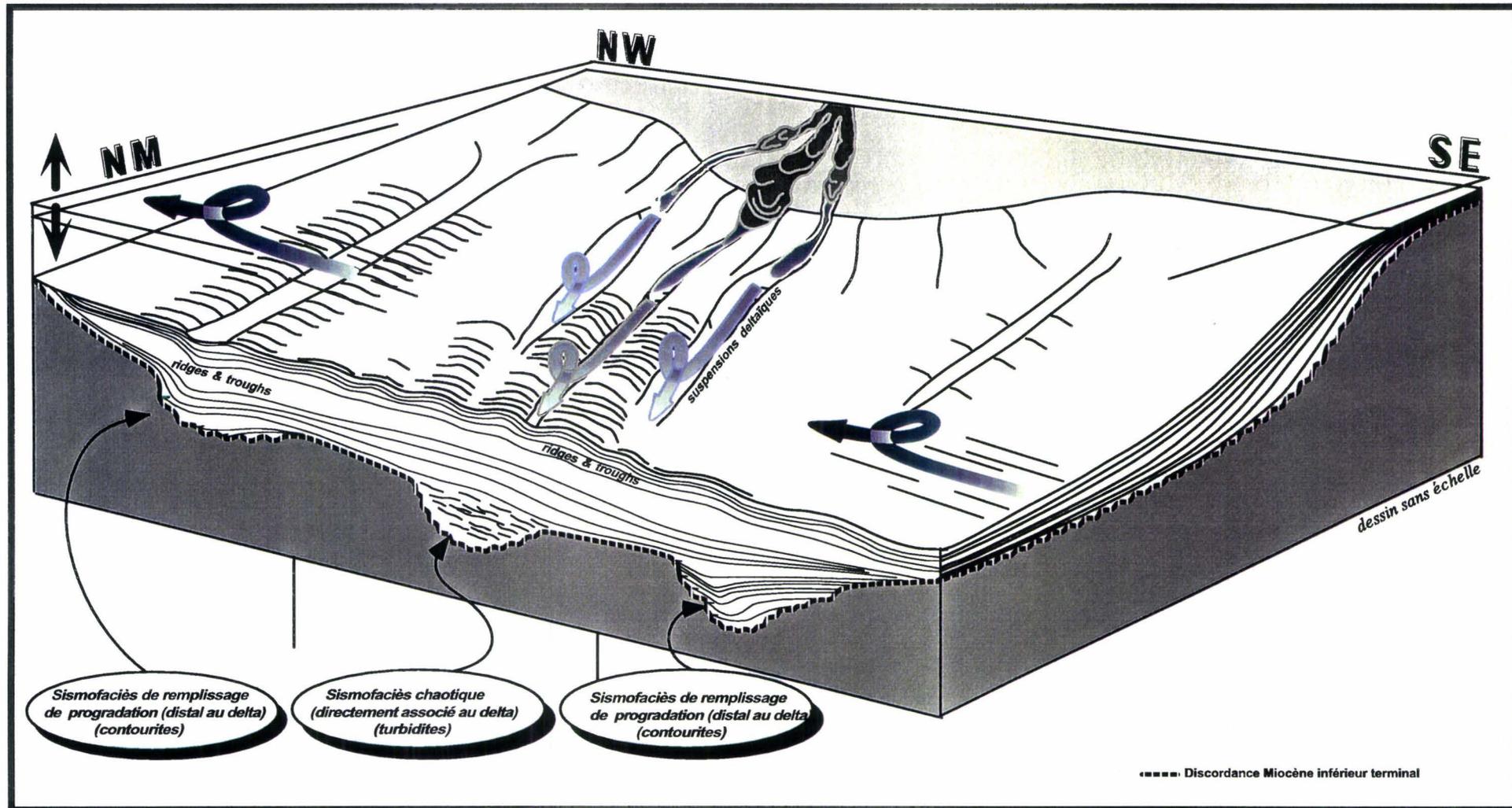


Fig. IV.7 : Digramme synthétique 3D montrant les principales configurations de remplissage et d'évolution des canyons miocènes inférieurs (Intra-Mandorové).

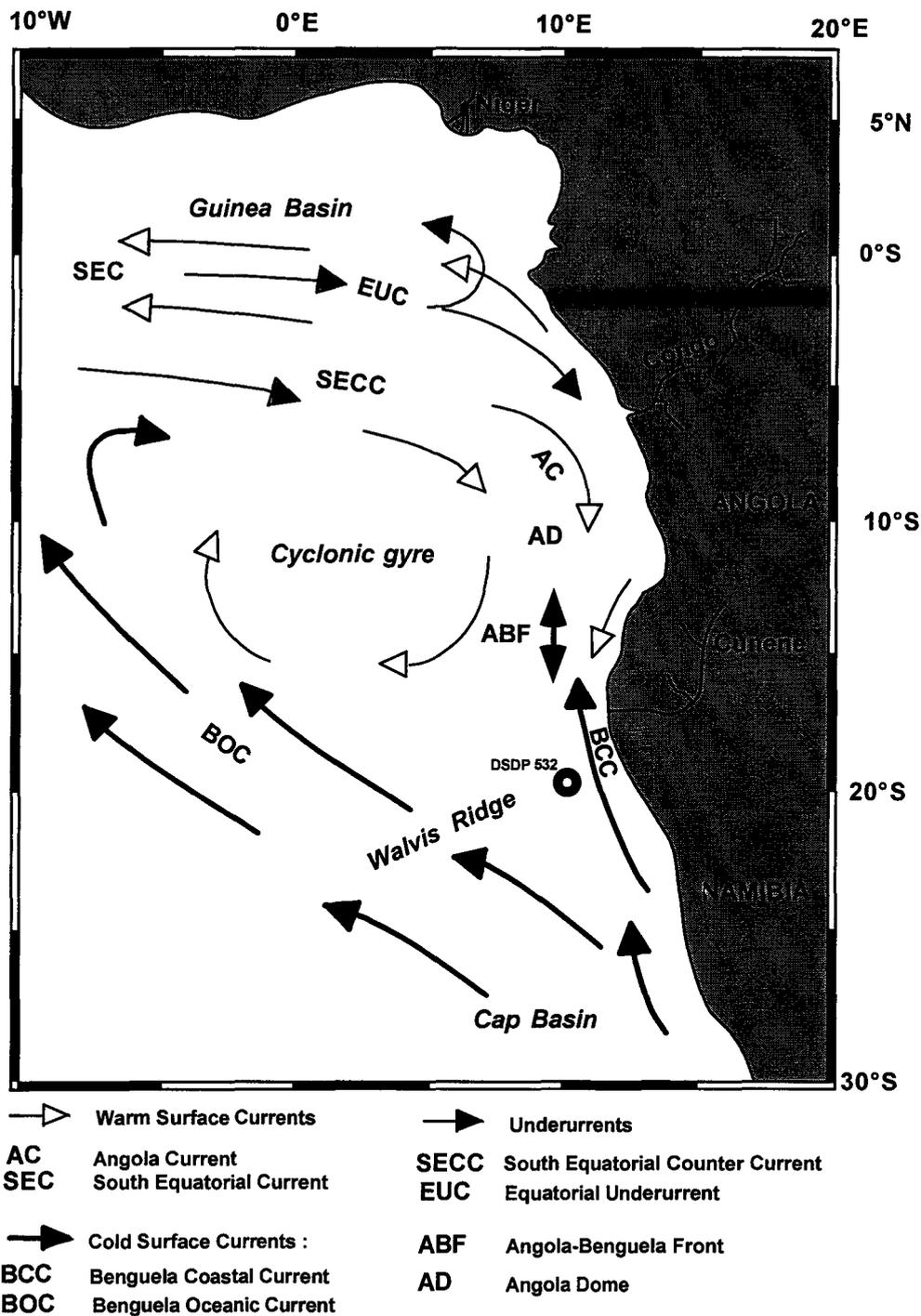


Fig. IV. 8 : Représentation de la circulation océanique actuelle de l'Atlantique Sud-Est, modifiée d'après Jansen et al. (1996) et Shannon & Nelson (1996). Selon ces auteurs la branche côtière du Benguela (BCC) atteindrait l'Equateur pendant les périodes de baisses glacio-eustatiques importantes.

IV.4. CONCLUSION :

Le changement général du régime géodynamique de la marge au Miocène inférieur s'accompagne d'une modification générale de la nature et de géométrie des éléments architecturaux (**Tableau IV.1**). Leur agencement a permis de distinguer **trois éventails sous-marins principaux dans la Super-Unité d'Agradation et à la base de la Super-Unité de Progradation** ; ils sont relayés dans la Super-Unité de Progradation par des éventails de taille plus réduite.

❶ **Les éventails sous-marins de la Super-Unité d'Agradation :**

Ils se développent sur une plate-forme homoclinale et se caractérisent en amont par des canyons de faible amplitude d'érosion (300-200m) qui passent vers l'aval à des grands complexes de lobes en aval (plus de 50 km d'extension amont-aval). Les lobes sont limités par des réflecteurs continus de forte amplitude qui déterminent une organisation en cycles de compensation. L'agencement de ces éléments architecturaux détermine deux grands éventails sous-marins superposés (Animba et Mandorové inférieur) qui s'organiseraient suivant des motifs régressifs de deuxième ordre (durée de 3 à 50 Ma). Le développement de l'éventail inférieur serait lié au soulèvement de la marge et à la réactivation associée du système de drainage en amont. Comme le souligne l'absence des dépôts Eocène supérieur et Oligocène inférieur sur le plateau continental, l'éventail supérieur pourrait résulter d'une part de l'action conjuguée d'une baisse eustatique, de courants sous-marins et d'une tectonique locale à régionale (cf. § III.6). En effet, les cartes des isopaques (cf. § **Figures III.8 & III.9**) montre un déplacement Nord-Sud de l'éventail du Mandorové inférieur sur environ 50 km, suggérant une compensation tectonique. L'augmentation des apports sédimentaires vers le sommet de la Super-Unité traduirait une progradation globale de l'ensemble des deux systèmes vers l'Ouest.

❷ **Les éventails sous-marins de la Super-Unité de Progradation :**

Ils se développent sur une plate-forme qui se différencie progressivement en plateau continental-talus-bassin au-dessus de la discordance érosive Miocène inférieur. Cette dernière est marquée par des canyons de plus de 150 km d'extension et de forte amplitude d'érosion (400-500 m) qui surcreusent les sédiments sous-jacents jusqu'à l'Ikando (Paléocène). **Dans le domaine distal, les canyons recoupent les lobes précédents (Fig. IV.3), traduisant une 'proximalisation' encore plus importante des milieux de dépôt.** Le remplissage des canyons varie suivant leur position par rapport au dépôt-centre principal du paléo-Ogooué, défini entre les transverses de Kango au Nord et de Nkomi au Sud. Dans ce domaine, les canyons se caractérisent par un sismofaciès chaotique probablement turbiditique. De part et d'autre de celui-ci, on note des clinofformes progradantes et des gouttières qui migrent perpendiculairement à l'axe du Nord ; ils seraient liés au courant Sud-Nord de Benguéla. Ce dernier interférerait avec les flux gravitaires qui sont dominants au droit du paléo-système de l'Ogooué où le scellement des canyons est plus rapide.

La construction du delta de l'Ogooué s'amorce sur cette surface de scellement, avec le **développement d'éventails gravitaires de taille plus réduite, mais de plus haute**

fréquence. Ils sont représentés en amont par des vallées fluviatiles et des ravinements de pente qui recourent les terminaisons des cliniformes sous-jacents et peuvent venir se raccorder à la base des canyons Miocène inférieur. **Le sommet de la tranche néogène se caractérise par des systèmes de chenaux-levées qui migrent progressivement vers le haut de la pente, en relation avec une augmentation de la tranche d'eau.** L'évolution verticale globale de la Super-Unité de Progradation, depuis les complexes de lobes aux systèmes chenaux-levées est comparable à celle décrite par Mutti [1992], à l'échelle de la séquence de troisième ordre.

Tableau IV.1 : Synthèse des phénomènes gravitaires et des principaux traits géologiques des Unités Stratigraphiques II, III, IV et V.

Super-Unités	Séries	Unités	Niveau marin relatif	Evénements géologiques
S.U.P. ²	Pliocène à Actuel	Unités V, VI et VII	Haut niveau	Progradations successives vers l'Ouest des séquences de dépôt.
			Transgression	Remplissage rétrogradant des vallées incisées et des structures ravinantes de talus, avec des systèmes turbiditiques confinés en amont et non confinés dans le domaine distal.
			Bas niveau	Incisions sur le rebord des sigmoïdes progradants de plate-forme deltaïque, par les systèmes fluviatiles (vallées incisées), avec transit de flux turbiditiques vers le domaine profond.
	Miocène inférieur à Miocène moyen	Unité IV (Mandorov é sup.)	Haut niveau	Progradations successives vers l'Ouest comprenant des vallées incisées et des systèmes turbiditiques à l'échelle des séquences de dépôt (haute fréquence) ; les discordances correspondantes peuvent s'amalgamer et venir au contact du grand système de bas niveau dans le domaine distal.
			Transgression	Remplissage des canyons surmontés par un sismofaciès transparent.
			Bas niveau	Déstabilisation géodynamique de la marge ; creusement de grands canyons sous-marins avec transit vers les domaines profonds de matériel clastique.
S.U.A. ¹	Oligocène supérieur à Miocène inférieur	Unité III (Mandorové inf.)	Transgression	Remplissage rétrogradant avec des terminaisons en <i>on lap</i> des réflecteurs sismiques et une évolution <i>fining up</i> du gamma-ray. Drapage du système par des argiles radioactives d'extension régionale.
			Bas niveau	Destruction de la marge marquée par l'absence de dépôts Eocène supérieur et Oligocène inférieur en amont et la présence, dans le domaine distal, de larges éventails et lobes, séparés par des réflecteurs de forte amplitude et bonne continuité.
	Eocène moyen	Unité II (Animba)	Transgression	Remplissage rétrogradant marqué , dans le domaine amont, par les terminaisons en <i>on lap</i> des réflecteurs supérieurs des éventails.
			Bas niveau	Déstabilisation géodynamique avec creusement de canyons sous-marins sur une rampe homoclinale, et développement de larges éventails et de lobes séparés par des réflecteurs de forte amplitude et bonne continuité dans le domaine distal.

1 : S.U.A : Super-Unité d'Agradation ;
2 : S.U.P : Super-Unité de Progradation

PARTIE III : ARCHITECTURE DETAILLEE

<p>CHAPITRE V : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DONNEES DE PUIITS DE L'ANIMBA ET DU MANDOROVE</p>
--

V : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DONNEES DE PUIITS DE L'ANIMBA ET DU MANDOROVE

V.1. INTRODUCTION :

Les chapitres précédents ont permis de caractériser, à l'échelle de la sismique régionale, les principaux éléments érosionnels et dépositionnels qui sont associés au développement du système deltaïque et des systèmes profonds sous-marins du prisme sédimentaire de l'Ogooué. Ce cinquième chapitre est destiné à approcher les principaux lithofaciès et les processus de dépôt qui sont responsables du développement de ces systèmes. La démarche s'est portée sur les Unités II et IV qui présentent environ 520 mètres de carottes ; elles ont été prélevées essentiellement dans les canyons des formations de l'Animba et du Mandorové (**Fig. V.1**). Plus particulièrement, les carottes du domaine *offshore* de l'Unité IV se localisent principalement dans les canyons n°2, 3 et 4, alors que les carottes du domaine *onshore* correspondent aux premières cliniformes de progradation qui se développent en tête de canyons (**Figures V.1 & V.2**, volume 2).

La description macroscopique et microscopique des carottes est présentée de manière synthétique dans le paragraphe suivant, afin de contraindre l'interprétation en terme de processus de dépôt. Le lecteur désireux d'avoir plus d'information sur les lithofaciès trouvera une présentation exhaustive de chacun d'eux accompagnée de logs sédimentologiques et des planches photographiques dans le volume 2.

Cette description a été complétée par la calibration sédimentologique des intervalles diagraphiques correspondants. L'interprétation plus détaillée de ces diagraphies a été ensuite réalisée dans les **chapitres VI et VII**. Le regroupement en associations de faciès nous a permis d'approcher les principaux milieux de dépôt et de proposer un profil théorique d'agencement des faciès.

V.2. CARACTERISATION GENERALE DES PRINCIPAUX LITHOFACIES. APPROCHE DES PROCESSUS DE DEPOT :

La complexité des assemblages turbiditiques a conduit les nombreux spécialistes à proposer différentes classifications, selon que l'on s'intéresse à des critères hydrodynamiques [Mutti, 1992 ; Pickering *et al.*, 1989], à la texture des dépôts [Walker, 1978] ou à la taille des sédiments [Stow & Shanmugam, 1980]. Cependant, l'utilisation exclusive d'une classification tend à limiter la caractérisation des faciès, en particulier dans les systèmes turbiditiques des marges passives matures où la granulométrie du matériel et les processus sont très variables. Dans le cadre de notre travail, il nous a été nécessaire d'utiliser le concours de plusieurs de ces classifications pour répondre à la diversité des faciès rencontrés dans les formations de l'Animba et du Mandorové.

Douze lithofaciès fondamentaux ont été reconnus (**Tableau V.1**). Ils comprenant des faciès de pente slumpée (**Argilites silteuses déformées**), liés à la sédimentation organique en zones inter-distributaires de plaine d'inondation deltaïque distale (**Argilites silteuses/Grès très**

fins riches en matière organique végétale), de déstabilisation de levées de chenaux qui seraient transportés en masse (Conglomérats de galets mous à support argilo-gréseux), d'écoulements de haute densité caractéristiques du dépôt en masse ou du transit à la base des chenaux (Brèches à éléments de mudstone dolomitique et sables bioclastiques, Sables et grès grossiers à microconglomératiques massifs, Conglomérats de base de chenaux, Carbonates bioclastiques à structures tractives, Grès massifs à macro-débris de végétaux), d'écoulements turbiditiques de basse densité (Grès fins à moyen à structures de courants marqués, Argilites laminées), de courants de fonds (Grès argileux à *starving* et *fading ripples isolées*) et de décantation de la fraction fine en périodes de faible apport terrigène (Argilites massives).

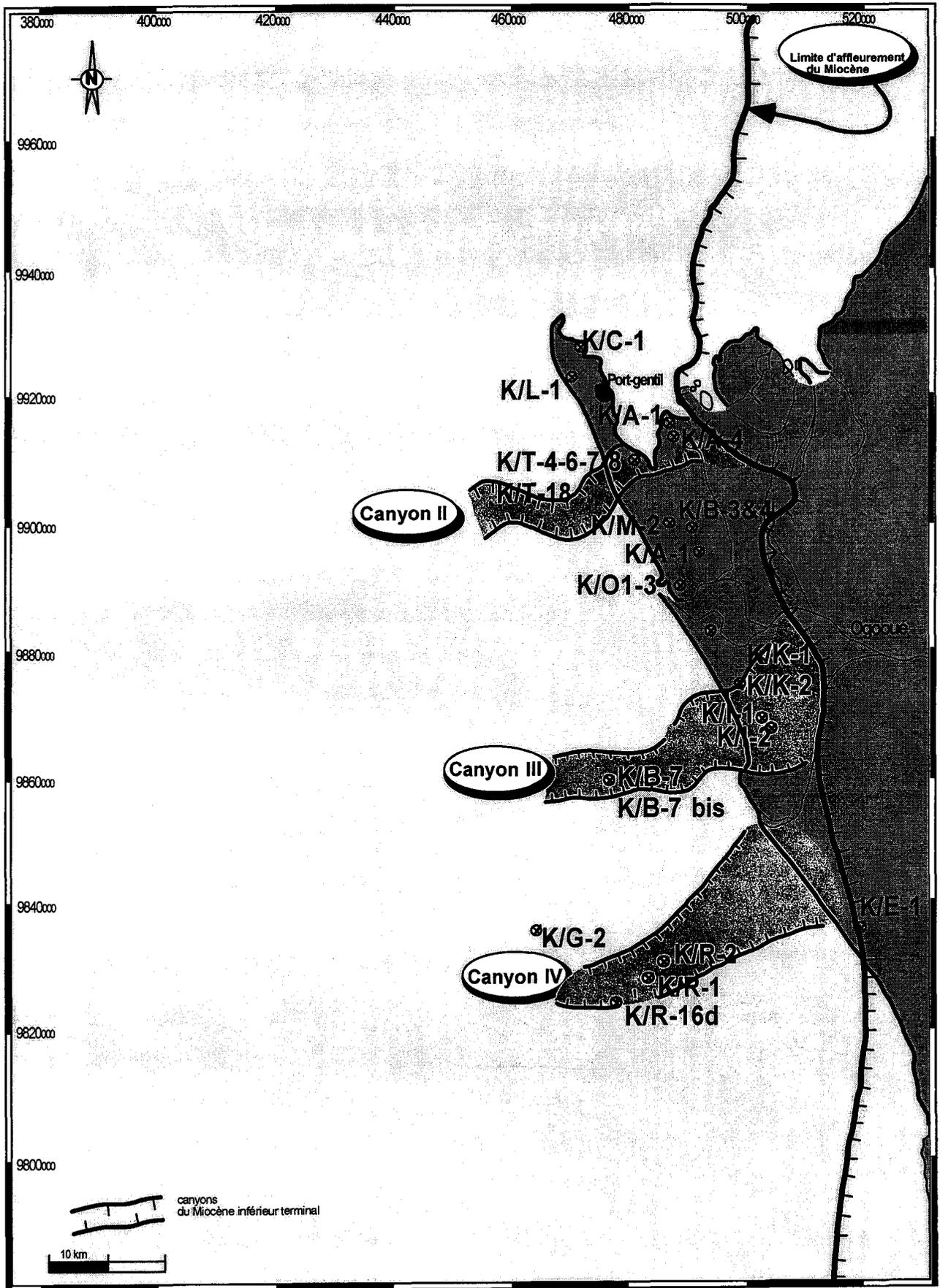


Fig. V.1: Carte de localisation des puits étudiés : Noter dans le domaine offshore la répartition des carottes du Miocène inférieur terminal à moyen dans les canyons II, III et IV.

Tableau V.1 : Synthèse des 12 lithofaciès fondamentaux :

Faciès	Processus	Milieu de dépôt	Classification
Argilites Silteuses Déformées (ASD)	Déformation plastique	Pente miocène (cortège progradant de l'unité IV)	F2.1 : <i>Coherent folded and contorted strata</i> : Pickering et al. [1989]
Conglomérat de Galets Mous à Support Argilo-Gréseux (CGM)	Déstabilisation de levées/Fluage en masse/Ecoulement de débris cohésif	Canyons n° 3 et 4	F2 : Mutti [1992] A1-1 à 3 : <i>Disorganized gravel</i> : Pickering et al. [1989]
Carbonates Bioclastiques à Structures Tractives (CBST)	Ecoulement dense/Carpettes de traction	Canyon n°4	B2.1 à 2 : <i>parallel and cross-stratified sands</i> : Pickering et al. [1989]
Brèches à éléments de Mudstone Dolomitique et Sables Bioclastiques (BEMD)	Ecoulement dense et bréchification in situ des blocs de mudstone dolomitique	Canyon n°4	F2 : <i>Rip-up mudstone clasts</i> : Mutti [1992] F1.1/2 : <i>exotic clasts-interbedding of mudclast breccias</i> : Pickering et al. [1989]
Conglomérats de bases de chenaux (CBC)	Transit	Chenaux dans le canyon n°3	F3 [Mutti, 1992]
Argilites Silteuses/Grès très Fins Riches en Matière Organique Végétale (AGMO)	Sédimentation organique en zones inter-distributaires fluviales	Plaine d'inondation deltaïque (cortège progradant de l'Unité IV)	Faciès de plaine d'inondation deltaïque
Sables et Grès Grossiers à Microconglomératiques Massifs (SGGM)	Dépôt en masse	• Chenaux dans le canyon n°3 • Chenaux éocènes	F5 [Mutti, 1992]
Grès massifs à Macro-Débris de végétaux (GMDV)	crues fluviales/dépôt en masse	• Chenaux associés aux cortège progradant de l'Unité IV • Chenaux dans les canyons n°2 & 3	F8 [Mutti, 1992]
Grès Fins à Moyen à Structures de Courants Marquées (GSC)	Ecoulement de basse densité/tractions et suspensions fines	Canyon n°2	F8 à F9a [Mutti, 1992] ; Ta-b-c [Bouma, 1962]
Argilites Laminées (AL)	Suspensions turbiditiques distales	Canyons n°2, 3 & 4	F9c : Mutti [1992]
Grès Argileux à <i>Starving et Fading Ripples</i> isolées (GSFR)	Courants de fonds	bas de talus éocène	<i>Bottom-current reworked sands</i> : Shanmugam [1993]
Argilites Massives (AM)	Décantation distale	Canyons n°2, 3 & 4	E.1 à 2 : Pickering et al. [1989]

V.3. CALIBRATION SEDIMENTOLOGIQUE DES PRINCIPAUX FACIES ET SEQUENCES DIAGRAPHIQUES :

Les lithofaciès définis à partir de l'analyse sédimentologique des carottes ont été calés sur les enregistrements diagraphiques afin de caractériser les électrofaciès (Ef). Grâce à ces calibrations, il nous a été possible d'extrapoler les informations sédimentologiques sur les intervalles où les carottes sont absentes. En particulier, les électrofaciès définis ont servi de base à l'interprétation des coupes diagraphiques qui est donnée dans les chapitres VI et VII. Les diagraphies disponibles dans la tranche Cénozoïque se limitent généralement aux enregistrements de la radioactivité naturelle (gamma-ray) et de la polarisation spontanée (PS) ; elles ne sont pas toujours de très bonne qualité sur les puits les plus anciens (K/K-1, K/I-1, K/I-2,...).

L'enregistrement de la polarisation spontanée, exprimée en millivolts, mesure la différence naturelle de potentiel entre une électrode descendue dans le trou de forage et une électrode de référence de surface ; la différence de potentiel se marque généralement par une déflexion au passage entre les niveaux argileux et les bancs perméables. De son côté, l'outil gamma-ray enregistre la radioactivité naturelle totale du sédiment ; elle est exprimée en API (American Petroleum Institute) sur les enregistrements récents, et en microgrammes de radium par unité de temps sur les plus anciens. Cette mesure permet de mettre en évidence des niveaux radioactifs liés, soit à la présence d'argiles, soit à d'autres minéraux radioactifs piégés dans les sables ou les silts. Les deux diagraphies sont habituellement utilisées comme indicateurs d'argilosité ; celle-ci reflète, en principe, les variations de la dynamique du milieu. Aussi, l'évolution séquentielle des séries argilo-gréseuses peut être déduite de la forme des réponses diagraphiques [Serra, 1985] :

● **Ef1** : Il est essentiellement représenté par des **conglomérats de galets mous à support argilo-sableux (CGM)** (Figures V.5 & V.6, volume 2) et se caractérise par des valeurs moyennes du gamma-ray (environ 80 API). Toutefois, l'évolution verticale du gamma-ray est très irrégulière ; elle est compatible avec l'hétérogénéité lithologique reconnue dans ces coulées de débris. Le caractère irrégulier et l'allure générale de la courbe définissent un électrofaciès en forme de croissant dentelé.

● **Ef2** : Il est observé dans le remplissage du canyon n°3 où il se caractérise par la superposition de petites séquences de chenaux constituées par des **conglomérats de base de chenaux (CBC)** et des **grès massifs à macro-débris de végétaux (GMDV)** (Fig. V.5, volume 2). Il est limité, à la base et au sommet, par des contacts francs qui déterminent une forme cylindrique, légèrement en entonnoir. Le sommet de l'électrofaciès est marqué par des valeurs de gamma-ray très faibles, de l'ordre de 5 à 0 API. Cette évolution traduit une séquence normale qui ne s'accorde pas avec l'évolution du log sédimentologique ; celui-ci montre clairement un affinement de la granulométrie vers le haut. Les évolutions du gamma-ray et du log sédimentologique tradiraient plutôt des sables relativement plus fins et plus propres au sommet de l'électrofaciès.

⑥ **Ef3** : Il est aussi visible dans le remplissage du canyon n°3. Il est essentiellement constitué de **sables et grès moyens à microconglomératiques massifs (SGGM)** (Fig. V.6, volume 2). L'électrofaciès se caractérise par une diminution brutale de l'enregistrement du gamma-ray, définissant un contact franc avec les conglomérats de galets mous à support gréso-argileux sous-jacents (CGM). On note l'absence de variations importantes du gamma-ray sur huit mètres, caractérisant un électrofaciès de forme cylindrique. Cette signature du gamma-ray peut être expliquée par l'absence de polarité granulométrique associée au processus de sédimentation en masse qui conduit à un dépôt massif.

⑦ **Ef4** : Il a été rencontré dans les puits K/R-16d, K/R-1 et K/R-2 ; l'évolution du gamma-ray souligne une forme cylindrique comparable à celle décrite précédemment. Il s'en différencie toutefois par des valeurs plus faibles de gamma-ray (Fig. V.7, volume 2) et par la composition lithofaciologique. En effet, cet électrofaciès est caractérisé par la superposition des **brèches à éléments de mudstone dolomitique et sables bioclastiques (BEMD)** et des '**carbonates bioclastiques à structures tractives**' (CBST). L'enregistrement du gamma-ray montre une légère augmentation qui indique une argilosité plus importante vers le sommet.

⑧ **Ef5** : Il peut être rencontré au sommet de séquences négatives, en association avec l'électrofaciès précédent (Fig. V.7, volume 2). Il se caractérise par des valeurs de gamma-ray relativement fortes.

⑨ **Ef6** : Il est représentatif des **argilites silteuses et des grès très fins riches en matière organique (AGMO)** qui sont observés dans le cortège progradant de l'Unité IV (Fig. V.8, volume 2). L'enregistrement du gamma-ray (en microgrammes de radium/temps) montre des valeurs relativement élevées ; l'évolution verticale générale ne montre pas de variations marquées, ce qui est en accord avec l'homogénéité du lithofaciès.

⑩ **Ef7** : Il correspond à des dépôts profonds de la formation Animba (puits K/B-3). Il est représenté par les '**grès argileux à *starving* et *fading ripples* isolées (GSFR)** (Fig. IV.9, volume 2). Les fortes valeurs de polarisation spontanée qui caractérisent cet électrofaciès soulignent un sédiment à forte composante argileuse.

V.4. INTERPRETATION EN TERMES D'ENVIRONNEMENTS ET DE PROFIL THEORIQUE DE DEPOT :

L'examen d'environ 520m de carottes a permis de proposer 12 lithofaciès fondamentaux associés à des processus et à des mécanismes de dépôt particuliers ; ils ont permis également de calibrer les diagraphies. Ils ont été **regroupés en cinq familles d'associations de faciès**, interprétables en termes de milieux de dépôt. Les assemblages faciologiques identifiés ont aussi permis et de proposer un diagramme théorique d'agencement des faciès des formations du Mandorové et d'Animba.

V.4.1. Les assemblages faciologiques :

V.4.1.1. Les argilites/siltites à nombreux débris végétaux et les slumps associés :

Il s'agit d'**'argilites silteuses déformées'** et d'**'argilites silteuses/grès très fins riches en matière organique végétale'** qui s'observent principalement dans les carottes du domaine *onshore* (K/K-1&2, K/I-1&2,...) ; les images sismiques permettent de les replacer dans le cortège progradant de l'Unité IV, c'est-à-dire sur les premiers prismes de progradation qui marquent l'amorce du développement du delta de l'Ogooué (Fig. IV.2, volume 2). Selon le cas, ces faciès qui sont les plus représentés, peuvent être légèrement dolomités et/ou déformés. On note des plans de cisaillement (*shear zones*) et des plis 'ptygmatitiques' qui sont associés aux *slumps*, suggérant des mécanismes de déformation proches du *creeping*. La présence de très nombreux débris végétaux pourrait indiquer une position latérale par rapport aux principaux distributaires fluviaux du paléo-Ogooué. Les petits glissements qui affectent ces dépôts souligneraient l'existence d'une pente. Nous proposons, comme environnement de dépôt les **zones interdistributaires de plaine d'inondation distale**.

V.4.1.2. Les coulées de débris :

Elles comprennent les '**conglomérats de galets mous à support argilo-gréseux**', les '**brèches à éléments de mudstone dolomitique et sables bioclastiques**'. Ils ont été rencontrés à l'Ouest de l'assemblage précédent, dans les canyons n°3 et 4 où les coulées de débris s'intercalent entre des intervalles sableux/gréseux (puits K/B-7) à la faveur de contacts francs. Leur mise en place pourrait être liée à l'évolution distale des processus de *slumping*. Elles comportent un pourcentage variable d'extraclastes (de la taille des graviers et des blocs) principalement représentés par des granules de quartz et des éléments de calcaires bioclastiques de plate-forme néritique et d'intraclastes argileux (de la taille des graviers et des blocs). La présence de ces éléments, flottant dans une matrice argilo-sableuse, suggère une forte cohésion prévalant pendant l'écoulement des débris.

Les phénomènes de *slumping* et de *debris flow* indiquent des **instabilités de pente** ; les deux processus pouvant être génétiquement liés [Pickering *et al.*, 1989 ; Shanmugam, 1993]. La variante *clast-supported* des conglomérats à gros galets déformés, observée dans

le puits K/B-7, pourrait marquer la transition entre les faciès slumpés et la variante *mud-supported* qui serait alors plus distale.

C'est dans ces faciès que s'observent les remaniements par des courants de fond (vagues internes, marées,...) conduisant à des individualisations de bancs (1 à 8 cm) sablo-argileux à rides obliques et interlits argileux.

V.4.1.3. Les grès/sables fins à très grossiers :

Cette association comprend des faciès de '**grès fins à moyens à structures de courants marquées**', de '**sables et grès grossiers à microconglomératiques massifs**', de '**conglomérats de bases de chenaux**', de '**grès massifs à macro-débris de végétaux**' et de '**carbonates bioclastiques à structures tractives**'. Ils correspondent à des séquences pluri-centimétriques à métriques, massives ou granodécroissantes dont le remplissage est constitué par des faciès de type F3 (Conglomérats de base de chenaux), F5 (Sables et grès grossiers à microconglomératiques massifs) et F8 (grès massifs à empreintes de feuilles de végétaux), suivant la classification de Mutti [1992]. Ils peuvent passer vers le sommet à des faciès de type F9 (Argiles laminées). La base des séquences est franche, et au sein d'une même séquence, des événements érosifs (petites séquences normales amalgamées) attribuables à des phases successives de remplissage de **chenaux turbiditiques** peuvent être identifiés. La superposition de ces petites séquences de remplissage est à l'origine du caractère dentelé des formes diagraphiques associées.

V.4.1.4. Les argilites laminées :

Elles ont été rencontrées **en association avec des faciès de chenaux** (K/R-16d, K/T-8, K/T-18) et **d'écoulements de débris** (K/B-7 et K/B-7b). Les argilites peuvent présenter des lentilles silto-sableuses à feuillettes internes obliques ou s'organiser en séquences pluri-centimétriques à décimétriques grano-décroissantes. C'est ce dernier type d'organisation que l'on observe dans les puits K/T où des empreintes entières de feuilles de végétaux permettent d'envisager une relation génétique avec les grès fins à moyens à empreintes de feuilles entières. Ces argilites correspondraient à **des environnements de levées**. Selon Bruhn et Walker [1997], le développement de levées dans les systèmes turbiditiques modernes est au moins en partie, lié à la taille des grains et à la vitesse des courants turbiditiques. La plupart des chenaux profonds à remplissage grossier (proximal) développent peu ou pas de levées alors que les chenaux plus étroits et à remplissage plus fin développent des levées importantes. Parfois, ces faciès de levées sont déstabilisés et pris dans des slumps.

Certaines séquences présentent le terme Td de la séquence de Bouma [1962] ; elles se localisent au sommet d'une séquence à argilosité croissante (suivant l'évolution de la courbe de gamma-ray) sur la carotte n°2 du puits K/R-16d. Cette évolution permet suggère des processus distaux liés au fonctionnement d'un chenal turbiditique.

V.4.1.5. Les argiles/argilites massives :

Elles correspondent à des **dépôts de décantation** de la fraction fine qui pourrait résulter de la diminution des apports terrigènes. En fait, la sédimentation argileuse est une constante de la sédimentation profonde des marges passives matures [Pickering *et al.*, 1989 ; Teisserenc & Villemin, 1990]]. Dans ces domaines profonds, les épisodes gravitaires sont plutôt intercalés dans la masse argileuse ; la diminution des apports terrigènes tendrait donc à rétablir le régime sédimentaire initial.

V.4.2. Discussion sur la nature et les sources des écoulements gravitaires :

Deux types principaux de sédiments clastiques ont été identifiés dans les carottes, à savoir :

- ❶ Les dépôts silicoclastiques ;
- ❷ Les carbonates bioclastiques remaniés ;

A la lumière des données des carottes et des rapports de fin de sondage, le domaine profond enregistre une sédimentation essentiellement silicoclastique. La fraction granulaire se compose essentiellement de grains de quartz sub-anguleux à émoussés à extinction onduleuse et/ou polycristallins (plus de 30%), de feldspaths et de micas (1-3%). En particulier, les grains de quartz à extinction onduleuse et/ou polycristallins soulignent une zone nourricière magmatique ou métamorphique ; ils peuvent être rattachés à la ceinture métamorphique du Mayombe d'âge Précambrien qui borde à l'Est les bassins côtiers du Gabon et du Congo. Ces sédiments seraient introduits directement dans les canyons à partir de systèmes fluviaux et deltaïques, comme l'indiquent les fortes proportions de débris et d'empreintes de végétaux observées dans les séquences gréseuses et argileuses. L'alimentation des domaines profonds par des systèmes fluviaux se ferait à la faveur d'écoulements hyperpycnaux [Mulder & Cochonat, 1996], c'est-à-dire d'un flux gravitaire dont la densité est suffisamment élevée par rapport au milieu ambiant pour pouvoir s'écouler vers les domaines profonds (Fig. V.10) sans se mélanger au fluide ambiant. Toutefois, le concept d'écoulement hyperpycnal ne permet pas toujours d'expliquer l'alimentation de certains systèmes turbiditiques par des fleuves. En effet, certains fleuves dont la quantité de matériel charrié est insuffisante pour générer des écoulements hyperpycnaux sont associés à des dépôts turbiditiques en domaine profond [Mulder & Cochonat, 1996].

Par ailleurs, la dérive continue de l'Afrique vers le Nord et l'entrée du domaine d'étude sous la ceinture tropicale chaude et humide à la transition Eocène/Oligocène peuvent avoir induit une accentuation des processus d'altération et de lessivage des reliefs amont [Rasmussen, 1994, 1997]. Dans ce contexte, les nombreux débris végétaux disséminés dans les dépôts qui s'accumulent sur la plaine d'inondation deltaïque et le domaine bathyal peuvent être rapportés à un couvert végétal important sur les reliefs adjacents [Giresse *et al.*, 1994 ; Maley, 1996].

La deuxième source d'alimentation des dépôts profonds fait intervenir des arrachements et des glissements respectivement au niveau de la plate-forme et de la pente. Ces mécanismes permettent de mobiliser des carbonates argileux de plate-forme et de pente et des carbonates bioclastiques de plates-formes néritiques probablement plus anciennes. Deux lithofaciès principaux ont été reconnus dans ces carbonates resédimentés (Figures V.11 & V.12) :

- des carbonates bioclastiques à grands clastes de mudstone dolomitique plus ou moins bréchifiés et infiltrés par des grès bioclastiques ;
- des sables bioclastiques moyens à microconglomératiques.

Ces deux lithofaciès composent une séquence particulière de dépôt. En effet, la partie basale de cette séquence est constituée par de grands blocs (pluri-centimétriques à demi-métriques) de mudstone dolomitique bréchifiés et injectés de sables bioclastiques ; les intervalles bioclastiques comportent souvent des moulages bien préservés de gastéropodes. La partie supérieure de la séquence montre des lamines planes de haut régime et des *traction carpets* ; la taille des éléments et les structures reconnues (litage oblique plan,...) indiquent des processus de traction au sein d'une suspension dense.

Le spectre faunistique de ces dépôts (gastéropodes de type *Néréiné*, grands tests de lamellibranches) indique l'existence, soit d'une production carbonatée Miocène et/ou d'un remaniement de carbonates de plates-formes plus anciennes. Cependant, les résultats des travaux de Giresse et Cornen [1976] mettent en évidence une production carbonatée importante au Miocène. En particulier, des calcaires phosphatés de type néritique ont été reconnus dans les dépôts Eocène et Miocène sous-marins des plates-formes du Congo et du Gabon.

Selon certains auteurs [Sarg, 1988 ; Johns, 1992], la source principale des sables et brèches bioclastiques rencontrés dans les écoulements gravitaires est principalement liée aux arrachements des rebords de plates-formes et des bioconstructions. En Grèce centrale, des méga-brèches et des olistolithes sont rapportés à des mécanismes d'arrachement à la faveur d'hétérogénéités diagénétiques [Johns, 1992]. Des sables bioclastiques associés sont transportés dans le domaine profond par d'autres mécanismes, notamment par des courants de turbidité. La coexistence de ces différents mécanismes aboutit en Grèce centrale à une superposition complexe de faciès carbonatés resédimentés.

La présence de clastes de mudstone pluri-décimétriques et de granules de quartz flottants dans une matrice argilo-gréseuse suggère un écoulement cohésif. Le type de faciès qui en résulte est interprété, soit en termes de *High Density Turbidity Currents* [Lowe, 1979, 1982, 1997 ; Bruhn & Walker, 1997], soit en termes de *Sandy Debris Flows* [Shanmugam, 1993 ; Fanakinwa *et al.*, 1996]. D'après Shanmugam [1993], le comportement rhéologique du mélange eau-sédiment est principalement gouverné par la concentration des éléments et dans une moindre mesure par la taille des grains et les propriétés physiques et chimiques des éléments transportés. Par ailleurs, Lowe [1982] précise que la concentration des éléments est la principale variable qui influence la densité

mais aussi la viscosité et la pression dispersive ; une forte concentration d'éléments conduit à une augmentation de la pression dispersive, de la densité et de la viscosité. Ces critères permettent de caractériser une coulée de débris. Or, certains dépôts montrant des critères d'écoulement cohésif ont été interprétés par Lowe [1982] en termes de turbidites de très haute densité ; cette interprétation est incompatible avec les critères susmentionnés. En effet, un courant de turbidité suppose un fluide dans lequel les éléments sont transportés par turbulence alors que les *debris flows* supposent un écoulement dans lequel les sédiments sont maintenus par la force de la matrice, la pression dispersive et par une composante ascensionnelle. Des concentrations et des densités fortes tendent à amortir la turbulence, la propriété qui permet de distinguer les *debris flows* des courants de turbidité.

Toutefois, la concentration, la taille des éléments (millimétriques à demi-métriques) et la nature de la matrice (argilo-gréseuse) permettent de rapprocher les lithofaciès des 'Brèches à éléments de mudstone dolomitique et à sables bioclastiques' d'un pôle plastique peu turbulent de type *debris flow* en général, ou de type *Sandy Debris Flow*, lorsque la matrice est particulièrement gréseuse. Ce lithofaciès est surmonté par des carbonates bioclastiques présentant des lamines obliques de haut régime hydrodynamique ; elles passent vers le haut à des lamines obliques et planes de bas régime soulignées par des drapages argileux (Fig. V.11). Ces critères sédimentologiques traduisent une séquence turbiditique normale associée à un courant de turbidité décroissant.

Le modèle d'écoulement de haute densité (Fig. V.11) de Postma *et al.* [1988 ; in Shanmugam, 1996] peut permettre d'expliquer la superposition de lithofaciès observée dans le puits K/R-16d. ce modèle propose l'existence d'une stratification de couches de densités différentes au sein d'un même écoulement. La base de l'écoulement se compose de couches laminaires de haute densité, alors que la partie supérieure se caractérise par des couches de concentration et des densité plus faibles. Rhéologiquement, les couches basales ont un comportement plastique de type *cohesive debris flow* ; par contre les couches supérieures ont un comportement fluide qui conduit à un écoulement turbulent. Ce modèle montre particulièrement bien la relation génétique entre les coulées de débris et les dépôts turbiditiques, ceux-ci pouvant se traduire par une séquence normale de dépôt comparable à celle qui est illustrée sur la Figure V.12. Le saut granulométrique marquant la limite entre les coulées de débris et les turbidites peut être relié au comportement hydrodynamique des éléments carbonatés. Par exemple, le mode de transport et de sédimentation des coquilles est similaire à celui des silts et des agrégats silteux [Einsele, 1992]. Aussi, l'expression granulométrique de dépôts bioclastiques peut être différente de celle de dépôts silicoclastiques.

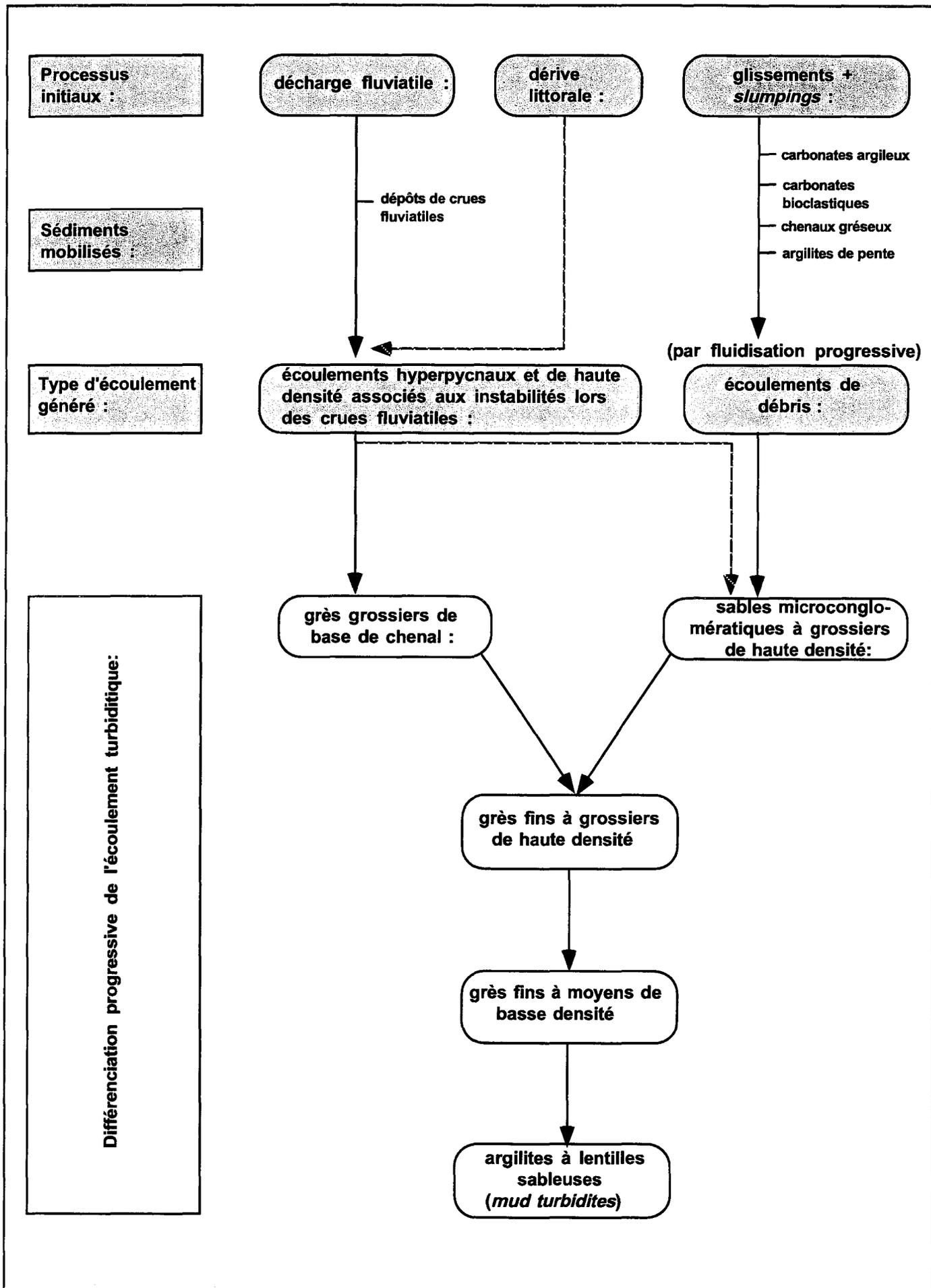


Fig. V.10 : Processus et sources des écoulements cohésifs à turbides de l'Animba et du Mandorové

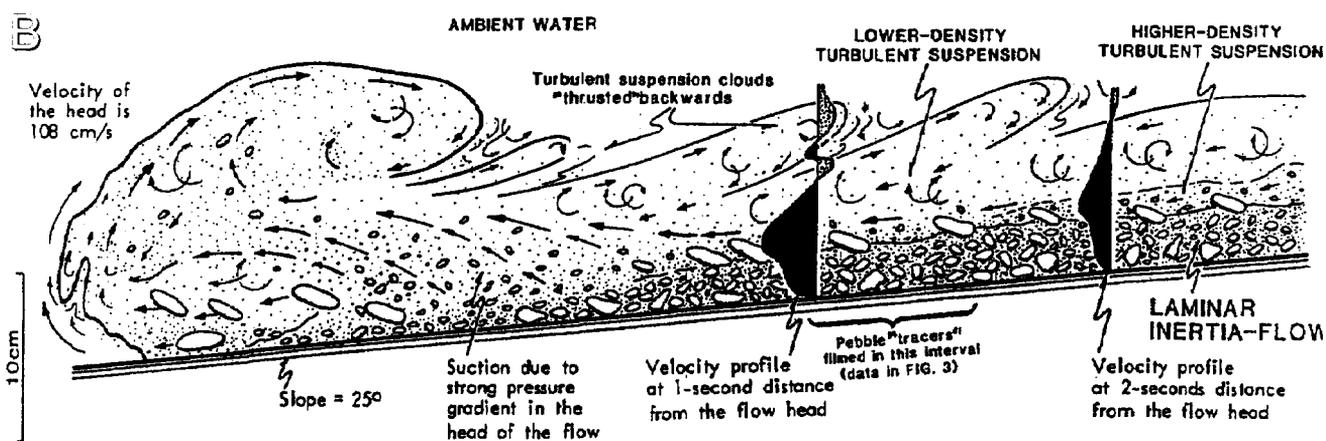
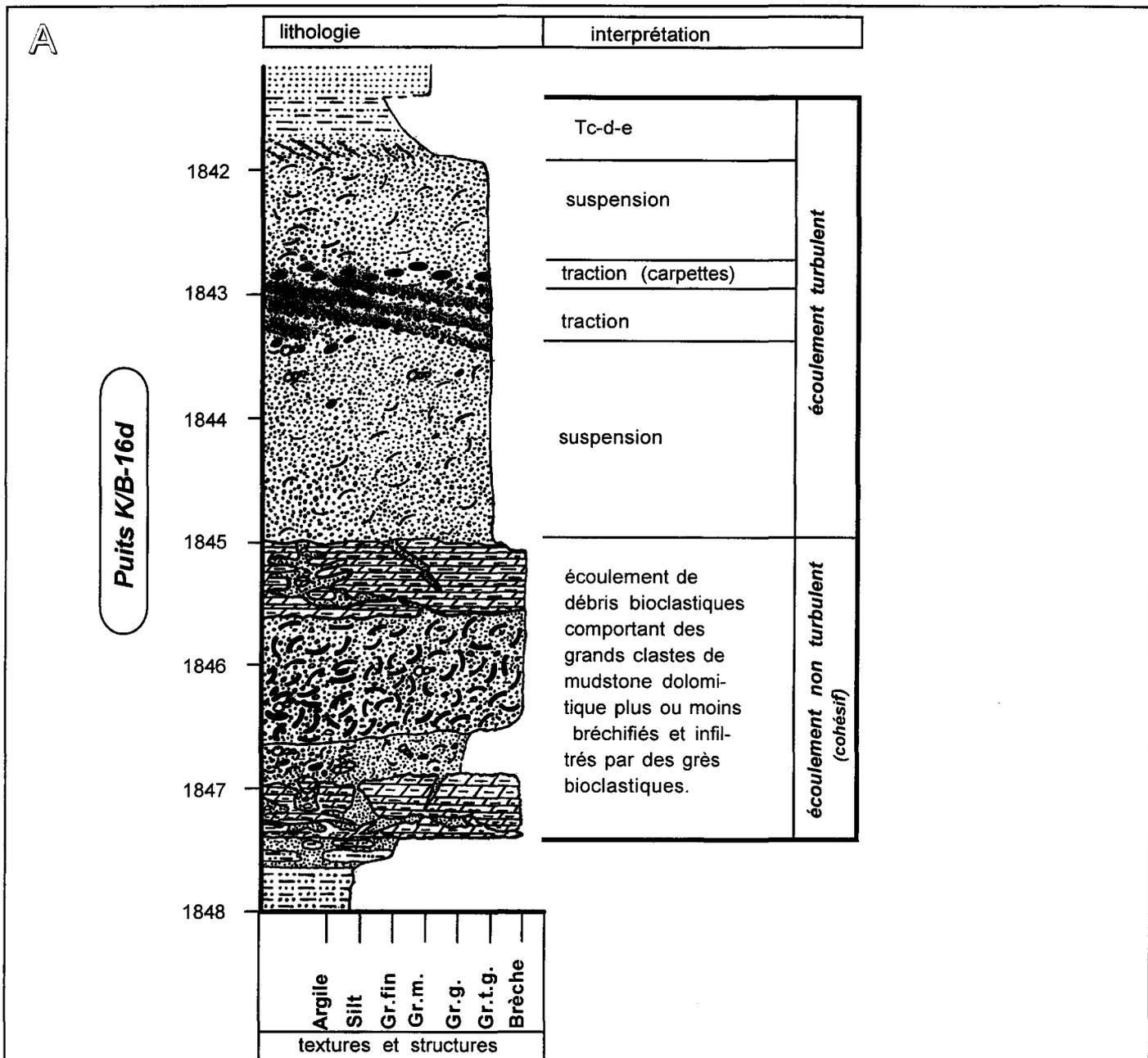
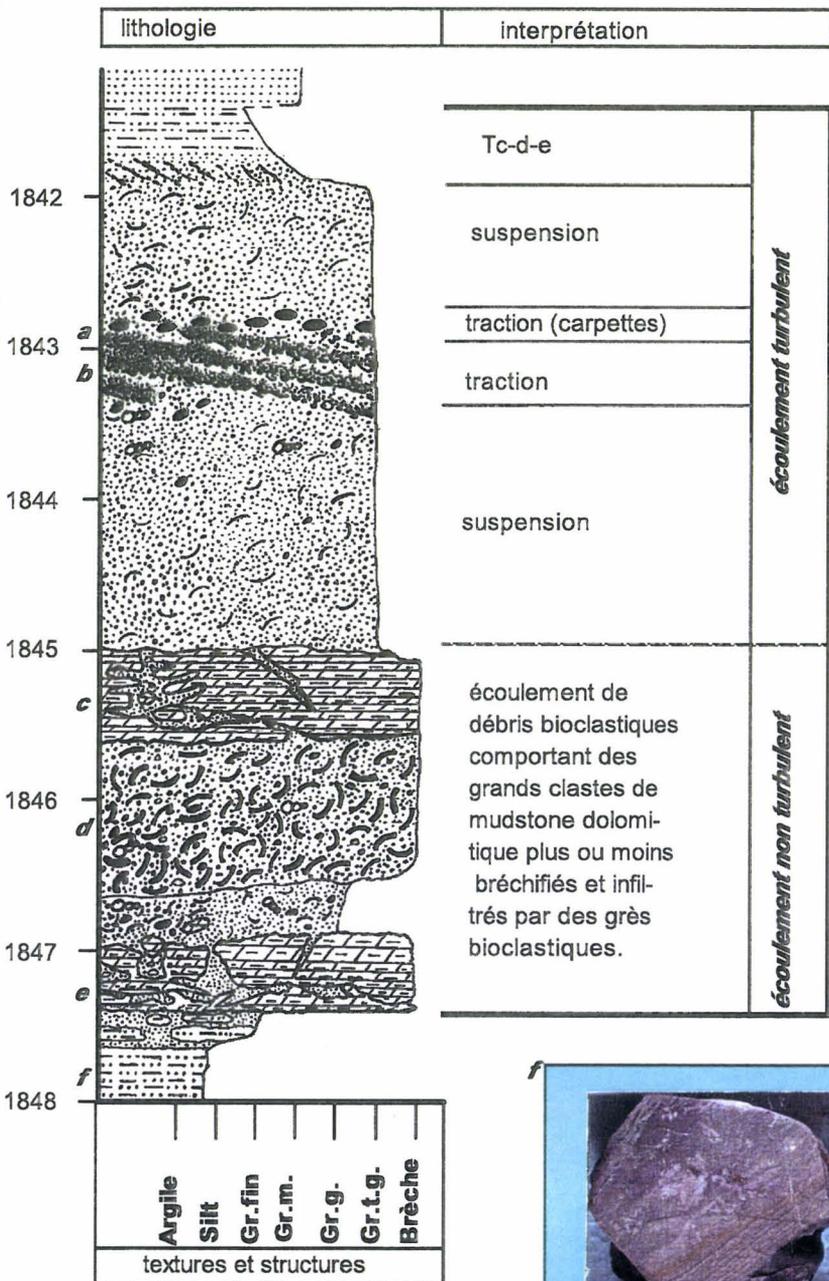
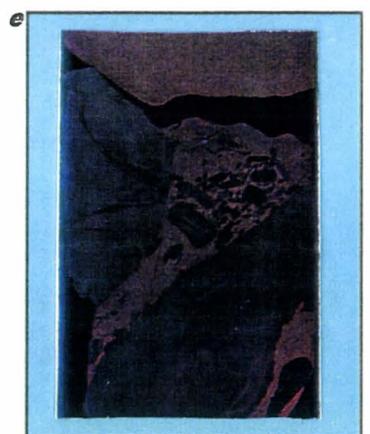
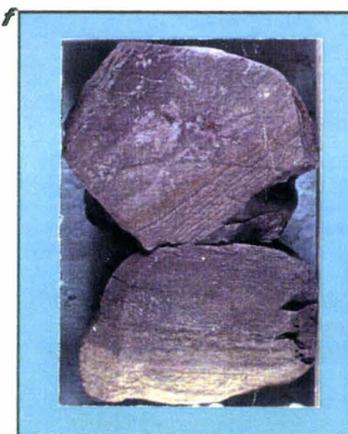
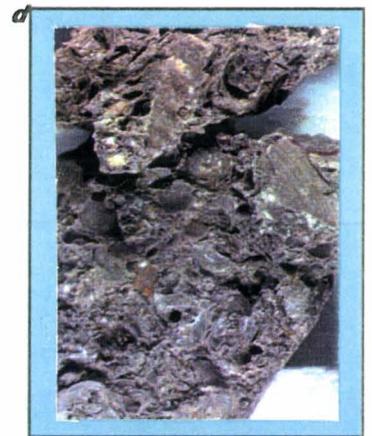
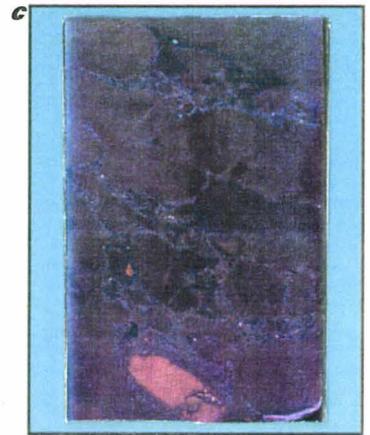
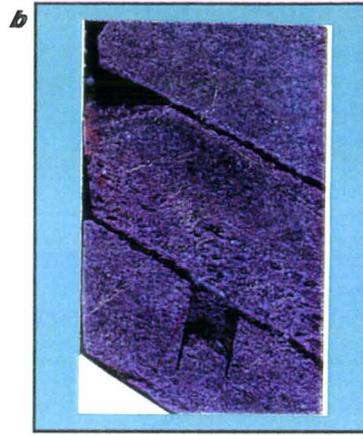
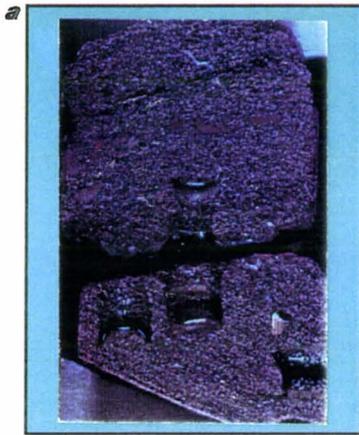


Fig V.11 : A. Séquence turbiditique (?) composée d'un écoulement généré par un écoulement non turbulent à la base et d'un écoulement turbulent au sommet.

B. Modèle d'un écoulement de haute densité (Postma et al., 1988 ; in G. Shanmugam, 1996)

Fig. V.12 : Séquence de faciès carbonatés (K/B-16d)



V.5. CONCLUSIONS :

L'analyse des sédiments des formations de l'Animba et du Mandorové a permis de reconnaître 12 lithofaciès fondamentaux et d'approcher les processus de dépôt associés. La calibration des enregistrements diagraphiques a ensuite été réalisée sur les intervalles carottés, permettant de définir 7 électrofaciès. Le regroupement des faciès en cinq assemblages principaux a ensuite conduit à caractériser cinq environnements de dépôt et à proposer un profil théorique d'agencement des faciès de l'Animba et du Mandorové :

❶ Les argilites/siltites à nombreux débris végétaux et les *slumps* associés représentent l'assemblage le plus proximal. Celui-ci a été rapporté à un **environnement d'interdistributaires de plaine d'inondation deltaïque** qui se développerait principalement en tête des canyons à partir du Miocène inférieur.

❷ Un assemblage de faciès de *slumps* et de *debris-flows* argileux et carbonatés a été observé plus à l'Ouest ; il soulignerait des phénomènes d'instabilité de pente. Dans la formation de l'Animba, cet assemblage peut être remanié par des courants de fond. Par contre, dans la formation du Mandorové, les faciès ont été principalement rencontrés dans les canyons n°3 et 4. Dans ces derniers, les *slumps* et les *debris-flows* argileux **pourraient provenir de la déstabilisation des levées des chenaux** qu'ils encadrent, alors que les *debris-flows* carbonatés proviendraient de la remobilisation d'une plate-forme carbonatée contemporaine, c'est-à-dire d'âge Miocène.

❸ L'assemblage des argilites laminées a été principalement observé dans le canyon n°2 où il souligne des **processus turbiditiques distaux, probablement de levées**. Dans le canyon n°3, les argilites peuvent être totalement déstabilisées et prises dans des *slumps* et des *debris-flows*.

❹ L'assemblage des grès/sables fins à très grossiers constituent le remplissage des **chenaux turbiditiques gréseux** de l'Animba et du Mandorové. La présence de débris végétaux disséminés dans ces grès a permis de proposer une connexion avec des systèmes fluviaux amont qui alimenteraient les canyons à la faveur de processus hyperpycniaux.

❺ Les argiles/argilites massives marqueraient des mécanismes de décantation de la fraction fine. Elles traduiraient une diminution des apports terrigènes et un rétablissement du régime sédimentaire initial.

Le positionnement des carottes (K/R-16d, K/B-7, K/B-7b, K/R-1, K/G-2, K/I-1 et K/K-1&2) dans le diagramme à trois dimensions des champs de stabilité des turbidites d'Allen [1982] (Fig. V.13.A) souligne une prédominance de dépôts sans structures internes dans les canyons n°3 et 4 et le cortège progradant de l'Unité IV. Les lithofaciès à structures tractivées de courant sont représentés dans les puits K/T-18 et K/T-8 du canyon n°2. Par ailleurs, l'ensemble des carottes montre une prédominance de faciès de *slumps* et de *debris-flows* par rapport aux faciès turbiditiques *sensu stricto* (Fig. V.13.B). Il semble

que l'alternance *debris-flows*/chenaux turbiditiques constitue le motif sédimentaire principal du remplissage des canyons Miocène inférieur.

Les relations spatiales observées en sismique et la distribution géographique des faciès rencontrés ont permis de proposer un profil théorique proximal-distal d'agencement des faciès de l'Animba et du Mandorové (Fig. V.14). Sur ce profil, les faciès les plus proximaux sont représentés par les siltites argileuses à débris organiques déposées dans un environnement de plaine d'inondation distale ; ce domaine est soumis à des érosions fluviales sub-aériennes comme le souligne le développement de vallées incisées sur le rebord des prismes de progradation deltaïque. Les vallées fluviales alimenteraient les domaines profonds en sables et argilites en mobilisant également la matière organique accumulée dans les dépôts de crues. Par ailleurs, le domaine de pente deltaïque enregistre des instabilités de pente sous forme de *slumps* et de *debris-flows* ; leur liquéfaction progressive peut aboutir à des écoulements turbiditiques de haute densité, puis par transformation de l'écoulement à des turbidites de basse densité. Les faciès de sables/grès très grossiers à microconglomératiques de haute densité pourraient s'être déposés à partir de ces courants turbiditiques de haute densité par amortissement de la turbulence et dépôt en masse de la fraction grossière. Les *debris-flows* et les grès très grossiers à microconglomératiques peuvent être remaniés en bas de pente par des courants de fonds. La fraction relativement fine serait transportée latéralement par suspension ; les éléments les plus grossiers se concentreraient vers le bas de la suspension au cours du transport et conduiraient à un dépôt en masse de grès fins à grossiers de haute densité. Les lithofaciès de grès fins à moyens de faible densité et d'argilites à lentilles sableuses pourraient être liés à des suspensions distales peu chargées.

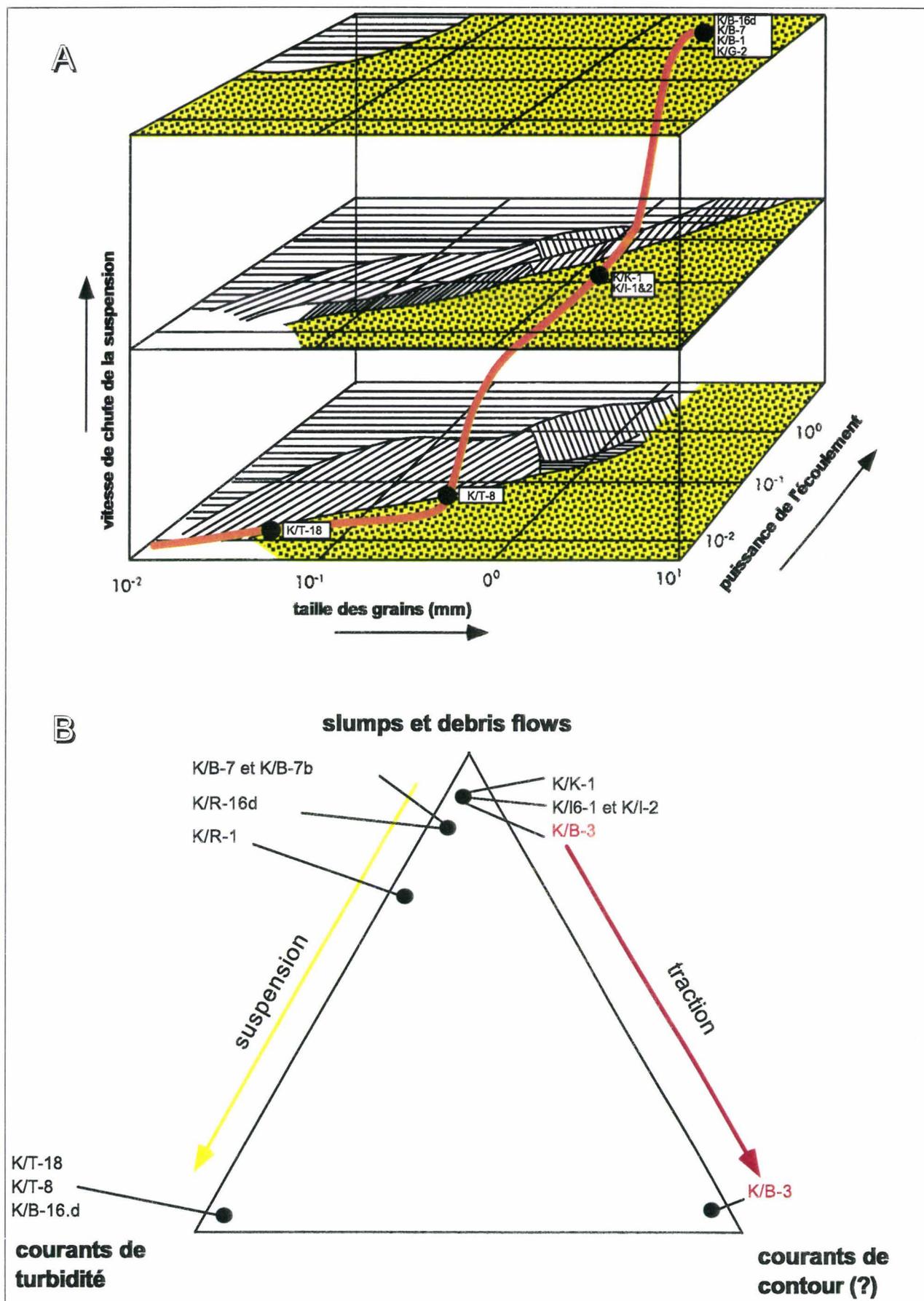


Fig. 13. A. Position des dépôts gravitaires du Mandorové et de l'Animba dans le diagramme à trois dimensions des champs de stabilité des turbidites, d'après Allen [1982] B. Diagramme ternaire montrant l'abondance relative des faciès de slumps et de debris flows.

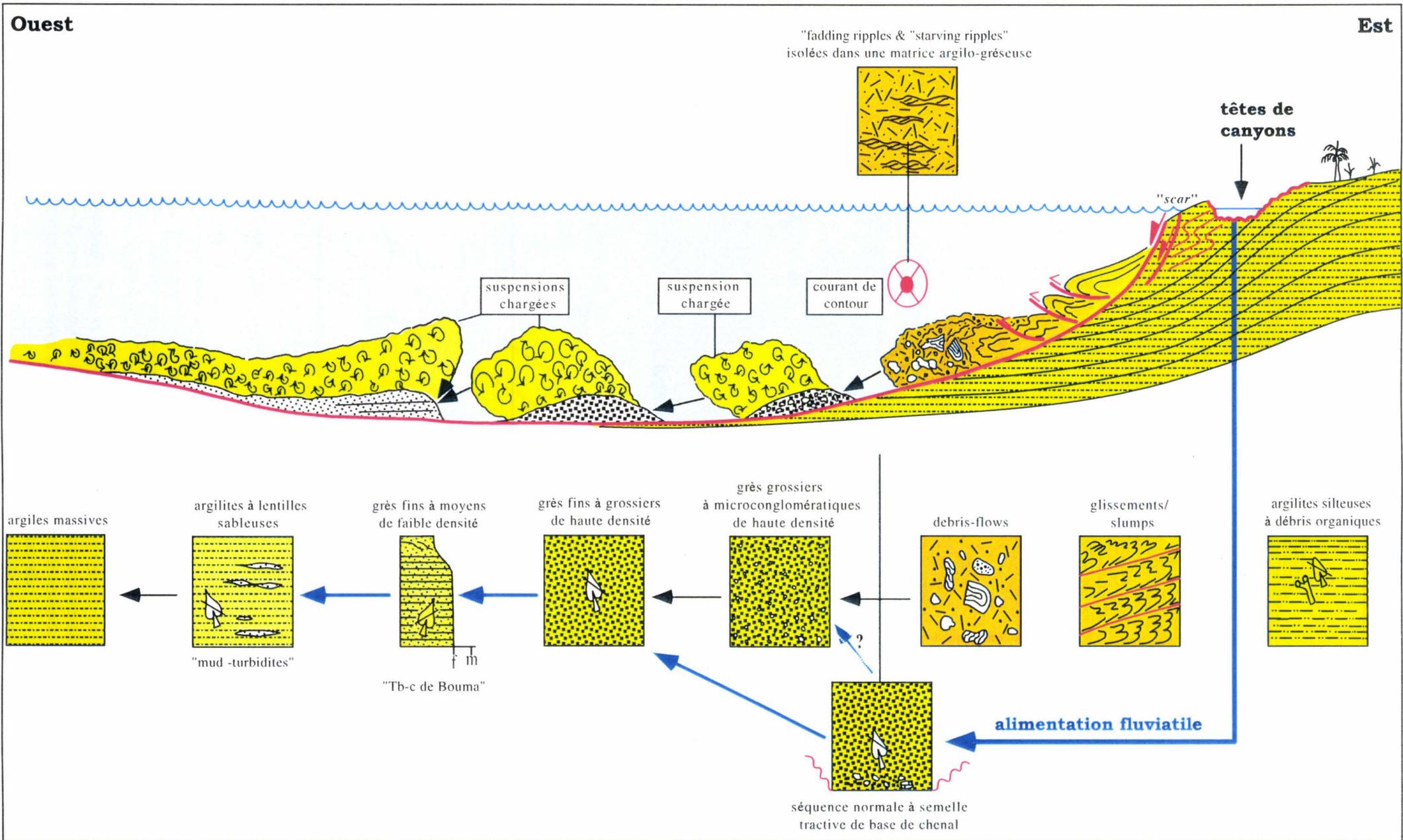


Fig. V.14 : Profil théorique E-W d'agencement des faciès de l'Animba et du Mandorové

CHAPITRE VI :
ETUDE DETAILLEE DU CANYON INTRA-
MANDOROVE N°3

VI : ETUDE DETAILLEE DU CANYON INTRA-MANDOROVE N°3

VI.1. INTRODUCTION :

Le canyon n°3 (Fig. VI.1) fait partie d'un grand système de canyons qui se développe à la base de l'Unité stratigraphique IV (Miocène inférieur : 22-20 Ma). Le creusement de ces canyons serait lié au changement géodynamique le plus important qu'enregistre la marge Nord-Gabon au cours du Cénozoïque (cf. § chapitres III & IV). Les canyons peuvent avoir une extension de plus de 120 km, une largeur de 10 km et une profondeur de plus de 520 mètres.

Le travail a été focalisé sur une zone diapirique du canyon couverte par la sismique 3D (champs A et B), d'une superficie de près de 210 km² (Figures III.1 & VI.1). Cette zone est située dans l'*offshore* gabonais, à une profondeur d'eau de moins de 100 m, à environ 25 km à l'Ouest de la lagune Olendé et à environ 85 km au Sud de Port-Gentil.

Compte-tenu de l'abondance et de la qualité des données sur les champs A et B, ce secteur offre l'opportunité de préciser l'organisation interne et les mécanismes de remplissage des canyons intra-Mandorové (Miocène inférieur à moyen) situés au droit du système fluvial de l'Ogooué, à travers l'exemple du canyon n°3. Ce travail contribue aussi à préciser l'organisation des réservoirs turbiditiques et à établir des règles prédictives pour l'exploration et la production des hydrocarbures dans ce type de structures. En effet, la sismique régionale et la sismique gisement acquises avec un maillage de 400 x 400 mètres n'a pas permis de cartographier et de préciser les relations géométriques et les modalités de sédimentation des corps gréseux reconnus dans ce secteur [Elf-Gabon, *rapports internes*].

La démarche adoptée (Tableau VI.1) repose sur une étude intégrée à partir de l'interprétation de la sismique 3D sur stations de travail Integral+, à l'aide des modules 'Sismage recherche' et 'Sismage industriel', complétée par l'analyse des diagaphies et des carottes :

❶ Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à l'identification et à la hiérarchisation des discordances stratigraphiques afin de définir l'architecture sismique du remplissage du canyon.

❷ L'étape suivante concerne la réalisation de corrélations fines sismique/diagraphies, en 2D. Les horizons sismiques de référence ont été utilisés comme guides pour les corrélations diagraphiques, après calage de chaque puits sur la section sismique composite (*random line*) créée entre les puits ; ces horizons permettent aussi de contraindre l'organisation spatio-temporelle du système sédimentaire. Cette étape a permis de réaliser un découpage plus fin du volume sédimentaire en approchant les extensions latérales et les relations géométriques des corps turbiditiques.

③ Dans un troisième temps, l'interprétation sédimentologique détaillée des données de puits a été replacée à l'intérieur des géométries définies par les corrélations sismique/diagraphies.

④ Enfin, dans un quatrième temps, tous les corps gréseux reconnus, sur les puits et calés sur les lignes sismiques *random*, ont été pointés dans le volume 3D par la méthode d'"épluchage" (cf. § **chapitre I**). Cette méthode est bien adaptée à l'analyse morphologique des corps sédimentaires.

Afin d'optimiser l'identification et la hiérarchisation des différents éléments dépositionnels, des allers-retours entre les différentes échelles de travail ont été nécessaires.

Tableau VI.1 : Schéma synthétique de la démarche de l'étude :

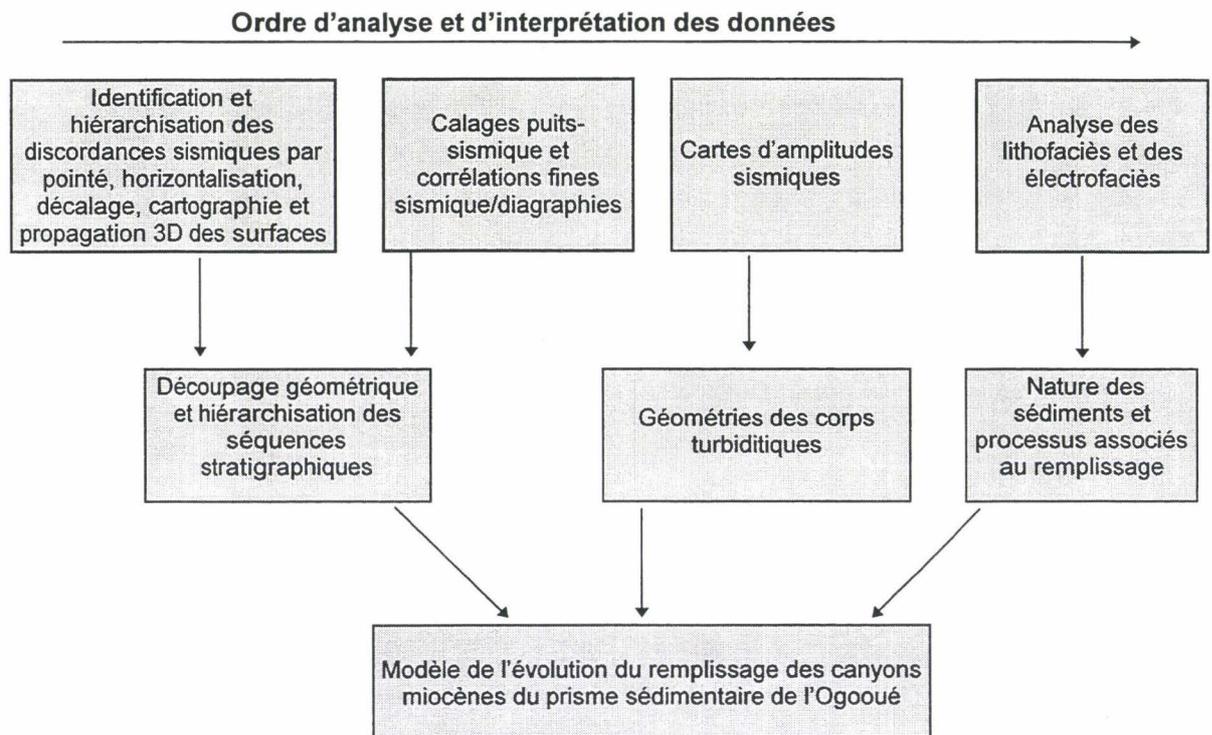
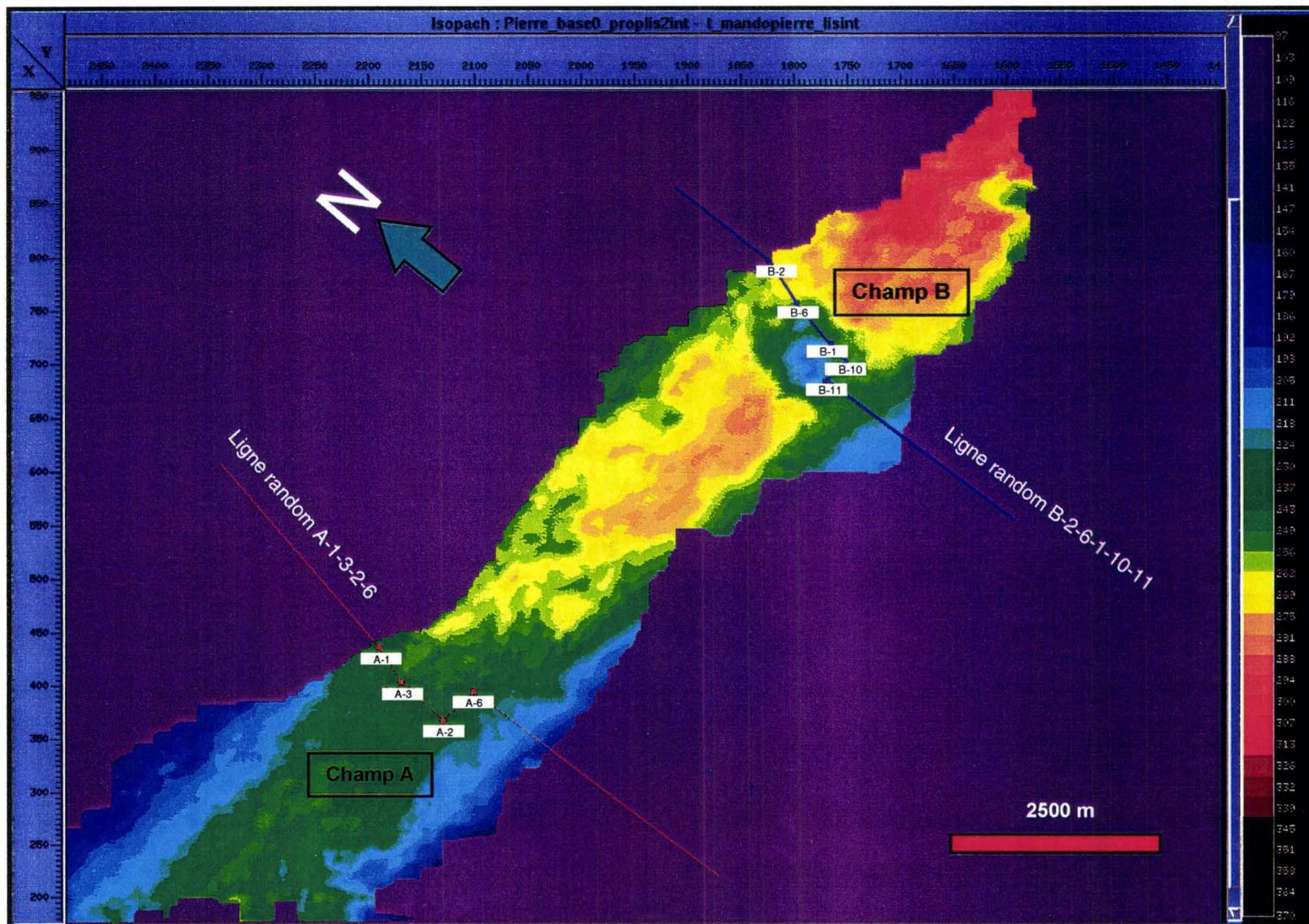


Fig. VI.1 : Carte isopaque du canyon intra-Mandorové n°3, entre les champs A et B. Noter l'augmentation de l'épaisseur du remplissage du canyon vers le champ B, traduisant un remplissage rétrogradant du système.



VI.2. ORGANISATION GEOMETRIQUE DU REMPLISSAGE DU CANYON :

La reconnaissance des séquences est essentiellement basée sur l'identification des surfaces qui limitent les dépôts sédimentaires. Ces dernières sont liées au changement plus ou moins brutal des conditions de dépôt.

VI.2.1. Identification et hiérarchisation des surfaces stratigraphiques en sismique 3D :

VI.2.1.1. Les discordances érosives majeures :

Plusieurs surfaces de discordance ont été reconnues sur les champs A et B (**Figures VI.2 & VI.3**) ; elles ont été définies à partir de la géométrie des terminaisons des réflecteurs (*top lap, on lap, down lap*) sur un bloc de sismique 3D. Des lignes *random* passant par les puits ont été définies sur chacun des champs (**Fig. VI.1**). L'étude sur station d'interprétation permet d'horizontaliser une ligne sismique par rapport à un horizon de référence. La technique d'horizontalisation permet d'accentuer les relations angulaires entre la surface horizontalisée et les réflecteurs sous-jacents. Dans cette étude, l'horizon de référence est représenté par le toit du remplissage (**Figures VI.2 & VI.3**). La ligne *random* passant par les puits B-1 et B-2 (**Fig. VI.4**) a été horizontalisée ; le *line drawing* correspondant permet de reconnaître cinq discordances érosives importantes à l'intérieur du canyon ; elles ont été numérotées de la base vers le sommet de 0 à 5 (**Fig. VI.5**). L'érosion 0 correspond à la base du canyon, elle est cartographiable sur l'ensemble du domaine d'étude et au-delà (cf. § **chapitres III & IV**). Les érosions 1, 2, 3 et 4 sont bien visibles sur les flancs du canyon, leur corrélation au cœur du remplissage reste difficile. Deux raisons principales peuvent être évoquées pour expliquer ce phénomène :

❶ Du bas vers le haut du remplissage, les érosions deviennent globalement plus étroites et incisent plus profondément les strates sous-jacentes.

❷ De nombreuses érosions mineures se surimposent aux érosions majeures, au centre du remplissage.

La dernière érosion majeure (Erosion 5) est centrée sur l'axe du canyon (**Fig. VI.5**). Son pointé est facilement réalisable sur le bloc 3D.

Les cinq surfaces d'érosion majeures sont aussi visibles sur les cartes d'amplitude des surfaces (*ampli-slices*) résultant de l'intersection de la surface du toit du remplissage décalée vers le bas et des réflecteurs sous-jacents. Sur la ligne *random* 11 (**Fig. VI.6**), l'horizon "Toit du canyon" décalé vers le bas de 152 ms recoupe les érosions 1 (violet) et 2 (bleu clair) sur les deux flancs du canyon. En visualisant l'organisation des hétérogénéités sismiques sur une surface temps, cette technique a permis de souligner en plan l'existence de linéaments de direction Est-Ouest (**Fig. VI.7**). Ces linéaments correspondent aux surfaces d'érosion ; l'érosion la plus ancienne est la plus éloignée de l'axe du canyon ; la dernière érosion est par contre bien centrée sur l'axe du canyon.

Fig. VI.2 : Ligne random N-S passant par les puits B-1 et B-2. Noter le fonctionnement synsédimentaire du diapir du champ A situé dans l'axe du canyon.

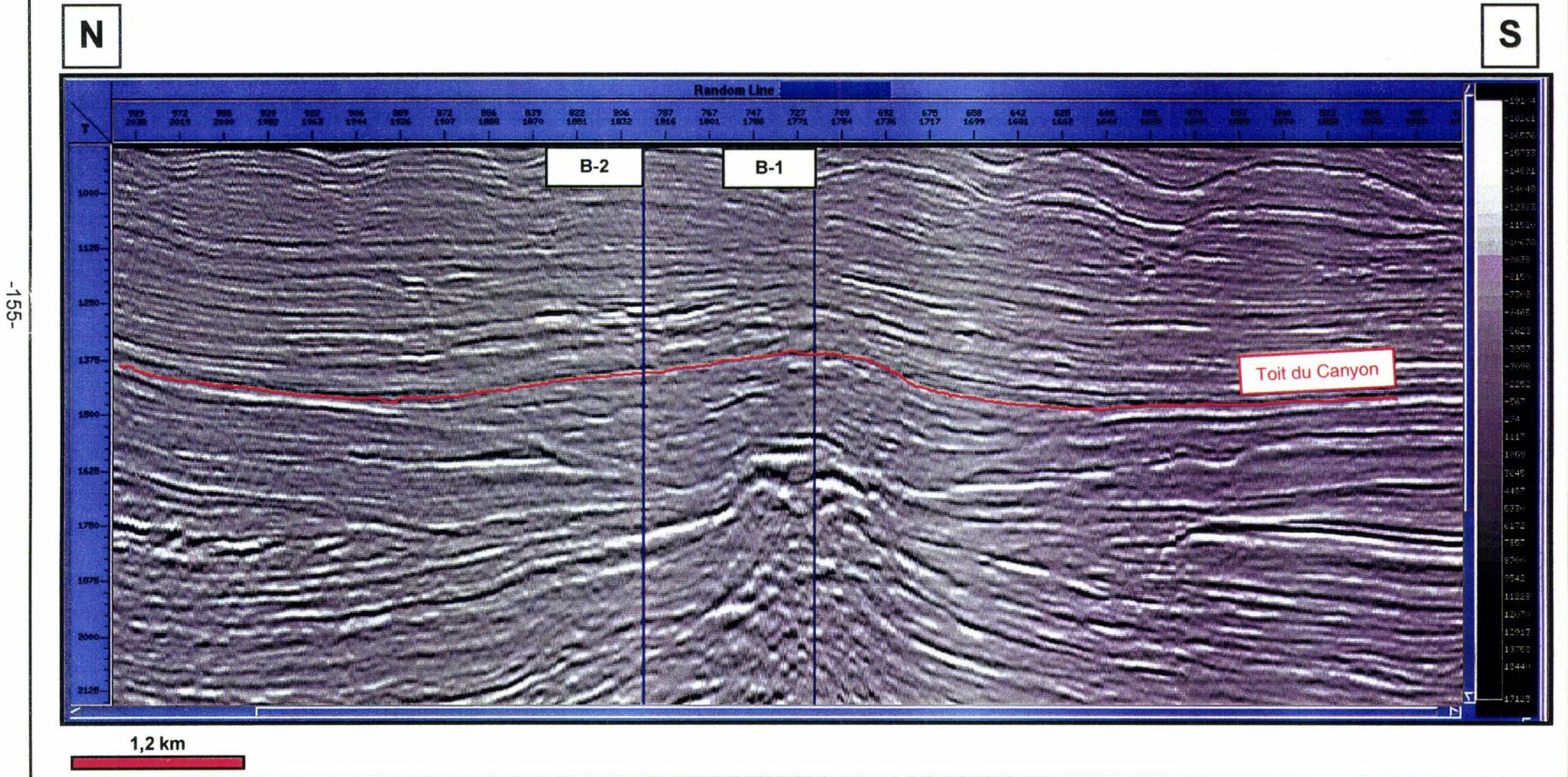


Fig.VI. 3: Illustration de l'érosion de la base du canyon (Erosion0) et d'une érosion latérale (Erosion1) sur le champ A. Noter la forme convexe du toit du remplissage du canyon.

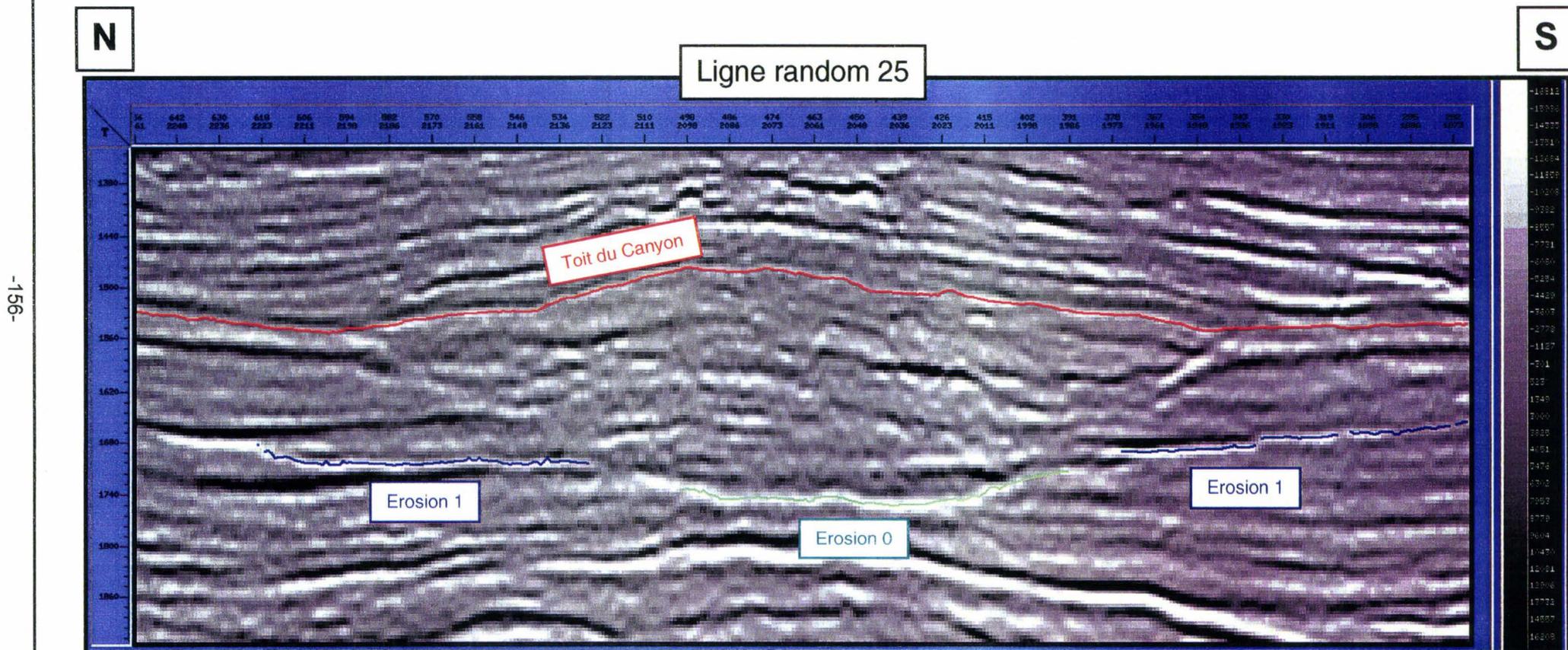


Fig.VI.4 : Horizontalisation au toit du canyon intra-Mandorové n°3 de la ligne *random* passant par les puits B-1 et B-2. On note une accentuation des relations géométriques des réflecteurs à la base et au sommet du canyon.

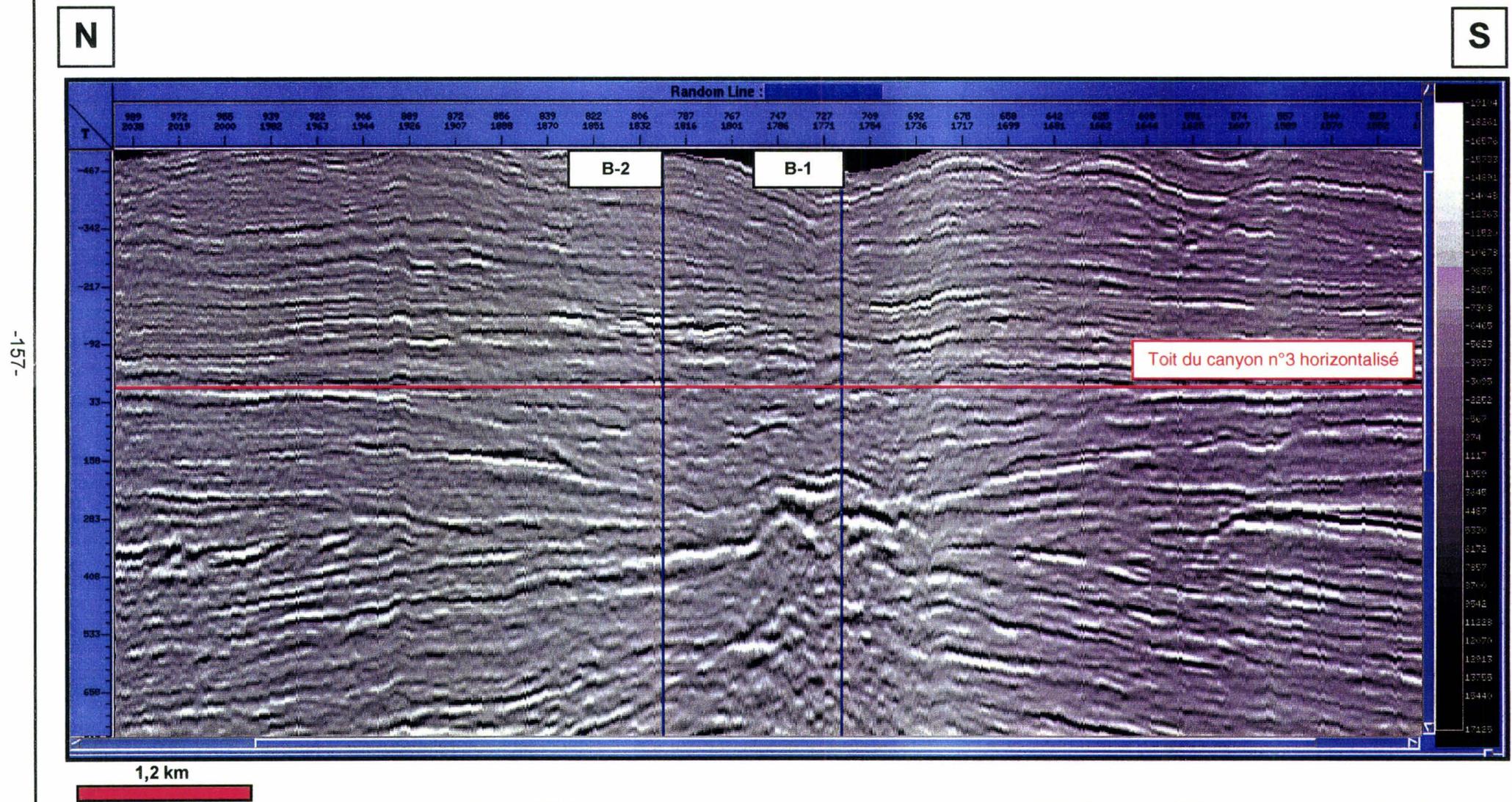


Fig. VI.5 : *Line drawing de la ligne random B-2_B-1 horizontalisée.* Corrélations des principales surfaces de discordance du canyon.

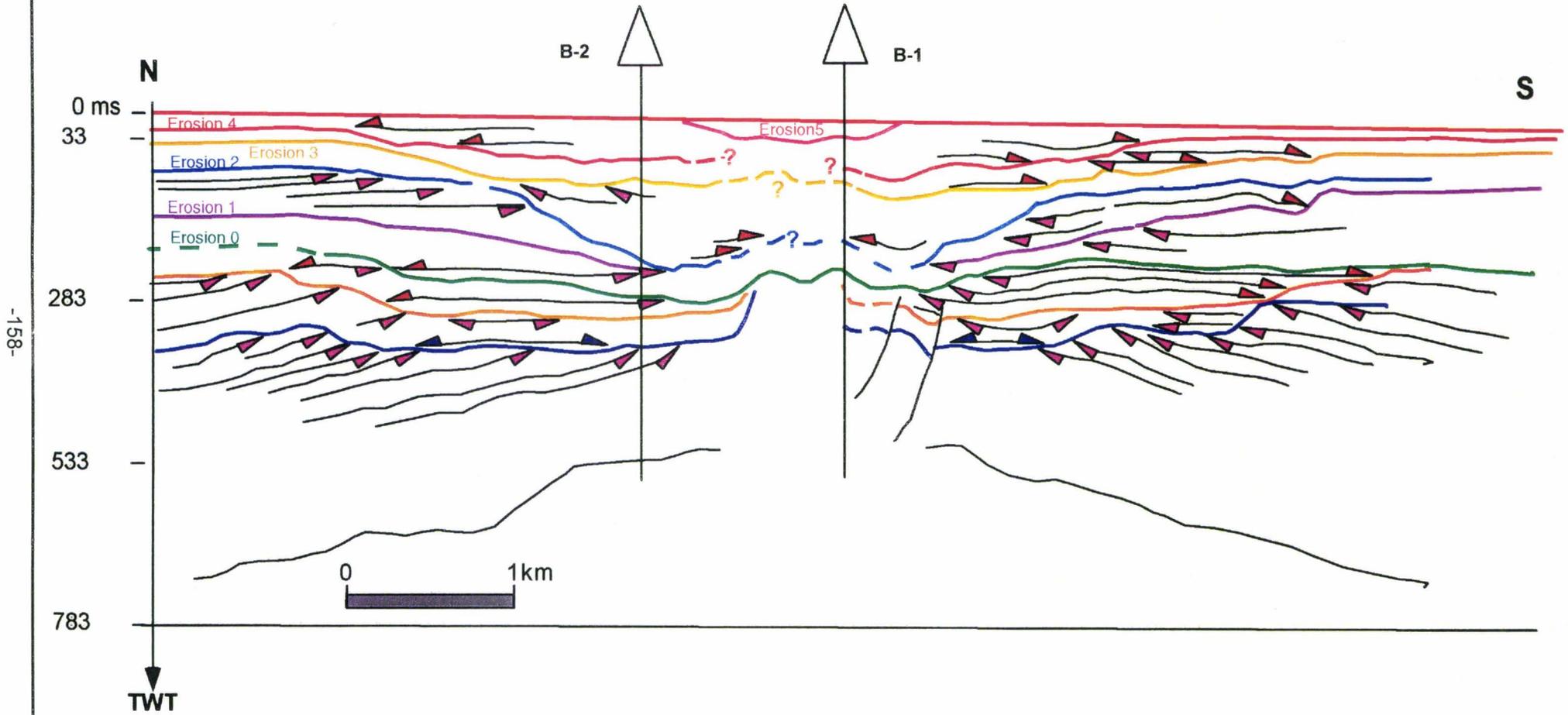


Fig. VI.6 : Intersection des différentes érosions avec la copie du toit du canyon décalée de 152 ms vers le bas

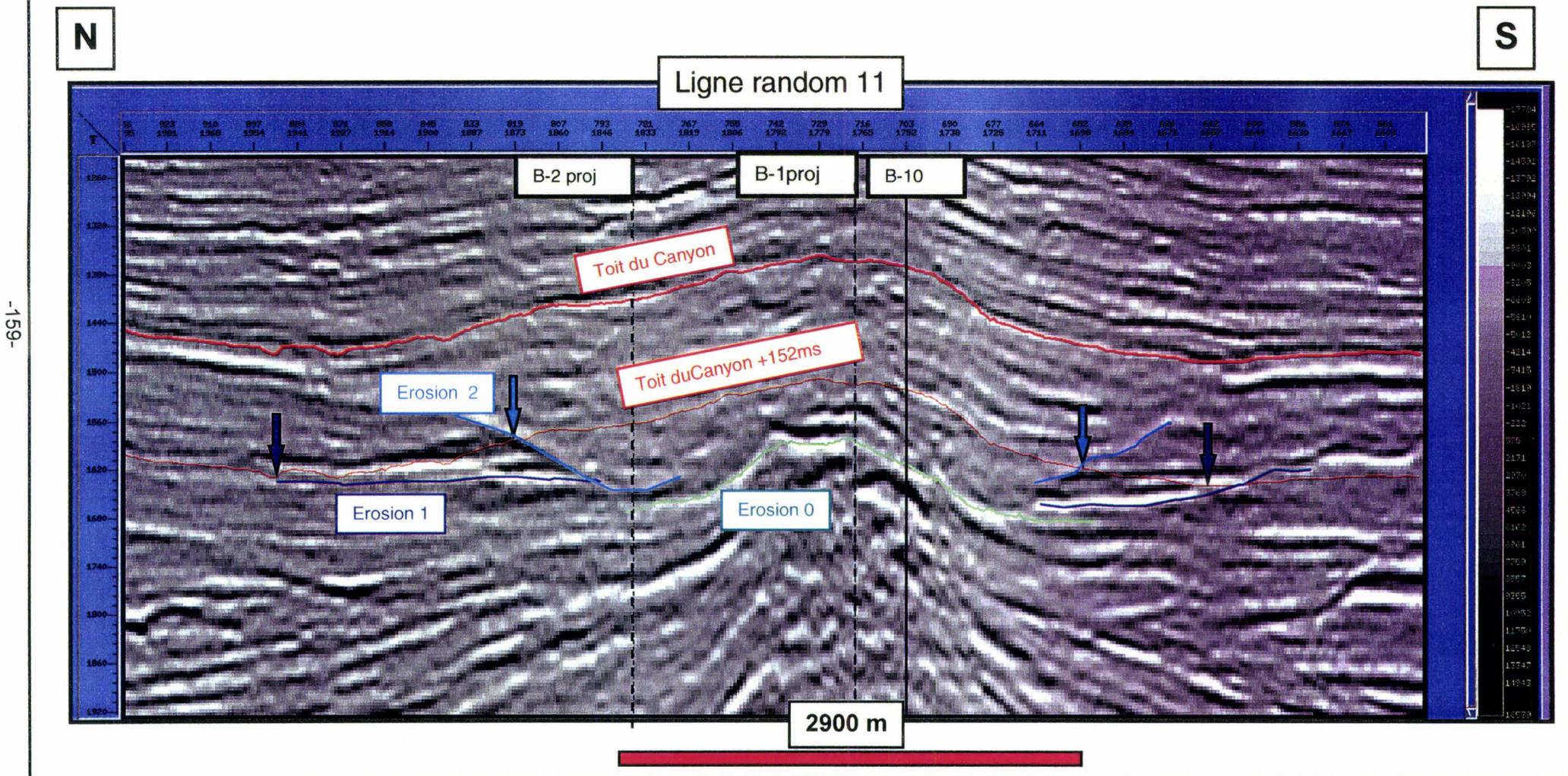
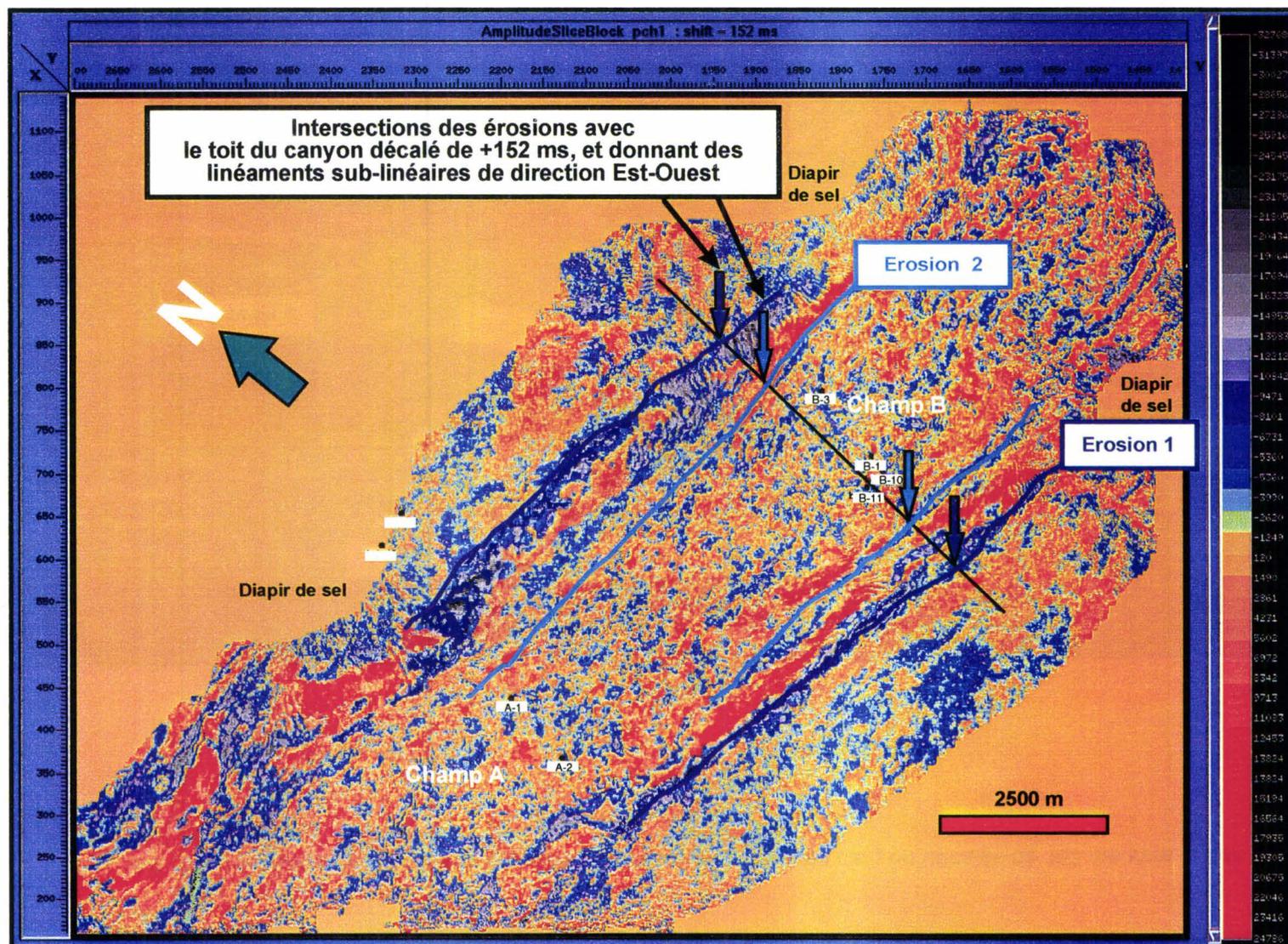


Fig. VI.7 : Carte d'amplitude du toit du canyon décalée de +152ms. On note la présence de linéaments sub-linéaires orientés E-W qui soulignent des érosions à l'intérieur du canyon, celles-ci montrent un rétrécissement de l'axe du canyon au cours du temps.



VI.2.1.2. La surface de drapage :

La surface stratigraphique supérieure correspond à la surface de drapage du remplissage du canyon (toit). Sa forme convexe marquerait la compaction différentielle entre les sédiments argileux à l'extérieur du canyon et les sédiments plus sableux du remplissage. Latéralement au canyon, cette surface drape et surmonte les dernières discordances érosives sous-jacentes.

La carte d'amplitude de la discordance basale (érosion 0) et la carte des isopaques temps du remplissage montrent que le tracé du canyon est guidé par de grandes structures diapiriques (cf. § Fig. IV.3 ; chapitre IV). Le canyon recoupe des structures salifères moins grandes (A et B) dont le fonctionnement affecte l'architecture du remplissage. Les Figures VI.1 & VI.2 montre le fonctionnement synsédimentaire du dôme B, avec des épaisseurs plus importantes de part et d'autre du dôme. La zone de remplissage correspondant au champ A a été moins déformée par l'activité du diapir salifère qui l'affecte ; aussi, l'étude stratigraphique du remplissage du canyon a été plus détaillée sur cette zone.

VI.2.2. Les corrélations fines sismique/diagraphies :

L'étude, basée sur une calibration fine des données de sismique et de diagraphies, présente un triple intérêt :

- ① Calibrer sédimentologiquement les faciès sismiques de remplissage ;
- ② Contraindre les corrélations diagraphiques ;
- ③ Permettre un découpage plus fin du remplissage du canyon.

A l'intérieur des canyons, on observe des variations latérales très rapides de faciès à l'échelle des diagraphies, ce qui rend les corrélations classiques sur la seule base des diagraphies très approximatives et imprécises. Les réflecteurs sismiques peuvent offrir de bons guides de corrélation.

Plusieurs jeux de diagraphies de gamma-ray, sonic, résistivité, et parfois de neutron et de densité sont disponibles sous la forme de logs composites (1/500 et 1/2000), sur la majorité des puits du domaine d'étude. La calibration sismique/diagraphies a été réalisée à l'aide des fiches de calage puits-sismique. Seuls les puits présentant un calage précis et sans équivoque ont été retenus ; certains de ces puits ont été carottés (K/B-7 et K/B-7bis).

Deux transects ont été réalisés respectivement sur le champ A et B ; le transect du champ A (Fig. VI.8) permet le mieux d'illustrer les résultats des corrélations car ce domaine est faiblement marqué par la déformation salifère.

Les enregistrements diagraphiques se caractérisent par une augmentation progressive du signal du gamma-ray jusqu'à un pic radioactif qui correspond, en sismique, à la surface de drapage du canyon. Cette évolution souligne une augmentation de l'argilosité vers le haut. Selon cette tendance argilo-croissante, la surface de drapage du canyon correspondrait à

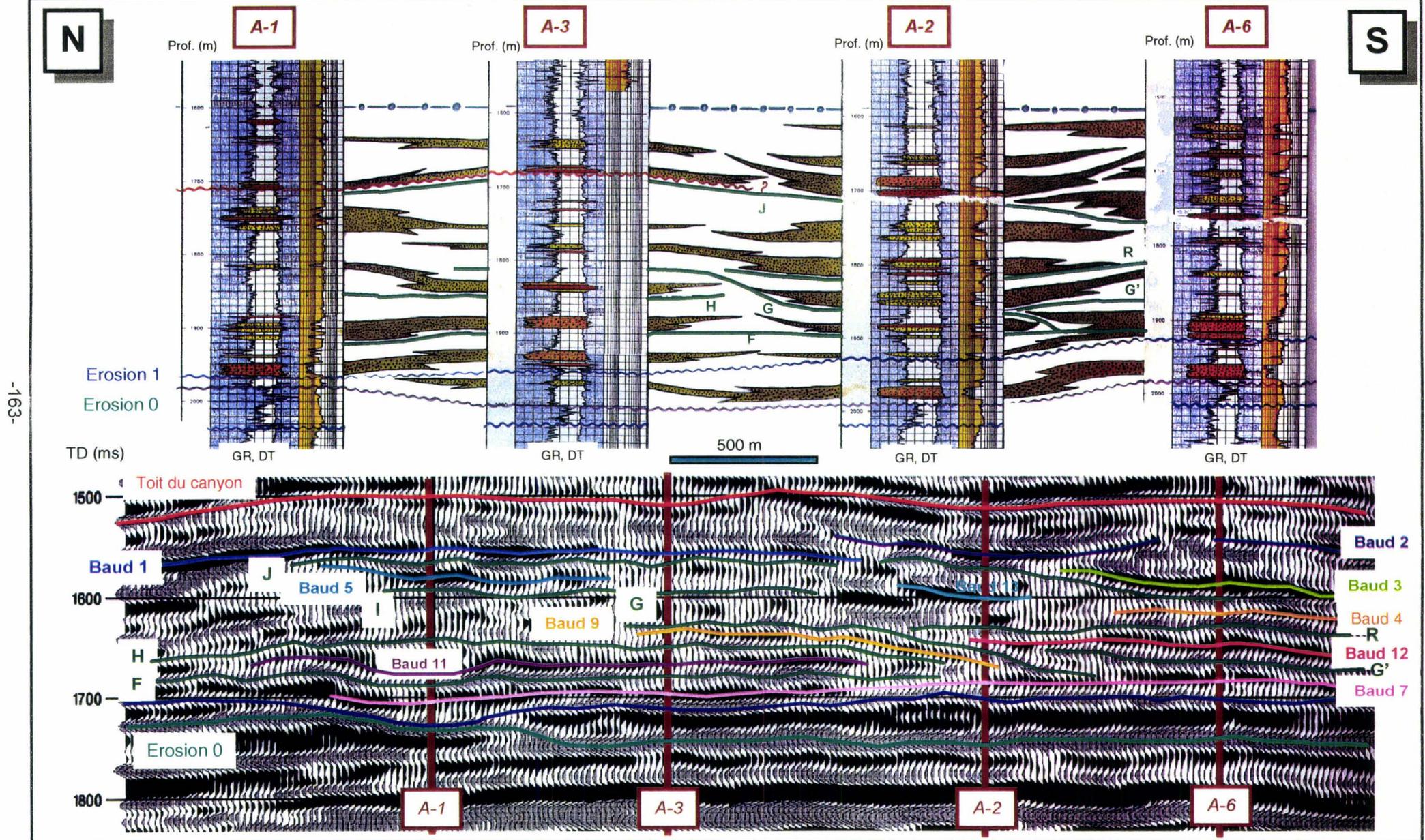
une surface d'inondation maximale (MFS). Ce caractère est bien marqué sur l'ensemble des diagraphies et constitue un bon niveau de référence commun aux différents puits à corrélérer. Les coupes de corrélation ont été horizontalisées à partir de cette surface d'inondation maximale car elle offre la meilleure paléo-horizontalité.

Les calages sismiques/diagraphies effectués montrent que les phases positives (noires) de forte amplitude correspondent aux sommets des électrobancs sableux ; dans cette étude, les phases positives noires de forte amplitude sont attribuables au contraste positif d'impédance acoustique au passage argiles/grès. L'extension des phases positives peut donc nous permettre d'approcher les extensions, et les relations géométriques entre les corps gréseux, en particulier par la reconnaissance des dédoublements (dichotomies) et des mélanges (amalgamations) de phases [Neidell, 1981 ; Varnai, 1998]. Sur le transect du champ A, ces phases noires (corps gréseux) ont été nommées « Baud », et numérotées en suivant l'ordre stratigraphique. Les phases négatives blanches sont plus continues et correspondent à des intervalles à lithologie argileuse ; elles ont été nommées par des lettres et sont représentées par une couleur verte sur le transect. Ces phases blanches représentent de bons guides qui ont permis de mieux contraindre les corrélations diagraphiques.

Les différentes phases ont été tracées sur des sections « papier » à des échelles convenables (agrandissements successifs) afin de préciser l'organisation géométrique fine du remplissage. La réalisation des cartes d'amplitudes sismiques a aussi permis de préciser les relations géométriques, et de mieux caractériser les différentes dichotomies et les amalgamations des corps gréseux.

Comme le montrent les corrélations fines sismique/diagraphies, la partie inférieure du remplissage du canyon se caractérise par des phases positives de plus forte amplitude. Par contre, ces phases montrent des amplitudes moins marquées et des extensions plus réduites vers le haut. Cette évolution est compatible avec l'évolution des électrobancs gréseux (Fig. VI.8). En effet, on peut noter que la base du canyon est particulièrement représentée par des corps gréseux très continus et d'épaisseur pluri-décamétrique ; vers le haut, ces corps gréseux se caractérisent par des épaisseurs et des extensions latérales de plus en plus réduites.

Fig. VI.8 : Corrélations sismique/diagraphies. Noter la difficulté de corréler les corps gréseux entre eux. L'extension et l'épaisseur des corps gréseux diminuent vers le haut.



VI.3. EVOLUTION SEDIMENTAIRE DU REMPLISSAGE :

VI.3.1. Caractérisation spatiale et temporelle des corps gréseux, évolution des géométries :

VI.3.1.1. Définition des 'intervalles de tranches' :

L'étude de l'évolution géométrique spatiale et temporelle des corps gréseux est basée principalement sur l'investigation, par le traitement d'attributs sismiques (amplitude maximale, amplitude minimale, fréquence, etc...), d'un volume 3D défini par deux horizons sismiques (intervalle de tranches).

L'investigation du volume 3D est géologiquement cohérente si l'intervalle de tranches est défini à partir de surfaces ayant une bonne paléo-horizontalité et une valeur isochrone. Dans le cadre de ce travail, des copies du toit du remplissage ont souvent été utilisées pour créer des intervalles. Toutefois, l'horizon de référence décalé devient très rapidement diachrone en s'éloignant de sa position initiale. Ce diachronisme pose des problèmes lors de l'interprétation géologique des corps sismiques visualisés par ce type d'approche.

VI.3.1.2. Problèmes liés à la définition des intervalles de tranches :

Les cartes d'attributs sismiques (amplitude maximale, amplitude minimale, fréquence, etc...) réalisées sur des intervalles de tranches mettent en évidence des géométries sinueuses sur les champs A et B [Dumay & Lecoq, 1996, *rapport interne Elf-Gabon*]. Toutefois, l'interprétation géologique de ce type de carte d'attributs sismiques peut entraîner des confusions. En effet, la recherche des maxima d'amplitude dans une tranche, par exemple, conduit généralement à une représentation en plan de tous les maxima d'amplitude ; il peut en résulter des discontinuités et des géométries n'ayant pas de réalité géologique. En particulier, deux objets géologiquement diachrones peuvent présenter une continuité sur une carte issue du traitement d'un intervalle de tranches. Le champ B illustre bien ce phénomène ; en effet, à l'échelle de la ligne *random* B-2-6-7-1-10-11 (cf. § Fig. VI.27, volume 2), l'horizon "Toit du canyon" décalé de +64 ms (en trait rouge fin) donne l'apparence d'être un horizon chronostratigraphique. La carte d'amplitude associée à cet horizon décalé (cf. § Fig. VI.28, volume 2) présente de très beaux chenaux sinueux. Mais un agrandissement de cette même ligne *random* sur la zone des puits B-10 et B-11 (cf. § Fig. VI. 29, volume 2) montre clairement que l'horizon "Toit du canyon + 64 ms" traverse des phases négatives et positives. Les chenaux sinueux associés à la carte d'amplitude de cet horizon ne sont donc pas rigoureusement isochrones.

Une pratique méthodologique généralement employée pour atténuer ou s'affranchir du diachronisme des objets sédimentaires est d'augmenter ou de diminuer l'épaisseur de la tranche :

• **Les tranches d'intervalle de forte épaisseur :**

Un exemple d'augmentation de l'épaisseur de la tranche est illustré par une partie de la ligne random B-2-6-7-1-10-11 (cf. § Fig. VI.30, volume 2). Une tranche de 40 ms est ici définie entre les horizons "Toit du canyon + 56 ms" (trait fin rouge) et "Toit du canyon + 96 ms" (trait fin jaune). La recherche automatique du maximum d'amplitude dans cet intervalle (ligne bleue) montre que celui-ci suit bien une ligne temps, dans la partie centrale de la figure (au Sud du puits B-11). Par contre, aux extrémités Sud et Nord de la figure, les maxima détectés se positionnent sur des phases positives diachrones.

• **Les tranches d'intervalle de faible épaisseur :**

La diminution de l'épaisseur de la tranche devrait théoriquement permettre de contraindre plus finement l'objet analysé. Dans la pratique il n'en est rien, comme le montre la ligne random B-2-6-7-1-10-11 (le trait bleu représente la position de l'attribut et la bande colorée code sa valeur (cf. § Fig. VI.31, volume 2). Une tranche de 20 ms, définie entre le "Toit du canyon + 44 ms (rouge) et le "Toit du canyon + 64 ms" (jaune), montre que le maximum d'amplitude saute d'une phase à l'autre. D'autres techniques ont été employées pour s'affranchir des problèmes de diachronisme liés aux méthodes classiques d'investigation d'un volume 3D.

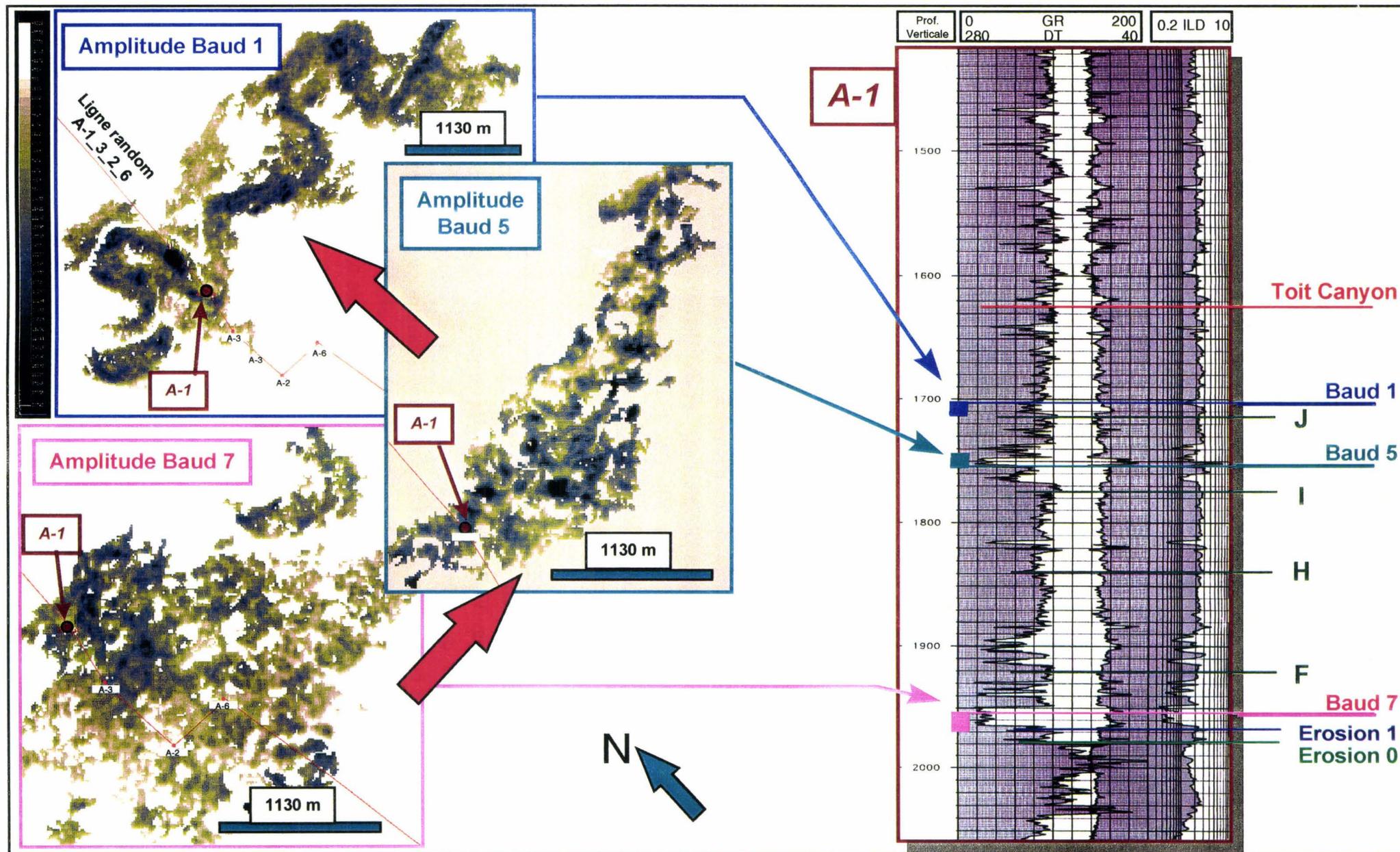
VI.3.1.3. Les techniques d' 'épluchage' et de 'déroulage' d'un chenal :

Pour améliorer la définition des géométries des corps gréseux, la démarche a été complétée par les techniques d'"épluchage" et de "déroulage" (cf. § I.4. Méthodes et techniques utilisées dans ce travail). Ces dernières permettent d'accéder à une relation chronostratigraphique des différents chenaux turbiditiques. La géométrie et l'extension de nombreux corps sableux calés aux puits ont ainsi été caractérisées. Sur le champ A, ces corps sableux ont été nommés « Baud » et numérotés en suivant leur position stratigraphique de 1 à 13. Sur le champ B, ils ont été nommés par des lettres. Un exemple de l'amélioration de la connaissance de la géométrie des corps peut être donné par le corps « Baud 3 » (cf. § Fig. VI.32, volume 2). Une géométrie sinueuse est bien visible sur la carte d'amplitude du traitement d'un intervalle sur le champ A. L'"épluchage" et le "déroulage" de cette même géométrie permettent d'étendre sa cartographie vers le Nord-Est et de caractériser un chenal gréseux et sinueux. En effet, la ligne *random* passant par l'axe fait apparaître un réflecteur continu de forte amplitude (cf. § Fig. VI.33, volume 2) qui souligne un corps sédimentaire unitaire et continu.

VI.3.1.4. Evolution spatio-temporelle de la morphologie des chenaux turbiditiques à l'intérieur du canyon n°3 :

Les techniques d'"épluchage" et de "déroulage" de chenal ont permis de mettre en évidence une évolution horizontale et verticale des corps sableux à l'échelle du canyon (Fig. VI.9). La base du remplissage est constituée par des corps sableux dont l'extension peut atteindre 2 km (exemple de Baud7) ; ils se présentent en carte sous la forme de maxima d'amplitudes organisés en vaste 'épandage'. Vers le haut, les maxima d'amplitude

Fig. VI.9 : EVOLUTION VERTICALE DE LA GEOMETRIE DES CORPS SABLEUX AU SEIN DU CANYON INTRA-MANDOROVE n°3 : les chenaux turbiditiques gréseux montrent une augmentation de la sinuosité en passant vers le haut.



s'organisent progressivement en corps allongés de direction Est-Ouest. Le sommet du remplissage est représenté par des chenaux gréseux d'épaisseur et d'extension plus faibles (exemple de Baud1). Ces derniers se caractérisent par des sinuosités de l'ordre de 1.45 qui sont compatibles avec les valeurs des chenaux méandriformes [Rigaut, 1997 ; Wonham *et al.*, *soumis*].

On retient que l'évolution morphologique des chenaux gréseux vers le haut est corréléable avec l'augmentation de l'argilosité et la diminution de l'extension et de l'épaisseur des chenaux gréseux (Fig. VI.9).

VI.3.2. Evolution séquentielle du remplissage du canyon :

L'identification et la hiérarchisation des surfaces stratigraphiques majeures en sismique 3D, les corrélations fines sismique/diagraphies et la caractérisation des chenaux ont permis de reconnaître plusieurs ordres de séquences à l'intérieur du canyon (Fig. VI.11). L'enregistrement de la radioactivité naturelle (gamma-ray) est utilisé comme indicateur d'argilosité et permet d'appréhender les variations de la dynamique du milieu. L'évolution séquentielle des séries argilo-gréseuses peut ainsi être déduite de la forme des réponses diagraphiques.

VI.3.2.1. La séquence globale de remplissage du canyon :

A l'échelle du canyon, les diagraphies montrent d'abord une diminution progressive du signal du gamma-ray qui souligne une diminution de l'argilosité jusqu'à l'érosion 0 (SB). La tendance s'inverse à partir de cette discontinuité érosive majeure et montre une augmentation de l'argilosité vers le haut jusqu'à un pic (MFS) qui marque la fin du remplissage du canyon (Fig. VI.11).

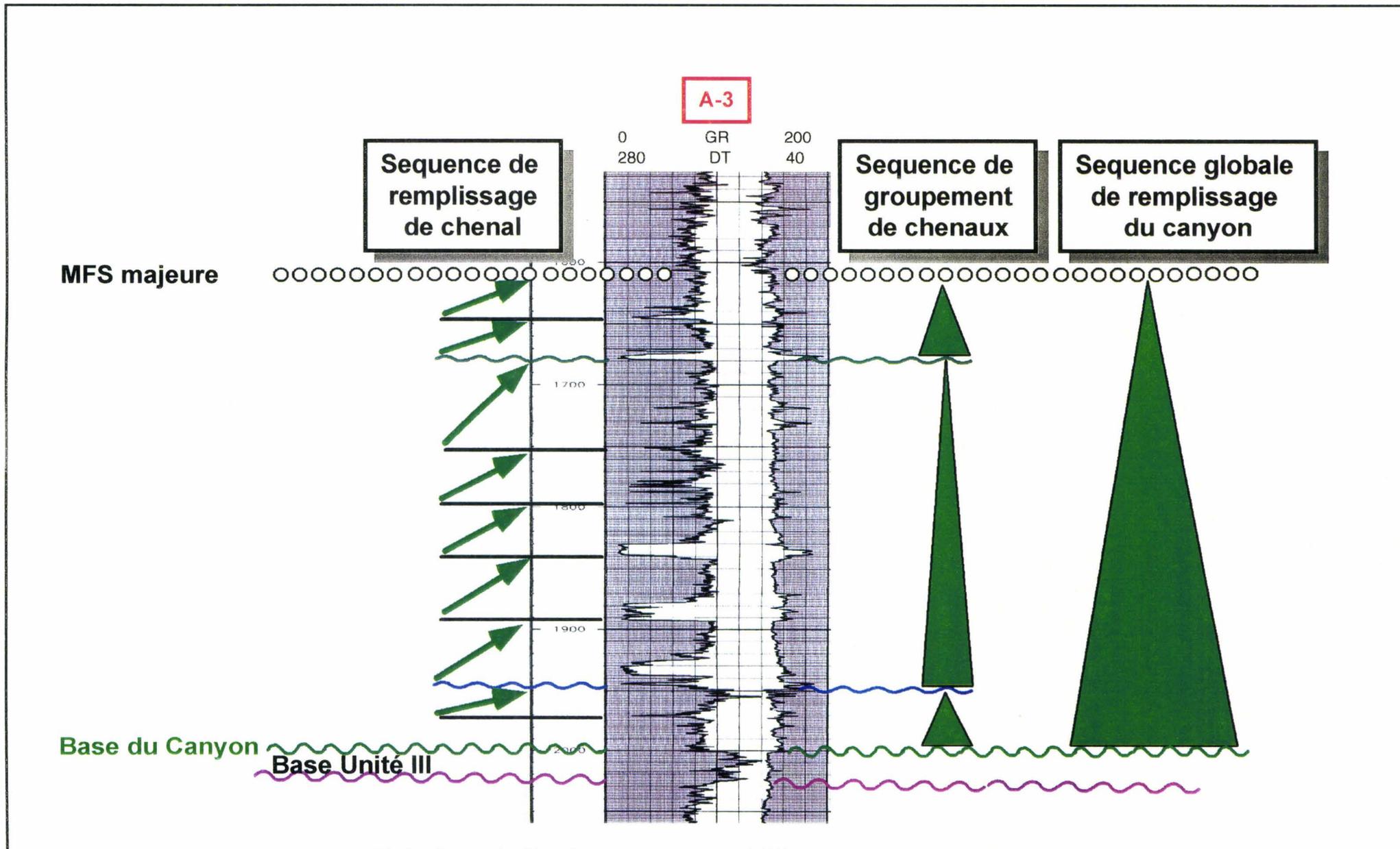
VI.3.2.2. Les séquences de groupement de chenaux :

L'analyse des surfaces stratigraphiques en sismique 3D a permis de reconnaître cinq discontinuités érosives importantes. La corrélation et la hiérarchisation de ces surfaces à l'échelle du canyon permet d'en distinguer trois dont le tracé au cœur du remplissage est plus net. Ces discontinuités érosives limitent trois ensembles sédimentaires constitués de chenaux gréseux.

VI.3.2.3. Les séquences de remplissage de chenaux :

A l'intérieur des séquences de groupement de chenaux, plusieurs séquences de remplissage de chenaux ont été reconnues par les corrélations fines sismique/diagraphies et la réalisation des cartes d'amplitude. Elles ont une épaisseur décamétrique à pluri-décamétrique. Le nombre, l'épaisseur (5 à 40 m) et l'extension latérale de ces séquences sont variables d'un puits à l'autre, ce qui rend difficile leur corrélation (Fig. VI.8). Les séquences de chenaux sont argilo-croissantes et strato-décroissantes vers le haut. Les électrofaciès et électroséquences représentatifs de ces séquences de chenaux ont été précédemment définis (cf. § chapitre V). Elles montrent que les électrofaciès de forme

Fig. VI.10: Les différentes échelles de séquence du remplissage du canyon Intra-Mandorové n°3. Les séquences montrent une évolution globalement rétrogradante, en relation avec une diminution de l'épaisseur des électobancs et une augmentation générale de l'argilosité vers le haut.



cylindrique en dents de scie, à l'instar de ceux qui sont situés à la base du chenal, sont en fait composées de plusieurs séquences de remplissage.

VI.3.3. Evolution sédimentaire et schéma de remplissage du canyon :

VI.3.3.1. Evolution faciologique :

La reconnaissance des processus et des mécanismes liés au remplissage du canyon a été réalisée à partir de l'analyse des carottes et des enregistrements diagraphiques associés. Seuls les puits K/B-7 et K/B-7bis ont été carottés dans leur partie supérieure, sur quelques mètres. L'étude faciologique détaillée de ces carottes a été décrite précédemment (cf. § chapitre V).

❶ La partie supérieure du remplissage :

Le carottage du puits K/B-7 (Fig. VI.11) a été réalisé en continu sur 20,40 mètres. Il correspond à une séquence de remplissage de chenal méandrique. A l'échelle de la carotte, cette séquence est représentée à la base par des unités gréseuses (environ 3 m) et dans la partie supérieure par des coulées de débris (environ 18 m).

Dans le détail, la partie basale correspondant à l'électrobanc gréseux se compose de cinq unités gréseuses grano-décroissantes de puissance demi-métrique, à l'origine du caractère dentelé de la courbe diagraphique (cf. § Fig. V.5). Le corps de chaque unité gréseuse est composé à la base d'un niveau micro-conglomératique pluri-centimétrique qui surmonte une surface érosive érosive ; vers le sommet, on passe à des grès très grossiers à moyens. Le niveau micro-conglomératique a été interprété en terme de semelle tractive de base de chenal. Des empreintes entières et des débris de feuilles de végétaux se retrouvent disséminés dans la masse gréseuse (Fig. VI.11), ce qui traduit un écoulement dense avec une forte cohésion ne permettant pas l'expulsion des débris de végétaux. La présence particulière de feuilles de végétaux suggère une **connexion directe avec les systèmes fluviaux amont**. La succession verticale des unités détermine une séquence de remplissage de chenal de type *fining-up* qui n'est pas compatible avec la forme du signal du gamma-ray. En effet, celui-ci révèle une diminution de l'argilosité vers le haut. Cette évolution montre que, malgré l'affinement de la granulométrie, le sable devient plus propre vers le sommet de la séquence. L'architecture des petites unités peut être mise en relation avec une augmentation de la tranche d'eau ou avec un abandon du chenal par déplacement de son axe.

La partie supérieure des carottes révèle des conglomérats de galets mous à support argilo-gréseux. Deux sous-faciès ont été distingués :

○ Des conglomérats *clast-supported* composés de grands galets et de blocs argileux déformés dont la taille peut atteindre le demi-mètre.

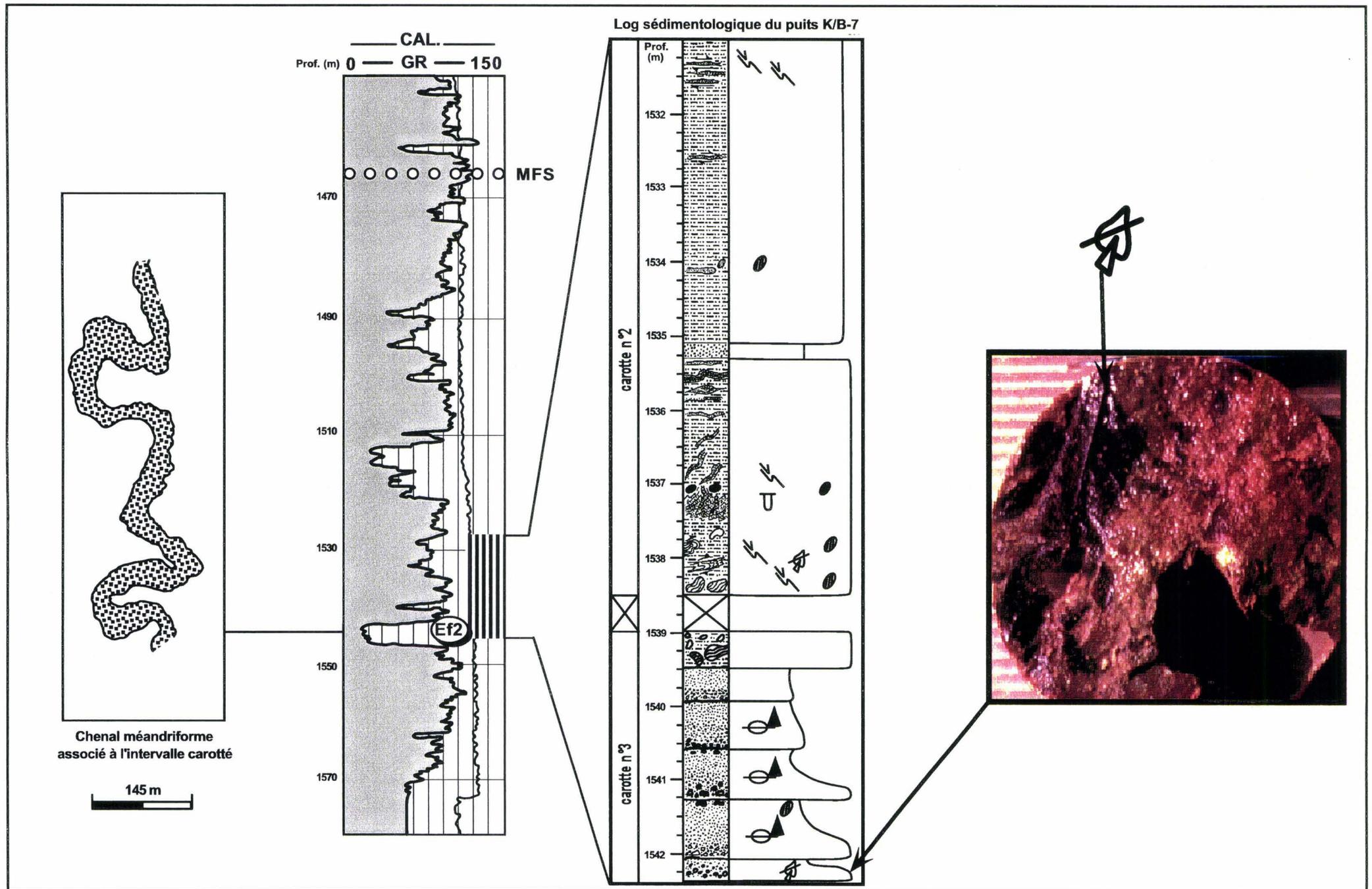


Fig. VI. 11 : Calibration sédimentologique des diagrapies du puits K/B-7. Cette calibration illustre la géométrie, l'électrofaciès et l'évolution sédimentologique détaillée d'un chenal turbiditique, au niveau du champ B, les chenaux turbiditiques étant encadrés par des *debris-flows* argilo-gréseux de puissance pluri-décamétrique. Noter la présence de macro-débris de végétaux disséminés dans la masse gréseuse.

○ Des conglomérats *matrix-supported* à galets de taille centimétrique à décimétrique isolés dans une importante matrice argilo-gréseuse.

Des surfaces de stries de glissement sont visibles sur l'ensemble du dépôt. Ces glissements seraient liés à des instabilités de haut de pente ou à la dynamique des chenaux sinueux ; ils donneraient par fluidisation progressive des écoulements de débris de forte cohésion. Cependant, le caractère immature des conglomérats *clast-supported* indique une source proche.

La faible quantité de carottes disponibles ne nous permet pas de tester la récurrence du motif 'grès turbiditiques-coulées de débris'. Les carottes du puits K/B-7bis montrent un intervalle de grès très grossiers à micro-conglomératiques (8 mètres) qui surmonte un autre intervalle d'écoulement de débris.

La notion de séquence de remplissage chenal utilisée dans le cadre de ce travail intègre donc un remplissage gréseux qui est propre à la dynamique du chenal (chenaux sinueux) et une couverture argilo-silteuse qui n'est pas toujours constituée de dépôts de décantation (turbidites distales, argiles de décantation). La partie gréseuse des séquences peut montrer plusieurs phases d'érosion-remplissage qui donnent un caractère dentelé à la courbe du gamma-ray. Selon Mutti & Normark [1991], les surfaces d'érosion surmontées par des dépôts résiduels grossiers à fins caractérisent le domaine de transition entre les chenaux et les lobes. Les phases d'érosion observées sur les carottes du puits K/B-7 pourraient correspondre à des périodes de crues fluviales importantes, en amont.

Vers le haut, les électrofaciès sont moins épais et présentent une forme en cloche ; ils ne montrent pas de caractère persillé au niveau des électrobancs gréseux. Toutefois, des électrofaciès cylindriques et faiblement persillés de type **Ef3** peuvent apparaître dans la partie supérieure du remplissage ; leur mise en place peut alors être expliquée par des crues fluviales exceptionnelles capables de générer des écoulements turbiditiques qui atteignent les zones distales du canyon, en période de remontée du niveau marin relatif.

⊗ La partie inférieure du remplissage :

En l'absence de carottes, la reconnaissance des processus et des mécanismes de dépôt dans la partie inférieure du canyon a été réalisée par extrapolation des électrofaciès définis au **chapitre V**. Cet intervalle est représenté par des électrofaciès cylindriques de type **Ef2** (conglomérats de base de chenaux et grès massifs à macro-débris de végétaux) , **Ef3** (sables et grès moyens à microconglomératiques massifs) et **Ef4** (brèches à éléments de mudstone dolomitique et sables bioclastiques, et carbonates bioclastiques à structures tractives). Un assemblage faciologique est également visible dans le remplissage du canyon n°4 (K/R-16d, K/R-1 et K/R-2 ; **chapitre V**) où ils souligneraient une prédominance de processus d'érosion-remplissage et d'instabilité des parois dans la phase initiale de fonctionnement du canyon, conduisant à un remplissage basal très hétérogène.

VI.3.3.2. Le schéma d'évolution des chenaux dans le canyon n°3 :

Les interprétations des environnements de dépôt dans les systèmes turbiditiques fossiles ont souvent été basées sur la nature des successions turbiditiques [Pickering *et al.*, 1989] :

- *fining* et *thining-upward* (remplissage de chenaux)
- *coarsening* et *thickening-upward* (lobes de progradation ?)

les séquences de remplissage de chenaux observés dans le canyon n°3 se caractérisent principalement, en diagraphies, par des évolutions en *fining-up* et *thining-upward*. Le mode d'empilement des différents ordres de séquences, depuis les petites unités gréseuses à l'intérieur des séquences de chenaux, a permis de proposer une **architecture rétrogradante à l'échelle du canyon (Fig. VI.12)**. Le schéma de la Figure VI.13 présente l'expression sédimentologique des chenaux turbiditiques en réponse à un cycle de variation du niveau marin relatif (Fig. VI.13) ; il montre que **la partie basale du remplissage du canyon serait dominée par des processus érosionnels et érosionnels-dépositionnels**. Comme le prévoient les concepts de stratigraphie séquentielle [Vail *et al.*, 1977 ; Posamentier *et al.*, 1992 ; Mitchum *et al.*, 1994 ; Normark *et al.*, 1998], les baisses importantes du niveau marin relatif s'accompagnent souvent d'une augmentation de l'intensité et du volume des écoulements gravitaires. Dans ce contexte, les flux gravitaires sont généralement composés de sédiments grossiers qui sont transportés par traction sur le fond de chenaux relativement larges [Clark & Pickering, 1996a, 1996b]. Selon ces auteurs, ce type d'écoulements érosifs n'est jamais associé à une fraction argileuse importante, ce qui empêche le développement des levées et la stabilisation des chenaux. Les processus de migration à chaque augmentation de la vitesse du flux sont donc fréquents ; ils pourraient avoir entraîné le développement d'un complexe de chenaux érosifs amalgamés à la base du canyon n°3. **Le développement de chenaux de plus en plus construits et méandriformes vers le haut du remplissage est en relation avec une montée du niveau marin relatif**. Les travaux réalisés sur les éventails sous-marins récents [Damuth & Normark, 1991 ; Flood *et al.*, 1991 ; Rigaut, 1997] et fossiles [Bruhn & Walker ; 1995 ; 1997] des marges passives matures montrent une parfaite corrélation entre le développement de la sinuosité et la construction de levées sur les bordures des chenaux. Pour ces auteurs, les morphologies sinueuses des chenaux turbiditiques sont essentiellement régies par des processus dépositionnels ; ces morphologies suggéreraient des écoulements lents, de faible densité et de durée relativement importante. Le développement des complexes de chenaux-levées méandriformes dans le canyon n°3 serait lié à des processus autocycliques d'avulsion. **Toutefois, ces chenaux-levées se distinguent de ceux des éventails sous-marins récents par leur taille plus réduite (100 à 300 m de largeur) et par leur confinement dans le canyon.**

L'aspect homogène des chenaux de la base du canyon, en carte d'amplitude (Fig VI.9), pourrait aussi suggérer des épandages en nappes sableuses de type *sheet* [Varnai, 1998]. Cependant, si l'on tient compte de la loi de Walther [1894] concernant la

succession verticale des environnements de dépôts en fonction de l'enchaînement théorique de ces environnements sur un profil horizontal de dépôt, cette interprétation paraît peu convenir au remplissage du canyon n°3. En effet, la succession verticale des environnements turbiditiques, tels que définis par Mutti [1992] en contexte transgressif, consiste en une superposition de 'lobes détachés', de 'chenaux érosifs-lobes' et de 'chenaux dépositionnels-levées'. Cependant, le passage des 'lobes détachés' aux chenaux-érosifs traduit plutôt une progradation des environnements qui n'est pas visible sur les enregistrements diagraphiques du canyon n°3. **Nous proposons donc que l'architecture transgressive définie sur ce canyon résulte d'une évolution 'chenaux-lobes/chenaux-levées'.**

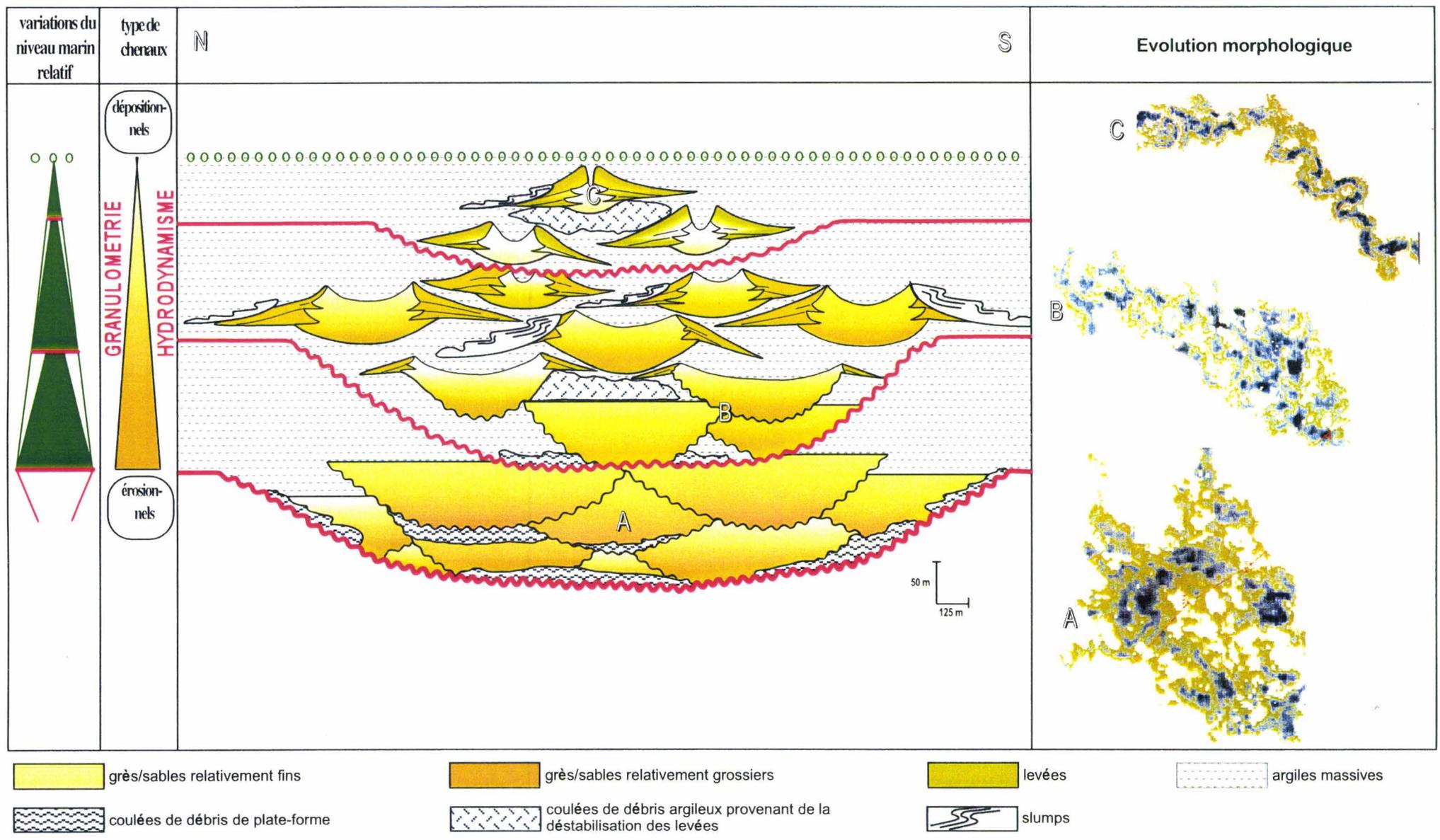
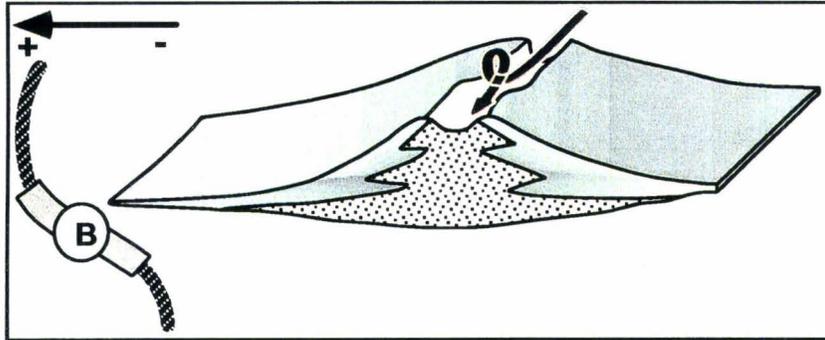
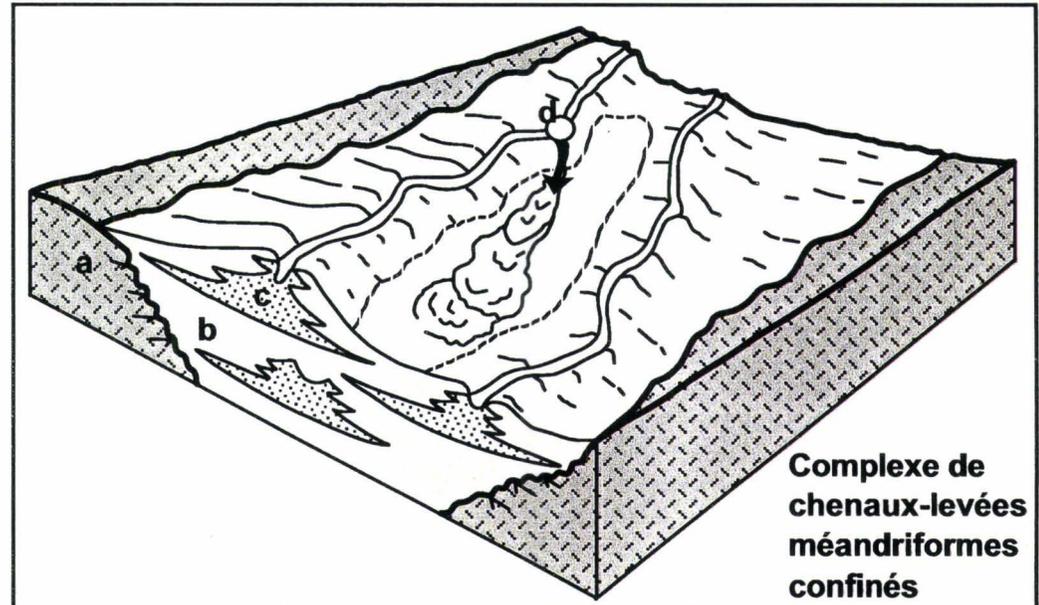


Fig. VI.12 : Schéma synthétique du remplissage du canyon intra-Mandorové n°3. Ce schéma illustre le passage progressif des chenaux érosifs amalgamés à des systèmes de chenaux-levées méandriformes, vers le haut du remplissage (les zones de forte amplitude sont représentées par des teintes foncées).

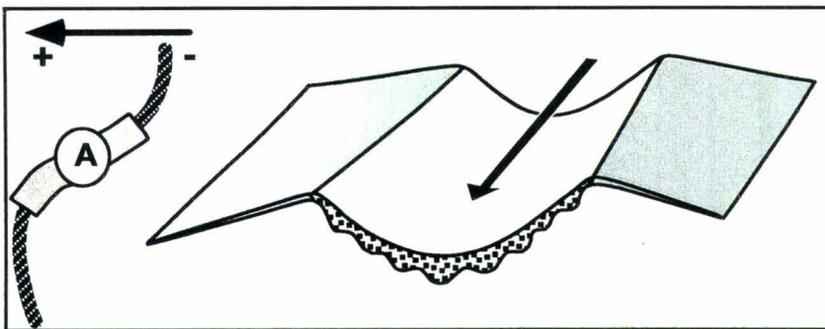
- Régime hydrodynamique faible
- Agradation dominante (construction)
- Sinuosité importante
- Préservation importante



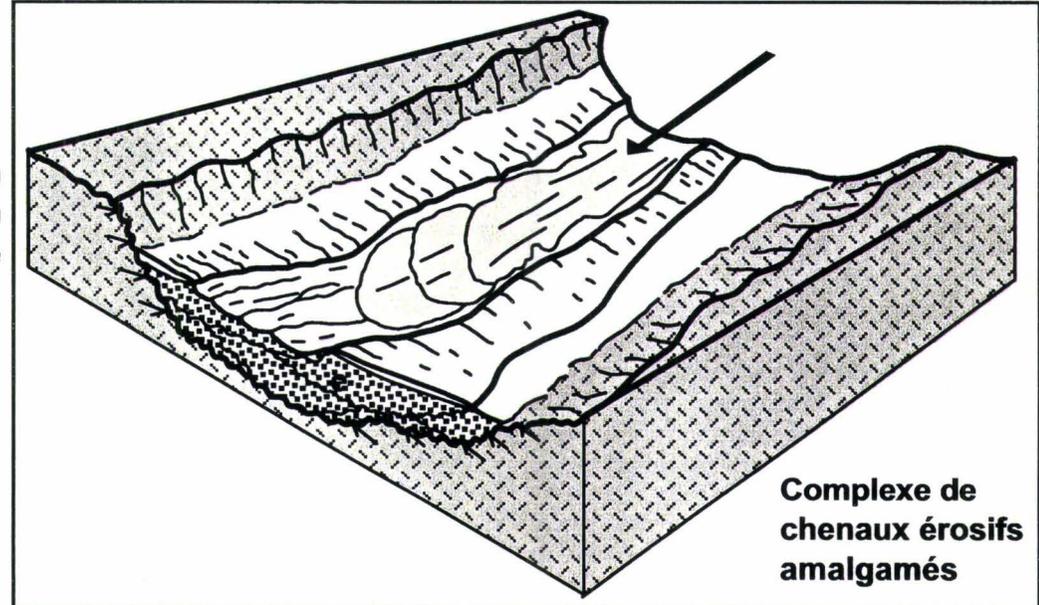
Processus
d'avulsion



Complexe de
chenaux-levés
méandriformes
confinés



Processus
de migration
par variation
de la vitesse
des flux



Complexe de
chenaux érosifs
amalgamés

- Régime hydrodynamique élevé
- Vitesse d'écoulement rapide
- Erosion et transit dominants
- Préservation faible

Fig. VI.13 : Expression sédimentologique d'un chenal turbiditique en réponse à un cycle de variation du niveau marin relatif. a. formations Ikando à Mandorové ; b. faciès argileux ; c. chenal-levée ; d. point d'avulsion ; e. chenal érosif. Noter le caractère confiné des chenaux turbiditiques (**Systeme confiné**).

VI.4. CONCLUSIONS :

Le modèle proposé dans ce chapitre représente une évolution idéale bi-phasée ‘érosion-dépôt’ des canyons sous-marins alimentés par un système fluvial important (Fig. VI.14) :

❶ Dans un premier temps (**phase t1**), la marge enregistrerait une chute importante du niveau marin relatif au Miocène inférieur (22-20 Ma). Cet événement n’est pas corréléable avec une baisse eustatique importante sur la courbe de Haq *et al.* [1988]. Cependant, plusieurs études [Biteau *et al.*, 1992 ; Walgenwitz *et al.*, 1992 ; Rasmussen, 1996, 1997] mettent en évidence un soulèvement important de la marge à la limite Aquitanien/Burdigalien, à l’échelle de la marge continentale ouest-africaine. Cet événement se traduirait par une flexuration rapide de la marge vers l’Ouest et le soulèvement du domaine oriental ; l’exondation des domaines amont provoquerait alors une chute du niveau marin relatif et des incisions importantes sur la marge [Rasmussen, 1997]. La flexuration de la marge ouest-africaine peut être liée à l’évolution géodynamique des plaques, le fonctionnement de la ride médio-océanique sud-atlantique produisant la contrainte nécessaire à l’avancée de la plaque africaine vers l’Europe et sa flexuration au niveau de la marge continentale [Cloetingh, 1988 ; Cloetingh & Kooi, 1992 ; Miall, 1997]. Les basaltes alcalins reconnus près de Libreville (Pointe Gombé) et datés de cette période seraient liés à cet événement tectonique [Teisserenc & Villemin, 1990 ; Jansen *et al.*, 1995 ; Nzé Abeigne, 1997 ; Renaud *et al.*, 1997]. Selon Jansen *et al.* [1995], des émissions volcaniques se seraient aussi produites sur la ligne volcanique du Cameroun et sur la ride de Walvis, à la limite Aquitanien/Burdigalien.

La tectonique apparaît donc comme le principal moteur du développement de l’éventail sous-marin du Miocène inférieur. On note également l’installation d’un climat tropical humide sur la marge gabonaise, à partir de l’Aquitanien [Giresse *et al.*, 1994 ; Maley, 1996 ; Rasmussen, 1994 ; 1997] ; il pourrait avoir favorisé l’altération et l’érosion des sédiments émergés, puis leur transport par des processus gravitaires en période de crues fluviales importantes.

La chute du niveau marin relatif se traduirait, en domaines continental et littoral, par une rupture d’équilibre et l’encaissement des systèmes fluviaux qui surcreuseraient alors très profondément les dépôts sous-jacents et alimenteraient le domaine marin franc en lobes turbiditiques. Les flux turbiditiques transiteraient par des grands canyons sur une distance de plus de 80 km d’Est en Ouest.

❷ Dans un deuxième temps (**phase t2**), la marge enregistrerait une remontée du niveau marin relatif et le dépôt d’environ 400 mètres de sédiments qui comblent le canyon. Trois ordres de séquences normales ont été définis à l’échelle du remplissage :

- 1^{er} ordre : la séquence globale de remplissage du canyon ;
- 2^{ème} ordre : les séquences de groupement de chenaux ;

- 3^{ème} ordre : les séquences de remplissage de chenaux.

Les séquences de deuxième ordre sont limitées par des discordances érosives corrélables de part et d'autre du canyon ; elles pourraient être liées à des facteurs externes à la dynamique du canyon. Mais la nature de ces facteurs est difficile à préciser ; il pourrait s'agir de phases mineures de soulèvement ou de chutes eustatiques de plus haute fréquence. Par contre, les séquences de remplissage de ne sont pas systématiquement corrélables d'un puits à l'autre ; leur développement serait gouverné par des processus autocycliques liés à la dynamique propre du canyon.

La superposition des différents ordres de séquences détermine **une architecture générale rétrogradante**, liée à la montée du niveau marin relatif. Durant cette phase, les chenaux turbiditiques, d'abord très érosifs et amalgamés, deviennent progressivement dépositionnels et méandriformes. Comme le souligne l'augmentation de l'argilosité vers le haut, le matériel sédimentaire serait progressivement bloquée vers le continent, conduisant à une diminution de la densité et de l'énergie des courants gravitaires dans les domaines distaux [Kolla & Marcuda, 1988 ; Kolla & Perlmutter, 1993 ; McHargue, 1991]. Les systèmes de chenaux-levées se développeraient préférentiellement durant cette phase [Mutti, 1992]. Le développement progressif de la sinuosité serait en relation avec la recherche d'un profil d'équilibre, lors de la remontée du niveau marin relatif. Etant donné que tout système naturel converge vers le minimum d'énergie, la remontée du niveau marin relatif tend à rétablir l'équilibre rompu par l'encaissement des systèmes d'alimentation (phase 1). Au-dessus de la surface théorique d'équilibre, les chenaux deviennent construits et méandriformes, leur fonctionnement serait alors gouverné par des processus autocycliques d'avulsion comme le montre le modèle de fonctionnement de l'appareil turbiditique récent de l'Amazonie [Flood *et al.*, 1991 ; Lopez, 1997]. **Le motif sédimentaire 'chenaux gréseux/coulées de débris argileux/turbidites distales' caractérise cette partie supérieure du remplissage.**

Cependant, les modèles de sédimentation proposés se distinguent de ceux développés sur les éventails sous-marins récents, d'une part par l'intégration de la discordance basale qui limite le système, d'autre part par le confinement des systèmes de chenaux-levées dans des canyons qui incisent profondément la marge sur plusieurs dizaines de kilomètres. En effet, les modèles généralement développés sur les éventails récents n'intègrent que des complexes de chenaux-levées ; ils se caractérisent généralement par un étalement important sur la plaine abyssale [Flood *et al.*, 1991 ; McHargue, 1991 ; Weimer, 1991 ; Lopez, 1997].

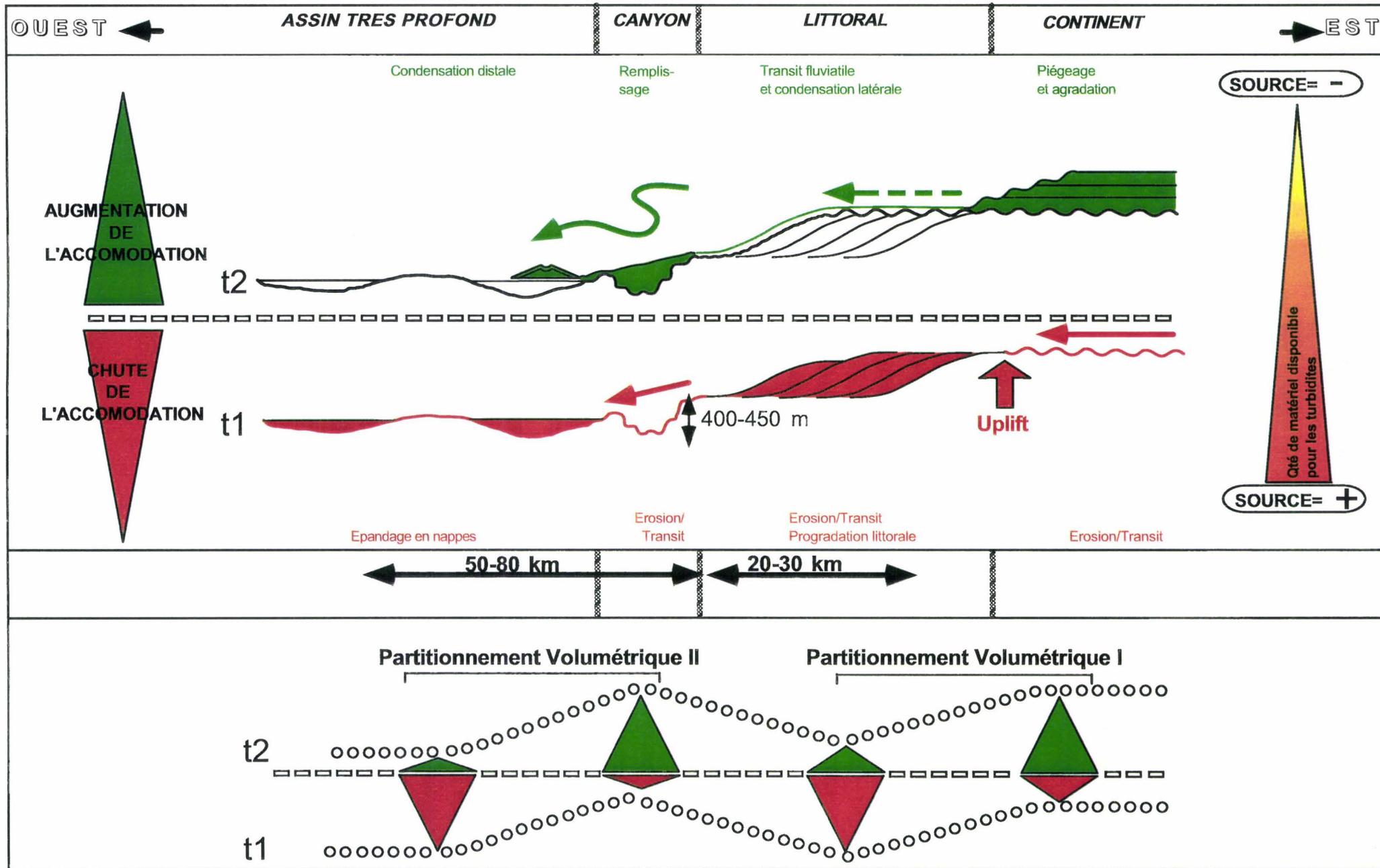


Fig. VI.14: Modèle régional proposé pour le système gravitaire Miocène inférieur du prisme sédimentaire de l'Ogooué (Marge Nord-Gabon)

PARTIE IV : SYNTHESE

<p>CHAPITRE VII : SYNTHESE DIAGRAPHIQUE ET SEDIMENTAIRE DU PRISME DE L'OGOUE</p>

VII : SYNTHÈSE DIAGRAPHIQUE ET SEDIMENTAIRE DU PRISME CENOZOÏQUE DE L'OGOUE

VII.1. INTRODUCTION :

Dans ce chapitre, nous allons replacer les informations issues des approches précédentes sur une échelle intermédiaire conciliant les données de la sismique, et des carottes dont le caractère discontinu a été montré au chapitre V. Cette approche repose sur l'interprétation diagraphique de 16 puits-clés repartis sur le plateau continental (Fig. VII. 1). Cinq profils de corrélations diagraphiques ont été réalisés (Figures VII.2, VII.3, VII.4, VII.5 & VII.6) ; ils s'appuient sur la correspondance des marqueurs sismiques des coupes *dip* et *strike* (F, G et L2 ; cf. § Planches III.2 & III.3), et des formes des enregistrements du gamma-ray (API) et du sonic (Δt). Les variations de ces deux paramètres ont permis d'appréhender l'évolution verticale continue des faciès et des systèmes de dépôt sur l'ensemble de la tranche Cénozoïque. Les profils des Figures VII.2 et VII.3 ont été horizontalisés à partir du niveau de la mer afin de respecter les géométries définies en sismique, alors que les coupes des Figures VII.4, VII.5 et VII.6 représentent des profils de détail qui ont été horizontalisés à partir d'un niveau de référence situé dans l'Unité III.

Dans les paragraphes qui vont suivre, nous allons d'abord préciser les caractéristiques diagraphiques de chaque unité stratigraphique, avant d'intégrer les évolutions sédimentologiques et sismiques définies dans les chapitres précédents. Nous discuterons ensuite de l'évolution paléogéographique et des réservoirs turbiditiques cénozoïques du segment de marge de l'Ogooué.

VII.2. ÉVOLUTIONS DIAGRAPHIQUE ET SEDIMENTAIRE DES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES :

VII.2.1. Les Unités Stratigraphiques de la Super-Unité d'Agradation :

VII.2.1.1. L'Unité I (Paléocène inférieur à Eocène inférieur) :

Elle est représentée dans sa partie inférieure par la formation de l'Ikando (Paléocène) qui se caractérise par une épaisseur réduite en aval (≈ 100 m) ; celle-ci augmente progressivement vers le continent (≈ 500 m) (Figures VII.2 & VII.3). Comme le montrent les profils des Figures VII.2 & VII.3, l'évolution diagraphique de la formation de l'Ikando est variable ; la majorité des puits montre une diminution générale du gamma-ray qui traduirait une diminution de l'argilosité et une migration corrélative des milieux de dépôt vers le bassin. Cependant, quelques puits (C-3 et C-4) montrent une augmentation du gamma-ray, vers le haut. L'évolution observée dans ces deux derniers puits pourrait être liée au diapir salifère qui structure cette zone (cf. § coupe F, Planche III.2) en un point haut qui serait sous-alimenté en apports terrigènes.

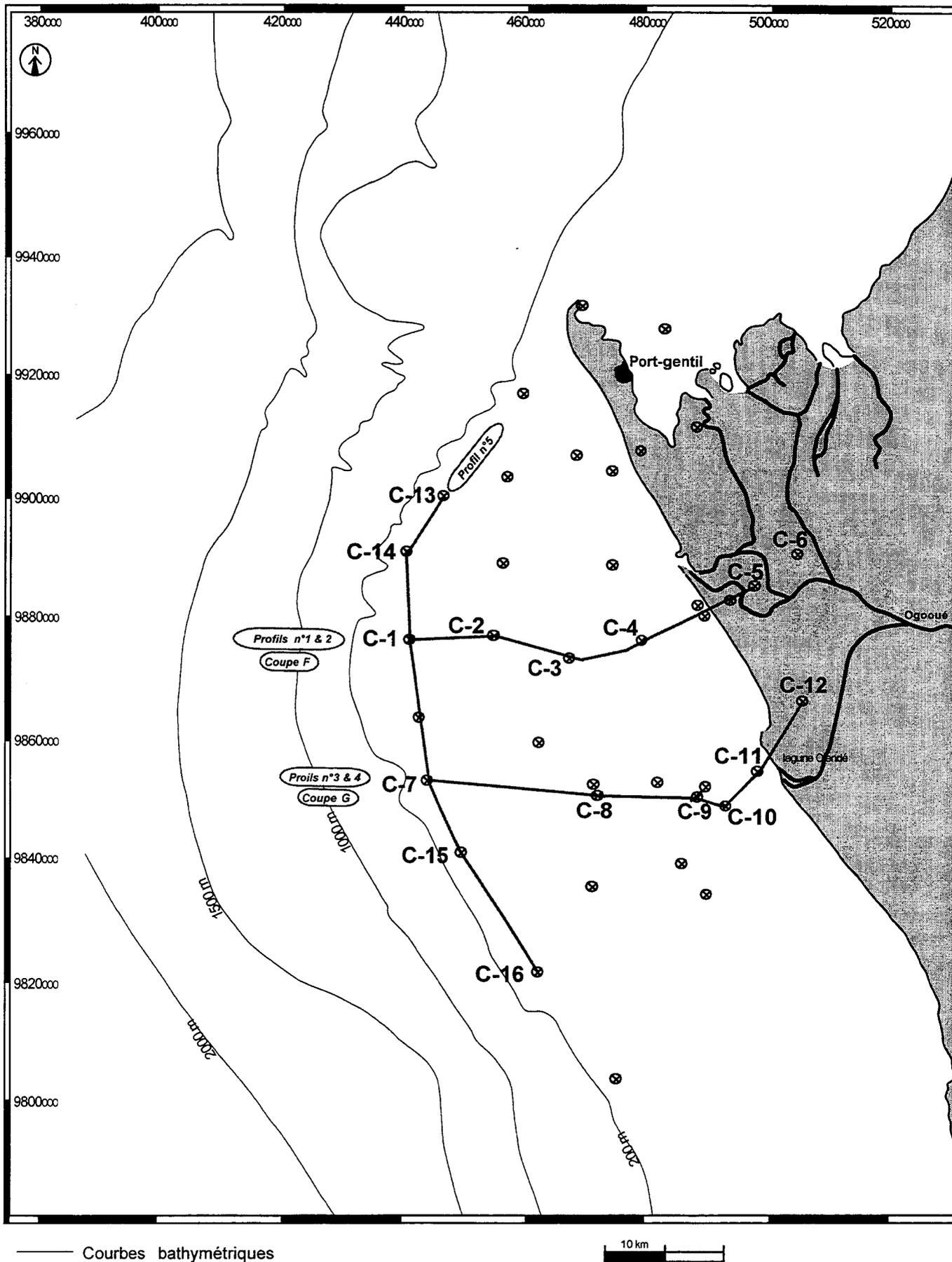


Fig. VII.1 : Localisation des profils de corrélations sismique/diagraphies sur le plateau continental au large de l'Ogooué.

La formation supérieure de l'Ozouri (Eocène inférieur) se caractérise aussi par une épaisseur réduite en aval (≈ 50 m) qui augmente progressivement vers l'amont (≈ 200 m) (Fig. VII.2 & VII.3). La base est marquée par une diminution importante du gamma-ray et par une augmentation du sonic qui définissent un pic bien corrélable sur l'ensemble des puits. Celui-ci pourrait indiquer une discordance érosive importante. On note une augmentation du gamma-ray et une diminution du sonic vers le sommet de la formation, suggérant une évolution rétrogressive. Cependant, les travaux de Mathis [1988] mettent en évidence d'importants phénomènes diagénétiques de silicification qui suivent la distribution et la nature des faciès à l'intérieur de l'Ozouri. Suivant un profil Est-Ouest, on passerait de faciès de carbonates argileux à faible composante sableuse à des faciès hypersiliceux d'opalites, de cherts et d'argiles opalifères [Mathis, 1988]. D'après cet auteur, les phénomènes de silicification modifient l'expression des enregistrements diagraphiques de la portion distale du bassin ; ils se marquent alors par une augmentation du sonic et une diminution du gamma-ray. L'apparition de carbonates bioclastiques à faible composante sableuse suggère néanmoins une augmentation de l'énergie du milieu à la base de l'Ozouri, et donc au sommet de l'Ikando. Dans ce contexte, les phénomènes diagénétiques de silicification contribueraient à amplifier la tendance régressive de la formation de l'Ikando.

L'évolution séquentielle de l'Unité I peut être définie par un cycle régressif/rétrogradant qui est également visible sur la charte de Haq *et al.* [1988] (Fig. II.21) ; celle-ci montre une baisse importante du niveau marin relatif à environ 60 Ma, c'est-à-dire à la base de l'Ozouri. Par ailleurs, l'augmentation progressive de l'épaisseur de l'unité vers l'amont est compatible avec la géométrie de type rampe homoclinale déterminée en sismique. Les cartes des isopaques de cette unité (cf. § Figures III. 6 & 7) montrent un développement plus important de la partie amont de la rampe vers le Nord, soulignant l'installation du proto-système Cénozoïque de l'Ogooué.

VII.2.1.2. L'Unité II (Eocène moyen) :

A la différence de l'unité précédente, l'Unité II (Animba) montre une augmentation progressive d'épaisseur vers le Nord-Ouest où elle peut atteindre 200 mètres, déterminant une géométrie légèrement divergente vers le bassin (Figures VII.5 & VII.6). La base de l'unité est caractérisée par une déflexion positive très marquée du gamma-ray vers la ligne des argiles qui indiquerait le passage brutal à des faciès plus argileux. La variation de faciès observée serait l'expression d'une surface d'inondation majeure au dessus d'une discordance érosive visible sur les profils sismiques (cf. § Planches III.1, III.2 & III.3). L'augmentation générale du gamma-ray vers le haut (Figures VII.4 & VII.5) indique une **augmentation de l'argilosité et une translation corrélative des milieux de dépôt vers le continent**. Cependant, certains puits distaux (C-1, C-7, C-14,... ; Fig. VII. 6) montrent dans la partie médiane de l'unité une rupture diagraphique marquée par un pic négatif du gamma-ray ; il est surmonté sur le puits C1 (Fig. VII.6) par un électrobanc sableux d'épaisseur décamétrique qui pourrait indiquer une érosion en amont ; son extension régionale n'a cependant pu être déterminée. La prise en compte de cette discordance érosive permet de définir deux séquences d'ordre inférieur dans cette portion distale du bassin. On observe une légère diminution du gamma-ray vers le sommet de la séquence

supérieure (exemple du puits C-7 ; **Fig. VI.5**), traduisant une augmentation de l'énergie au sommet de l'Unité.

L'augmentation de l'épaisseur de l'Unité II vers le Nord-Ouest est compatible avec les données de sismique qui y montrent un développement important de lobes turbiditiques. Suivant l'évolution générale des diagraphies, l'organisation verticale des lobes devrait correspondre à une architecture globalement rétrogressive qui serait la conséquence d'un soulèvement de la marge à environ 45 Ma [Teisserenc & Villemin, 1990 ; Walgenwitz *et al.*, 1992] et de la réactivation associée du système de drainage du paléo-Ogooué. Les produits de l'érosion des reliefs soulevés seraient acheminés à travers des canyons de faible amplitude (100 à 200 mètres de profondeur) sur la partie Nord-Ouest du secteur d'étude.

VII.2.1.3. L'Unité III (Oligocène supérieur à Miocène inférieur) :

Elle se caractérise aussi par une augmentation progressive de l'épaisseur vers l'Ouest (d'environ 50 à plus de 150 m), définissant une géométrie divergente vers le bassin (**Figures VII.4 & VII.5**). Toutefois, sa base se distingue de celle de l'unité précédente par un déplacement très brutal du gamma-ray vers la ligne des argiles, définissant un palier sur l'ensemble des puits (**Figures VII.2, VII.3, VII.4, VII.5 & VII.6**). Comme pour l'Unité II, la déflexion positive du gamma-ray indiquerait une translation très rapide des lignes de faciès vers le continent, compatible avec une surface d'inondation au-dessus d'une discordance érosive. Vers le haut, l'enregistrement du gamma-ray permet de distinguer deux phases d'évolution contrastées. La première est caractérisée par une augmentation du gamma-ray qui détermine une forme en 'cloche dentelée' [Serra, 1985] ; son sommet est marqué par une très forte déflexion du gamma-ray, définissant un pic radioactif bien corrélable sur l'ensemble des puits analysés, excepté le puits C-13 (**Fig. VII.6**) situé dans l'axe des apports du canyon Miocène de Ntchengué. Le caractère très dentelé du gamma-ray pourrait souligner une alternance irrégulière d'intervalles argileux et sableux. **L'évolution générale de cette première phase est compatible avec une translation progressive de dépôts de bas niveau marin relatif vers le continent et leur scellement par une surface d'inondation maximale (MFS 1).** La révision biostratigraphique réalisée par Elf-Gabon dans le cadre de ce travail a confirmé le caractère azoïque du niveau radioactif. Les nannofossiles rencontrés en dessous de ce niveau appartiennent à la biozone NP 25, c'est-à-dire à l'Oligocène terminal, ce qui permet de lui attribuer un âge Oligocène terminal/Miocène inférieur. **La deuxième phase marque une inversion de la polarité sédimentaire et se caractérise par une diminution générale du gamma-ray qui détermine une forme en 'entonnoir dentelé' [Serra, 1985], soulignant une translation progressive des milieux de dépôt, vers le bassin.**

L'Unité III correspond ainsi à une séquence symétrique constituée par un cortège rétrogradant et un cortège progradant d'égale puissance. Le cortège rétrogradant serait d'âge Oligocène supérieur (biozone NP25), alors que le cortège progradant est daté du Miocène inférieur (biozones NN1/NN2). L'événement érosif qui marque la base de l'unité correspond, sur les puits analysés, à un hiatus de l'Oligocène inférieur (biozones NP23,

NP22 et NP21). Les causes de cette érosion ont fait l'objet de plusieurs études sur l'ensemble de la marge gabonaise [Walgenwitz *et al.*, 1992 ; Nzé Abeigne, 1997]. L'analyse des traces de fission des apatites réalisée par Walgenwitz *et al.* [1992] montre que la discordance Oligocène n'est pas associée à un événement tectono-thermique sur l'ensemble de la marge Gabonaise. L'absence de tectonique est aussi rapportée par Nzé Abeigne [1997] qui note, à cette période, une absence d'accélération ou de chute de la subsidence, sur la marge Sud-Gabon. D'après cet auteur, cette discordance résulterait principalement de la conjonction d'une baisse eustatique importante et de l'intensification des paléo-courants de l'Atlantique Sud. Cependant, les cartes des isopaques décrites au chapitre III (cf. § III.4.2) montrent une migration Nord-Sud des dépôts-centres, entre l'Eocène moyen et le Miocène inférieur, sur environ 50 kilomètres. Une telle migration pourrait correspondre à un phénomène de compensation d'ordre tectonique [Friedenberg, 1994]. L'augmentation importante du taux moyen de sédimentation à la base de l'unité III (cf. § III.5) correspondrait à une accélération de l'érosion des zones émergées et à une augmentation consécutive de la charge solide du paléo-Ogooué. Celle-ci pourrait avoir favorisé le creusement des canyons oligocènes et contribué à la construction d'un complexe de lobes dans une position relativement plus distale.

VII.2.2. Les Unités Stratigraphiques de la Super-Unité de Progradation :

VII.2.2.1. L'Unité IV (Miocène inférieur à Miocène supérieur) :

Elle présente une épaisseur variable pouvant être supérieure à 1000 m sur le profil n°3 (Fig. VII.3) localisé au débouché du paléo-système de l'Ogooué (Fig. VII.2 & VII.3). La régression qui s'amorce sur la surface d'inondation maximale de l'Oligocène supérieur (MFS 1) s'accroît et se marque au Miocène inférieur par une discordance dont le caractère érosif est exprimé sur certains puits par un palier (C7, C-8, ... ; Fig. VII.4) ou par la disparition des argiles radioactives de l'Unité III (C-13 ; Fig. VII.6). En sismique, cette discordance est jalonnée par des canyons d'environ 450 m de profondeur et plus de 150 km d'extension amont-aval. Au-dessus, le gamma-ray décroît progressivement jusqu'à un pic radioactif qui détermine un **premier terme en forme de 'cloche'** (Figures VII.4, VII.5 & VII.6). Dans le détail, on note des petites déflexions négatives du gamma-ray déterminant des **sous-unités argilo-croissantes qui s'empilent selon une tendance globalement rétrogradante** (exemple du puits C2 ; Fig. VII.4). Celle-ci témoigne d'un déplacement progressif des milieux de dépôt vers le continent, en relation avec une remontée cyclique du niveau marin relatif. Les argiles radioactives (MFS 2) qui scellent l'intervalle rétrogressif sont datées du Burdigalien terminal (au passage entre les biozones NN4 et NN5) et représentent un niveau repère qui permet de préciser le caractère synchrone de ce premier terme avec la séquence de remplissage du canyon n°3 définie au chapitre VI. Les sous-unités s'apparenteraient ainsi aux séquences de groupement de chenaux du canyon n°3.

Le terme supérieur montre une diminution faible mais régulière du gamma-ray vers le haut, suggérant une évolution globalement régressive (Figures VII.2 & VII.3). En sismique, cet intervalle régressif correspond aux premières cliniformes de

progradation qui marquent le changement du motif stratigraphique et l'installation d'un régime deltaïque. On note cependant des déflexions négatives fortes du gamma-ray qui déterminent des électrofaciès de type Ef3 (sables et grès moyens à très grossiers de haute densité) (puits C3, C4, C-13 et C-14 ; **Figures VII.4 & VII.6**). Les influences gravitaires qu'enregistre le terme régressif souligne d'une part la persistance de certains canyons (canyon n°2), d'autre part le développement de systèmes gravitaires alimentés par des vallées incisées.

La 'proximalisation' des milieux de dépôt observée à la base de l'Unité IV est bien soulignée en sismique par le développement de grands canyons Miocène inférieur sur les lobes des unités sous-jacentes (cf. § **Planche III.3**). La translation importante des dépôts vers l'Ouest serait induite par le soulèvement de la marge ouest-africaine au passage Aquitainien/Burdigalien [Teisserenc & Villemin, 1990 ; Walgenwitz *et al.*, 1992 ; Rasmussen, 1994, 1996, 1997 ; Renaud *et al.*, 1997]. La modification associée du système de drainage et l'érosion d'érosion d'environ 1 à 1,8 km de reliefs [Walgenwitz *et al.*, 1992] conduiraient ensuite à la mise en place d'un éventail sous-marin 'multi-canyons' suivant une architecture rétrogradante.

VII.2.2.2. L'Unité V (Miocène supérieur à Pliocène basal) :

L'épaisseur de l'Unité V est variable et peut atteindre environ 800 mètres sur le profil n°1 (**Fig. VII.2**). En continuité avec le terme supérieur de l'Unité IV, le gamma-ray montre un déplacement faible mais régulier vers la ligne des sables, déterminant une séquence globalement régressive (**Figures VII.2 & VII.3**).

Par ailleurs, les puits situés au droit du paléo-système de l'Ogooué présentent des déflexions négatives importantes du gamma-ray qui définissent une succession de séquences normales d'épaisseur décamétrique intercalées dans une sédimentation globalement argileuse (**Fig. VII.2**). La forme cylindrique des séquences permet de les rapprocher des électrofaciès de type Ef2, Ef3 et Ef8 qui caractérisent des dépôts turbiditiques massifs de haute densité, et de transition chenaux-lobes (cf. § **chapitre V**). Plus au Nord, les puits C-13 et C-14 (**Fig. VII.6**) montrent aussi des évolutions du gamma-ray similaires à celles des électrofaciès de type Ef2, Ef3 et Ef8, mais avec des épaisseurs nettement plus importantes de l'ordre du décamètre au demi-hectomètre. Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, ces derniers puits sont situés dans l'axe des apports du canyon de Ntchengué ; les dépôts turbiditiques associés marque la pérennité du fonctionnement de ce canyon au cours du Miocène.

Les relations amont-aval des électrofaciès de la **Figure VII. 2** sont précisées en suivant les réflecteurs sismiques (cf. § coupe G, **Planche III.II**). En amont, les alternances d'électrofaciès argileux et gréseux (C4 ; **Fig. VII.2**) sont représentés en sismique par des réflecteurs parallèles qui soulignent un remplissage agradant des vallées incisées (**Figures III.2 & VII.7**), en relation avec une remontée du niveau marin relatif. En aval, les vallées se raccordent au pied de la pente à des bancs sableux probablement gravitaires (puits C1 et C2) (**Figures VII.2 & VII.8**).

Compte-tenu du maillage de la sismique (10 à 20 km) et de la distance séparant les puits (plusieurs dizaines de kilomètres), les processus associés au développement des vallées incisées n'ont pu être précisés. Les caractéristiques diagraphiques et sismiques précédemment définies sont compatibles avec certains modèles d'excavation et de remplissage de vallées incisées qui sont proposés dans la littérature [Suter *et al.*, 1987 ; Posamentier *et al.*, 1992 ; Morton, 1993 ; Bowen *et al.*, 1994 ; Wood *et al.*, 1994 ; Morton & Suter, 1996]. D'après ces auteurs, la formation et le remplissage des vallées incisées sont principalement contrôlés par les variations du niveau marin relatif. En général, une baisse importante du niveau marin relatif se traduit par l'encaissement des systèmes fluviatiles qui surcreusent alors le rebord de plate-forme. Ces systèmes s'intercalent dans une sédimentation argileuse de bassin et soulignent une 'proximalisation' importante des environnements de dépôt [Wescott, 1993 ; Bowen *et al.*, 1994]. Cependant, l'ampleur du développement des vallées est aussi fonction de la pente et des apports fluviatiles. En effet, selon Bowen *et al.* [1994], le développement de vallées profondes et d'accumulations turbiditiques importantes en pied de pente nécessitent des apports fluviatiles importants sur une pente à fort gradient. Ces conditions sont réalisées sur la plate-forme Miocène à Pliocène du bassin de l'Ogooué qui montre une augmentation importante des apports sédimentaires (cf. § **chapitre III**) et corrélativement, une différenciation en plateau continental-talus-bassin.

VII.2.2.3. L'Unité VI (Pliocène basal à intra-Pliocène) :

L'épaisseur de l'Unité VI varie entre une dizaine de mètres et un kilomètre (puits C-2 ; **Fig. VII.2**). Elle peut surmonter l'unité inférieure à la faveur d'un intervalle argilo-décroissant de puissance demi-hectométrique (puits C-1, C-2, C-7,... ; **Figures VII.2 & VII.3**). Le gamma-ray décroît progressivement depuis la base de l'unité, suivant une allure irrégulière qui traduit une **évolution régressive**. Comme le montre le puits C-3 (**Fig. VII.2**), la partie amont comporte parfois des intervalles sableux d'épaisseur pluri-hectométrique ; quelques électrobancs pouvant apparaître dans la partie aval. Les descriptions lithologiques associées aux diagraphies révèlent une **sédimentation globalement argilo-silteuse (Figures VII.2 & VII.3)** dont les nannofossiles correspondent aux biozones NN12 et NN15 (Pliocène inférieur).

Bien que l'évolution du gamma-ray ne montre qu'une faible tendance régressive, les données de sismique mettent clairement en évidence une surface régionale de *down lap* à la base de l'Unité (cf. § coupe E de la **Figure III.6**). La carte des isopaques montre une accumulation sédimentaire plus importante vers le Nord du secteur d'étude, en relation avec une migration du principal exutoire de l'Ogooué (cf. § **III.4.2**). Ce phénomène s'accompagne du scellement du canyon de Ntchengué, actif depuis le Miocène inférieur terminal.

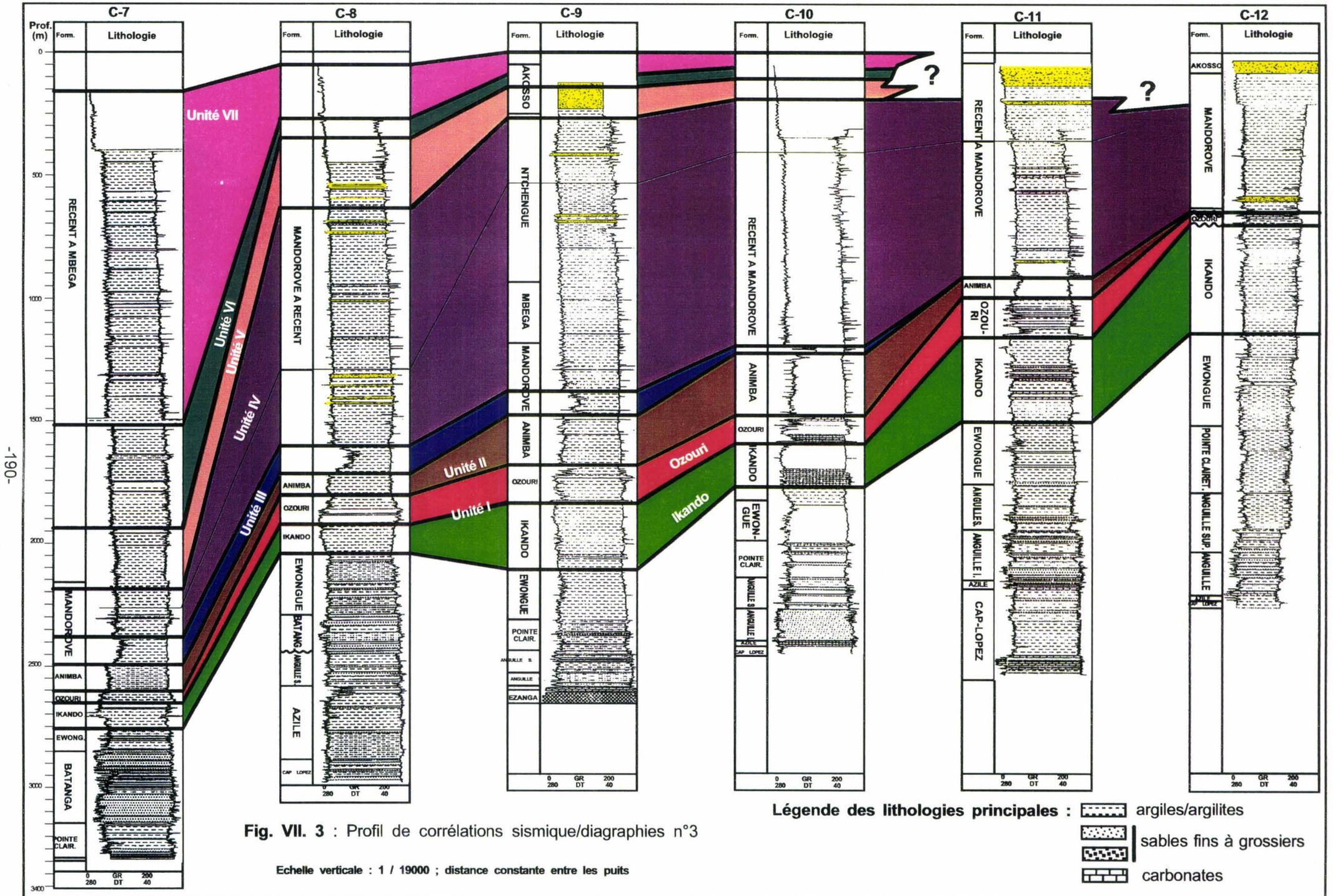
La discordance de l'unité VI est associée à une baisse eustatique de faible amplitude sur la charte de Haq *et al.* [1988] et à une baisse du demi-taux d'expansion de l'Atlantique Sud [Nürnberg & Muller, 1991 ; *in* Nzé Abeigne, 1997]. Cependant, les géométries de

progradation et le taux de sédimentation relativement élevé qu'on observe dans cette unité suggèrent une part importante des apports sédimentaires dans son développement.

VII.2.2.4. L'Unité VII (intra-Pliocène à Actuel) :

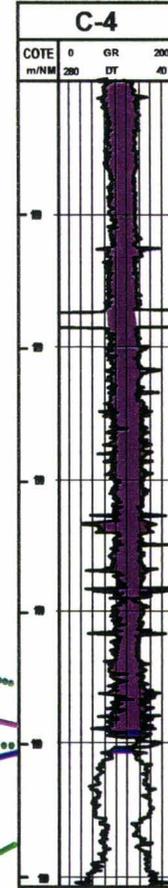
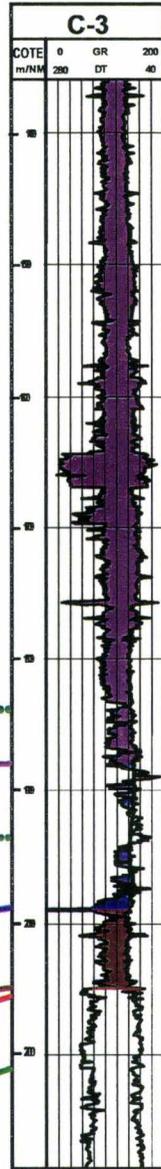
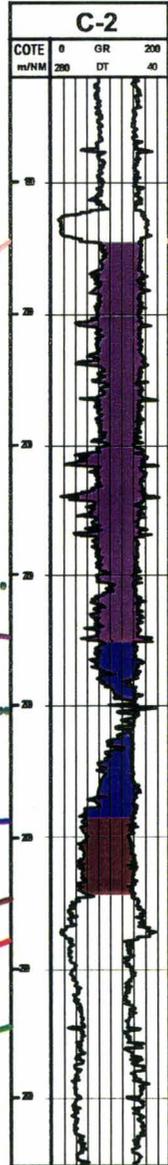
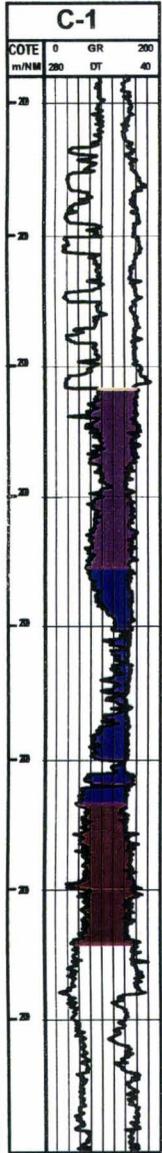
Elle se développe plus à l'Ouest, avec une épaisseur qui peut atteindre 1500 mètres (Figures VII.2 & VII.3) ; sa base ne présente pas de signature diagrapique caractéristique. En continuité avec l'unité inférieure, la diminution générale du gamma-ray, vers le haut, indique une **évolution globalement régressive**. L'intervalle inférieur de l'unité est caractérisé par une succession de séquences décamétriques d'augmentation et de diminution du gamma-ray qui soulignent des cycles transgressif/régressif de haute fréquence. Suivant les descriptions lithologiques des forages [Elf-Gabon, *rapports internes*], la tranche récente est constituée de sables bioclastiques.

Comme nous l'avons vu en sismique (cf. § **chapitre III**), l'Unité VII se caractérise par des réflecteurs de plus en plus agradants vers le haut. Les sables bioclastiques observés dans la tranche supérieure de cette unité pourraient donc être mis en relation avec des processus de remaniement, en contexte transgressif. Par ailleurs, la base de l'Unité VII est corrélable avec le plus grand pic d'accumulation sédimentaire qu'enregistre le bassin de l'Ogooué au cours du Cénozoïque. **L'augmentation des apports sédimentaires pourrait expliquer le maintien d'un régime progradant au droit du paléo-Ogooué, alors que cette période se caractérise de part et d'autre de cette zone par des réflecteurs sismiques agradants.** En effet, en régime deltaïque, les cortèges sédimentaires reflètent généralement l'équilibre dynamique entre les variations de l'espace disponible (somme algébrique de l'eustatisme et de la subsidence) et des apports sédimentaires [Schlager, 1993]. D'après cet auteur, si le taux d'apports sédimentaires est largement supérieur à la vitesse de création de l'espace disponible, des cortèges régressifs peuvent se développer, alors que le contexte général est alors transgressif. Ce type d'évolution a été caractérisé sur les deltas du Rhône et du Mississippi, au cours de la transgression holocène [Posamentier *et al.*, 1992 ; Schlager, 1993].



Ouest

Est



Base Unité V

FMS 2

Base Unité IV

FMS 1

Base Unité III

Base Unité II

Base Ozouri

Base Unité I

Fig.VII.4 : Profil de corrélations diagraphiques n°2



Ouest

Est

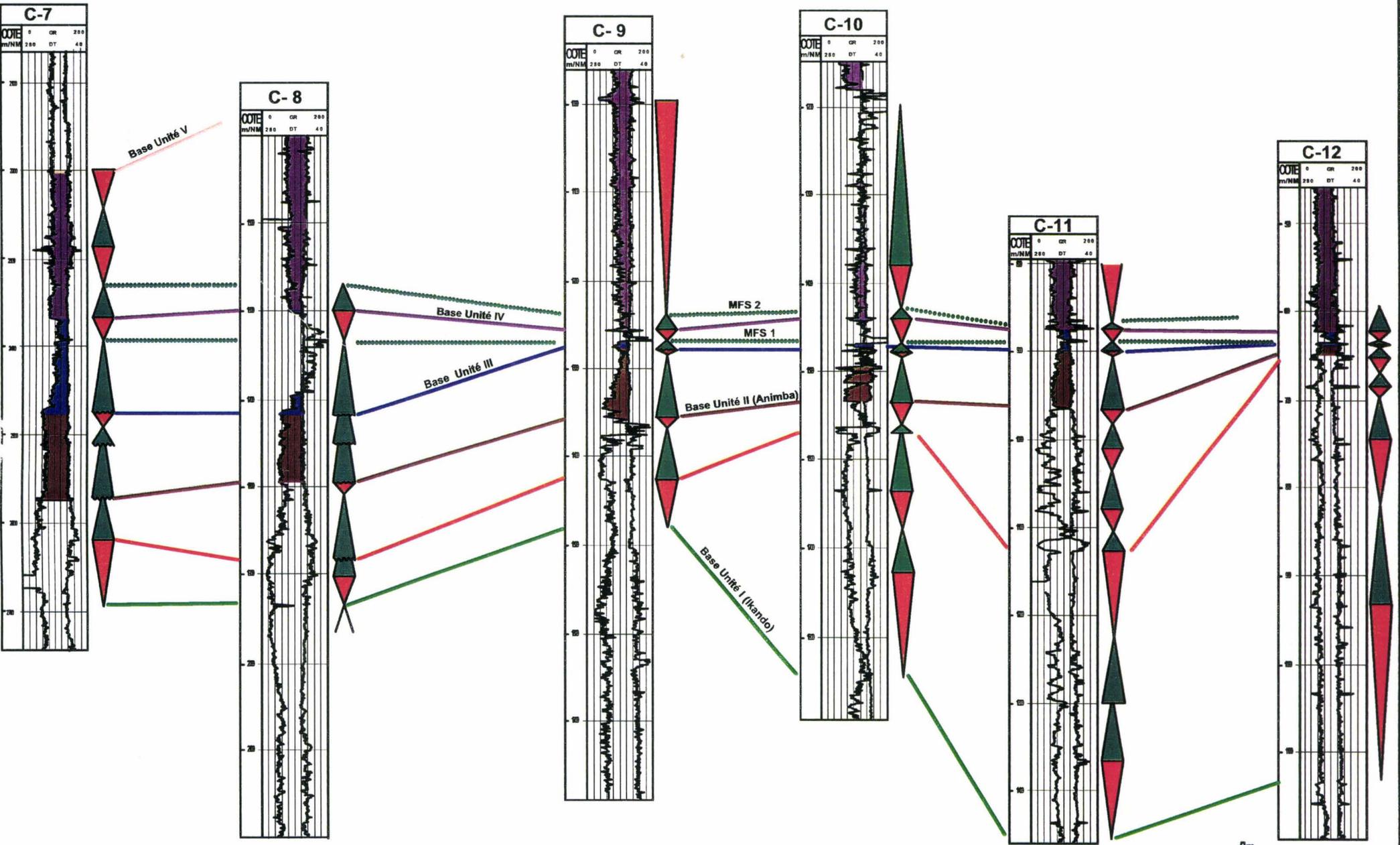


Fig. VII.5 : Profil de corrélations diagraphiques n°4

Echelle horizontale: 5m

-192-

Nord

Sud

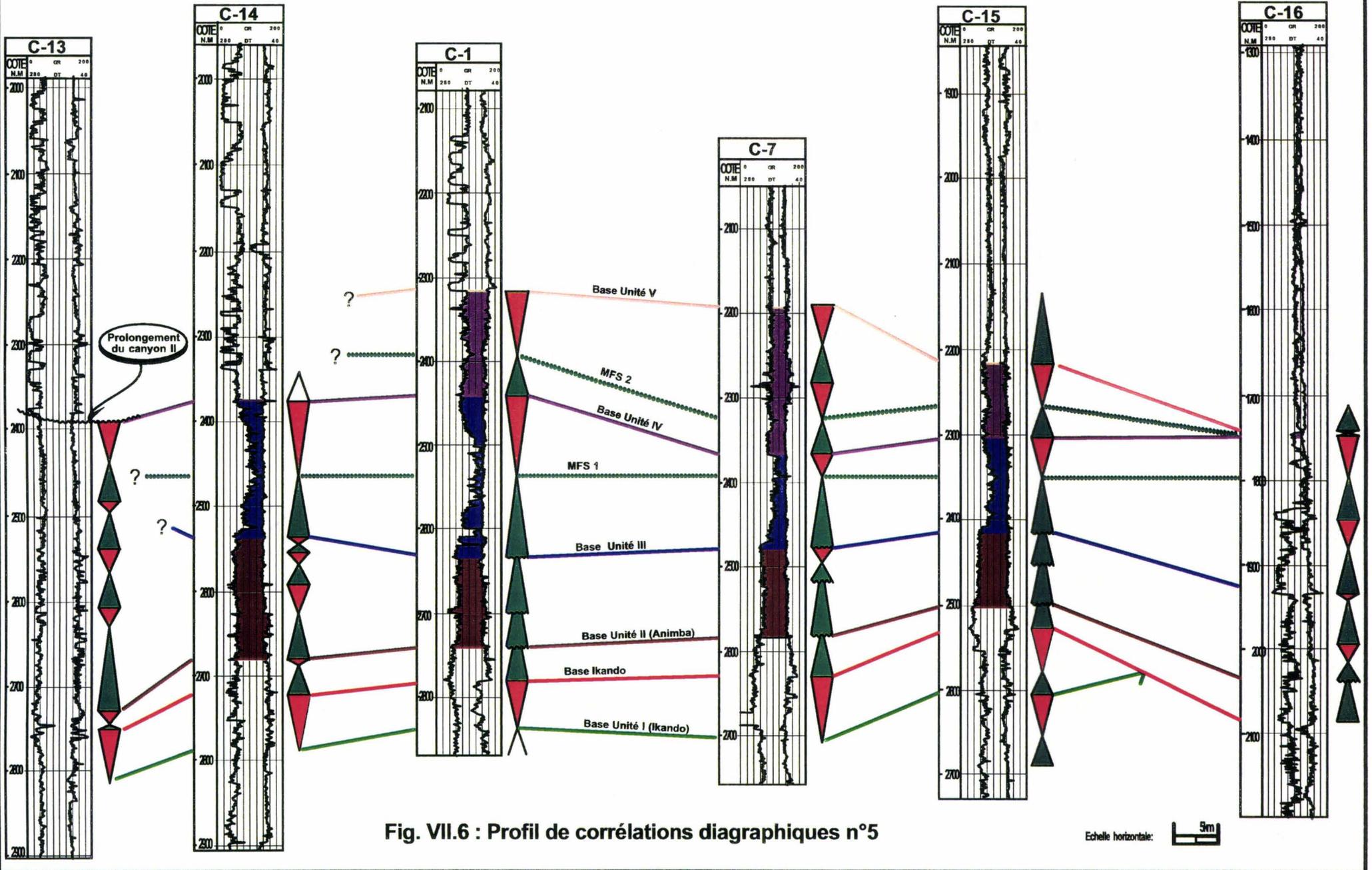


Fig. VII.6 : Profil de corrélations diagraphiques n°5

Echelle horizontale: 5m

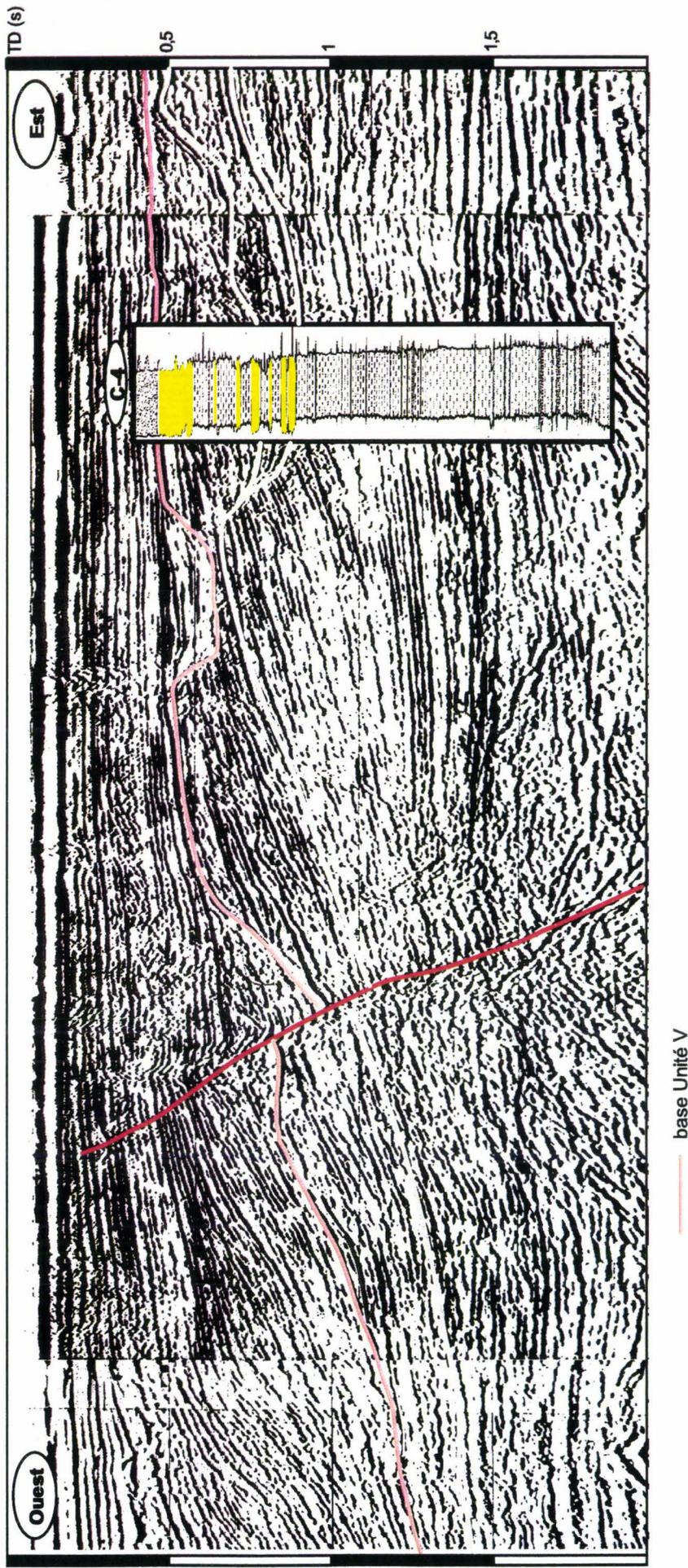


Fig. VII. 7 : Calibration diagraphique et lithologique des systèmes de vallées incisées des Unités Stratigraphiques IV et V (coupe sismique F)

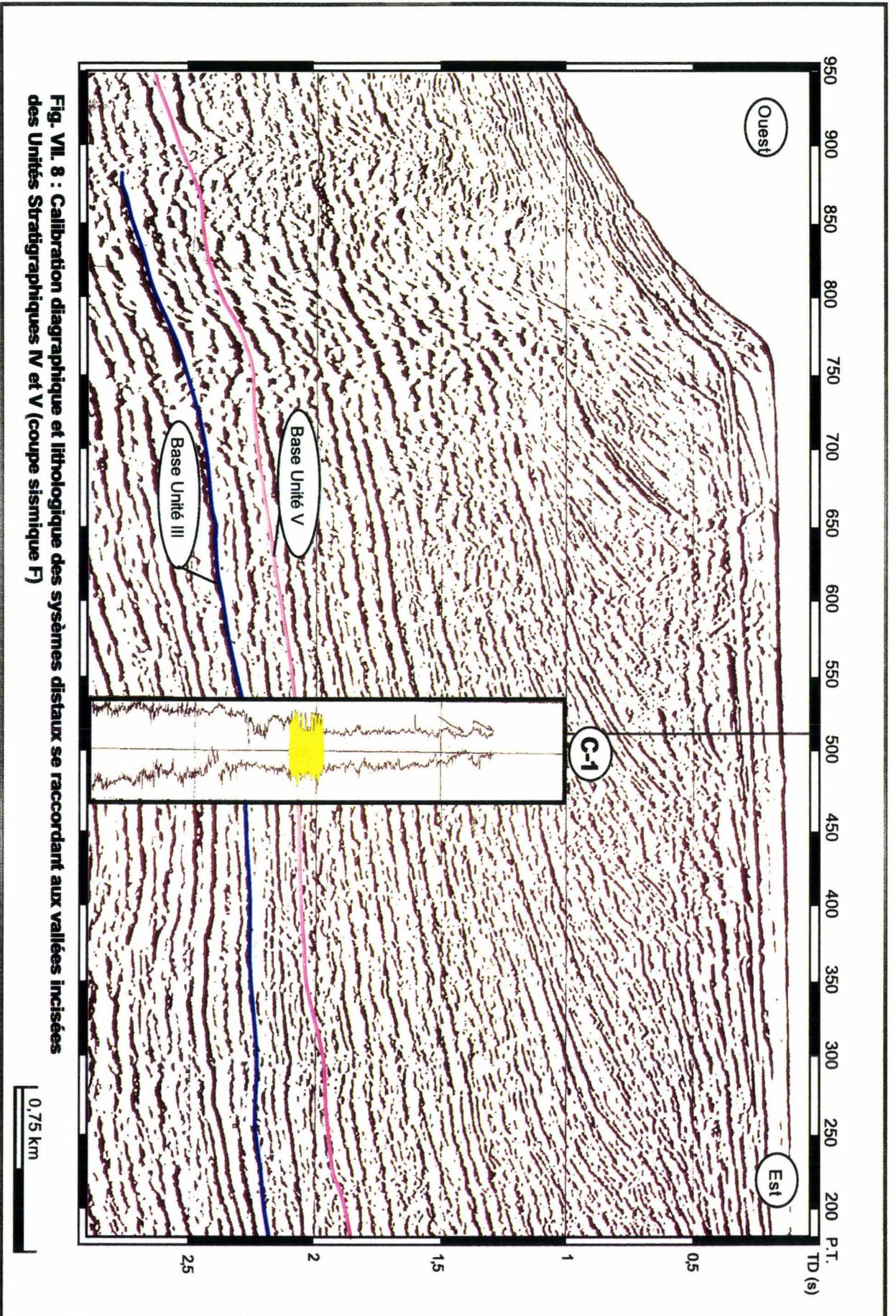


Fig. VII. 8 : Calibration diagraphique et lithologique des systèmes distaux se raccordant aux vallées incisées des Unités Stratigraphiques IV et V (coupe sismique F)

VII.3. DISCUSSION SUR L'ÉVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET DES RESERVOIRS TURBIDITIQUES :

L'évolution verticale continue des faciès diagraphiques a permis de préciser la dynamique des milieux de dépôt sur l'ensemble de la tranche Cénozoïque (Fig. VII.9). Les éventails turbiditiques de la Super-Unité d'Agradation (Unités II et III) sont nettement plus développés vers le bassin. Chaque éventail montre une migration des milieux de dépôt vers le continent, en relation avec une augmentation progressive du niveau marin relatif. Cette évolution suggère une déconnexion possible des réservoirs potentiels qui se retrouvent alors noyés dans une couverture argileuse qui constitue la lithologie dominante vers l'amont. En particulier, les réservoirs turbiditiques de l'Unité III sont drapés par une couverture argileuse (MFS 1) d'une épaisseur pluri-décamétrique bien cartographiable sur l'ensemble du domaine étudié (Fig. VII.10). Au-dessus, le déplacement graduel puis brutal de la ligne des faciès vers le bassin conduit au développement de l'éventail turbiditique de bas niveau marin relatif du Miocène inférieur, qui marque la transition avec les éventails de la Super-Unité de Progradation. L'architecture des réservoirs détermine également une séquence rétrogradante dont le terme ultime est représenté par une couverture argileuse d'extension régionale (MFS 2). Ce système se développe principalement dans les canyons où il se marque par trois séquences normales de groupement de chenaux. Les mesures de résistivité réalisées dans les corps sableux des canyons n°3 et 4, montrent une porosité d'environ 30%. Cependant, les réservoirs à hydrocarbures se localisent principalement dans la partie médiane des canyons (champ A), bien que la partie inférieure du remplissage des canyons soit caractérisée par des chenaux plus amalgamés et de plus grande extension latérale (cf. § Figures VI.8, VI.9 & VI.12). L'alternance de faciès de *debris flows* carbonatés provenant de l'arrachement de morceaux de plate-forme et de chenaux amalgamés liés à des processus de transit sédimentaire peut conduire à des réservoirs très hétérogènes et de moins bonne qualité à la base des canyons. Par contre, les chenaux sinueux de la partie médiane sont caractérisés par un remplissage plus homogène de sables massifs et bien triés de haute densité, isolés dans une matrice d'argiles d'abandon et de *debris flows* provenant de la déstabilisation de levées. Le faciès micro-conglomératique résiduel observé à la base des chenaux souligne un transit sédimentaire important vers les portions les plus distales du bassin où se déposeraient des lobes.

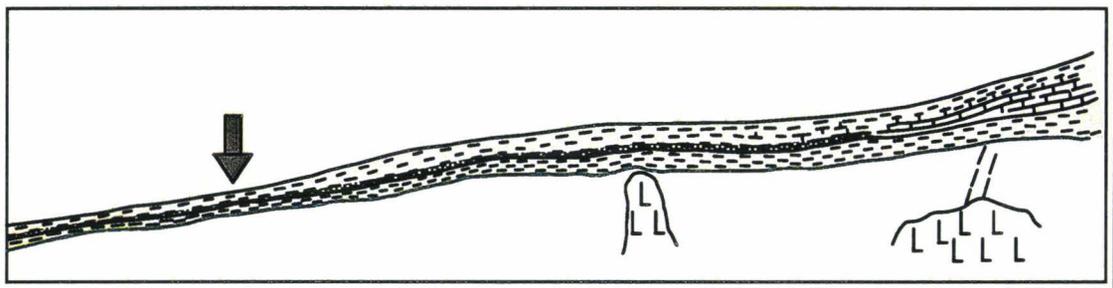
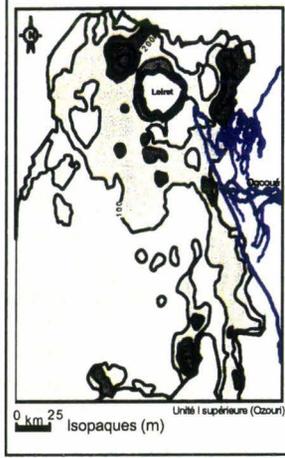
Par ailleurs, la cyclicité définie dans le canyon n°3 devrait se retrouver dans le terme régressif sous-jacent qui montre des discordances mineures dont l'extension n'a cependant pu être déterminé (Fig. VII.10). Cette évolution suggère une connexion possible des réservoirs des canyons avec ceux du terme sous-jacent.

Les canyons Miocène inférieur situés de part et d'autre du segment de marge de l'Ogooué se caractérisent dans la partie amont par un remplissage contouritique qui serait lié au remaniement par des courants profonds S-N de la fraction fine du dépôt-centre de l'Ogooué. Par contre, les portions distales présentent un sismofaciès chaotique comparable à celui rencontré dans le canyon n°3, traduisant une sédimentation gravitaire probablement liée à la phase initiale d'excavation et de comblement des canyons. Ces réservoirs

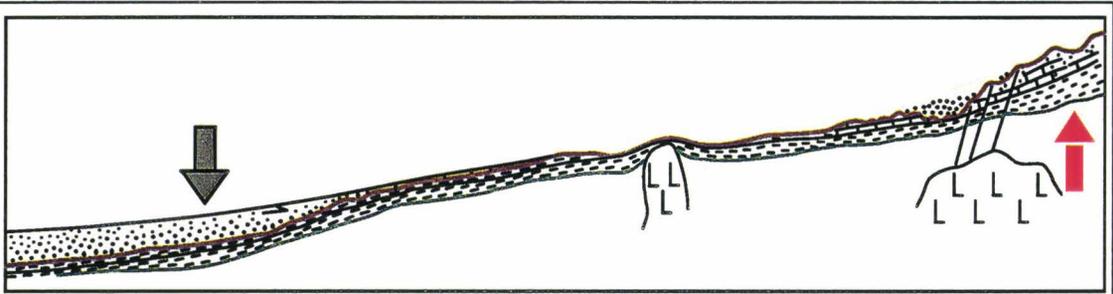
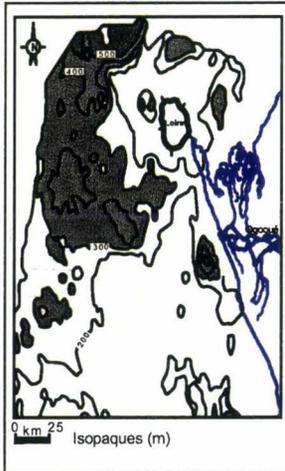
potentiels sont surmontés par un sismofaciès transparent qui se raccorde sur le prisme de l'Ogooué à la surface de drapage (MFS 2) du canyon n°3.

Les unités stratigraphiques supérieures se caractérisent par des petits éventails clastiques de puissance décamétrique qui s'intercalent dans une sédimentation argilo-silteuse, lors des chutes du niveau marin relatif. En amont, les vallées fluviales qui les alimentent sont comblées par des sables en période de remontée du niveau marin relatif. Leur distribution est contrôlée par le déplacement de l'exutoire principal du paléo-Ogooué et des dépôts-centres associés. Ces vallées peuvent éroder profondément les sédiments sous-jacents et se raccorder en aval à la discordance Miocène inférieur, constituant ainsi le remplissage final des grands canyons sous-jacents.

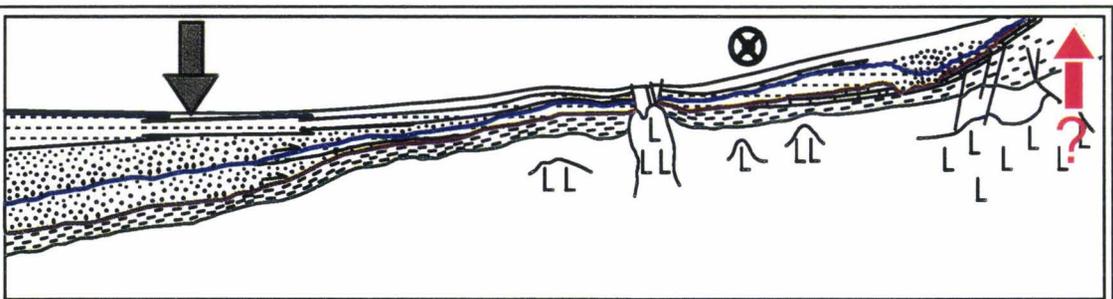
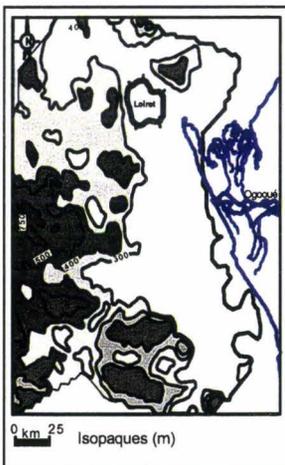
A partir des résultats obtenus, on peut conclure que les portions distales (>200 m) de l'appareil sédimentaire Cénozoïque de l'Ogooué comportent un fort potentiel réservoir. L'essentiel des réservoirs s'échelonne de l'Eocène au Miocène supérieur. Toutefois, l'absence de failles importantes pourrait avoir limité le développement d'un système pétrolier.



Unité I : Phase d'agradation Paléocène-Eocène inférieur : sédimentation une plate-forme de type rampe homoclinale.



Unité II : Première phase de déstabilisation de la marge à l'Eocène moyen basal. Les produits de l'érosion des reliefs soulevés à l'Est sont acheminés à travers des canyons et forment des lobes sableux à configuration divergente, vers le Nord-Ouest.



Unité III : Deuxième phase de déstabilisation de la marge à l'Eocène/Oligocène : Les produits de l'érosion des reliefs soulevés et de la plate-forme Oligocène inférieure sont acheminés à travers des canyons et forment des lobes sableux à configuration divergente, vers le Nord-Ouest



Fig. VII 9 : Evolution du prisme sédimentaire de l'Ogooué, au cours du Cénozoïque.

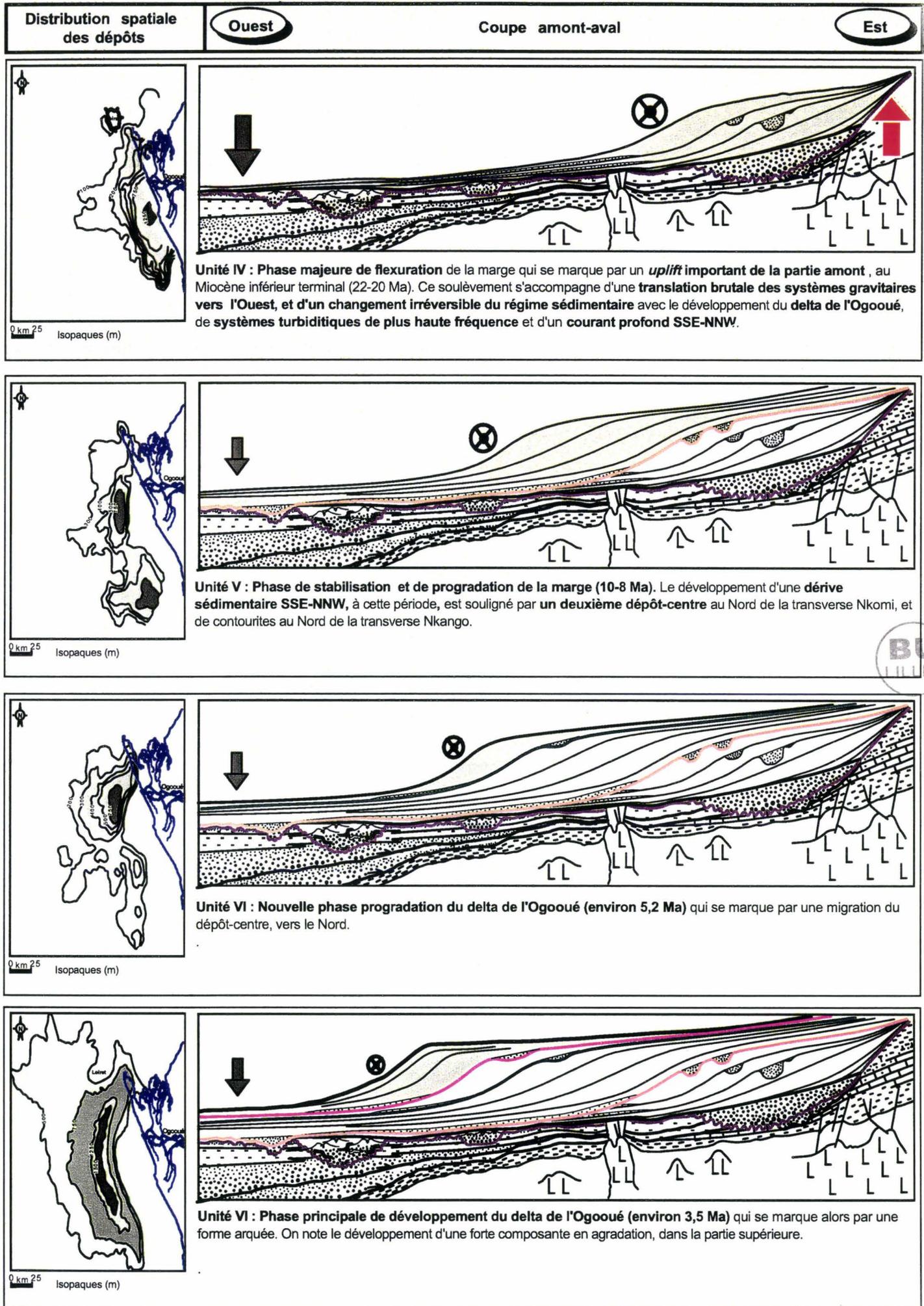


Fig. VII.9 (suite) : Evolution du prisme sédimentaire de l'Ogooué, au cours du Cénozoïque.

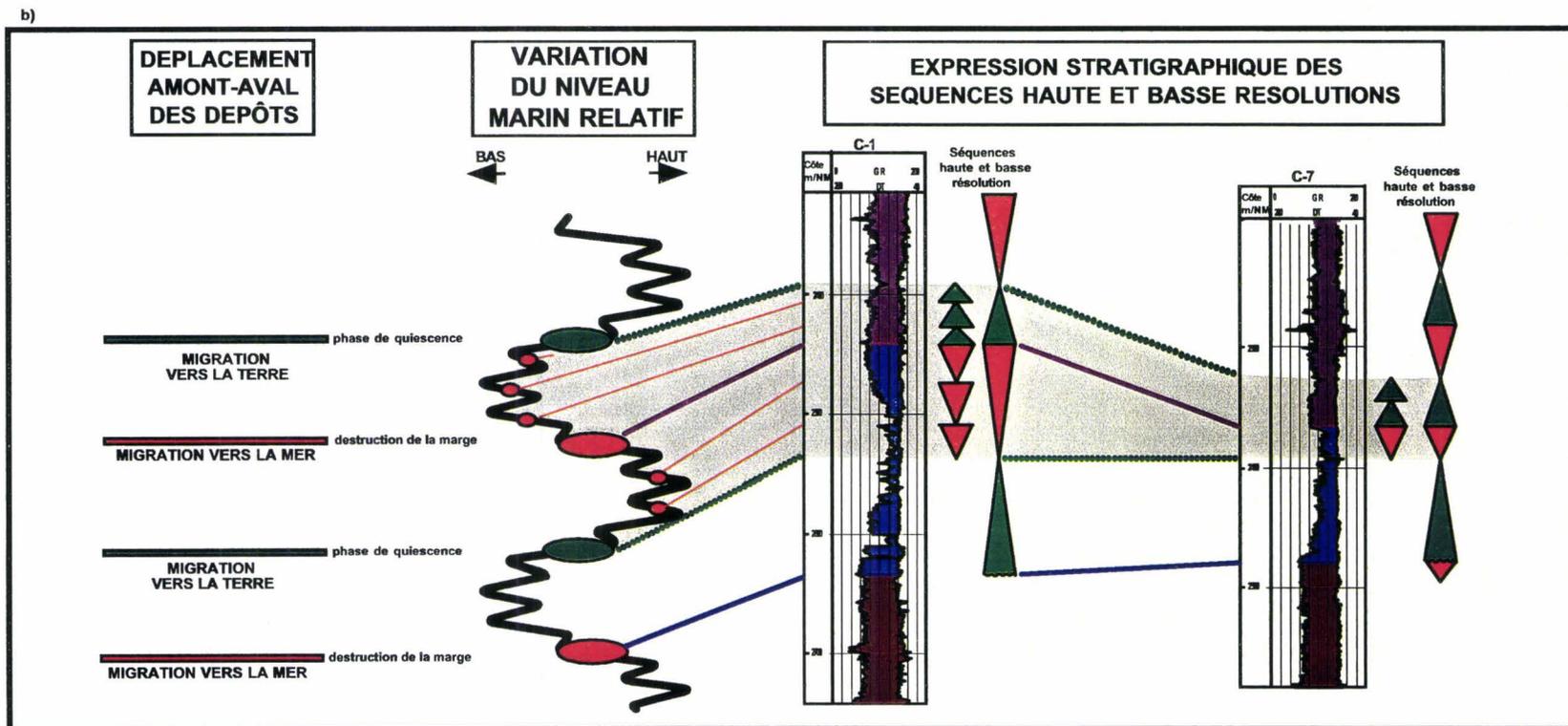
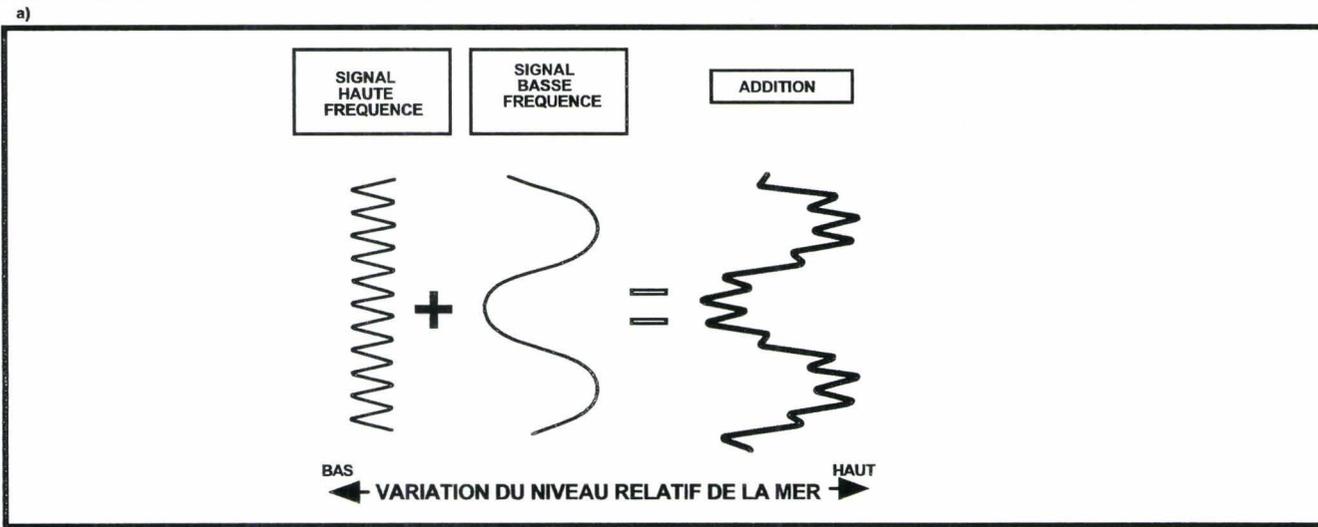


Fig. VII. 10 : a. Illustration de l'addition de signaux de variations du niveau marin relatif de basse et haute fréquences. b. Expression stratigraphique des séquences sédimentaires du terme régressif de l'Unité III et du terme régressif de l'Unité IV, en réponse à des variations du niveau marin relatif.

CHAPITRE VIII :
CONCLUSIONS GENERALES

VIII : CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail, réalisé dans le cadre d'un contrat de recherche avec la société Elf-gabon et le concours du Centre Scientifique et Technique Jean Feger d'Elf EP à Pau, contribue à l'amélioration de la connaissance des éventails sous-marins des marges passives matures, à travers l'exemple des systèmes sédimentaires cénozoïques du prisme de l'Ogooué, sur la marge Nord-Gabon.

Outre l'établissement du **cadre chronostratigraphique et séquentiel de la marge**, il a permis :

- De **préciser les relations entre la plate-forme et le bassin au droit d'un appareil terrigène pérenne** ;

- De **déterminer les causes et les mécanismes des érosions sous-marines** ;

- De **caractériser la distribution et l'architecture des éventails sous-marins, et en particulier la nature et le mode de remplissage des canyons sous-marins** ;

Grâce à l'importante base de données mise à notre disposition, nous avons pu concilier plusieurs outils d'échelle et de résolution différentes (de la sismique régionale à la lame mince), de manière à contraindre l'organisation et le mode de croissance des éventails sous-marins d'une marge passive mature. Leur développement s'inscrit dans deux cycles sédimentaires globalement régressifs de l'ordre de plusieurs dizaines de millions d'années liés principalement à l'évolution tectonique de la marge au cours du Cénozoïque. **Le soulèvement de la marge à la limite Aquitanien-Burdigalien entraîne la réactivation du système de drainage et le développement d'une discordance érosive majeure. La modification corrélative du régime sédimentaire conduit à la différenciation de deux super-unités qui présentent des éventails sous-marins avec des styles architecturaux très différents (Fig. VIII.1) :**

- ❶ **Les éventails sous-marins de la Super-Unité d'Agradation (Paléocène-base Miocène inférieur) :**

La construction du prisme sédimentaire de l'Ogooué suit une **tendance globalement agradante** associée à une **composante en progradation**, qui s'individualise progressivement vers le sommet de la super-unité ; **elle détermine une plate-forme de type rampe homoclinale similaire à celle des segments de marge adjacents** [Nzé Abeigne, 1997]. Cette géométrie suggère une **subsidence quasiment uniforme** sur l'ensemble de la marge.

L'enfoncement du substratum est interrompu, à l'Eocène moyen par un soulèvement des domaines amont qui provoque une discordance érosive régionale (base de l'Unité Stratigraphique II). La discordance Oligocène (base de l'Unité Stratigraphique III), quant à

elle, serait contrôlée par la conjonction d'une baisse eustatique, de l'intensification des courants océanographiques de l'Atlantique Sud [Haq *et al.*, 1988 ; Nzé Abeigne, 1997] et d'une activité tectonique, reconnaissable sur les cartes des isopaques (cf. § III.4.2). La **Figure VIII.1.A** synthétise les différentes informations recueillies sur ces deux systèmes, entre les accidents transverses de Kango au Nord, et de Nkomi au Sud. Ces accidents majeurs déterminent une zone de piégeage des apports fluviaux du paléo-système de l'Ogooué au cours du Cénozoïque. Les produits de l'érosion des reliefs soulevés et de la plate-forme continentale sont acheminés à travers de grands canyons et construisent deux grands éventails sous-marins superposés qui s'organisent suivant une cyclicité de deuxième ordre (durée de 3 à 50 Ma). Vers l'aval, ils s'organisent en complexes de lobes limités par des réflecteurs continus de très forte amplitude qui pourraient correspondre à des périodes de quiescence du système turbiditique. Le mode de juxtaposition des lobes indique une mise en place suivant des cycles de compensation tels qu'ils sont définis par Mutti et Sonnino [1981]. Chaque complexe de lobes soulignerait des phases d'augmentation de l'énergie et d'érosion du domaine amont. Par ailleurs, on note une augmentation des apports sédimentaires dans l'Unité III, suggérant le développement plus important des éventails vers l'Ouest.

⊗ Les éventails sous-marins de la Super-Unité de Progradation :

A partir du Miocène inférieur (22-20 Ma : base de l'Unité Stratigraphique IV), le domaine situé entre les accidents transverses de Kango et de Nkomi se caractérise par une évolution sédimentaire différente de celle des segments adjacents de marge. L'évolution des unités stratigraphiques souligne une progradation induite par la déstabilisation géodynamique de la marge au passage Aquitainien/Burdigalien. Une accélération de la subsidence tectonique et du taux d'expansion de la ride médio-atlantique, ainsi qu'un soulèvement de la marge sont rapportés à la discordance majeure aquitano-burdigalienne [Walgenwitz *et al.* 1992 ; Nzé Abeigne, 1997]. En particulier, le soulèvement de la marge au Miocène inférieur s'accompagne de l'érosion d'environ 1 à 1,8 km de sédiments ainsi que du développement du système de canyons le plus important de la marge. Ces canyons s'étendent d'Est en Ouest sur environ 150 km, avec une largeur d'environ 10 km et une profondeur de plus de 500 m ; leur tracé est contrôlé par la structures salifères héritées de la déformation gravitaire d'âge Crétacé supérieur. Ils recoupent les lobes des éventails antérieurs, suggérant une position encore plus proximale des milieux de dépôt. Nous avons distingué deux types principaux suivant leur position par rapport au dépôt-centre du paléo-Ogooué. Le premier type se développe dans les zones éloignées des apports du paléo-Ogooué ; il se caractérise par des cliniformes de progradation perpendiculaires à l'axe des canyons qui passent vers le haut à des gouttières chenalisantes, l'ensemble migrant vers le Nord-Ouest. Ces géométries indiquent une intensification de courants océanographiques SSE-NNW, à partir du Miocène inférieur. Le second type correspond à des canyons alimentés directement par des distributaires importants du paléo-Ogooué et organisés en trois ordres de séquences normales (exemple du canyon n°3) :

- La **séquence globale de remplissage** résulte d'un piégeage progressif des sédiments vers le continent, en relation avec une remontée du niveau marin relatif d'une durée d'environ 6 millions d'années. Elle est comparable aux super-séquences de deuxième ordre de Vail *et al.* [1977] qui sont contrôlées par des événements tectoniques régionaux ou globaux ;

- Les **séquences de groupement de chenaux** ont une durée d'environ 2 millions d'années, de l'ordre des séquences de dépôt de Vail *et al.* [1977]. Les discordances érosives qui les limitent sont corrélables au-delà du canyon, suggérant un contrôle par des facteurs allocycliques (phases mineures de soulèvement ou eustatisme) qui demeurent difficiles à différencier ;

- Les **séquences de remplissage de chenaux** résultent de processus autocycliques d'avulsion qui conduisent au développement de chenaux érosifs amalgamés à la base du canyon, et de systèmes de chenaux-levées méandriformes vers le haut. Le motif sédimentaire 'grès turbiditiques/coulées de débris' caractérise la partie supérieure du remplissage. L'évolution générale des chenaux turbiditiques est contrôlée par l'augmentation du niveau marin relatif et la diminution des apports sédimentaires dans le domaine distal, conduisant à une **architecture générale rétrogressive**. Suivant ce mode de comblement, les corps réservoirs seraient de plus en plus déconnectés et isolés dans une couverture argileuse vers le haut.

L'augmentation générale du taux d'accumulation sédimentaire conduit au Néogène au développement de l'appareil deltaïque de l'Ogooué. Par ailleurs, l'installation d'un climat tropical humide à partir de l'Oligocène [Giresse *et al.*, 1994 ; Maley, 1996 ; Rasmussen, 1994, 1997] pourrait avoir favorisé l'érosion des domaines amont. Quatre phases de développement du système deltaïque ont été identifiées (Unité IV supérieure, Unité V, Unité VI et Unité VII). Elles se caractérisent par le développement de vallées fluviales sur le rebord de la plate-forme, qui limitent les séquences de dépôt (0,5 à 5 Ma) ; ces vallées alimentent des **éventails turbiditiques de taille réduite (Fig. VIII.1.B)**. La tranche sédimentaire récente se caractérise par le développement vers l'aval de systèmes de chenaux-levées qui migrent globalement vers le haut de la pente au cours du temps, en relation avec l'augmentation de la tranche d'eau ; ils sont alimentés par des chenaux distributaires du prodelta.

L'ensemble de ces résultats montre que la structuration des marges passives matures serait contrôlée à différentes échelles à partir de l'interaction de cinq variables principales : (i) la cinématique des plaques qui induit des mouvements verticaux du substratum de basse fréquence, (ii) la réactivation corrélative du système de drainage et l'augmentation des apports terrigènes, (iii) les fluctuations eustatiques qui se surimposent aux variations tectoniques pour déterminer des variations du niveau marin relatif de moyenne à haute fréquence, (iv) le climat qui est responsable des crues fluviales et des écoulements hyperpycniaux alimentant directement les canyons en contexte rétrogressif et (v) le

développement des courants océaniques qui interfèrent avec les flux gravitaires, conduisant à une variation spatiale de la géométrie de remplissage des canyons.

Ce schéma modifie de manière substantielle le modèle de stratigraphie séquentielle généralement utilisé [Vail *et al.*, 1977 ; Mutti, 1992] ; il privilégie le rôle prédominant de la tectonique dans le développement des éventails turbiditiques des marges passives matures. En particulier, le forçage tectonique déterminerait deux morphologies de plate-forme présentant des styles architecturaux différents sur les segments de marge alimentés par des grands fleuves ; on passerait d'un système de rampe homoclinale durant le Paléogène, à une plate-forme présentant un talus différencié au Néogène :

- Les systèmes de rampe seraient représentés par de larges éventails turbiditiques séparés par des intervalles argileux correspondant à des phases de quiescence du système. Leur migration progressive vers le bassin serait contrôlée par les incréments de flexuration et de soulèvement associés des domaines amont. Ces phases de flexuration s'accompagneraient d'une augmentation de la tranche d'eau vers le bassin, conduisant à une **architecture rétrogressive des éventails et des canyons associés**.

- Les systèmes deltaïques sont caractérisés par des éventails turbiditiques de taille réduite, en relation avec une augmentation importante des apports terrigènes qui entraînent par effet de surcharge une **subsidence différentielle** et une **différenciation morphologique** à partir des accidents bordiers.

Les modèles de structuration et de croissance des éventails sous-marins, ainsi que de remplissage des canyons développés dans le cadre de ce travail offre un cadre préliminaire pour l'appréciation du style architectural et la distribution des réservoirs turbiditiques de marges passives matures. Leur utilisation sur d'autres segments de marge alimentés par de grands systèmes fluviaux doit cependant tenir compte de la dynamique locale. Par exemple, la flexuration majeure Miocène inférieur ne s'accompagne pas d'une modification importante de la géométrie du prisme sédimentaire voisin du Congo (**Figures I. 6 & 7**, volume 2). En effet, la marge continue à se construire suivant une morphologie de type rampe au cours du Néogène. Cette différence pourrait être liée à la présence d'un canyon majeur encore connecté au système fluvial ; ainsi, les apports terrigènes seraient directement acheminés en bas de pente où ils construisent un large éventail turbiditique.

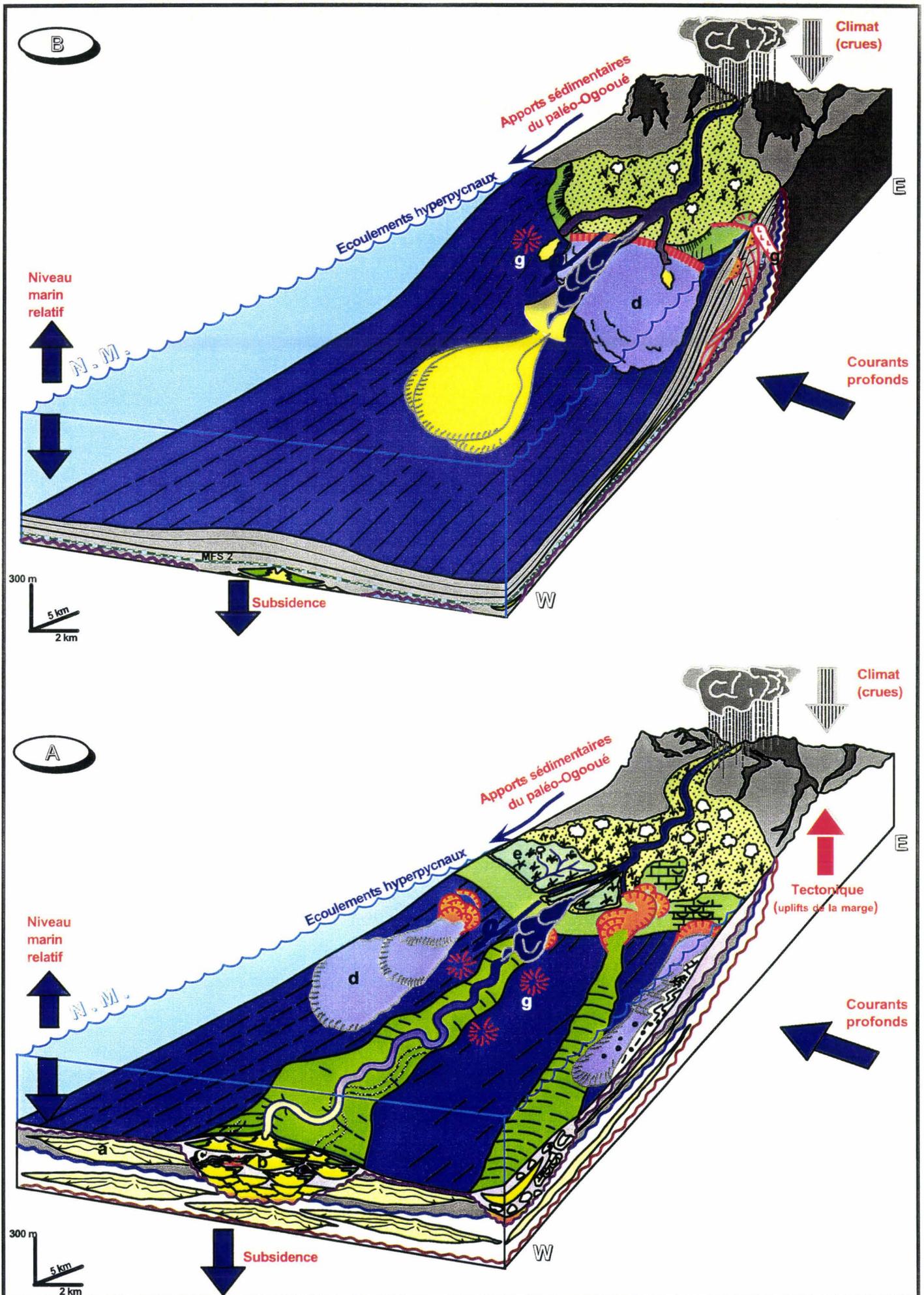


Fig. VIII.1 : A. Schéma d'évolution des systèmes sédimentaires éocènes à miocènes, au droit du paléo-système de l'Ogooué. Noter la translation marquée du système turbiditique supérieur (Unité IV) vers l'Ouest. a. lobe turbiditique miocène, b. système chenal-levées, c. glissement d'une levée instable, d. glissement en masse sur le talus miocène, e. plaine d'inondation deltaïque, f. coulée de débris carbonatés, g. dômes salifères.

B. Schéma d'évolution des systèmes sédimentaires néogènes. Noter les instabilités de pente sur le front du delta. h. vallées incisées, i. lobes.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Allen G.P., 1989.** Les deltas et les bassins deltaïques. In : Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. *Association des Sédimentologues Français*, p. 383-419.
- Allen P.A. & Allen J.R., 1990.** Basin analysis. Principles and Applications. Reprinted series 1997, p. 451.
- Allen G. P. & Posamentier H. W., 1993.** Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill : the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 63.
- Allen, J.R.L., 1982.** Sedimentary structures : their character and physical basis. Developments in sedimentology 30 (parts I and II) : Amsterdam, Elsevier, 593 and 663 p.

B

- Biteau J.J. Groupe D.E.S. & Groupe DTI/DGDP., 1992.** Etude pétrolière du bassin sénonien. *Rapport interne Elf*.
- Bouma A.H., 1962.** Sedimentology of some flysch deposits : a graphic to facies interpretation : Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Bouma, A. H. & Hollister C.D., 1973.** Deep ocean basin sedimentation. In Middleton G.V. & Bouma A.H. (eds) : Turbidites and deep-water sedimentation, *SEPM Pacific Section Short Course*, p. 79-118.
- Bowen D.W., Weimer P. & Scott A.J., 1994.** The relative success of siliciclastic sequence stratigraphic concepts in exploration : Examples from incised valley fill and turbidite systems reservoirs. Weimer P. & Posamentier H.W. (eds) : Siliciclastic sequence stratigraphy. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* 58, p. 15-42.
- Brink A. H., 1974.** Petroleum geology of Gabon basin. *Association of American Petroleum Geologists bulletin*. V. 58, n°2. P. 216-235.
- Brown L.F. & Fisher W.L., 1980.** Seismic stratigraphy interpretation and petroleum exploration. Bureau of Economic Geology University of Texas at Austin. Continuing Education Course Note Series # 16, p.56.
- Bruhn C. H. L. & Walker R. G., 1995.** High resolution stratigraphy and sedimentary evolution of coarse-grained canyon-filling turbidites from the Upper Cretaceous transgressive megasequence, Campos Basin, offshore Brazil. *Journal of sedimentary research*, B6, p. 426-442.
- Bruhn C. H. L. & Walker R. G., 1997.** Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, Early Eocene Regência Canyon, Espirito Santo Basin, Brazil. *Sedimentology*, vol. 44. p. 17-46.
- Burke K., 1972.** Longshore drift, submarine canyons, and submarine fans in development of Niger Delta. *The American Association of Petroleum geologists Bulletin*, vol. 56, n°10, p. 1975-1983.

C

- Cainelli C., 1994.** Shelf processes and canyon/channel evolution controlling turbidite systems : Examples from the Sergipe-Alagoas basin, Brazil. In : *Submarine Fans and Turbidite Systems, GCSSEPM Foundation 15th Annual Research Conference*, p. 39-50.
- Carbonnel G., De Klasz I., De Klasz S., Horvath M., Lang J. & Oyede M., 1996.** Microfaunes et milieux de dépôts des niveaux oligocènes surmontant la « discordance oligocène » sur la partie terrestre du bassin sédimentaire côtier du Bénin (Afrique Occidentale). *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud*.

- Carminatti M. & Scarton J.C., 1991.** Sequence stratigraphy of the Oligocene turbidite system complex of the Campos basin, offshore Brazil. In : weimer P. & Link M.H. (eds) : *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems : An Overview* (ch.12). *Springer Verlag, Berlin*, p. 241-246.
- Carter R.M., Carter L. & McCave I.N., 1996.** Current controlled deposition from the shelf to the deep ocean : the Cenozoic evolution of circulation through the SW Pacific gateway, *Geol Rundsch*, 85, p. 438-451.
- Cartwright J., 1995.** Seismic-stratigraphical analysis of large-scale ridge-trough sedimentary structures in the Late Miocene to Early Pliocene of the central North Sea. *Sedimentary Facies Analys. IAS*. p. 285-303.
- Chierchi M.A., 1996.** Stratigraphy, paleoenvironments and geological evolution of the Ivory Coast-Ghana Basin. In Jardiné S, De Klasz I. & Debenay J.P. (eds) : *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud - Compte-rendu des Colloques de géologie d'Angers*, p. 293-303.
- Clark J.D. & Pickering K.T., 1996a.** Submarine Channels. Processes and architecture, Vallis Press, London.
- Clark J.D. & Pickering K.T., 1996b.** Architectural elements and growth patterns of submarine channels : Application to hydrocarbon exploration. *AAPG Bulletin*, vol. 80, n°2, p. 194-221.
- Cloetingh S., 1988.** Intraplate stresses : A tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level ? Sea-level changes : An integrated approach. *SEPM Special Publication N°42*, p.19-29.
- Cloetingh S. & Kooi H., 1992.** Intraplate stress and dynamical aspects of rifted sedimentary basins. *Tectonophysics*, vol. 215, p. 167-185.
- Courel L., Rey J., Cotillon P., Dumay J., Mauriaud P., Rabiller P. & Raynaud J.F., 1997.** Lithostratigraphie. Des unités lithologique aux unités génétiques. Stratigraphie, terminologie française. In Rey, J. (ed.) : *Stratigraphie. Terminologie française. - Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, Mém. 19.*, p. 7-36.

D

- Damuth J.E. & Normark W.R., 1991.** Introduction - Seismic and Sedimentary Processes of Modern Submarine Fans and Turbidite Systems. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Weimer, P. & Link, M.H. (Eds), p.319-322.
- De Klasz I. & Rerat D., 1962.** Quelques nouveaux foraminifères du Crétacé et du Tertiaire du Gabon. *Rev. Micropaléont.*, 4, 4, . 175-189.
- De Klasz I. & Micholet J., 1970.** Eléments nouveaux concernant la biostratigraphie du bassin gabonais, R1 70-23, *Publication du 4^{ème} Colloque Africain de Micropaléontologie*, Abidjan, p. 109-143.
- Diester-Haas L., Meyers P.A. & Rothe P., 1992.** The Benguela Current associated with upwelling on the southwest African Margin : a synthesis of the Neogene-Quaternary sedimentary record at DSDP sites 362 and 532. Summerhayes, C.P., Prell, W.L. & Emeis, K.C. (eds) : *Upwelling Systems : Evolution Since the Early Miocene. Geological Society Special Publication n°64*, 331-342.
- Droz L., Rigaut F., Cochonat P. & Tofani R., 1996.** Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *GSA Bulletin*, vol. 108, n°3, p. 253-269.
- Duringer P., Paiecheler J.C. & Schneider, J.L., 1991.** Un courant d'eau continu peut-il générer des turbidites ? Résultats d'expérimentations analogiques. *Marine Geology*, 99, p. 231-246.

E, F

- Einsele G., 1992.** Sedimentary basins. Depositional rhythms and cyclic sequences. Evolution, faciès and sediment budget. *Springer-Verlag, Berlin*, 628 p.

- Famakinwa B.S., Shanmugam G., Hodgkinson R.J. & Blundell L.C., 1996.** Deep-water slump and debris flow-dominated reservoirs of the Zaphiro field area, offshore Equatorial Guinea. *Offshore West Africa Conference paper*, 13 p.
- Farre J.A., McGregor B. A., Ryan W.B.F., Robb J.M., 1983.** Breaching the shelf break : passage from youth to mature phase in submarine canyon evolution. *SEPM special publication n°33*, p. 25-39.
- Faugères J.C., Imbert P., Mézerais M.L., Crémer M., 1998.** Seismic patterns of a muddy contourite fan (Vema channel, South Brazilian Basin) and a sandy distal turbidite deep-sea fan (Cap Ferret system, Bay of Biscay) : a comparison. In : Stow, D.A.V & Faugères, J.C. (eds): *Contourites, Turbidites and Process interaction. Sedimentary Geology*, vol. 115, n° 1-4, p.81-110.
- Flood R.D., Manley P.L., Kowsmann R.O., Appi C.J., Pirmez C., 1991.** Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan. in Weimer P.& Link M.H. (Eds) : *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer-verlag, New York, p. 415-434.
- Friedenberg R., 1994.** Stratigraphie génétique des dépôts continentaux du Buntsandstein de l'Est du bassin de Paris. Applications aux stockages de gaz naturel en nappe aquifère. Extension au bassin de Paris. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle de l'Université Louis Pasteur*, Strasbourg, 182 pages.
- Fulthorpe C.S. & Carter R.M., 1991.** Continental-shelf progradation by sediment-drift accretion. *Geological Society of American Bulletin*, vol. 103, p. 300-309.
- Fulthorpe C.S., Carter R.M., Miller K., Wilson J., 1996.** Marshall Paraconformity : a mid-Oligocene record of inception of the Antarctic circumpolar Current and coeval glacio-eustatic lowstand ?. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 13, p. 61-77.

G

- Gageonnet R. & De Klasz I., 1963.** Biostratigraphie du bassin Gabonais, *Colloque de Micropaléontologie*, Dakar, *Mém. du BRGM*.
- Ghibaud G., 1992.** Subaqueous sediment gravity flow deposits : practical criteria for their description and classification. *Sedimentology*, vol. 39, p. 423-454.
- Giresse, P., 1969.** Etude des différents grains ferrugineux authigènes des sédiments sous-marins au large du delta de l'Oogoué (Gabon). *Sciences de la terre*, t. XIV, n°1, p. 27-62.
- Giresse, P. & Odin, G.S., 1973.** Nature minéralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. *Sedimentology*, vol. 20, p. 457-488.
- Giresse P. & Cornen G., 1976.** Distribution, nature et origine des phosphates miocènes et éocènes sous-marins des plates-formes du Congo et du Gabon. *Bulletin du B.R.G.M. (deuxième série). Section IV, n°1*, p. 5-15.
- Guillocheau F., 1995.** Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. C.R. Acad. Sci. t. 320, série Iia, p. 1141 à 1157.

H

- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R., 1988.** Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. Sea-level changes : an integrated approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists special Publication n°42*, p. 71-108.
- Hampton M.A. -1972-** The rôle of subaqueous debris flow in generating turbidity currents : *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 42, p. 775-793.

- Heezen B. C., Hollister C.D., Ruddiman W.F., 1966.** Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, vol. 152, p. 502-508.
- Hein F. J. Walker R.G., 1992.** The Cambro-Ordovician Cap Enragé, Quebec, Canada : conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. *International Association of Sedimentologists*.
- Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. & Cross T.A., 1992.** Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bulletin des centres de recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*. p. 357-381.
- Hourcq V., 1952.** Notice explicative de la carte géologique de l'AEF et du Cameroun au 1/2000000, p. 69-109.
- Hourcq V., 1955.** Recherches de pétrole en Afrique Noire Française , Rome, 4^{ème} Congrès Mondial du Pétrole.

J

- Jansen J.H.F. Ufkes E. & Schneider R.R., 1996.** Late Quaternary movements of the Angola-Benguela Front, SE Atlantic, and Implications for Advection in the Equatorial Ocean. In Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G. & Webb, D.J. (eds) : *The South Atlantic : Present and Past Circulation*. Springer-Verlag, p. 553-575.
- Janssen M.E. Stephenson R.A. & Cloetingh S., 1995.** Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolution of rifted basins in Africa. *GSA Bulletin*, vol. 107, p. 1317-1332.
- Jervey M.T., 1988.** Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression : Sea-level changes : An integrated approach. *SEPM Special Publication N°42*.
- Jhons R., 1978,** Mesozoic carbonate rudites, megabreccias and associated deposits from central Greece. *Sedimentology*, vol. 25, p. 561-573.
- Jocktane O., 1992.** La plate-forme carbonatée albienne dans le bassin côtier gabonais. Dynamique sédimentaire et stratigraphie séquentielle. *Thèse 3^{ème} cycle de l'Université de Bourgogne*. 403 pages.

K

- Kolla V. Marcuda D.B.Jr., 1988.** Sea-level changes and timing of turbidity-current events in deep-sea fan systems. Sea-level changes. In : Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (eds) : *Sea-level changes : An integrated approach. SEPM Special Publication n°42*, p. 381-392.
- Kolla V. & Perlmutter M.A., 1993.** Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi Fan. *The AAPG Bulletin*, vol. 77, n°7, p. 1129-1141.

L

- Lopez M., 1997.** Architecture et modèle de dépôt de l'éventail sous-marin quaternaire de l'Amazone, *rapport interne Elf*.
- Lopez M., soumis.** Architecture and depositional pattern of the quaternary deep-sea fan of the Amazon. *Soumis à Marine and Petroleum Geology*.
- Lowe D.R., 1979.** Sediment gravity flows : Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *S.E.P.M. Spec. Publ.*, n°27, p. 75-82.
- Lowe D.R., 1982.** Sediment gravity flows : II. Depositional models with special référence to the deposits of High-Density Turbidity Currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 52, n°1, p. 279-297.

Lowe R.D., 1997. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma : Discussion 1. *AAPG Bulletin*, v. 81, n°3, p. 460-465.

M

Macoïn P., 1978. Note sur la biozonation des foraminifères des séries post-salifères du Gabon. *Rapport interne Elf*.

Massala A., 1993. Le Crétacé supérieur et le Tertiaire du bassin côtier congolais. Biochronologie et stratigraphie séquentielle. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle de l'Université de Bourgogne (Dijon)*, p.336.

Mathis B., 1988. Diagraphie et sédimentologie. Traduction du message diagraphique et reconnaissance des systèmes sédimentaires. Exemples des faciès hypersiliceux paléogènes et crétacés de l'offshore Gabonais. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle de l'Université Nancy 1*, 206 p.

McHargue T. R. & Webb J. E., 1986. Internal geometry, seismic facies, and petroleum potential of canyons and inner fan channel of the Indus submarine fan. *The American Association of Petroleum geologists bulletin vol. 68, n°2*, p. 161-180.

McHargue T.R., 1991. Seismic Facies, Processes, and Evolution of Miocene Inner Fan Channels, Indus Submarine Fan. In : Weimer P. & Link M.H. (eds) : *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite systems. Springer-Verlag, New York*, p. 403-413.

Mboro R., 1981. Le bassin de Pointe-noire (Congo) du Sénonien supérieur au Néogène. Stratigraphie séquentielle, Paléogéographie et Micropaléontologie. *Thèse de doctorat 3^{ème} cycle de l'Université de Provence*. 335 pages et Annexe.

Meyers J.B, Rosendahl B.R. & Austin J.A., 1996. Deep-penetrating MCS images of the South Gabon Basin : implications for rift tectonics and post-breakup salt remobilization. *Basin Research*, 8, p. 65-84.

Miall A. D., 1997. The geology of stratigraphic sequences, Springer-Verlag, 433 pages.

Middleton G.V., 1967. Experiments on density and turbidity currents : III Deposition of sediments : *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.4, p. 475-505.

Middleton G. V. & Hampton M. A., 1973. Sediment gravity flows : mechanisms of flow and deposition. In : *Turbidites and deep water sedimentation*. Middleton, G. V. & Bouma, A. H. (Eds), p. 1-38. *Pacific Section Soc. Econ. Paleont. Miner*.

Mitchum R.M., Sangree J.B., Vail P.R. & Wornardt W.W., 1994. Recognizing Sequences and Systems Tracts from Well Logs, Seismic Data, and Biostratigraphy : Examples from the Late Cenozoic of the Gulf of Mexico. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy. AAPG memoir 58*. Weimer, P. & Posamentier, H. (Eds), p. 163-197.

Morton G.P., 1993. Attributes and origins of ancient submarine slides and filled embayments : examples from the Gulf Coast Basin. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 77, n°6, p. 1064-1081.

Morton R.A. & Suter J.R., 1996. Sequence stratigraphy and composition of Late Quaternary shelf-margin deltas, northern Gulf of Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists bulletin*, vol. 80, n°4, p. 505-530.

Mougamba R. & Lopez M., 1997. Organisation stratigraphique des séries cénozoïques de la marge Centre-Gabon et dynamique de fonctionnement des canyons du Miocène inférieur. *6^{ème} Congrès de l'ASF, Montpellier*.

Mulder T. & Syvitski J.P.M., 1995. Occurrence and frequency of hyperpycnal discharge to the world's ocean : *Journal of Geology*, vol. 103, p. 509-523.

Mulder T. & Cochonat P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 66, n°1, p. 43-57.

- Mutti E. & Ricci Luchi F., 1972.** Turbidites of the northern Apennines : introduction to facies analysis (English translation by Nilsen, T.H. 1978) : *International Geology review*, 20, p. 125-166.
- Mutti E. & Sonnino M., 1981.** Compensation cycles : a diagnostic feature of turbidite lobes. *IAS, 2nd Eur. Reg. Meeting, Bologna, Italy*, p. 120-123, Abs.
- Mutti E & Normark W.R., 1987.** Comparing examples of modern and ancient turbidite systems : Problems and concepts. In Legett J.K. and Zuffa G.G. (eds) : *Marine clastic sedimentology : Concepts and case studies ; Graham & Trotman, London*, p. 1-38.
- Mutti E. & Normark W.R., 1991.** An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidites Systems*. Edited by Weimer P & Link M.H. p. 75-106.
- Mutti E., 1992.** Turbidite sandstones ; Agip S.p.A., Italy, 275 p .

N

- Neidell N.S., 1981.** Stratigraphic modeling and interpretation : Geophysical principles and techniques. AAPG Education Course Note Series # 13. The AAPG Bookstore, Oklahoma, 141 pages.
- Nelson C.H., Carlson P.R., Byrne J.V. & Taurho Alpha., 1970.** Development of Astoria-fan physiography and comparison with similar systems. *Marine Geol.*, 8, p. 259-291.
- Nielsen, T.H., 1990.** Santonian, Campanian and Maestrichtian depositional systems, Sacramento Basin, California. In Ingersoll R.V. and Nielsen T.H. (eds) : *Sacramento Valley Symposium and Guidebook ; Pac. Sect. Soc. Econ. Paleon. Mineral. Field trip Guidebook, vol. 65*, p. 95-132.
- Normark W.R., 1970.** Growth Patterns of Deep-Sea Fans. *A.A.P.G. Bulletin*, vol. 54, p. 2170-2195.
- Normark W.R., 1978.** Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans : Characters for the recognition of sandy turbidite environments. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 62, p. 912-931.
- Normark W.R., Piper DJW. & Hiscott R.N., 1998.** Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the Hueneme and associated submarine fan systems, Santa Monica Basin, California., *Sedimentology*, vol. 45, p. 53-70.
- Nürnberg D. & Muller R.D., 1991.** The tectonic of the South Atlantic from Late Jurassic to Present, *Tectonophysics*, vol. 191, p. 27-53.
- Nzé Abeigne C.R., 1997.** Evolution Post-rift de la marge continentale Sud-Gabon : contrôles tectonique et climatique sur la sédimentation. *Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II*, 2 volumes.

P

- Peres W. E., 1993.** Shelf-fed turbidite system model and its application to the Oligocene deposits of the Campos basin, Brazil. *The American Association of Petroleum Geologists bulletin*. Vol.77, n°1, p. 81-101.
- Pickering K.T., Hiscott R.N. & Hein F.J., 1989.** Deep Marine environments. Clastic Sedimentation and Tectonics. *Unwin hyman Ltd., London*, 416 pages.
- Pickering K. T., Hiscott R. N., Kenyon N. H., Ricci Luchi F. & Smith R. D. A. -1995-** Atlas of deep watre environments. *Architectural style in turbidite systems*, p. 416.
- Piper D.J.W., 1978.** Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In : Stanley D.J. & Kelling G. (eds) : *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, p. 163-176.

- Posamentier H.W., Jervey M.T. & Vail P.R., 1988.** Eustatic controls on clastic deposition I- Conceptual framework. Sea-level changes: An integrated approach. *SEPM Special Publication N°42*, p. 109-124.
- Posamentier H.W. & Vail P.R., 1988.** Eustatic controls on deposition II. Sequence and systems tracts models. In : Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (eds.) : Sea-level changes : An integrated approach. *SEPM Special Publication n°42*, p.125-154.
- Posamentier H. W., Erskine R. D. & Mitchum R. M., 1991.** Models of submarine fan deposition within a sequence stratigraphic framework, in Weimer, P. & Link, M. H. eds., *seismic facies and sedimentary processes of modern and ancient submarine fans and turbidite systems*, p. 127-136.
- Posamentier H. W., Allen G., James D. P. & Tesson M., 1992.** Forced regression in a sequence stratigraphic framework : concepts, examples and exploration significance. *The American Association of Petroleum Geologists bulletin. Vol. 76, n°11*, p. 1687-1709.
- Postma, G., 1986.** Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology, vol. 14*, p. 291-294.
- Pratson L.F., Ryan W.B.F., Mountain G.S. & Twichell D.C., 1994.** Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows : Evidence in Late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin, V. 106*, p. 395-412.
- Prentice M.L. & Matthews R.K., 1988.** Cenozoic ice-volume history : Development of a composite oxygen isotope record. *Geology, vol. 16*, p. 963-966.

R

- Raisson, F., 1994.** Interpretation de la sismique 3D Mandji sur le champ de Ntchengué : apport au projet de quantification de la géométrie des corps réservoirs. *Rapport interne Elf Aquitaine*.
- Rasmussen E. S., 1994.** The relationship between submarine canyon fill and sea-level change : an example from middle Miocene offshore Gabon West Africa. *Sedimentary geology, vol.90, n°1-2*, p. 61-75.
- Rasmussen E. S., 1996.** Structural evolution and sequence formation offshore south Gabon during the Tertiary. *5th annual int. Lithosphere program task force origin of sediment basins workshop. Tectonophysics v 266, n° 1-4*, p. 509-523.
- Rasmussen E. S., 1997.** Depositional evolution and sequence stratigraphy of shelf and slope area off south gabon, West Africa. *Journal of sedimentary Research, vol. 67, n°4*, p. 715-724.
- Ravenne C., 1978.** Etude bibliographique des publications d'EXXON concernant l'interprétation stratigraphique des sections sismiques. Eléments de base de la stratigraphie sismique, vol. 1 et 3. Rapport I.F.P., Géologie n°22585 - 3.
- Reading H.G. & Richards M.T., 1994.** The classification of deep-water siliciclastic depositional systems by grain size and feeder system. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 78*, p. 792-822.
- Renaud P., Labarbarie M., Pigeyre H., Chante and Nutten M., 1997.** Etudes des thématiques du Tertiaire de l'offshore profond Gabonais de la transverse de Nkomi à la Guinée Equatoriale. Nrl 131817, Réf. 96/003/EXP/ES, N° Archivage UD1-GA-98033N01.
- Reynaud J.Y., Tessier B., Proust J.N., Darlympe R., Bourillet J.F., De Batist M., Lericolais G., Berne S., & Marsset T., soumis.** Architecture and sequence stratigraphy of Late neogene incised valley at the shelf margin, Southern Celtic sea. *Note soumise à Journal of sedimentary research*.
- Reyre D., 1984.** Caractères pétroliers et évolution géologique d'une marge passive ; cas du bassin Bas Congo-Gabon : *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, vol. 8 (2)*, p. 303-332.

- Reyre D. -1989-** Evolution géologique et caractères pétroliers d'une marge passive : cas du bassin Congo-Gabon. Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. *Association des Sédimentologistes Français*, éditions technip, Paris, p. 227-247.
- Richards M.T. & Bowman M., 1998.** Submarine fans and related depositional systems II : variability in reservoir architecture and wireline log character. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 15, p. 821-839.
- Richards M.T., Reading H.G. & Bowman M.B.J., 1998.** Submarine fan systems and related depositional systems I : Characterisation and stratigraphic prediction. *Marine & Petroleum Geology*, 00, 000-000.
- Rigaut F., 1997.** Analyse et évolution récente d'un système turbiditique méandriiforme : l'Eventail profond du Zaïre. *Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale*, 201 pages.
- Rousselot S., 1995.** Dynamique sédimentaire du bassin intérieur du Gabonais. Corrélations-Sondages. *Thèse de doctorat 3^{ème} cycle de l'école des mines de Paris*, 213 pages.
- Rust D.J. & Summerfield M.A., 1990.** Isopach and borehole data as indicators of rifted margin evolution in southwestern Africa. *Marine and Petroleum*, vol. 7, p. 277-287.

S

- Sarg J.F., 1988.** Carbonate sequence stratigraphy. In : Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (eds) : Sea-level changes : An integrated approach. *SEPM Special Publication N°42*, p. 155-181.
- Schlager W., 1993.** Accommodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. *Sedimentary Geology*, vol. 86, p. 111-136.
- Schulbaum L., 1996.** Traduction des surfaces stratigraphiques et des géométries deltaïques lors du passage de l'échelle puits à l'échelle sismique. *Thèse de doctorat de l'Université de Nancy-1*, 96 pages.
- Schumm S.A., Khan H.R., Winkley B.R. & Robins L.G., 1972.** Variability of river patterns. *Nature ; Physical Science*, n°237, p. 75-76.
- Schumm S.A. & Khan H.R., 1972.** Experimental study of channel patterns. *Bulletin of the Geological Society of America*, n°88, p. 1755-1770
- Schumm S.A., 1981.** Evolution and response of the fluvial systems, sedimentological implications. *SEPM Special Publication*, n°31, p. 19-29.
- Séranne M., Seguret M., & Fauchier M., 1992.** Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of southern Gabon : *Société Géologique de France. Bulletin*, vol. 163, n°2, p. 135-146.
- Séranne M. & Nzé Abeigne C.R., soumis.** Oligocene to present sediment-drifts in the upper slope of the Gabon continental margin (West Africa). Consequences for sedimentation and SE Atlantic upwelling. *Note soumise à Journal of Sedimentary Research*.
- Serra O., 1985.** Diagraphies différées - base de l'interprétation - Interprétation des données diagraphiques - tome 2, p. 631.
- Seyve C. Boutet C., Archeteguy J., Grosdidier E. & Braccini E., 1993.** Gabon-Biostratigraphie du Tertiaire, éléments de synthèse micropaléontologique. *Rapport interne Elf Aquitaine*.
- Shanmugam G. Moiola R.J., Mc Pherson J.G. & O'connell S., 1988.** Comparison of turbidite facies associations in modern passive-margin Mississippi fan with ancient active-margin fans : *Sedimentary Geology*, vol. 74, p. 63-77.
- Shanmugam G. Spalding T.D., Kolb R.A. & Lockrem T.M., 1990.** Deep-water bottom-current reworked sand : their recognition and reservoir potential, northern Gulf of Mexico (abs.) : *AAPG Bulletin*, vol. 74, p. 762.

- Shanmugam G., Spalding T.D & Rofheart D.H., 1993.** Process sedimentology and reservoir quality of Deep-Marine Bottom-Current Reworked Sands (Sandy Contourites) : An Example from the Gulf of Mexico, *AAPG Bulletin Volume 77, N°7*, p. 1241 - 1259.
- Shanmugam G. & Moiola R. J., 1994.** An unconventional model for the deep-water sandstones of the Jackford group (Pennsylvanian), Ouachita mountains, Arkansas and Oklahoma. *GCSSEPM Foundation 15 th Annual Research Conference*. Submarine Fans and Turbidite systems. p. 311-326.
- Shanmugam G., 1996.** High-density currents : are they sandy flows ? *Journal of Sedimentary Research*. Volume 66, Number 1, p. 2-10.
- Shanmugam G. & Moiola R.J. -1997-** Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma : Reply 1. *AAPG Bulletin*, v. 81, n°3, p. 476-491.
- Shepard F.P., Marshall N.F., McLoughlin P.A. & Sullivan G.G., 1979.** Currents in submarine canyons and other seavalleys : *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, vol. 74, 173 pages.
- Shepard F.P., 1981.** Submarine canyons : multiple causes and long term persistence. *A.A.P.G. Bulletin*, n°65, p.1062-1077.
- Standlee A., Brumaugh W. D. & Cameron N. R., 1992.** Controlling factors in the initiation of the south atlantic rift system. *Géologie africaine : Coll. Géol. Libreville, recueil des communications.*, 6-8 Mai 1991. p. 141-152.
- Stow D.A.V. & Shanmugam G., 1980.** Séquences of structures in fine-grained turbidites : comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, vol. 25, p. 23-42.
- Stow D.A.V. (eds) , 1992.** Deep-water turbidite systems. Processes : overview and commentary. *Reprint series volume 3 of the International Association of Sedimentologists*. Blackwell scientific Publications.
- Suter J. R., Berrhill, H. L. & Penlaud S., 1987.** Late Quaternary sea-level fluctuations and depositional sequences, South-West Louisiana continental shelf : *SEPM SpecialPublication 41*, p. 199-219.

T

- Teisserenc, P. & Villemein, J., 1990.** Sedimentary basin of Gabon - Geology and oil systems, in Edwards, J.R., & Santogrossi, P.A., eds., *Divergent/Passive Margin Basins : American Association of Petroleum Geologists, Memoir 48*, p. 117-199.
- Twichell, D. C., Roberts, D. G. & Bott, M. H. P., 1986.** Morphology, distribution and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore canyons. *Geology*, v. 10, p. 408-412.

U

- Ussami N., Karner G. D. & Bott M. H. P., 1986.** Crustal detachment during south Atlantic rifting and formation of Tuano-Gabon basin system. *Nature*, vol. 322, p. 629-632.
- Uenzelmann-Neben G., Spiess V. & Bleil V., 1997.** A seismic reconnaissance survey of the northern Congo Fan. *Marine Geology 140*, p. 283-306.

V

- Vail P.R. Mitchum Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thomson S., Sangree J.B., Bubb J.N. & Hatleid W.G., 1977.** Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 4 : global cycles of relative changes of sea level. In Payton C.E. (eds). *Seismic Stratigraphy-applications of hydrocarbon exploration*. The *American Association of Petroleum Geologist*, vol.26, p.83-97.

- Vail P.R., Audemart F., Bowman S.A., Eisner P.N. & Perez-Cruz C., 1991.** The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology. An overview. In Elinsele G., Ricken W. & Seilacher A. (eds.): cycles and events in stratigraphy. *Springer Verlag*, Berlin, Heidelberg, 617-659.
- Vanier F. & Durand J., 1994.** Stratigraphie haute résolution d'un réservoir miocène du delta du Niger. *Bulletin des Centres de Recherche Explor. Pod. Elf Aquitaine*, vol.18, n°1, p. 1-18.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. & Hardenbol J., 1988.** An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *Sea-level changes and integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists special Publication N°42.* p. ? ? ?
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M. & Rahman V.D., 1990.** Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series, N°7*, 55 p.
- Varnai P., 1998.** Three-dimensional seismic stratigraphy rpression of Pliocene-Pleistocene turbidite systems, Northern Green Canyon (Offshore Louisiana), Northern Gulf of Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, vol. 82, n°5B, p. 986-1012.

W

- Walgenwitz F., Richert J.P. & Charpentier P., 1992.** Southwest African plate margin : Thermal history and geodynamical implications. In : Poag, C.W. & Graciansky, P.C. eds : *Geologic evolution of Atlantic continental rises. Van Nostrand Reinhold, New York*, p. 275-289.
- Walker R.G., 1978.** Deep-Water Sandstones Facies and Ancient Submarine Fans : Models for Exploration for Stratigraphic Traps. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 62, p. 932-966.
- Walther, J., 1894.** Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft. Bd. 3, Lithogenesis der Genwart, Fisher Verlag, Jena, p. 535-1055.
- Weimer P., 1991.** Seismic Facies, Characteristics, and Variations in Channel Evolution, Mississippi Fan (Plio-Pleistocene), Gulf of Mexico. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Edited by Weimer, P. & Link, M.H. (Eds), p.323-348.
- Wenger R. J., 1973.** Le bassin sédimentaire gabonais et la dérive des continents. *Sociedade Brasileira de Geologica (Anais do XXVII Congrso, volume 3)*.
- Wenger R. J., 1974.** Etude géologique du bassin sédimentaire côtier gabonais. *Bulletin technique du groupe Elf Aquitaine. Numero special n°25*.
- Wohnam J.P., Jayr S., Mougamba R. & Chuilon P., accepté à Marine and Petroleum Geology.** 3D sedimentary evolution of a canyon fill (Lower Miocene-age) from the Mandorove Formation, Gabon.
- Wood L.J., Ethridge F.G. & Schumm S.A., 1994.** An experimental study of the influence of subaqueous shelf angles on coastal plain and shelf deposits. Weimer, P. & Posamentier, H.W. eds : *Siliciclastic sequence stratigraphy : Recents developments and applications*, p. 381-391.
- Wescott W., 1993.** Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems - Some implications for sequence stratigraphy. *The Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, vol. 77, n°7, p. 1208.

Z

- Zachos J., Breza J.R. & Wise S.W., 1992.** Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica : Stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Geology*, vol. 20, p. 569-573.

CHRONOLOGY AND ARCHITECTURE OF CENOZOIC TURBIDITIC SYSTEMS OF THE OGOOUE´ SEDIMENTARY PRISM, NORTH GABON MARGIN.

Analysis of seismic reflections and wells data from Elf-Gabon allows to characterize the regional architecture and the growth pattern of Cenozoic submarine fans of the Ogooué basin, along the North-Gabon Margin.

The long-term (from 20 to 41 Ma) evolution of the margin, deduced from seismic and wire-line records, consists of two stratigraphic super units representative of an aggrading ramp platform from Paleocene to Lower Miocene and a prograding depositional system from Lower Miocene to Recent. The regularity of the Aggrading Super Unit reflects an overall uniform subsidence period, whereas the Prograding Super Unit is related to the major margin flexuring and the associated uplift of the eastward part of the basin, which resulted in the increase in sediment supply and the building of the Ogooué delta, between the North Fang and South Nkomi fracture zones. These two features control the sediment loading, driving a differential subsidence and a morphologic differentiation of this segment of margin. The super units are composed of seven stratigraphic units (about 10 Ma of duration) defined between two major unconformities representative of the main steps of structuration of the margin ; each represents clues that allow to construct a time-stratigraphic framework. The aggrading systems (Units I, II, III) become progressively thick toward the West following gradual uplift of the margin and the related basinward shift of the shoreline. However, the Oligocene unconformity at the base of the Unit III is believed to be a combination of contour currents scouring, global sea level fall, and tectonic forcing. The greatest flexural phase (base Unit IV : 22-20 Ma) is followed by the Ogooué drainage basin rejuvenation, inducing the erosion of 1 to 1.8 km of uplifted basement. At the same time the margin records bottom current sediment drifts. Unit IV displays the knick point of the two main depositional patterns showing a retrogressive turbidite system tract in the lower part and a prograding one in the upper part. The later marks the onset of the Ogooué delta. The overlying systems (Units V, VI and VII) show depocentres that progressively shifts toward the N-W, in relation with the reactivation of the drainage system and the associated paleo-Ogooué mouth migration. The building block of these units consists of depositional sequences of about 0.5 to 5 Ma of duration.

The aggrading ramp corresponds to three main submarine fans (Units II, III and base of Unit IV). In the other hand, the Prograding delta shows small fans fed by fluvial incised valleys and deltaic distributaries.

Twelve main lithofacies and related depositional processes have been recognized from a detailed investigation of cores and wire-lines logs (Units II and IV). Debris flow deposits and channel facies are the main associations recognized in the offshore.

One of the lower Miocene canyons (Unit IV) has been studied in detail in order to approach the architecture and the processes of infill. This canyon is 6 to 8 km wide, 400 m deep and about 150 km long from East to West. On the basis of 3D seismic/wells correlation, the infill has been divided in three elementary sequences that globally correspond to a progressive rise of relative sea-level. These sequences reveal individual sandy channels within shaly matrix. The processing intervals of seismic attributes on a Sismage workstation provide amplitude map revealing the vertical organization of the turbiditic channels ; they become progressively sinuous towards the top of the infill marked by a draping surface (MFS). The channels are not correlatable at the canyon scale ; their deposition should be related to autocyclic processes. The three correlatable elementary sequences are mostly controlled by allocyclic factors, in relation with the margin structuration.

The growth of the Cenozoic submarine fans in the Ogooué basins are inferred to be a combination of tectonics (uplift) and associated modifications of the drainage system, sediment supply, oceanic currents that interact with gravity currents and sea level changes.

Key words : Gabon, mature passive margin, Ogooué, uplift, climate, unconformities, canyons, incised valleys, submarine fans, turbidite sequences, channels, contourites, aggradational ramp, progradational platform, delta.

Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique - UMR 8577 - SN5 -

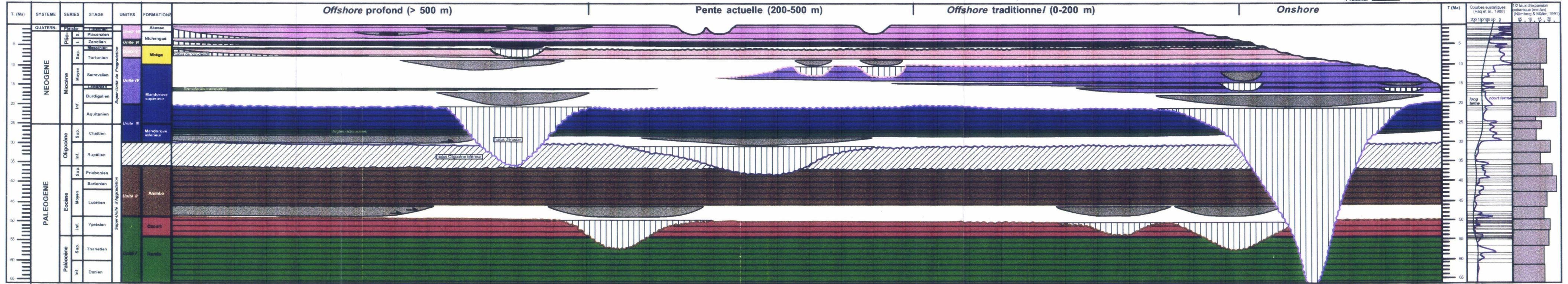
59655 Villeneuve d'Ascq



Fig.III.21 : DIAGRAMME CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DU PRISME SEDIMENTAIRE DE L'OGOUE (MARGE NORD-GABON)

Ouest ← Distal

Proximal → Est

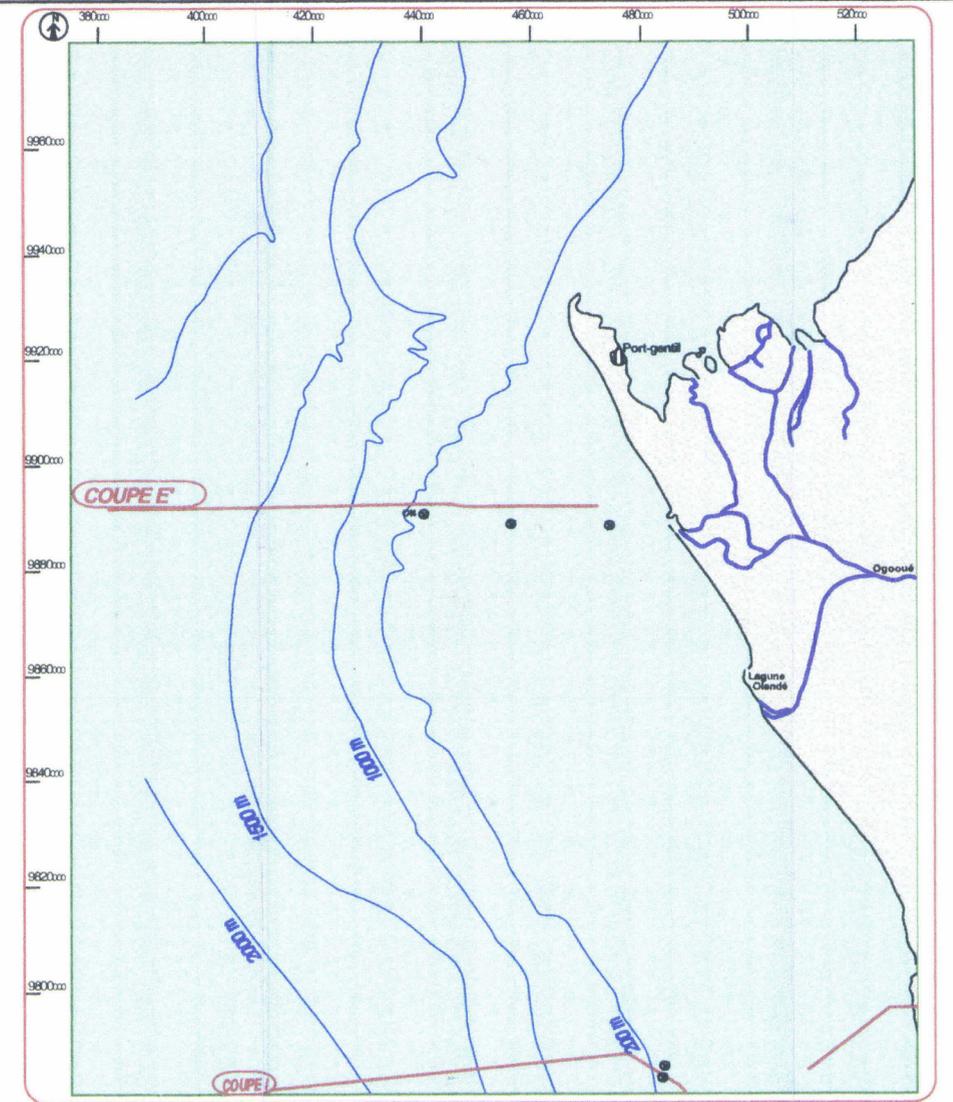
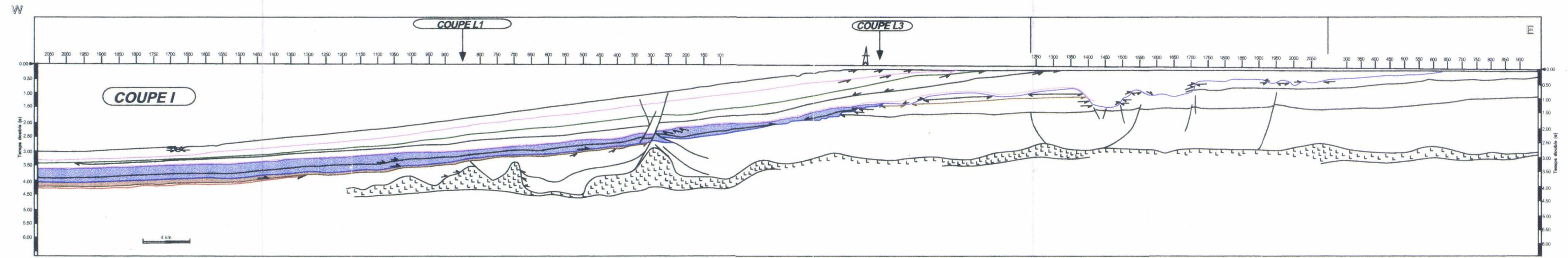
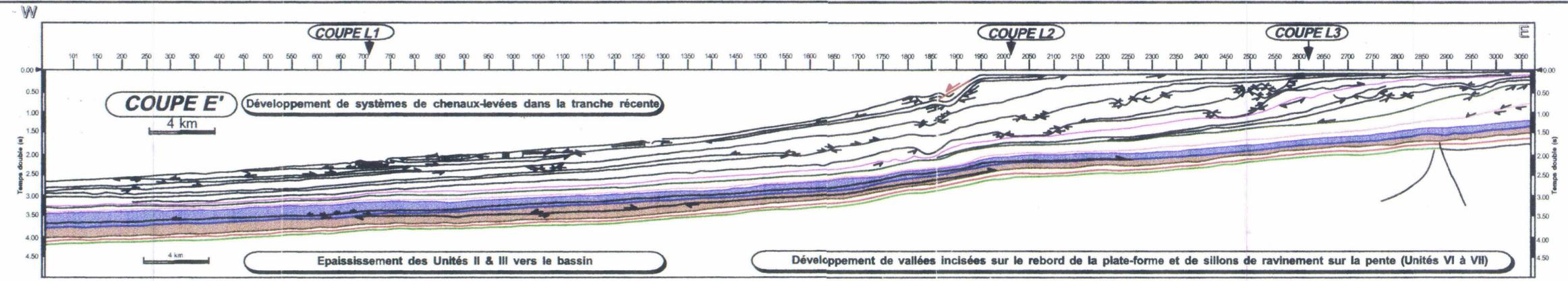


Echelle horizontale 0 4 8 km

CODE COULEURS

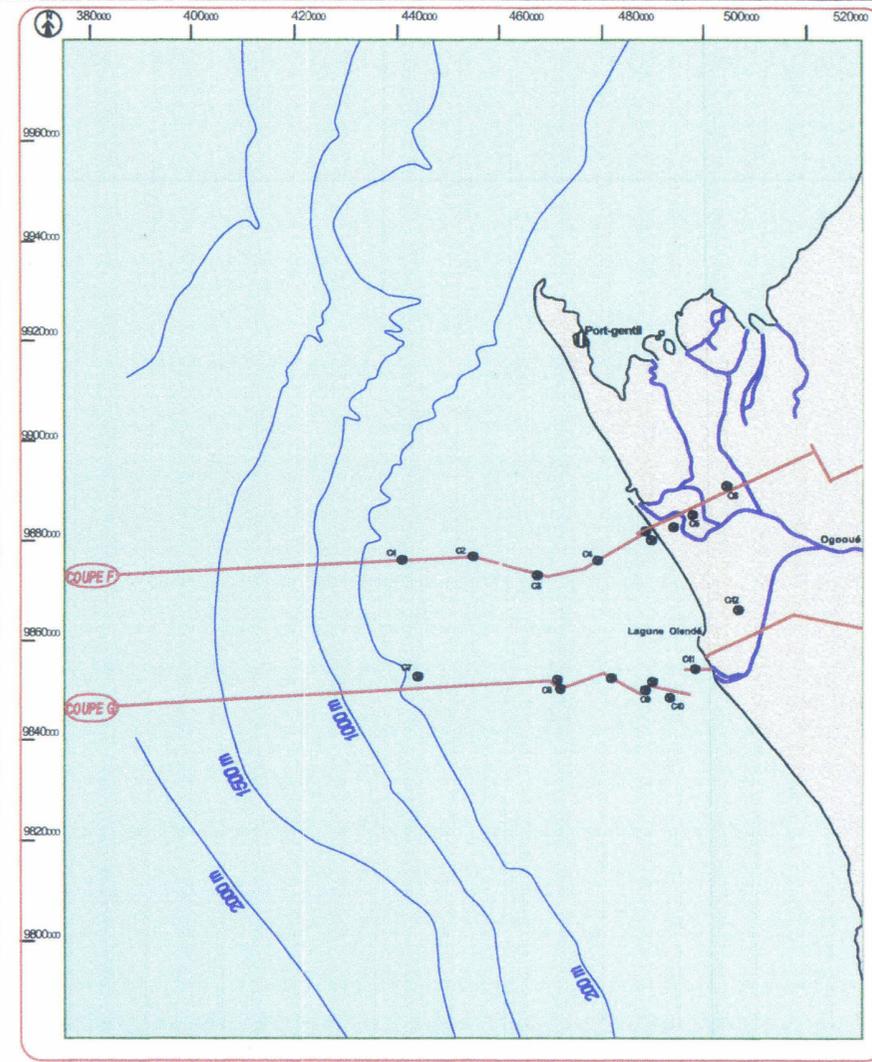
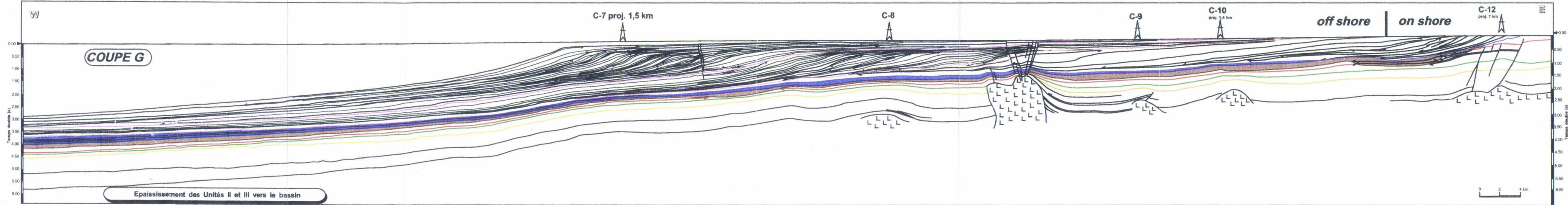
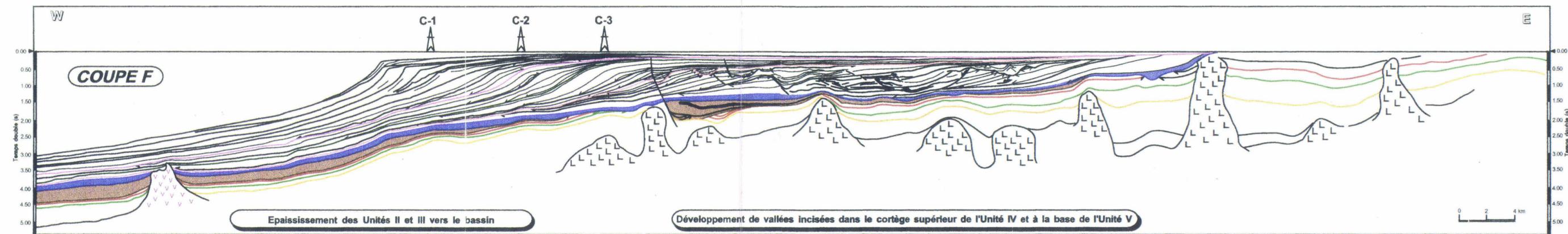
Unité III (base Mandorové) (Oligocène sup.)	Unité IV (Intra-Mandorové) (Miocène inf.)
Unité II (base Amimba) (Eocène moyen)	Unité V (base Mbéga ?) (Miocène sup.)
Unité I sup. (base Ozouard) (Paléocène sup. - Eocène inf.)	Unité VI (base Nizhengué ?) (Pliocène)
Unité I inf. (base Dikanda) (Paléocène inf.)	Unité VII (Intra-Pliocène)
base Ewangoé (Achérozoïque)	L sel

Y volcanisme



CODE COULEURS

Unité III (base Mandorové) (Oligocène sup.)	Unité IV (base-Mandorové) (Miocène inf.)
Unité II (base Astimba) (Eocène moyen)	Unité V (base Mhinga 7) (Miocène sup.)
Unité I sup. (base Ozonzi) (Paléocène sup. - Eocène inf.)	Unité VI (base Nibengut 7) (Pliocène)
Unité I inf. (base Ikanda) (Paléocène inf.)	Unité VII (base-Pliocène)
base Ewongé (Miocène inf.)	L. et
volcanisme	



PLAN DE POSITION DES LIGNES SISMQUES "DIP" DE LA PLANCHE III.2

— Coupes sismiques principales ip
 — Courbes bathymétriques

