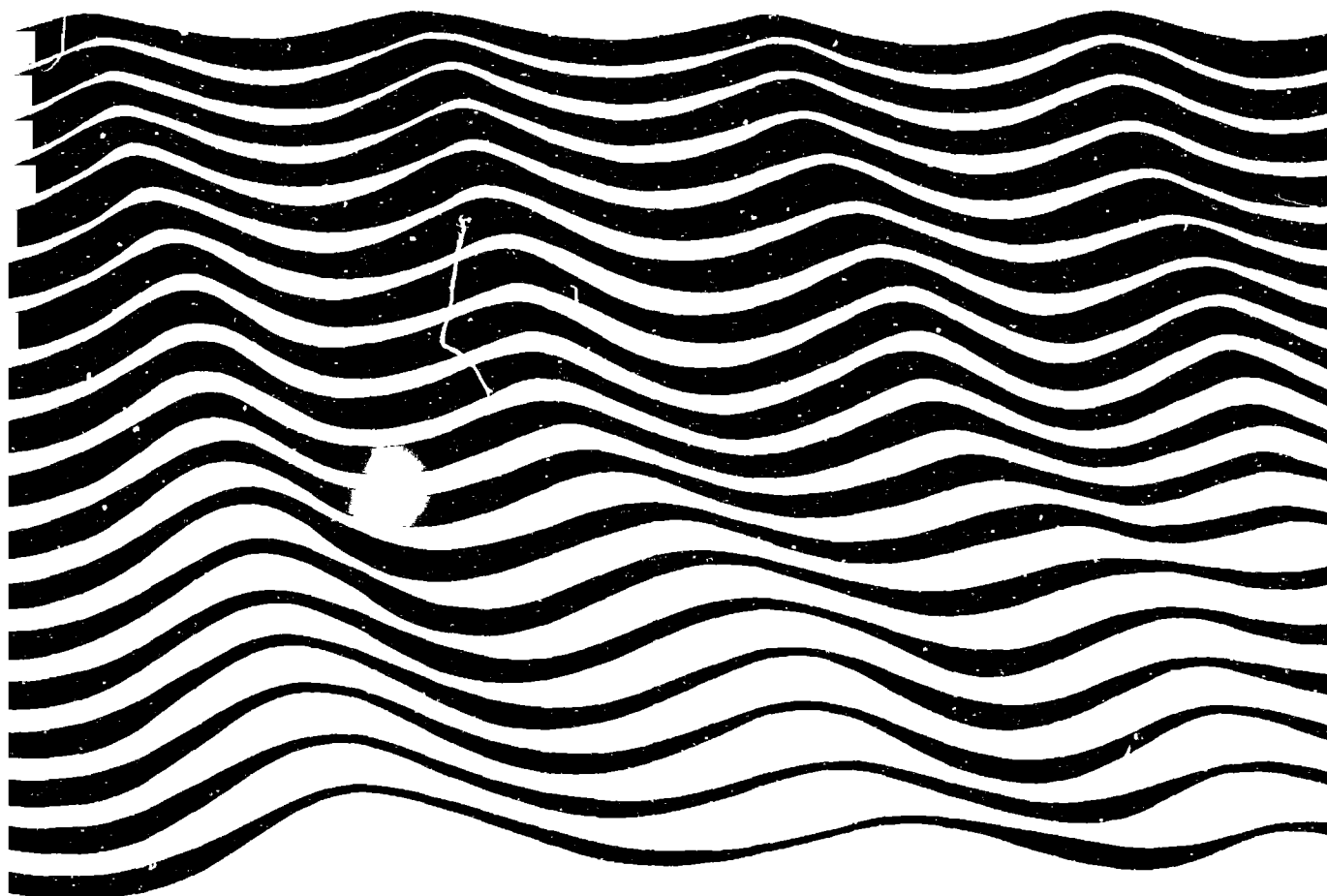


26 NOV 1992

Étude de la géologie marine de l'Afrique de l'Ouest et du Centre

Édité par E.-F. Chnukov
et A. Suzyumov

FRENCH AND RUSSIAN ONLY



Unesco, 1989

RAPPORTS DE L'UNESCO SUR LES SCIENCES DE LA MER

N°	Année	N°	Année
1 Marine ecosystem modelling in the Eastern Mediterranean Report of a Unesco workshop held in Alexandria Egypt, décembre 1974 Publié en anglais seulement	1977	21 Comparing coral reef survey methods A regional Unesco/UNEP workshop, Phuket Marine Biological Centre Thaïlande, décembre 1982 Publié en anglais seulement	1983
2 Marine ecosystem modelling in the Mediterranean Report of the Second Unesco Workshop on Marine Ecosystem Modelling Publié en anglais seulement	1977	22 Conseils pour la gestion des collections de référence en biologie marine Suite donnée à une réunion d'experts des pays arabes méditerranéens Publié aussi en anglais et arabe	1983
4 Programme de formation des techniciens de la mer Rapport sur une réunion de travail COI Unesco, tenue à Miami (Floride) du 22 au 26 mai 1978 Publié également en anglais, espagnol et russe	1979	23 Coral reefs, seagrass beds and mangroves, their interaction in the coastal zones of the Caribbean Report of a workshop held at West Indies Laboratory St. Croix, Îles vierges américaines, mai 1982 Publié en anglais seulement	1983
5 Programme de cours de sciences de la mer pour les écoles secondaires Rapport sur une réunion de travail tenue au United World College of the Atlantic, Royaume-Uni, 5-9 juin 1978 Publié également en anglais, arabe, espagnol et russe	1979	24 Coastal ecosystems of Latin America and the Caribbean The objectives, priorities and activities of Unesco's COMAR project for the Latin America and Caribbean region, Caracas Venezuela, 15-19 novembre 1982 Publié en anglais et espagnol	1983
6 Constitution de collections de références sur la biologie marine dans les pays arabes méditerranéens Réunion d'experts tenue à Tunis du 20 au 23 septembre 1978 Publié également en anglais et en arabe	1979	25 L'enseignement du génie océanique au niveau universitaire Principes directeurs recommandés par la réunion de travail Unesco COI/ECOR sur les programmes d'études universitaires spécialisées relatifs au génie océanique et aux disciplines connexes Paris, octobre 1982 Publié également en anglais, arabe, chinois, espagnol et russe	1983
8 The mangrove ecosystem - human uses and management implications Report of a Unesco regional seminar held in Dacca Bangladesh, décembre 1978 Publié en anglais seulement	1979	26 Global survey and analysis of post-graduate curricula in ocean engineering Publié en anglais seulement	1984
9 The mangrove ecosystem, scientific aspects and human impact Report of the seminar organized by Unesco at Cali Colombie, 27 novembre-1 décembre 1978 Publié en anglais et espagnol	1979	27 Productivity and processes in island marine ecosystems. Recommendations and scientific papers from the Unesco/IOC sessions on marine science co-operation in the Pacific, at the XVth Pacific Science Congress, Dunedin, New Zealand, February 1983 Publié en anglais seulement	1984
10 Développement de la technologie et des sciences de la mer en Afrique Groupe de travail d'experts patronné par la CEA et l'Unesco, Addis Abeba, 5-9 mai 1980 Publié également en anglais	1980	28 Oceanographic modelling of the Kuwait Action Plan (KAP) Region Report of symposium/workshop, University of Petroleum and Minerals, Dhahran, Kingdom of Saudi Arabia 15-18 October 1983 Publié en anglais seulement	1984
14 Sciences et technologie de la mer en Afrique situation actuelle et développement futur Synthèse d'enquêtes réalisées dans certains pays côtières africains, Unesco CEA, 1980 Projet RAF/78/024 Publié également en anglais	1981	29 Eutrophication in coastal marine areas and lagoons - a case study of 'Lac de Tunis' Report prepared by Dr M. Kelly and Dr M. Naguib Publié en anglais seulement	1984
15 L'enseignement de la science halieutique au niveau universitaire. Rapport d'une réunion de travail Unesco FAO sur les programmes universitaires dans le domaine de la science halieutique, Paris, mai 1980 Publié également en anglais, arabe, espagnol et russe	1981	30 Physical oceanography of the Eastern Mediterranean an overview and research plan. Report of a Workshop held in Lerici, La Spezia (Italy), September 1983 Publié en anglais seulement	1984
16 Marine and coastal processes in the Pacific, ecological aspects of coastal zone management Report of a Unesco seminar held at Motupore Island Research Centre, University of Papua New Guinea, 14-17 July 1980 Publié en anglais seulement	1981	31 MABAHISS/John Murray 50th anniversary Marine science of the North West Indian Ocean and adjacent waters Report of a symposium on the occasion of the 50th anniversary of the MABAHISS/John Murray Expedition (1933/34), University of Alexandria, Egypt, 3 to 7 September 1983 Publié en anglais seulement	1984
18 Coral reef management in Asia and the Pacific, some research and training priorities Report of a Unesco workshop held in Manila Philippines, 21-22 mai 1981 Publié en anglais seulement	1982	32 L'estuaire et la mangrove du Sine Saloum Résultats d'un Atelier régional Unesco/COMAR tenu à Dakar (Sénégal) du 28 février au 5 mars 1983. Publié en français seulement	1985
19 Marcas rojas en el Plancton del Pacífico Oriental Informe del Segundo taller del Programa de Plancton del Pacífico Oriental, Instituto del Mar, Callao Peru, 19-20 novembre 1981 Publié en espagnol seulement	1982	33 Coral taxonomy. Results and recommendations of a regional Unesco (COMAR)/UNEP Workshop with advanced training Phuket Marine Biological Centre, Thailand, 10-26 February 1984 Publié en anglais seulement	1985
20 Quantitative analysis and simulation of Mediterranean coastal ecosystems: The Gulf of Naples, a case study Report of a workshop on ecosystem modelling Ischia, Naples Italie, 28 mars - avril 1981 Organized by the United Nations, Educational, Scientific and Cultural Organization (Unesco) and the Stazione Zoologica, Naples Publié en anglais seulement	1983		

Étude de la géologie marine
de l'Afrique de l'Ouest
et du Centre

Édité par E.-F. Chnukov
et A. Suzyumov

ISSN 0257-6589

Publié en 1989
par l'Organisation des Nations Unies
pour l'éducation, la science et la culture
7, place de Fontenoy, 75700 Paris
Imprimé dans les ateliers de l'Unesco

© Unesco 1989
Imprimé en France

Il est permis de reproduire des extraits
des *Rapports de l'Unesco sur les sciences de la mer*,
à condition d'en indiquer la source
et d'envoyer des justificatifs à
la Division des sciences de la mer.

PREFACE

Cette série de Rapports est publiée par la Division des sciences de la mer de l'Unesco. Paraissent dans cette collection des études visant à répondre à des aspects particuliers du programme et à rendre compte de l'avancement des projets. Sont également représentées dans cette collection les activités menées en commun par la Division et la Commission océanographique intergouvernementale.

Les Rapports, conçus pour compléter la série des Documents techniques de l'Unesco sur les sciences de la mer, sont distribués gratuitement à diverses institutions et autorités gouvernementales. Les particuliers désirant se procurer des titres spécifiques de la série, et les institutions voulant figurer sur la liste d'envoi sont priés d'adresser leur demande (si possible sur papier à lettre à en-tête) à :

Division des Sciences de la Mer
Unesco
Place de Fontenoy
75700 Paris
France

Les appellations employées et la présentation des données qui y figurent n'impliquent de la part du Secrétariat de l'Unesco aucune prise de position quant au statut juridique des pays, territoires, villes ou zones ou de leurs autorités, ni quant au tracé de leurs frontières ou limites. Les idées et les opinions exprimées ici n'engagent que les personnes dont elles émanent et ne reflètent pas nécessairement celles de l'Unesco.

SUMMARY

As part of the COMAR project for Africa (COMARAF) Unesco's Division of Marine Sciences organized a course on marine geology for oceanographers from French-speaking countries in Africa, wishing to help countries in that region in what is a rapidly expanding research area.

The Ukrainian Academy of Sciences and the University of Perpignan (France) co-operated on the course, which was held from 16 to 26 March 1987 at the Scientific Research Centre at Conakry-Rogbané (CERESCOR). The 27 participants came from eight French-speaking African countries.

The course consisted of a series of lectures on the main aspects of marine geology and a period of practical work on board the research vessel 'Professor Kolesnikov' from the Ukrainian SSR (USSR). The lectures covered various aspects of marine geology, from general principles (such as the structure and evolution of the earth's crust according to plate theory) to detailed study of certain processes of marine geology (such as sedimentation, biostratigraphy, geochemistry, climatic changes and the formation of phosphates) specific to particular zones of the West African continental shelf and continental slope.

RESUME

Soucieuse d'aider les pays de la région à fournir à des océanographes une spécialisation dans des domaines aussi dynamiques que la géologie marine, l'Unesco a organisé par l'intermédiaire de sa Division des sciences de la mer dans le cadre du projet COMAR pour l'Afrique (COMARAF), un cours destiné aux ressortissants de pays africains francophones.

Ce cours qui s'est tenu du 16 au 26 mars 1987 au Centre de recherches scientifiques de Conakry-Rogbané (CERESCOR), a bénéficié de la collaboration de l'Académie des sciences de l'Ukraine et de l'Université de Perpignan (France). Il s'est effectué sous forme d'une série de conférences sur les grands thèmes de la géologie marine et d'un stage à bord du navire de recherche Professeur Kolesnikov de la République d'Ukraine (URSS). Les participants, au nombre de 27, venaient de huit pays africains francophones. Les conférences traitaient de divers aspects de géologie marine, depuis les principes généraux (tels que la structure et l'évolution de la croûte terrestre selon la théorie du mouvement des plaques) jusqu'aux études de détail de certains processus de géologie marine (tels que la sédimentation, la biostratigraphie, la géochimie, les modifications du climat, la formation des phosphates) propres à des zones bien définies du plateau et de la pente continentale d'Afrique occidentale.

RESUMEN

Deseosa de ayudar a los países de la región a especializar a oceanógrafos en materias tan dinámicas como la geología marina, la Unesco ha organizado, por intermedio de su División de Ciencias del Mar y en el marco del proyecto COMAR para Africa (COMARAF), un cursillo destinado a ciudadanos de países africanos francófonos.

El cursillo, que se celebró del 16 al 26 de marzo de 1987 en el Centro de Investigaciones Científicas de Conakry-Rogbané (CERESCOR), contó con la colaboración de la Academia de Ciencias de Ucrania y de la Universidad de Perpiñán (Francia). Consistió en una serie de conferencias sobre los temas fundamentales de la geología marina y en una estancia a bordo del buque de investigaciones "Profesor Kolesnikov" de la República de Ucrania (URSS). Los asistentes, 27 en total, procedían de ocho países africanos de habla francesa. Las conferencias trataron diversos aspectos de la geología marina, desde sus principios generales (la estructura y evolución de la corteza terrestre conforme a la teoría del movimiento de las placas) hasta estudios detallados de algunos procesos de geología marina (la sedimentación, la bioestratigrafía, la geoquímica, las modificaciones del clima, la formación de los fosfatos), característicos de zonas concretas de la meseta y el talud continental del Africa Occidental.

РЕЗЮМЕ

Стремясь оказать помощь странам региона в плане обеспечения специализации океанографов в таких динамично развивающихся областях, как морская геология, ЮНЕСКО через свой Отдел наук о море в рамках проекта КОМАР для Африки организовала курсы, предназначенные для выходцев из африканских стран с французским языком.

Указанные курсы, которые были проведены с 16 по 26 марта 1987 г. в Центре научных исследований Конакри-Робане, получили поддержку со стороны Академии наук Украины и Перпиньянского университета (Франция). Эти курсы проводились в форме ряда лекций, посвященных крупным проблемам в области морской геологии, а также в форме стажировки на борту научно-исследовательского судна "Профессор Колесников", принадлежащем Украинской ССР. Участники в количестве 27 человек прибыли из восьми африканских стран с французским языком. В ходе научных конференций были рассмотрены различные аспекты морской геологии, начиная с основных принципов этой науки (таких, как структура и эволюция земной коры в соответствии с теорией движения континентальных плит) вплоть до подробного рассмотрения некоторых процессов, происходящих в области морской геологии (таких, как выпадение осадков, биостратиграфия, геохимия, изменения климата, образование фосфатов), которые характерны для зон, прилежащих к континентальному шиту и шельфу в западной части Африки.

ملخص

إن ليونسكو ، حرصا منها على مساعدة بلدان المنطقة على تمكين بعض أخصائييها في مجال علوم المحيطات من التخصص في مجالات حيوية كالجيولوجيا البحرية ، فقد نظمت بواسطة قسمها المعني بعلوم البحار ، وفي إطار مشروع كومار الخاص بأفريقيا (كوماراف) ، دورة دراسية لصالح مواطني البلدان الأفريقية الناطقة بالفرنسية .

وقد عقدت هذه الدورة الدراسية في مركز البحوث العلمية بكوناكري - روغباني في الفترة من ١٦ الى ٢٦ مارس/أذار ١٩٨٧ ، وحظيت بالتعاون من جانب أكاديمية العلوم في أوكرانيا وجامعة برلينيان (فرنسا) . وإشتملت الدورة على سلسلة من المحاضرات عن الموضوعات الرئيسية للجيولوجيا البحرية وعلى دورة تدريبية على متن سفينة البحوث "الأستاذ كوليسنيكوف" التابعة لجمهورية أوكرانيا (إتحاد الجمهوريات الاشتراكية السوفيتية) . وحضر هذه الدورة الدراسية ٢٧ مشاركا من ثمانية بلدان أفريقية ناطقة بالفرنسية . وتناولت المحاضرات شتى جوانب الجيولوجيا البحرية ، إبتداء من المبادئ العامة (مثل بنية القشرة الأرضية وتطورها وفقا لنظرية تحرك الصفائح) وحتى الدراسات التفصيلية لبعض عمليات الجيولوجيا البحرية (مثل الترسيب ، وعلم الوصف البيولوجي، لطبقات الأرض ، والجيوكيمياء ، وتغيرات المناخ ، وتشكل الفوسفات) الخاصة بمناطق معينة من الرصيف والمنحدر القاريين لأفريقيا الغربية .

للمساعدة على توفير بعض المعلومات التي قد تكون مفيدة للبلدان النامية في مجال الجيولوجيا البحرية ، تم إعداد هذا الملخص . كما تم إعداد هذا الملخص بالتعاون مع مركز البحوث العلمية بكوناكري - روغباني في الفترة من ١٦ الى ٢٦ مارس/أذار ١٩٨٧ ، وحظيت بالتعاون من جانب أكاديمية العلوم في أوكرانيا وجامعة برلينيان (فرنسا) . وإشتملت الدورة على سلسلة من المحاضرات عن الموضوعات الرئيسية للجيولوجيا البحرية وعلى دورة تدريبية على متن سفينة البحوث "الأستاذ كوليسنيكوف" التابعة لجمهورية أوكرانيا (إتحاد الجمهوريات الاشتراكية السوفيتية) . وحضر هذه الدورة الدراسية ٢٧ مشاركا من ثمانية بلدان أفريقية ناطقة بالفرنسية . وتناولت المحاضرات شتى جوانب الجيولوجيا البحرية ، إبتداء من المبادئ العامة (مثل بنية القشرة الأرضية وتطورها وفقا لنظرية تحرك الصفائح) وحتى الدراسات التفصيلية لبعض عمليات الجيولوجيا البحرية (مثل الترسيب ، وعلم الوصف البيولوجي، لطبقات الأرض ، والجيوكيمياء ، وتغيرات المناخ ، وتشكل الفوسفات) الخاصة بمناطق معينة من الرصيف والمنحدر القاريين لأفريقيا الغربية .

للمساعدة على توفير بعض المعلومات التي قد تكون مفيدة للبلدان النامية في مجال الجيولوجيا البحرية ، تم إعداد هذا الملخص . كما تم إعداد هذا الملخص بالتعاون مع مركز البحوث العلمية بكوناكري - روغباني في الفترة من ١٦ الى ٢٦ مارس/أذار ١٩٨٧ ، وحظيت بالتعاون من جانب أكاديمية العلوم في أوكرانيا وجامعة برلينيان (فرنسا) . وإشتملت الدورة على سلسلة من المحاضرات عن الموضوعات الرئيسية للجيولوجيا البحرية وعلى دورة تدريبية على متن سفينة البحوث "الأستاذ كوليسنيكوف" التابعة لجمهورية أوكرانيا (إتحاد الجمهوريات الاشتراكية السوفيتية) . وحضر هذه الدورة الدراسية ٢٧ مشاركا من ثمانية بلدان أفريقية ناطقة بالفرنسية . وتناولت المحاضرات شتى جوانب الجيولوجيا البحرية ، إبتداء من المبادئ العامة (مثل بنية القشرة الأرضية وتطورها وفقا لنظرية تحرك الصفائح) وحتى الدراسات التفصيلية لبعض عمليات الجيولوجيا البحرية (مثل الترسيب ، وعلم الوصف البيولوجي، لطبقات الأرض ، والجيوكيمياء ، وتغيرات المناخ ، وتشكل الفوسفات) الخاصة بمناطق معينة من الرصيف والمنحدر القاريين لأفريقيا الغربية .

TABLE DES MATIERES

	page
INTRODUCTION	
EFFETS DES VAGUES ET DES COURANTS SUR LA GEOLOGIE: OCEANOGRAPHIE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST - M.L. Kaba, V.K. Kosnyrev, S. Konate	1
LES RECHERCHES BIOSTRATIGRAPHIQUES DANS L'OCEAN ET LEUR ROLE DANS LE REPERAGE STRATIGRAPHIQUE DES DEPOTS SEDIMENTAIRES - B. Zernetskiy	15
LA STRATIGRAPHIE DU FOND DE LA PLATE-FORME ET DE LA PENTE CONTINENTALE DE LA REPUBLIQUE DE GUINEE - B. Zernetskiy	24
LA SEDIMENTATION MARINE QUATERNAIRE DU CONGO ET DU GABON (LITTORAL, PLATEAU CONTINENTAL, PENTE ET EVENTAIL DETRITIQUE PROFOND) - P. Giresse	33
LES PARTICULARITES DES FACIES LITHOLOGIQUES DES SEDIMENTS DE FOND SUR LA PLATE-FORME DE LA REPUBLIQUE DE GUINEE - A. Y. Mitropolskiy	64
LES MINERAUX UTILES DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DANS LA ZONE ECONOMIQUE EXCLUSIVE DE LA REPUBLIQUE DE GUINEE - E. F. Chnukov et A. Y. Mitropolskiy	74
LES PHOSPHORITES DE LA ZONE ECONOMIQUE EXCLUSIVE DE LA REPUBLIQUE DE GUINEE - E. F. Chnukov et A.Y Mitropolskiy	79
EXEMPLES DE CONCENTRATIONS DE PHOSPHATES ET DE GLAUCONIES DANS LES DEPOTS MEUBLES RECENTS DES PLATEFORMES DE L'AFRIQUE CENTRALE OCCIDENTALE; APPLICATIONS - P. Giresse	88
EVOLUTION QUATERNAIRE DU CLIMAT INTERTROPICAL DE L'OUEST AFRICAIN D'APRES LES DEPOTS DES PLATEAUX DU SENEGAL, DE LA COTE D'IVOIRE ET DU CONGO - P. Giresse	115
STRUCTURE REGIONALE DE LA PLATE-FORME ET DE LA PENTE CONTINENTALE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST - S. Konate, D. Roussakov, V. Starostenko	141

Introduction: Cours de géologie marine

Soucieuse d'aider les pays de la région à fournir à des océanographes une spécialisation dans des domaines aussi dynamiques que la géologie marine, l'Unesco a organisé, par l'intermédiaire de sa Division des sciences de la mer, dans le cadre du projet COMAR pour l'Afrique (COMARAF), un cours destiné aux ressortissants de pays africains francophones.

Ce cours, qui s'est tenu du 16 au 26 mars 1987 au Centre de recherches scientifiques de Conakry-Rogbané (CERESCOR), a bénéficié de la collaboration de l'Académie des sciences de l'Ukraine et de l'Université de Perpignan (France). Il s'est effectué sous forme d'une série de conférences sur les grands thèmes de la géologie marine et d'un stage à bord du navire de recherche Professeur Kolesnikov de la République d'Ukraine. Les participants, au nombre de 27, venaient de huit pays africains francophones (Sénégal, Guinée-Bissau, Guinée, Côte d'Ivoire, Togo, Bénin, Cameroun, Congo).

Les conférences traitaient de divers aspects de la géologie marine, depuis les principes généraux (tels que la structure et l'évolution de la croûte terrestre selon la théorie du mouvement des plaques) jusqu'aux études de détail de certains processus de géologie marine (tels que la sédimentation, la biostratigraphie, la géochimie, les modifications du climat, la formation des phosphates) propres à des zones bien définies du plateau et de la pente continentales d'Afrique occidentale.

Parmi les conférenciers ukrainiens, l'académicien Evgenii Chnukov et le professeur Vitali Starostenko (de Kiev) ont présenté aux participants du matériel de géologie marine prélevé sur la zone économique exclusive de Guinée par le CERESCOR et l'Académie des sciences d'Ukraine. Pierre Giresse (l'Université de Perpignan) a mis en lumière, sur des échantillons du plateau continental africain, les processus géologiques et climatiques qui caractérisent la totalité des côtes africaines, notamment au cours du quaternaire.

Les conférences de Messieurs Kaba, Konate, Kosnyrev, et O. Roussakov, du CERESCOR, ont traité de questions d'océanographie et de géologie marine de la région. Une séance a enfin été consacrée au traitement de l'information par les ordinateurs personnels.

• Le sujet de ces cours reflète l'intérêt très vif que portent les pays de la région à l'étude de la structure et de l'évolution géologique du plateau continental africain et à la détection des minéraux utiles qu'il recèle.

•

EFFETS DES VAGUES ET DES COURANTS SUR LA GEOLOGIE:
OCEANOGRAPHIE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST

M.L. KABA*/
V.K. KOSNYREV**/
S. KONATE***/

Le mouvement des eaux joue un rôle important dans la formation de la couverture sédimentaire au fond des mers et des océans: structure des dépôts, morphologie du fond et des marges océaniques et autres phénomènes où intervient aussi l'action des eaux de ruissellement.

Les plus caractéristiques de ces phénomènes sont: la formation de canyons sous-marins, le transport et la répartition des dépôts, la constitution de la couverture sédimentaire.

Les principaux types de mouvements des eaux (aux échelles temporelle et spatiale) sont: les ondes superficielles, les courants de marée, les courants côtiers, la circulation géostrophique et les courants de profondeur.

La présente communication se propose, non pas de décrire de manière détaillée tous les mécanismes du mouvement des eaux ayant des incidences géologiques, mais d'indiquer le lien existant entre la circulation des eaux et l'action des courants dans la partie orientale de l'Atlantique tropical, c'est à dire dans la région à laquelle appartiennent les participants au présent séminaire.

I. ELEMENTS DE LA DYNAMIQUE GEOLOGIQUE

1. Action des vagues

Le phénomène hydrologique le plus couramment observé parmi ceux qui influent sur la géologie est celui des vagues. Elles sont à l'origine de la formation des terrasses marines et des dépôts de plage.

*/ Ministère de l'Education Nationale (Conakry, Rep. de Guinée)
**/ CERESCOR et Institut d'Hydrophysique Marine, Acad. Sci. de la R.S.S. d'Ukraine (Sebastopol, URSS)
***/ CERESCOR (Conakry, Rep. de Guinée)

Nombreuses sont les lignes de côte où la limite continent-océan prend la forme d'escarpements, de falaises. La plate-forme de ressac située à leur pied témoigne de l'érosion provoquée par les vagues. Sa vitesse d'accroissement dépend de la résistance des roches, de l'énergie des vagues et de la durée (géologique) de son action. Sur certains littoraux, la vitesse de recul du trait de côte atteint 1 mètre par an. Lorsqu'il n'existe pas de plage, les ondes de tempête heurtent la côte de toute leur énergie.

En entraînant les galets enfouis ou le sable, les vagues peuvent creuser des trous profonds, même dans des côtes rocheuses. Quand les pièges et les grottes sous-marines deviennent suffisamment grands et profonds, le front de la falaise s'écroule. Emportant le matériel fragmentaire, les vagues en retiennent cependant une petite portion qu'elles déposent sur la plage. A l'heure actuelle on construit partout, à la base des escarpements, des ouvrages de protection. Le moyen le plus efficace pour atténuer l'énergie de la mer consiste à entasser de gros blocs de pierre ou de béton, ou encore à construire des digues en pente douce.

L'énergie des vagues se dissipe alors progressivement et leur force de destruction s'atténue.

Voyons à présent l'action des vagues sur les plages.

L'onde superficielle progressant vers la côte racle le fond lorsque la profondeur de la mer devient inférieure au quart de la longueur d'onde. Le mouvement circulaire des particules mises en mouvement par l'onde prend alors une forme ellipsoïdale et devient oscillatoire sur le fond.

La profondeur maximale atteinte par l'onde superficielle est appelée base de l'onde. A cette profondeur, les sédiments se déplaçant sur le fond de la mer, au dessus de la base de l'onde, le dépôt se retrouve périodiquement à l'état de suspension et transporté par les courants. Il s'immobilise dans les conditions de tranquillité des grandes profondeurs. Au-dessous de la base de l'onde, se dépose également de la vase. Chaque vague qui atteint la côte apporte du sable et laisse une trace et des ravines au cours de son retrait. Il résulte de l'équilibre entre les processus d'érosion et de sédimentation la formation d'un profil de plage caractéristique avec une falaise et un bas de plage.

Cet équilibre peut se rompre au fil du temps: après les tempêtes, on observe dans la plupart des cas une perte appréciable du sable de plage dénotant une ablation et un transport loin de la côte. A l'inverse, une accumulation de sable se produit lorsque des vagues relativement faibles l'apportent sur le rivage. Pendant la saison sèche, les plages sont plus basses qu'en hivernage. Le sable transporté par la mer lessive certaines roches et même les galets qui peuvent se trouver en-dessous. Le sable qui se fixe sur la côte forme une protection dont la position peut être observée à partir de la côte. Les vagues qui avancent vers la côte deviennent plus incisives à mesure que leur vitesse diminue dans le plan d'eau puis, à un moment déterminé, elles s'épuisent. Elles transportent une partie de l'eau dans la direction de leur mouvement et leur vitesse de déplacement augmente rapidement juste avant leur dispersion. Dans la plupart des cas, cette eau retourne dans l'océan sous forme d'une bande très étroite d'eaux turbulentes: ces courants, qui peuvent être rapides, transportent des matériaux sédimentaires.

Ces courants très rapides peuvent charrier des matériaux sédimentaires, former des entailles et des rides dans les limites de la zone d'action du ressac.

Les vagues transportent et modifient les sédiments: elles changent leur structure, elles les trient, les déposent en couches enrichies en minéraux lourds selon des processus qui ne se produisent que sur les plages. Les indicateurs de l'activité des vagues sont les squelettes très bien assortis de crustacés. Les vagues ont une influence tant mécanique que chimique sur la formation de certains types de sédiments. On peut citer comme exemple les galets bien polis des plages ainsi que les oolites calcaires.

2. Action des courants

Les courants les plus puissants sont les courants de surface qui, en raison de leur relative constance, ont une action appréciable à l'échelle géologique. Les courants de surface tels que l'alizé de nord, le contre-courant équatorial, les courants des Canaries, de Guinée et autres, influent sur le temps et le climat en transportant de la chaleur et de la vapeur d'eau. Ils laissent sur le fond océanique des marques indiquant les changements climatiques qui permettent de suivre la formation des dépôts biogènes. En mourant et en se fossilisant, les organismes planctoniques fixent la trajectoire des courants de surface sur le fond de l'océan. Sur la partie inférieure de la plate-forme, les courants superficiels existant dans la couche supérieure de l'océan (à la profondeur 100-200 m), exercent une influence directe sur le fond océanique par l'érosion et le transport du matériel fragmentaire fin.

Les courants de marée et les courants côtiers ont une grande importance pour la zone côtière et la plate-forme continentale. Dans les régions qui connaissent une grande amplitude de marée, la succession flux-reflux entraîne la naissance de courants de flux et de reflux. Ces courants, lorsqu'ils sont animés de grandes vitesses dans un grand espace, provoquent l'érosion des dépôts sédimentaires, leur transport et leur redistribution. Dans le cas des estuaires et des baies, les courants de marée peuvent soit éroder, soit inonder certaines parties. En raison de la diminution de la vitesse des courants de marée dans une partie de la baie, il peut se former des deltas de marée.

2.1. Courants côtiers

Les courants côtiers sont en grande partie dépendants des vents locaux dominants et de leur variabilité. Etant donné que la vitesse des courants côtiers peut atteindre de grandes valeurs (1 m/s), ils peuvent charrier de grandes quantités de matériaux sédimentaires. La transformation du sédiment en matière en suspension passe par l'action du ressac dans les zones de plage, par celle des courants de marée et par le transport des sédiments dans les cours d'eau. Les courants côtiers sont notamment responsables du dépôt de matériaux au débouché des canyons sous-marins qui finissent, à la suite du transport de ces matériaux vers le fond du canyon, par former de grands cônes de déjection.

L'effet des vagues et des courants sur le transport du matériel sédimentaire dans la zone côtière, ainsi qu'aux abords de l'embouchure des fleuves, peut être aisément suivi à l'aide de photographies aériennes obtenues à partir de satellites ou d'avions.

2.2. Courants de profondeur

Les mesures des dernières années, singulièrement celles effectuées à l'aide de sonars et d'appareils submersibles, ont permis d'établir que les profondeurs océaniques, loin d'être occupées par des eaux tranquilles, sont le siège de mouvements intenses à différentes échelles. Les grands courants des fonds marins évoluent le long des isobathes, guidés par les particularités du relief. C'est pour cette raison qu'on les appelle courants de contour. Ces courants de contour occupent les pentes des marges continentales et des rifts, des chenaux et des zones de fracture.

En raison de leur grande vitesse (jusqu'à 1 m/s), ces courants provoquent une érosion intense des matériaux sédimentaires en dénudant le fond océanique; cet effet est reconnaissable sur les photographies et peut être vérifié sur les échantillons dragués et par l'absence de sédiments dans les carottiers. De tels courants se rencontrent dans les zones de fracture de Vima, de Chain, et de la Manche où des travaux ont été effectués.

Outre l'érosion mécanique du fond, les courants de profondeur peuvent être à l'origine d'éléments structuraux de la morphologie du fond tels que des marques de rides ou même des structures de grande dimension comme les dunes géantes que l'on voit sur les photographies.

Le rôle chimique des masses d'eau qui alimentent les courants de profondeur est également important. Comme on le sait, les parties les plus profondes de tous les bassins océaniques sont remplies par des eaux provenant de l'Antarctique. Dans la partie sud-ouest de l'Atlantique elles provoquent la dissolution des carbonates sur le fond océanique, ce qui influe sérieusement sur les conditions de la sédimentation et la nature du substrat des organismes benthiques.

2.3 Courants de compensation

Ces courants jouent un rôle important car ils assurent l'échange des eaux entre les mers épicontinentales ou semi-fermées et l'océan. Dans la zone tropicale de l'océan Atlantique, l'intensité de l'évaporation entraîne la formation d'eau plus salée, donc plus dense. La densité des eaux de surface diminue avec la distance à la côte. On observe ce phénomène d'échange entre les eaux de la Méditerranée et l'Atlantique, de la mer Noire et de la Méditerranée et en d'autres régions. Le même phénomène se produit, mais à une échelle plus restreinte, entre la mer Rouge et le Golfe. Ce mode de circulation favorise l'accumulation de carbonate sur le fond des bassins mais s'oppose à la formation de carbone organique ou de dépôts phosphatés.

On attache une grande importance aux courants de turbidité qui, à l'heure actuelle intéressent beaucoup les scientifiques. On désigne par ce terme les flux qui se déplacent par l'effet de la pesanteur sur les pentes continentales, dans les canyons sous-marins, sur les cônes de déjection.

L'hypothèse des courants de turbidité, émise par F. Kunen, a permis d'établir leur rôle dans la compréhension moderne de la sédimentation. Les flux turbides, en se déchargeant sous forme de particules argileuses, réussissent à former une couche homogène au milieu des sédiments des grandes profondeurs. De telles couches sont observables dans les dépôts des cônes de déjections, sur les pentes continentales et dans les dépôts des plaines abyssales. La vitesse des courants de turbidité peut être importante: jusqu'à 10-20 m/s. Leur origine peut être variée:

tremblement de terre, glissement de terrain, etc... mais on est encore loin de comprendre la nature de ce phénomène.

S'ils remplissent une fonction de redistribution des dépôts, les courants de turbidité sont capables de détruire des ouvrages sous-marins, ou de causer la rupture de câbles.

II. DYNAMIQUE HYDROLOGIQUE

Ayant rappelé les caractères généraux de l'activité géologique des courants, voyons à présent les particularités de la circulation des eaux dans la partie orientale de l'Atlantique tropical. Cette étude se fonde sur des mesures directes, sur des calculs effectués à l'aide de modèles théoriques et enfin, sur des données obtenues à bord de bateaux. Dans cette partie de l'océan, les courants forment un système complexe rappelant un gâteau feuilleté. Leur structure horizontale a l'aspect d'un flux à directions alternées, leur structure verticale, celui d'une succession de flux de directions opposées. Dans l'ensemble, on peut distinguer une circulation superficielle, déterminée par la superposition des composantes géostrophique et de dérive, une circulation subsuperficielle caractérisée par la présence de courants de compensation d'origine baroclinique, et une circulation profonde déterminée essentiellement par la circulation barotropique et son interaction avec le relief du fond.

La circulation superficielle des eaux est déterminée par l'interaction des courants des Canaries et de Guinée, des alizés de nord-est et de sud-est et du contre-courant équatorial. Les courants des Canaries et de l'alizé du nord-est forment la limite orientale du tourbillon subtropical anticyclonique alors que le courant de Guinée et le contre-courant équatorial constituent le tourbillon cyclonique tropical.

La circulation superficielle est déterminée par la superposition des courants de gradient et de dérive dont les directions ne coïncident pas toujours. Dans de nombreux cas, comme celui du contre-courant équatorial les directions des courants de gradient et de dérive sont opposées; le premier a des valeurs absolues plus importantes que le dernier.

Le courant de Guinée est la branche méridionale du contre-courant équatorial qui pénètre dans le golfe de Guinée. La branche septentrionale du même contre-courant longe le littoral de l'Afrique occidentale, et se fait sentir jusqu'aux latitudes 14-15 degrés nord. Dans la zone d'intersection de cette branche avec le courant des Canaries, se forme le "Dôme de Guinée", formation cyclonique quasi-stationnaire; son diamètre varie entre 300 et 500 km, sa profondeur est de l'ordre de quelques centaines de mètres (Fig. 1). Au sud de l'équateur, on trouve le "Dôme de l'Angola". Ces deux coupoles connaissent une grande variabilité saisonnière qui, comme celle des autres courants principaux, est liée à la rose des vents. Au cours de la période allant de septembre à février, le courant des Canaries et l'alizé du nord-est s'intensifient tandis que le contre-courant équatorial et le courant de Guinée s'affaiblissent; pendant la période allant de juin à octobre, le phénomène s'inverse.

L'influence de la variabilité saisonnière de ces courants se traduit par le fait que, dans la zone tropicale de l'océan, l'harmonique annuelle de la variabilité se présente sous différentes formes d'ondes barocliniques de Rossby et d'ondes piégées. Les courants modifiés par les

ondes subissent des fluctuations sensibles aussi bien dans leur volume que dans leur position par rapport à la médiane. Il en découle que dans la zone côtière ce processus se manifeste sous forme de types d'ondes différents: ondes de plate-forme continentale et ondes piégées. Tout cela complique la représentation de la circulation et ses effets sur les processus géologiques.

Dans le système des courants subsuperficiels de la partie orientale de l'Atlantique, les éléments déterminants de la circulation sont les courants des Canaries et le contre-courant de Guinée. Le contre-courant des Canaries déploie sa puissance maximale en septembre-octobre alors que s'affaiblit l'intensité du courant des Canaries en raison du ralentissement de l'alizé de nord-est. On peut supposer que c'est à ce moment précis que le contre-courant des Canaries devient observable à la surface de l'océan. Le contre-courant des Canaries se fait alors sentir surtout dans le détroit situé entre la côte africaine et l'île Fuente Ventura. Pendant la période allant de juin à juillet, le courant des Canaries est relativement faible et se concentre dans les profondeurs 650-1 300 m.

Le contre-courant des Canaries s'alimente principalement à la branche septentrionale du contre-courant équatorial (qui se sépare du courant principal aux abords du continent (Fig. 2). Il s'alimente secondairement au contre-courant de Guinée (qui se forme dans la partie nord du golfe et longe la côte africaine en suivant une direction opposée à celle du courant de Guinée). La vitesse maximale (1 m/s à la profondeur de 50 m) de ce contre-courant est atteinte au cours de la période juin-juillet.

Sur la figure 1, on a représenté le lien entre la circulation à grande échelle et les phénomènes tels que l'upwelling, c'est-à-dire le mouvement ascendant des eaux dans la zone côtière. En fonction des caractéristiques de la circulation, des particularités du trait de côte et des vents dominants dans la zone côtière de l'Afrique occidentale, on distingue les zones d'upwelling permanent (à l'ouest du cap Blanc, sur la côte mauritanienne et du Cabo Frio sur la côte angolaise) et les zones d'upwelling saisonnier (sur la côte sénégalaise, dans la région d'Abidjan et sur les littoraux du Gabon et du Congo).

Les mouvements verticaux des eaux influent sur le fond océanique de différentes manières. Etant donné que la vitesse du mélange vertical des eaux est conditionnée par les mouvements verticaux, de cette vitesse dépend la productivité biologique de l'océan qui détermine, à son tour, le type de

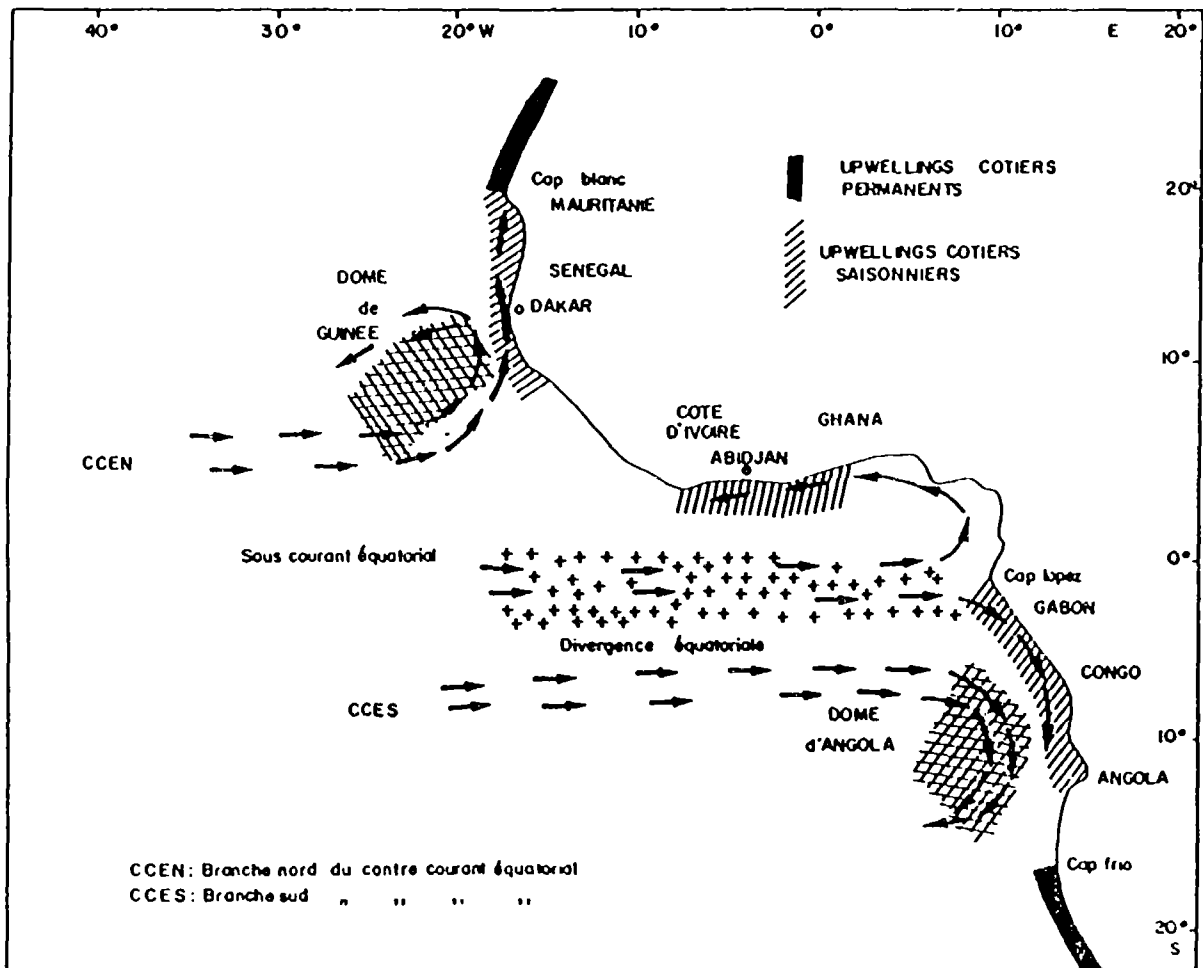


Fig. 1 Le système de courants de l'Atlantique Tropical Est et les trois branches du système de contre-courants équatoriaux subsuperficiels (4).

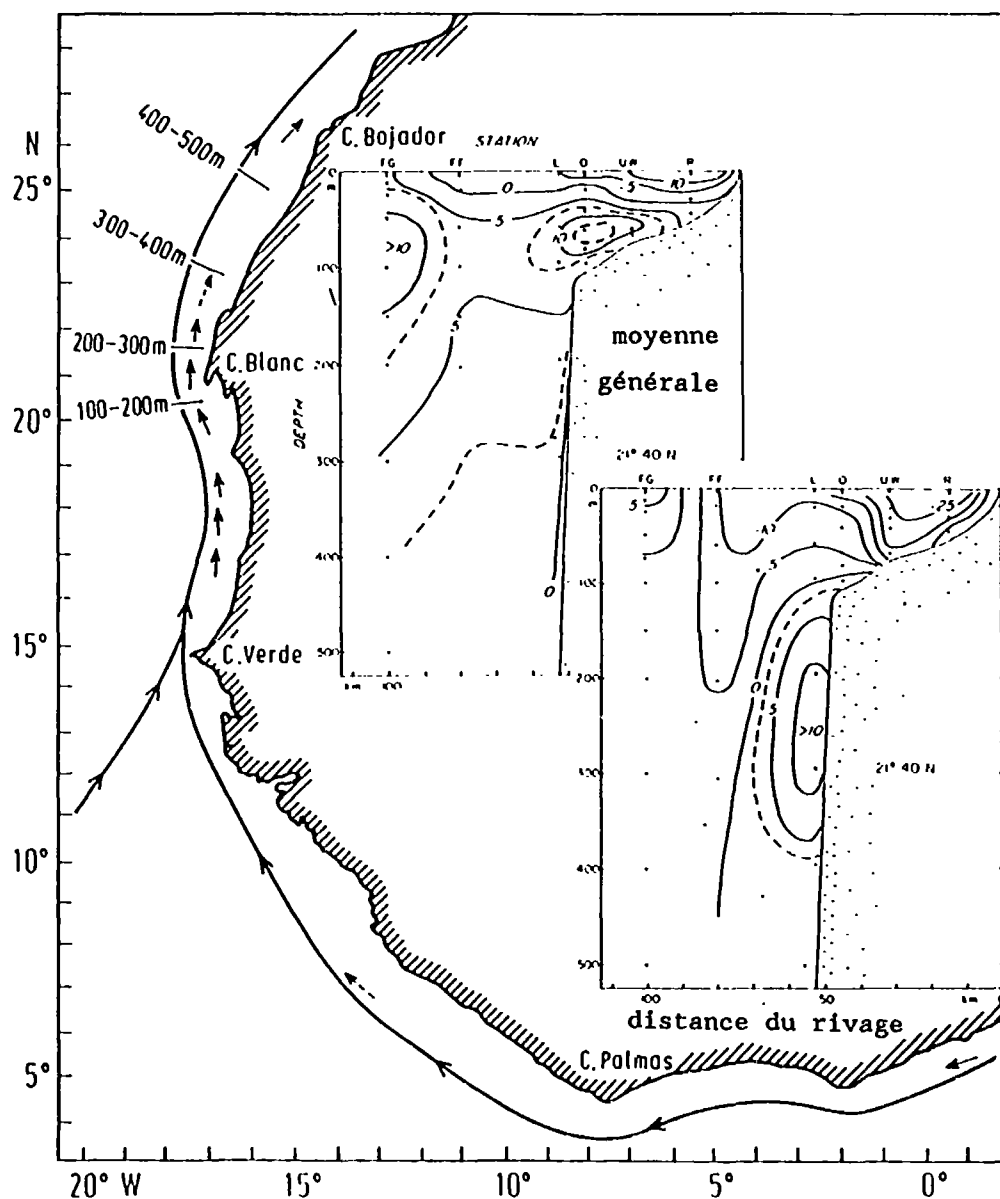


Fig. 2 Le courant de profondeur. Les petites flèches en mer indiquent les sites où on a mesuré un courant subsuperficiel dirigé vers le pôle. Au nord du 10^e degré N l'axe de ce courant plonge puis se perd dans les couches profondes (200-300 m, 300-400 m). Encadré de droite: flux de dérive lors de la saison d'upwelling à 21°40'N. Encadré du centre: composante côtière associée (1).

dépôts biogènes (carbonate, silice, phosphorite) qui se formeront dans des zones données du fond de l'océan.

Le dépôt lui-même recèle beaucoup de renseignements sur l'upwelling. La présence d'espèces planctoniques (foraminifères, diatomées) indique que la sédimentation s'est effectuée en eau froide. Le grand apport de substances organiques réduit la teneur en oxygène étant donné que la destruction de la matière organique s'effectue dans les couches profondes de l'océan. Dans certains cas, des sédiments anaérobies se forment, selon une stratification saisonnière. En partant de ces considérations générales, on peut suivre l'upwelling dans sa dynamique et, par conséquent, dans la coupe stratigraphique, la migration et le changement de nature des ceintures climatiques sub-tropicales. L'upwelling se produit aussi en des endroits autres que les eaux côtières. On sait par exemple qu'il existe un upwelling équatorial. La grande productivité biologique dans ces zones accélère non seulement la vitesse de sédimentation des vases calcaires et siliceuses, mais aussi la grande concentration de cuivre, de nickel, de zinc et d'autres métaux dans les nodules.

Examinons plus en détail la structure des courants sur le littoral de l'Afrique de l'Ouest et dans les zones d'upwelling associées.

Le long de la côte ouest-africaine, au nord du 25ème parallèle, on observe l'upwelling le plus intense en juin-octobre. Au sud du 20ème parallèle, on observe l'upwelling le plus souvent en décembre-avril quand la zone des alizés se déplace vers le sud. Vers les mois d'avril, juin et juillet, lorsque la zone des alizés se déplace vers le nord, le courant de direction nord prédomine sur la plate-forme continentale. Ce courant entraîne des eaux chaudes et peu salées vers les hautes latitudes et provoque l'abaissement de leur niveau.

En s'avancant jusqu'au Cap Blanc, les eaux du courant qui se dirige vers le nord commencent à se mélanger avec celles du courant des Canaries dans la zone océanique. Dans les zones côtières ce mélange se fait avec les eaux du courant se déplaçant vers le sud. Ce contre-courant (le courant dirigé vers le nord), limite la zone de l'upwelling côtier du côté de la mer. La limite entre la zone d'upwelling et le contre-courant est une zone de convergence englobant les mouvements descendants situés dans la couche des 50 à 100 premiers mètres.

A partir de la zone océanique, le mélange des eaux du courant des Canaries et des eaux du contre-courant s'effectue dans une zone de convergence englobant les mouvements ascendants. Evidemment, dans la réalité, le modèle idéal peut être déformé par différents types d'ondes, par des perturbations de zones frontales, des tourbillons, etc... Dans le cas de vents soufflant pendant des intervalles de temps allant de 5 à 10 jours, il constitue toutefois un élément suffisamment représentatif de la circulation côtière.

La structure verticale de la circulation est représentée sur la figure 3. Elle se compose des quelques éléments suivants: dans la partie océanique, se produit un échange entre l'océan ouvert et l'un de ces éléments; dans la partie médiane, le mouvement de l'eau a plutôt un caractère cyclique; dans la zone côtière, il se produit simultanément une

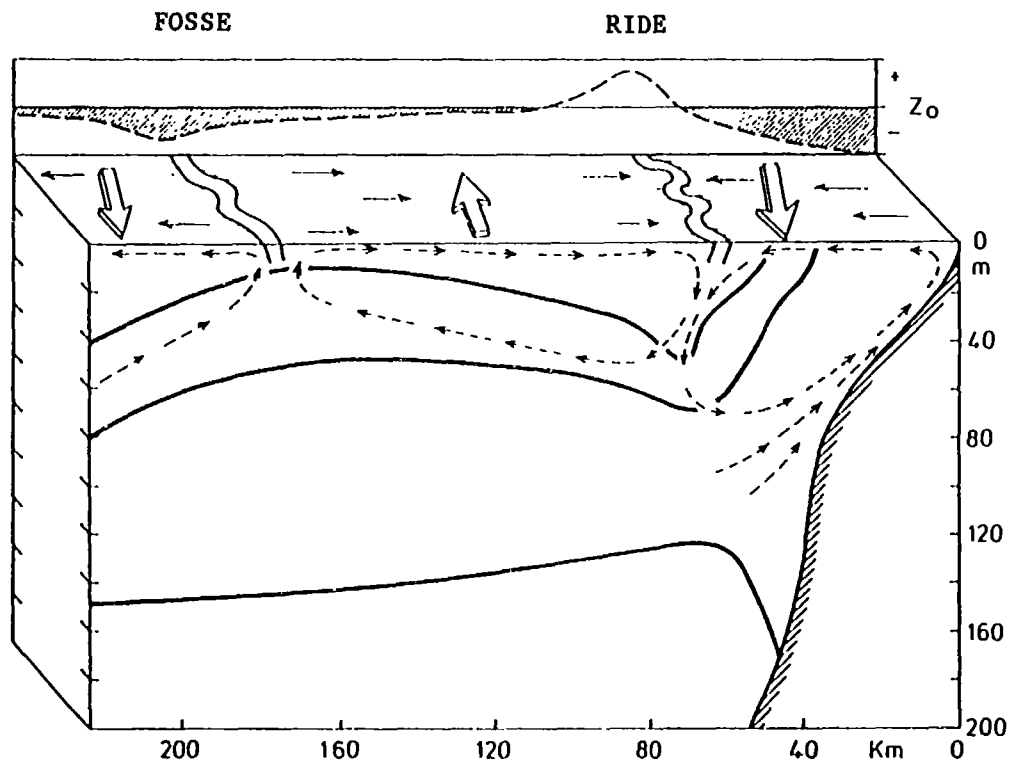


Fig. 3 Courants alternés dans la couche (en bas) et élévation de la surface océanique - zéro marin (au-dessus). Le trait renforcé indique une ligne typique d'isopycnales (1).

remontée d'eau profonde et un mouvement cyclique partiel. L'influence de la composante côtière du courant fait que la dimension longitudinale caractéristique du phénomène, le long de la côte, peut valoir plusieurs fois sa dimension transversale caractéristique.

Examinons à présent le cas concret de la dynamique des courants dans le secteur guinéen de l'Atlantique.

La remontée des eaux profondes le long de la pente (upwelling côtier) se produit constamment dans la région indiquée, pendant toute l'année. Ce processus est plus marqué de janvier à mai, lorsque circulent dans le secteur les eaux du courant des Canaries. L'upwelling atteint alors la surface et occupe la plus grande partie du plan d'eau.

Pendant la saison humide, l'upwelling se développe moins bien et n'apparaît pas en surface. Les raisons les plus probables de l'apparition de l'upwelling entre les mois de décembre et avril sont l'advection des eaux du courant des Canaries, la divergence du contre-courant équatorial et les tourbillons cycloniques qui se forment au-dessus des régions présentant un changement brusque de relief du fond lors de l'interaction du flux des courants avec les eaux côtières. Pendant la période allant de juillet à octobre, la remontée des eaux est déterminée par la divergence du contre-courant équatorial et du système de tourbillons dont l'axe horizontal se situe au-dessus de la pente. De tels tourbillons existent vraisemblablement pendant la période décembre-avril. Cette hypothèse permet d'expliquer la variabilité saisonnière de l'upwelling.

Pendant la saison humide, l'apparition de tourbillons à axe horizontal est rendue difficile par suite de l'importance des apports des cours d'eau et de la faiblesse de l'alizé du nord-est. Cela entraîne une réduction de la vitesse de débit des eaux superficielles venant de la côte vers l'extrémité de la plate-forme continentale et par conséquent le ralentissement de la remontée d'eau le long de la pente. De janvier à mai, l'action intense des tourbillons à axe horizontal croît en raison du renforcement de l'alizé du nord-est et avec le système de formation tourbillonnaire à axe vertical qui prend naissance par suite de l'interaction du courant des Canaries, du contre-courant équatorial et des eaux côtières. En conséquence, l'upwelling atteint en cette période son développement maximum.

III. DYNAMIQUE DE LA ZONE COTIERE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE GUINEENNE

A titre d'exemple concret d'interaction entre le mouvement des eaux et les processus géologiques, examinons les particularités de la dynamique des eaux de la zone côtière de la plate-forme guinéenne. Cette dynamique est déterminée en grande partie par l'intensité des apports fluviaux et des marées. L'érosion de la zone côtière donne lieu à de nombreux estuaires; l'importance du volume des apports fluviaux et la succession des différentes phases de marées compliquent la circulation générale des eaux de cette zone. C'est pour cette raison que, dans l'analyse de la distribution des différents paramètres, il faut distinguer les situations-types pour lesquelles les débits caractéristiques, les vitesses des courants et les phases de marées ont été déterminés. A l'heure actuelle un tel travail n'est possible que pour la baie de Sangaréah pour laquelle on dispose d'une importante quantité de données.

L'extrémité de la baie est un double estuaire formé par les fleuves Konkouré et Dubréka. L'eau douce de la rivière Dubréka circule dans la partie marine en constituant une bande étroite allant de la presqu'île de Kaloum jusqu'aux îles de Loos. Les eaux du fleuve Konkouré circulent sur un front plus large et sur une faible distance. Entre elles, dans la direction de l'île Konébonbi, se trouvent enclavées des eaux marines plus salées en fonction de la topographie du fond et de la nature du trait de côte.

Pendant la période de syzygie (mortes eaux), des courants horizontaux très forts provoquent sur la plate-forme continentale un mélange vertical intense des eaux.

Le processus de mélange le plus poussé se produit dans le plan d'eau côtier peu profond où s'établit une distribution verticale homogène des caractéristiques. La limite entre les eaux mélangées et les eaux stratifiées de la partie marine de la zone côtière est conventionnellement appelée "front de marée". La ligne du front de marée se signale par une différence visible dans la turbidité des masses d'eau.

L'intéressant c'est que la ligne de front, déterminée par la différence verticale des caractéristiques, se situe plus à l'ouest, c'est-à-dire qu'elle ne coïncide pas avec la limite visuelle. Un tel phénomène est probablement dû au fait que l'intensité du mélange vertical est suffisante pour créer l'homogénéité dans la phase liquide et insuffisante pour troubler la couche supérieure des sédiments.

Pendant la période des grands apports fluviaux et de la marée de syzygie, l'intensité du mélange dans la zone côtière s'affaiblit notablement. Les eaux les plus mélangées s'y trouvent à la périphérie des flux d'eau douce. L'eau douce circule alors dans la partie marine de la plate-forme, ne réussissant pas à se mélanger totalement aux eaux plus denses du fond. A la limite d'écoulement des principaux flux d'eau douce, on observe la zone frontale de ruissellement. En comparant les deux types de fronts, on constate que le front de marée est situé plus à l'ouest que le front de ruissellement.

Dans une telle situation, l'intensité du mélange vertical est suffisante pour mettre en suspension le matériel sédimentaire, par suite de quoi la ligne frontale entre les eaux côtières et marines de la plate-forme devient parfaitement visible. Celle-ci se situe un peu plus à l'ouest qu'au cours de la pleine mer.

Une situation tout à fait différente se présente pendant la période des grands apports fluviaux et pendant la quadrature. Dans ce cas, la vitesse des apports fluviaux est nettement supérieure à celle des courants de marée, ce qui se traduit par une importante diminution de l'intensité du mélange dans la couche d'eau comparativement aux marées de syzygie. Il en résulte une situation caractéristique des zones frontales provenant du mélange des eaux continentales et marines dans les mers sans marées et dans les estuaires. Les eaux des rivières Konkouré et Dubréka, après leur confluence, circulent en formant une couche d'un demi-mètre d'épaisseur dans la partie marine de la baie, qui se mélangent progressivement avec la couche d'eau salée sous-jacente. Le processus d'écoulement de la couche d'eau douce se détériore au fur et à mesure qu'on atteint une certaine épaisseur. La ligne formée à la surface de la mer, le long de laquelle se produit la détérioration de la couche d'eau douce, est appelée front de ruissellement.

La situation créée pendant la période des grands apports fluviaux et la quadrature (c'est-à-dire la présence du front de ruissellement et l'absence du front de marée), est observable visuellement par la diminution brusque de la turbidité des eaux de la zone côtière, étant donné que l'absence de mélange entraîne la sédimentation des substances en suspension.

Pendant les mois les plus chauds (mars, avril, mai), les apports fluviaux sont infimes et le front de ruissellement disparaît. Le front marée continue à exister et se reconnaît toujours à la brusque variation de la concentration des éléments en suspension. Pendant cette période qui précède le front de marée apparaît clairement une zone de convergence qui existe pendant toutes les saisons et toutes les phases de marée mais qui n'apparaît clairement qu'en saison sèche.

Notons que les lois établies sur la dynamique des eaux dans la baie de Sangaréah caractérisent d'une manière ou d'une autre toute la zone côtière guinéenne.

Conclusion

Nous avons examiné, dans leur aspect général, et sur des exemples pratiques, les particularités de la circulation des eaux et leur influence possible sur les processus géologiques. On a montré que le secteur guinéen de l'Atlantique est une zone où la dynamique des eaux est très puissante. L'existence des zones de convergence et de divergence des eaux, des upwelling océanique et côtier, d'apports fluviaux et d'intenses courants de marée y crée un champ favorable au développement des processus physico-chimiques et biologiques, entraînant une productivité biologique et une concentration des substances dans les barrières géochimiques.

Tout cela ouvre de grandes perspectives à la région sur le plan des ressources minérales. Pour en avoir une meilleure connaissance, il est nécessaire d'effectuer des études pluridisciplinaires dans le secteur guinéen de l'Atlantique à l'aide de moyens et de méthodes modernes d'investigation du milieu océanique.

BIBLIOGRAPHIE

- BEZBORODOV, A.A., KONATE S. et al. Hydrochimie du secteur guinéen de l'Atlantique. Preprint 85-35, Institut des Sciences géologiques de Kiev, 1985.
- GOLDBERG E.D. (ed). 1974. The sea, vol. 5 (Marine chemistry). Wiley-Interscience, New York.
- LE PICHON X., DEBYSER J., VINE F. (eds). 1981. Geology of oceans. Oceanol. Acta, 4, suppl.
- MITTELSTAEDT E. 1982. Large-scale circulation along the coast of North West Africa. Rapp. P.-v/Reun. Cons. Int. Explor. Mer, 180:50 - 57.
- SHEPPARD F.P., MARSHALL N.F., McLOUGHLIN P.A., SULLIVAN G.G. 1979. Currents in submarine canyons and other sea valleys. AAPG studies in Geology, 8.
- SEIBOLD E., BERGER W.H. 1982. The sea floor. An introduction to marine geology. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New York.
- SVERDRUP H.U., JOHNSON M.W., FLEMING R.H. 1942. The oceans - their physics, chemistry and general biology. Prentice Hall, New York.
- VOITURIEZ B. et HERBLAND A. 1982. Comparaison des systèmes productifs de l'Atlantique tropical Est: Dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial. Rapp. P.v. Réun. Cons. Int. Explor. Mer, 180:114 - 130.

LES RECHERCHES BIOSTRATIGRAPHIQUES DANS L'OCEAN ET LEUR ROLE
DANS LE REPERAGE STRATIGRAPHIQUE DES DEPOTS SEDIMENTAIRES

B. ZERNETSKIY*/

L'abondance des données géologiques résultant de forages profonds dans les océans, exécutés à bord du navire "Challenger", ainsi que les résultats des expéditions géologiques en mer ont permis de poser d'une façon nouvelle le problème de la biostratigraphie de la couverture sédimentaire du bassin océanique.

Néanmoins, le matériel obtenu (plus de 600 échantillons) est encore trop insuffisant, irrégulier, incohérent, hétérogène pour qu'on puisse résoudre les problèmes de la biostratigraphie de l'immense surface du globe terrestre qui est couverte d'eau. Les renseignements recueillis donnent du moins une idée du mode de répartition des restes organiques dans les dépôts sédimentaires méso-cénozoïques et permettent de retracer certains aspects de l'évolution de la couverture sédimentaire correspondante.

L'étude des carottes de sondage a montré la présence de dépôts dépourvus d'éléments organiques. Ce sont tout d'abord les argiles abyssales à zéolithes de couleur brune, largement développées dans les fosses du Pacifique central et les Mariannes orientales. La connaissance des processus de dissolution des coquilles de foraminifères planctoniques dans les dépôts est très importante: en dessous de la lysocline, l'érosion chimique opère de manière sélective quant à la dissolution des coquilles, ce qui modifie évidemment les cénozes des foraminifères, et les rend méconnaissables. Les vases nannoplanctoniques et les dépôts contenant des coquilles d'organismes à squelettes siliceux s'accumulent au-dessous de la lysocline des foraminifères planctoniques. Ainsi, dans les dépôts de fond on observe un tout autre mode de distribution des microorganismes planctoniques qui se distinguent, aussi bien au point de vue de la qualité que de la quantité, des autres biocénoses de la région donnée.

*/

Inst. des Sciences géologiques, Acad. Sci., R.S.S. d'Ukraine
(Kiev, URSS)

Etant donné que de nombreux échantillons stratigraphiques de la couverture meso-cénozoïque des océans témoignent de l'identité de la faune de foraminifères planctoniques provenant des dépôts de même âge de toute la zone tropicale, on emploie une échelle zonale pour le repérage des dépôts.

Inaugurées dans l'Atlantique, les recherches biostratigraphiques concernant la couverture sédimentaire commencées dans l'Atlantique ont été poursuivies dans les océans Pacifique et Indien. L'analyse de la composition des restes organiques et de leur répartition dans les dépôts a révélé une grande similitude pour les trois océans. C'est pourquoi on a choisi ici le cas de l'océan Atlantique, qui a été étudié de la façon la plus complète.

Plus de 200 forages réalisés à bord du navire "Challenger" dans l'Atlantique ont permis d'acquérir une information assez cohérente quant à la géologie de la région donnée. Le plus grand nombre des forages se situait dans les zones tropicales et subtropicales, bien que certains aient été effectués dans les zones de l'Arctique et de l'Antarctique. L'analyse des données géologiques a démontré la complexité de la structure stratigraphique de la couverture sédimentaire.

Des zones, fréquemment des étages, des sections et même des systèmes manquaient souvent dans les coupes de carottes. Des affleurements de dépôts paléogènes et néogènes étaient découverts au pied de montagnes, de collines, sur les pentes de volcans sous-marins, sur le fond l'océan (Fig. 1, 2).

Les microorganismes planctoniques (foraminifères planctoniques, radiolaires, nannoplancton, diatomées, silico-fagellés, calcoferrulidés) ont servi de base paléontologique à la stratigraphie océanique là où dominent nettement les dépôts pélagiques.

Dans un premier temps, les échelles stratigraphiques du paléogène de l'Europe et de l'Afrique de Nord ont été élaborées sur la base des foraminifères benthiques - les Nummulitides - d'où le nom de Nummulitique donné au Paléogène.

Ces derniers temps on a commencé à s'intéresser aux petites formes de foraminifères planctoniques qui sont plus largement présentes dans les dépôts marno-argileux d'âge paléogène des grands fonds.

La conception de l'échelle zonale du Paléogène fondée sur les foraminifères planctoniques est généralement associée au territoire de l'U.R.S.S. où en 1936 N.N. Soubbotina a élaboré la première échelle zonale du Paléogène et de l'Eocène du Caucase du Nord.

Un peu plus tard (1957) l'échelle zonale du Paléogène de la zone tropicale était mise au point; elle se fonde sur des échantillons de foraminifères planctoniques provenant de différentes régions du bassin des Caraïbes.

En utilisant ces échelles dans son étude de la stratigraphie des dépôts paléogènes de la région méditerranéenne, V.A. Krachenninikov (1964-1965) a réussi à vérifier et à comparer les schémas zonaux du bassin des Caraïbes, de la Crimée et du Caucase, ce qui lui a permis, vers la fin des

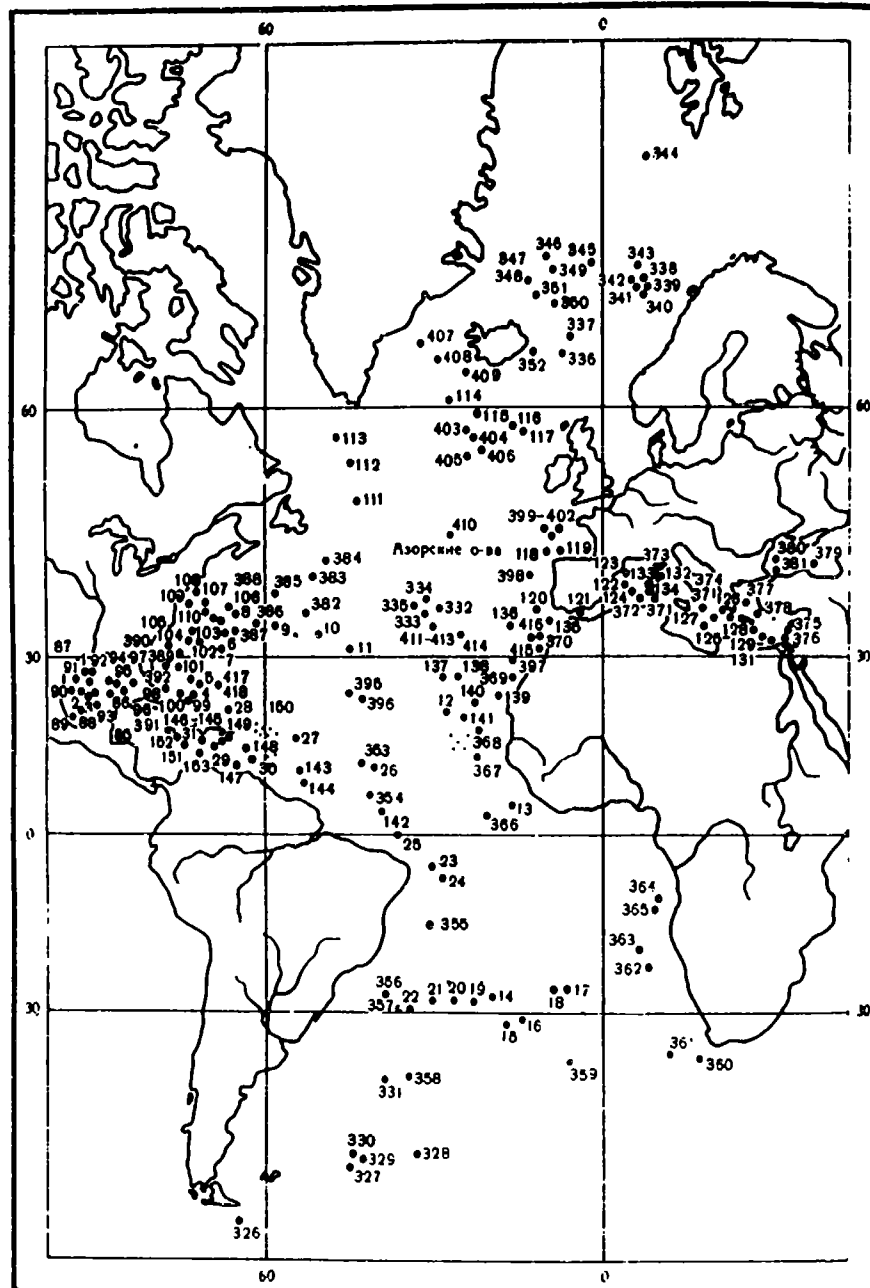


Fig. 1 Position des forages du Glomar Challenger dans l'océan Atlantique.

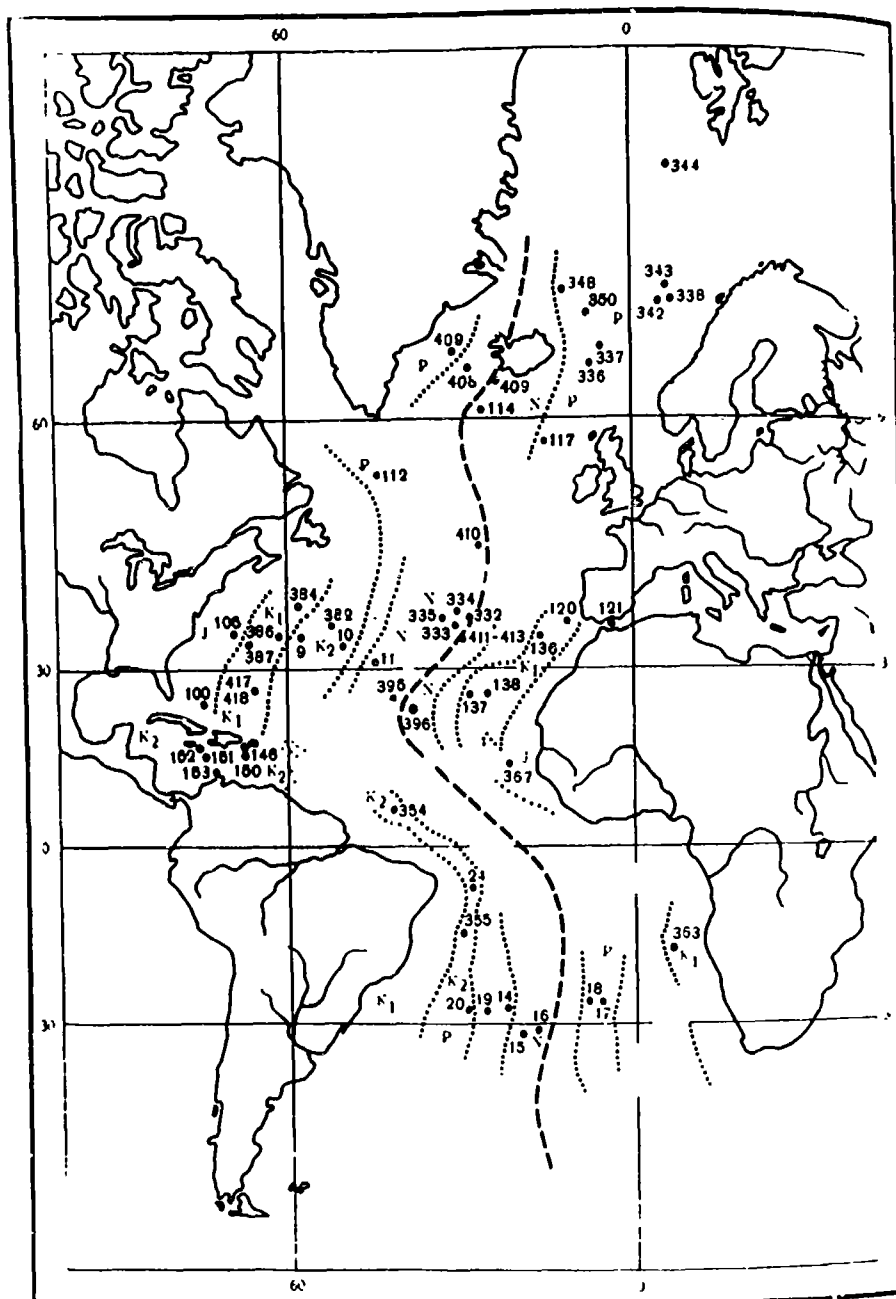


Fig. 2 Détermination de l'âge de la base de la couche sédimentaire dans l'océan Atlantique.

années 60, d'élaborer l'échelle zonale commune à toute la partie du globe terrestre ayant des eaux tempérées, entre 40° de latitude nord et 40° de latitude sud. On a constaté que les zones, définies d'abord pour les continents comme tropicales, subtropicales et tempérées, correspondent à un découpage similaire dans toutes les mers et les océans.

Dans la composition des foraminifères planctoniques on voit nettement une bipolarité avec les paléocénoses qui leur sont propres. On distingue les associations suivantes de foraminifères: équatoriales, tropicales et subtropicales. Cependant, dans les hautes latitudes, la composition des foraminifères planctoniques s'appauvrit; à leur place on trouve des microorganismes à squelette siliceux: radiolaires, silicoflagellés, diatomées. On élabore désormais des échelles fondées sur le plancton siliceux, ce qui permet d'établir les rythmes d'évolution - de synchronisme ou d'asynchronisme - du plancton et des siliceux.

On pratique déjà des recherches micropaléontologiques sur les calcis-phérulites (probablement les cystes des algues bleues), qui jouent un rôle important pour la stratigraphie des dépôts du Jurassique supérieur et du Crétacé.

On utilise, depuis peu, de petits et de gros foraminifères pour définir différents intervalles stratigraphiques du Paléozoïque et du Cénozoïque. Mais, pour le moment, leur rôle se limite au domaine des divisions et des subdivisions. Ils ont une importance considérable, surtout pour l'élucidation des conditions paléoécologiques. Pour le repérage des dépôts non carbonatés du Mésozoïque et du Cénozoïque (argiles abyssales à zéolites de couleur brune) on utilise des foraminifères agglutinés, unique groupe de microorganismes qui résistent à la dissolution. Ainsi, ce groupe de foraminifères benthiques pourrait, à l'avenir, être utilisé à des fins stratigraphiques.

Des carottages peu nombreux, forés dans l'Atlantique nord sur le plateau Rockall, dans les détroits du Danemark et dans l'Atlantique sud, sur le plateau des Falklands (Malouines), ont démontré qu'autour de l'Antarctide s'est formée une zone d'accumulation de la silice. Ce processus a commencé à se manifester au Paléocène supérieur, s'est poursuivi à l'Eocène avant de devenir prépondérant à l'Oligocène, alors que le courant froid circum-antarctique se mettait en place.

En même temps, le Paléogène de la mer de Norvège, comportant un plancton siliceux extrêmement développé, s'est séparé des territoires voisins où l'on trouve aussi du plancton siliceux. Or, l'objectif immédiat consiste à comparer les échelles zonales du Paléogène des hautes latitudes fondées sur le plancton siliceux avec les échelles élaborées sur la base du plancton calcaire. Par ailleurs, les foraminifères benthiques jouent un rôle assez important dans la stratigraphie des sédiments des eaux profondes. C'est pourquoi la solution du problème concernant l'évolution synchronique ou asynchronique du benthos et du plancton est d'un intérêt extrême pour les objectifs de la stratigraphie, non seulement des bassins océaniques mais aussi des faciès marins peu profonds des mers épicontinentales de Téthys.

L'examen du processus actuel de formation des sédiments à l'aide de techniques modernes, dans les mers et les océans, notamment dans l'Atlantique du Nord et du Sud a révélé des phénomènes frappants qui se produisent sur le fond.

La couverture sédimentaire d'origine moderne se forme sous l'influence de forts courants de fond. Les couches sédimentaires correspondantes forment les bancs les plus grands de toute la planète (jusqu'à 200 km de large, 1 000 km de long).

Le banc de Grand Bahama ou le plateau de Blake, au large de la Floride, sont de magnifiques exemples de ce phénomène. Il est possible que le relief de bas de pente du continent, dans la partie occidentale de l'Atlantique, aux profondeurs de 3 à 5 km ait été formé en grande partie par des courants de fond.

Le forage profond a démontré qu'il y a 15-20 millions d'années, les courants de fond érodaient de grandes surfaces du fond de l'Atlantique occidental, mais que depuis, c'est la sédimentation causée par les courants et entraînant la formation de grands bancs de matériel sédimentaire, qui joue un rôle prépondérant.

Les courants de fond participent aussi à la répartition du matériel de faible granulométrie le long des marges de l'Afrique, de l'Antarctide, de l'Australie, de l'Inde et de la Nouvelle-Zélande.

La formation de gros dépôts de matière principalement biologique, dans toutes ces régions, est favorisée par l'association d'une haute bioproduktivité dans les zones de la divergence circumpolaire et du courant circumpolaire de antarctique. Bien qu'un grand nombre de ces bancs ne soient pas dus à des orages sous-marins on peut affirmer que de vastes territoires du fond océanique se modifient par suite d'un transport de matériel sédimentaire dû aux courants de fond.

Le rôle principal des orages apparaissant périodiquement consiste à soulever des dépôts, qui sont alors pris en charge et transportés par des courants plus faibles, mais aussi plus stables. C'est pourquoi dans les carottes de sondage et dans les affleurements nous observons souvent une chronique géologique incomplète. En ce qui concerne les lacunes de zones dans la coupe, un certain rôle revient en outre aux turbidites, à l'érosion des dépôts peu consolidés et aux éboulements.

Le forage profond exécuté à bord du navire "Challenger" a apporté une information abondante qui a provoqué un saut qualitatif dans nos connaissances de l'histoire géologique de cette partie de l'écorce terrestre. Les forages se répartissent d'une manière irrégulière. Le plus grand nombre est concentré dans la zone tropicale - notamment dans la mer des Caraïbes, le golfe du Mexique et la Méditerranée.

Les résultats obtenus nous permettent de caractériser d'une façon complète la stratigraphie de la couverture sédimentaire de l'Atlantique. On est fondé à croire que les formations les plus anciennes, révélées par les sondages, sont du Jurassique supérieur. Elles ont été découvertes le long des continents de l'Amérique du Nord et du Sud, sur le plateau des Falklands (Malouines) dans le golfe de Gascogne et le long du continent africain. Leur composition lithologique est très variée: calcaires de toutes sortes, argiles, argilites, petits grains de silice, marnes et sables quartzeux grossièrement triés, renfermant des intercalations de lignite et de restes végétaux; on connaît aussi des faciès d'origine récifale.

Du Callovien jusqu'au Tithonique l'âge des dépôts est déterminé d'après la présence de nannoplancton, de dinoflagellés, de foraminifères

agglutinés, d'aptychus, de calpionelles. On trouve parfois des ammonites. L'épaisseur totale des dépôts du jurassique supérieur atteint 200 m.

Les formations du Crétacé inférieur occupent les plus vastes espaces de l'océan Atlantique. Dans l'hémisphère boréal elles remplacent sans interruption les dépôts du Jurassique supérieur et reposent directement sur le fond basaltique au long de la chaîne médio-Atlantique. Dans l'hémisphère austral (plateau des Falklands (Malouines) des dépôts du Crétacé inférieur reposent sur les sédiments dénudés du Jurassique supérieur commençant par les dépôts d'Aptien.

Dans l'Atlantique on peut observer, au Crétacé inférieur, tous ces étages - du Bérriasien à l'Albien compris. Pourtant, on constate des lacunes dans les coupes des sondages et une assez grande variété de composition lithologique allant des gravilites peu profonds, des calcaires de lagons et détritiques, des calcarénites à rudites et orbulines à des vases nannoplanctoniques, des argiles noires, des dépôts chimogènes et des argilites à radiolaires. Le Crétacé inférieur est bien caractérisé par des foraminifères planctoniques et benthiques et des Mollusques. L'épaisseur totale des dépôts du Crétacé inférieur ne dépasse pas 400 m.

Les formations du Crétacé supérieur sont largement développées sur le plan d'eau côtier de l'océan Atlantique. Elles reposent souvent sans transition sur le Crétacé inférieur; on constate parfois des interruptions de sédimentation et des discordances.

A proximité de la chaîne médio-Atlantique, différents horizons du Crétacé supérieur reposent sur le fond basaltique de l'océan. On observe ainsi de longues interruptions dans la sédimentation: les dépôts du Cénozoïque reposent sur des formations bien plus anciennes.

Il faut noter qu'au Crétacé supérieur on repère bien tous les étages, du Cénomaniens au Maestrichtien compris. Ils sont nettement caractérisés par des groupements planctoniques et benthiques de la faune du nannoplancton, et se distinguent par la grande diversité des faciès: des calcarénites peu profondes (à orbitoïdes, échinides, coraux, algues, gastéropodes, rudistes, etc) aux vases pélagiques à nannofoaminifères, aux calcaires et à la craie.

Parmi les variétés lithologiques, une place particulière est occupée par les faciès d'argiles noires et d'argilites, riches en matière organique (Cénomaniens-Coniaciens) et par les faciès d'argiles abyssales, bariolées, à zéolites, contenant des radiolaires et des foraminifères agglutinés primitifs. L'épaisseur totale du Crétacé supérieur atteint 500 m (fosse de Kane, sondage 361), mais l'épaisseur moyenne est de 200 à 250 m.

Les sédiments paléogènes se retrouvent presque partout dans le plan d'eau côtier de l'Atlantique et ne se limitent pas à une bande étroite le long de la chaîne médio-Atlantique.

Sur la base des foraminifères planctoniques on a établi toutes les divisions du Paléocène.

Une autre excellente caractérisation paléontologique, permettant d'effectuer une datation zonale, est fournie par les radiolaires et le nannoplancton. Dans de nombreuses régions de la zone tropicale on constate

des interruptions de sédimentation. Parmi les dépôts paléogènes on trouve aussi bien des formations peu profondes que des formations de grande profondeur présentant toute la gamme des faciès. Mais là, les faciès d'argiles noires, enrichies en matière organique, sont déjà absents.

Le paléogène du massif de la Sierra-Leone a la plus grande épaisseur (580 m, sondage 366). L'épaisseur du Paléogène ne dépasse pas, en général, 150-400 m.

Les sédiments néogènes-quaternaires sont développés sur toute l'étendue du plan d'eau côtier de l'Atlantique. Dans la partie centrale de l'Atlantique et dans la zone de la chaîne médio-Atlantique ils reposent directement sur les basaltes de la croûte et ne manquent que sur les montagnes, les massifs et les plateaux isolés où ces faciès ont été ultérieurement dénudés.

Pour le repérage des dépôts néogènes et quaternaires on utilise principalement des associations planctoniques de la faune et de la flore ayant un squelette calcaire siliceux. Les échelles zonales, élaborées sur la base des foraminifères planctoniques, permettent de diviser le Miocène en 18 zones (4-18), et le système quaternaire en 2 zones (22-23).

La plus grande épaisseur de dépôts néogènes-quaternaires (1 300 m) près des côtes occidentales de l'Afrique a été repérée dans le sondage 397.

Les recherches stratigraphiques, réalisées en 120 stations au cours de la 38^e expédition du navire-laboratoire "Académik Vernadskii" (1984) ont permis de localiser les plus anciennes formations sédimentaires aux stations 4249, 4250, 4253, dans le bassin du Cap-Vert et sur la marge occidentale du bassin des Canaries. Ces formations peuvent éventuellement être attribuées à l'Eocène moyen du système paléogène, sans rattachement zonal précis. A en juger par l'aspect, ce sont des marnes blanches compactes, assez plastiques à l'état ramolli; par endroits elles sont couvertes de croûte ferro-magnésienne et sont faiblement consolidées. L'espèce *Clavigerinnella akersi*, qui n'est pas connue dans les dépôts plus récents, est bien représentée parmi les foraminifères planctoniques. De menues globorotalies à piquants, trouvées dans les échantillons de marnes, méritent une étude approfondie.

Les dépôts d'âge néogène sont assez largement développés dans la zone tropicale de l'Atlantique. Ils sont révélés par un certain nombre de carottes forées à bord du "Challenger" dans les secteurs occidental et oriental de cet océan.

Nous avons eu de nouveaux renseignements sur la stratigraphie et la répartition des formations néogènes dans cette région. On a réussi, de la façon la plus nette, à repérer la zone 20 à la base du Pliocène (d'après l'échelle de Blow, 1969); elle existe aux stations du polygone de Guinée, sur la montagne de la zone de fracture de la Romanche, dans la zone de fracture de Vernadski, dans le bassin des Canaries. La zone sus-jacente 21 n'est pas déterminée dans les carottes géologiques étudiées; quant aux dépôts quaternaires, ils reposent en discordance sur les dépôts de la zone 20.

On n'est pas arrivé à établir une limite nette entre les dépôts pliocènes et quaternaires révélés dans les carottes examinées. Les dépôts quaternaires de la zone tropicale de l'Atlantique, y compris la région des

Caraïbes, correspondent à une zone de *Globorotalia truncatulinoïdes* riche en complexe planctonique, y compris l'espèce zonale. Cette zone est divisée en cinq sous-zones, dont quatre appartiennent au Pléistocène. Cependant, ces sous-zones, nettement déterminées dans la région des Caraïbes, ne sont pas représentées par leur volume total dans les carottes que nous avons étudiées pendant l'expédition. La sous-zone de *Globorotalia crassaformis* *viola* n'a été trouvée nulle part. Les dépôts des sous-zones de *Globorotalia crassaformis* *hessi*, et *calida* ne sont pas présents dans les coupes des zones de fracture de Vima, de la Romanche et de Vernadski, ni du plateau de la Sierra Léone, ou du polygone de l'Amazone. On n'a trouvé nulle part la zone (l'espèce zonale) de *Globigerina bermudezi*. Les dépôts de la sous-zone holocène de *Globorotalia fimbriata* ne sont signalés qu'en deux endroits - sur le polygone de l'Amazone et dans le bassin du Cap-Vert.

On a donc constaté qu'il est difficile de trouver les unités stratigraphiques en succession continue sur l'immense surface de la zone tropicale de l'Atlantique. Des divisions, des étages, des zones, des sous-zones manquent dans les coupes.

En examinant l'aspect général de la répartition des formations sédimentaires, il est facile de remarquer que, dans la zone tropicale de l'Atlantique, dans la direction allant des continents vers la chaîne médio-Atlantique, les dépôts jurassiques sont d'abord remplacés par ceux du Crétacé inférieur, qui à leur tour, sont remplacés par les formations du Crétacé supérieur, du Paléogène et du Néogène.

On observe également des changements de faciès suivant la coupe (des faciès relativement peu profonds jusqu'à ceux des grandes profondeurs), et la migration des faciès de la périphérie des océans vers les chaînes médianes, quand la limite lithologique entre les faciès relativement peu profonds et ceux de grandes profondeurs traversent la limite chronostratigraphique.

On a observé que les dépôts de même âge ont une composition lithologique différente sur le plan latéral, ce qui témoigne sans doute de différences d'amplitude dans les oscillations du fond océanique au cours de la formation du sédiment.

La corrélation de coupes voisines présente de grandes difficultés. C'est pourquoi, si l'on veut établir les modalités de la sédimentation et de la succession des unités stratigraphiques il sera nécessaire de passer, à l'avenir, au levé géologique du polygone.

En conclusion il convient de souligner qu'à l'heure actuelle les recherches stratigraphiques s'orientent surtout vers une étude complexe qui revient à utiliser simultanément les différentes associations de la faune et de la flore, et à appliquer plusieurs méthodes physiques: la méthode paléomagnétique, celle de la paléotempérature et la méthode de datation absolue.

Seules des recherches de cet ordre pourraient résoudre les problèmes d'élaboration de l'échelle zonale globale du Meso-Cénozoïque.

LA STRATIGRAPHIE DU FOND DE LA PLATE-FORME ET DE LA PENTE
CONTINENTALE DE LA REPUBLIQUE DE GUINEE

B.F. ZERNETSKIY*/

La stratigraphie de la couverture sédimentaire au large de l'Afrique occidentale n'est pas encore suffisamment étudiée.

Des forages profonds en mer répartis sur une vaste région de l'océan, et dont l'exécution démarrait à bord du navire "Challenger" en 1968, ont fourni de nouvelles informations concernant la stratigraphie de la couverture sédimentaire de l'océan. L'étude approfondie de la répartition des foraminifères planctoniques dans les coupes de sondages nous a permis de mettre en évidence des zones et des sous-zones, et même d'établir une corrélation des dépôts sédimentaires non seulement dans l'océan Atlantique mais aussi dans les océans Pacifique et Indien.

L'immense étendue de ces zones nous permet de les considérer comme des subdivisions stratigraphiques à l'intérieur des étages.

L'idée générale de la structure géologique et de la stratigraphie de la plate-forme et de la pente continentale de la Guinée dans ce secteur de l'Atlantique se fonde sur des résultats de forages profonds et d'expéditions géologiques en mer réalisées au cours des dernières années à bord des navires-laboratoires "Académik Vernadskii" et "Professeur Kolesnikov".

A partir des années 50 l'intérêt géologique pour les sédiments d'origine moderne, qui constituent la clef de la compréhension de nombreux problèmes stratigraphiques, s'est brusquement accru. On a déterminé par exemple le rôle des courants de turbidité dans la formation des dépôts de fond et leur place dans les sédiments anciens. On a également entrepris l'étude des conditions écologiques des mers actuelles; les résultats de ces recherches pourraient, éventuellement, expliquer l'origine des roches sédimentaires.

*/ Inst. des Sciences géologiques, Acad. Sci., d'Ukraine RSS (Kiev, l'URSS)

En s'attachant à l'examen des dépôts de grands fonds, les stratigraphes négligeaient l'observation des sédiments peu profonds de la plate-forme, car les sédiments d'origine actuelle manquent dans plusieurs endroits de la plate-forme; quant aux dépôts sableux à gros grains, disposés dans la partie externe de la plate-forme, les chercheurs n'arrivaient pas à expliquer leur présence. Une explication a été trouvée pour les dépôts de la partie externe de la plate-forme, à grains moins gros: ils sont considérés comme des formations liées à une montée du niveau de l'océan provoquée par la fonte des glaces, à la fin de la dernière période glaciaire. Ainsi, l'examen de ces faciès sédimentaires transgressifs nous amène à comprendre le processus de formation de diverses structures de sédiments côtiers de basses eaux.

Les sédiments de la plate-forme et de la pente continentale de la Guinée se caractérisent par la grande variété des faciès. Ici on peut observer toute la gamme des roches, qui va des vases jusqu'aux sables à gros grains, bien triés.

La formation de ces sédiments est en rapport direct avec la structure géologique du continent africain aussi bien dans sa partie continentale que sous-marine.

Des carottages profonds en mer, forés le long de la côte occidentale de l'Afrique, nous permettent de mettre en évidence les particularités principales de la stratigraphie régionale dans ce secteur de l'océan Atlantique (Fig. 1).

Le forage No. 367, situé au sud-ouest des îles du Cap-Vert, nous a fourni l'information la plus complète. Les dépôts les plus anciens découverts par ce sondage reposent en concordance sur des basaltes et appartiennent au Jurassique supérieur. Ce sont des calcaires argileux, des marnes et des argiles calcaires contenant du nannoplancton, des foraminifères benthiques, de rares Ammonites et leurs apthychnus, des Crinoïdes et des Pélécypodes pélagiques. Leur âge correspond à l'Oxfordien-Cimmerien. Tous ces dépôts sont recouverts de calcaires nannoplanctoniques gris-clair d'âge tithonique à petits lits de marnes gris-verdâtre, d'argilites sombres et de silex, attribués à la zone de Parhabdolithus embergeri. L'épaisseur totale des dépôts du Jurassique supérieur dépasse 120 m.

Les formations susjacentes étant du début du Crétacé (Berriasien, Valanginien et Hauterivien) se composent de calcaires nannoplanctoniques blancs et gris-clair renfermant de petits lits de marnes verdâtres et des lentilles de silex. Un banc d'argiles noires apparaît dans la partie supérieure de la coupe.

L'épaisseur totale de ce banc fait 130 m.

Les dépôts de Barrémien-Aptien-Albien, que l'on observe plus haut, se composent d'argilites et d'argiles noires, grises et gris-verdâtre, contenant du nannoplancton et des foraminifères planctoniques (*Hedbergella*, *Globigerinelloides*). Dans les schistes noirs on constate une haute teneur en produits d'origine organique. L'épaisseur du faisceau de couches argileuses est d'environ 200 m. La transition des dépôts du Crétacé infé-

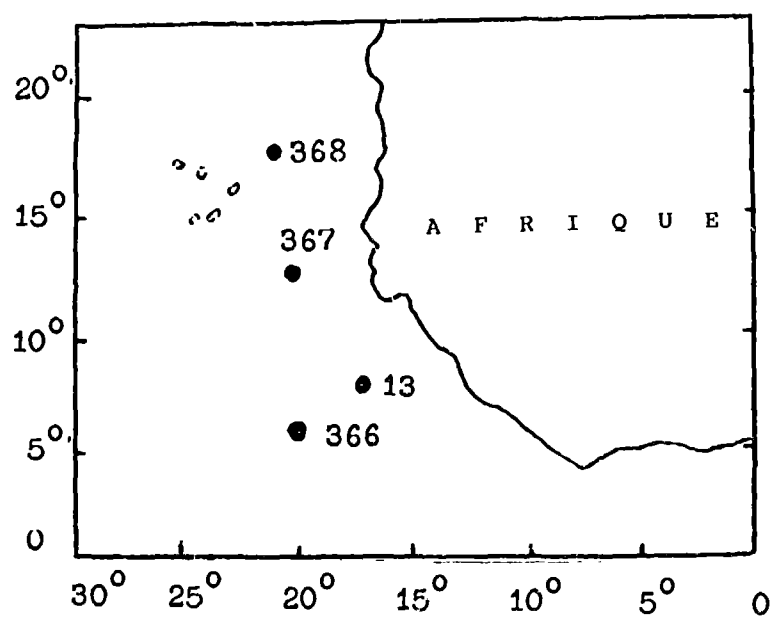


Fig. 1 Localisation des forages au large
de l'Afrique occidentale.

rieur à ceux du Crétacé supérieur est progressive. Les dépôts du Cénomaniens et du Turonien sont représentés par des argiles bitumineuses noires contenant des associations nannoplanctoniques pauvres et des foraminifères planctoniques. L'épaisseur du Crétacé supérieur peut atteindre 250-400 m.

Sur le massif de la Sierra Léone, dans le forage No. 366, on n'a découvert que les dépôts du Crétacé supérieur (le Maestrichtien) représentés par la craie blanche à nannofoaminifères. Plus à l'est, dans le forage No. 13, on a observé la coupe complète des dépôts du Crétacé supérieur (Sénonien-Campanien). A la base de cette coupe il y a une assise d'argilites brunes (30 m d'épaisseur) contenant de petits lits de silex et de calcaires. Au-dessus de ces roches nous avons une assise épaisse (près de 230 m) de vases nannoplanctoniques et d'argiles renfermant de petits lits d'argilites silicatées. L'analyse des foraminifères planctoniques No. 5 a permis de déceler dans cette assise des dépôts du Campanien (zones des *Globotruncana elevata* et *Globotruncana calcarata*) et ceux du Maestrichtien (zone d'*Abathomphalus mayaroensis*).

On constate que les dépôts du Paléogène reposent en concordance sur les dépôts du Crétacé supérieur dans le sondage No. 366 (le plateau de la Sierra Leone) et les recouvrent en petite discordance dans le sondage No. 367 (latitude 12°29'21''N; longitude 20°12'83''W; profondeur 4 748 m) et dans le sondage No. 368 (latitude 17°30'43''N; longitude 30°21'23''W; profondeur 3 368 m).

Ici, les dépôts du Paléocène sont représentés par des argiles bariolées à foraminifères agglutinés; ces argiles bariolées sont recouvertes d'argiles zéolitiques compactes à silex et porcelaniques appartenant à l'Eocène inférieur et moyen. L'Eocène supérieur comprend des argiles à diatomées et à radiolaires. L'Oligocène n'est pas présent dans le sondage car on a passé l'intervalle de 50 m sans avoir effectué de carottage; en ce qui concerne les roches susjacentes elles datent du Miocène moyen.

La carotte No. 366, forée sur le seuil de la Sierra Léone, a montré que la sédimentation qui s'est produite à la limite du Crétacé/Paléogène a une épaisseur de 580 m. Le Paléocène inférieur est constitué de marnes; l'Eocène inférieur et moyen se caractérise par l'interstratification de la craie nannoplanctonique, des calcaires silicifiés et des silex. Dans l'Eocène supérieur et l'Oligocène nous constatons l'alternance de la craie nannoplanctonique, des marnes et des argiles calcaires.

Un peu plus à l'ouest, l'Eocène supérieur et l'Oligocène manquent dans la coupe paléogène du sondage No. 13; quant aux vases à nanno-radiolaires elles sont recouvertes de dépôts du Miocène inférieur qui sont représentés par des argiles planctoniques à radiolaires, brun-clair. Plus haut, ces argiles sont remplacées par des argiles zéolitiques brunes, qui à leur tour, sont recouvertes d'argiles nannoplanctoniques brunes à foraminifères et de vases dans lesquelles on distingue déjà toutes les zones à foraminifères du Pliocène (*Globorotalia evoluta*, *G. miocenica*, *G. tosaensis*).

L'épaisseur totale des formations néogènes dans cette région de l'Afrique occidentale fait 125 m (Fig. 2).

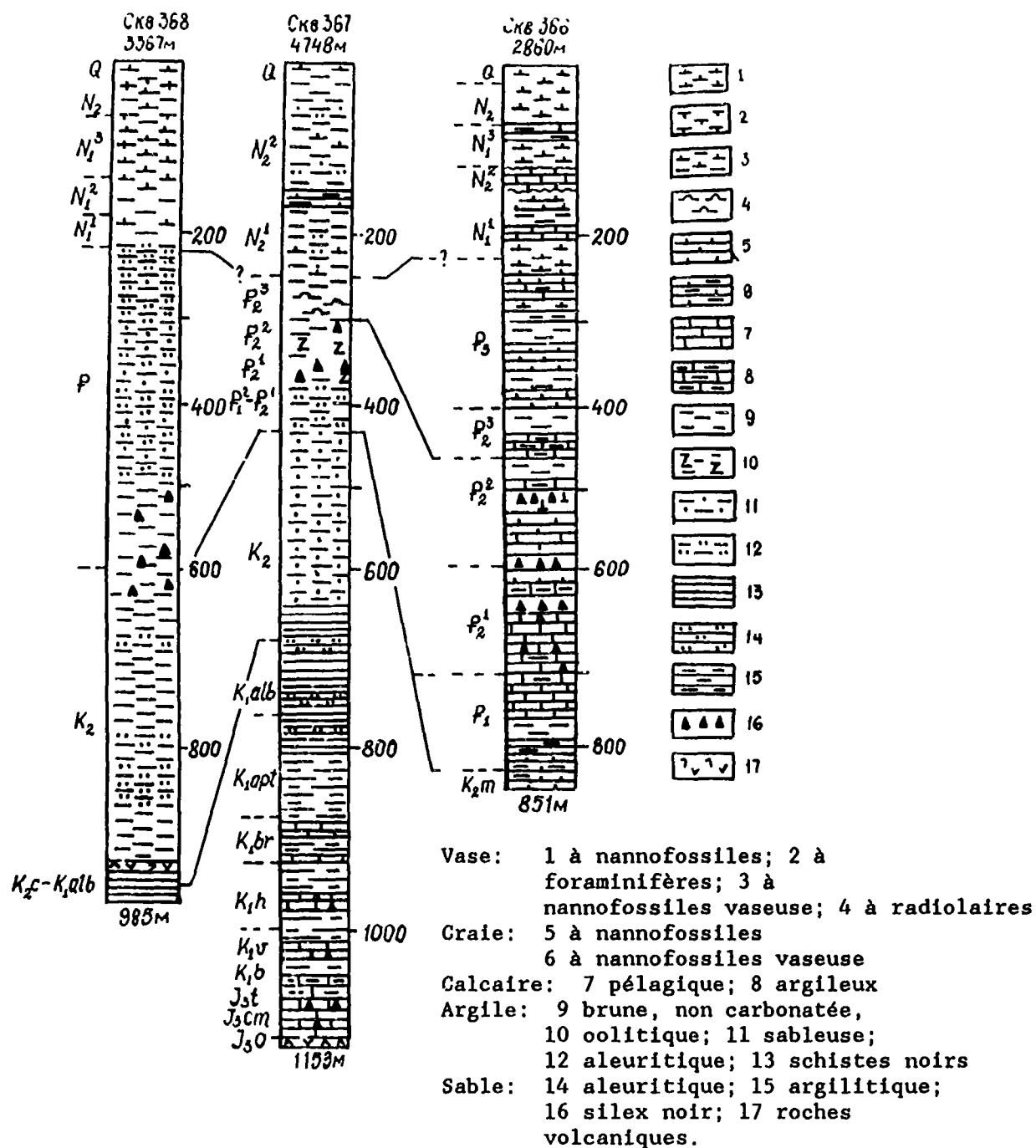


Fig. 2 **Determination de l'age des échantillons**

Au cours de la 27ème expédition du navire-laboratoire "Académik Vernadskii" on a recueilli de nouveaux renseignements concernant la stratigraphie et l'expansion des formations néogènes dans cette région. On a décelé, de la façon la plus nette, la zone N 20 à la base du Pliocène supérieur.

La carotte levée à la station 4027 (1 260 m), s'est montrée extrêmement intéressante. Après l'avoir examinée on a pu détecter sur la pente continentale des affleurements de roches du socle plus anciennes représentées par des argiles en motte de couleur brun-verdâtre. L'analyse de la faune des foraminifères planctoniques, d'après la coupe de la carotte (longueur 65 cm), nous apprend qu'il y a, dans la couche superficielle et dans les argiles-mêmes (les organismes limnivores), des foraminifères planctoniques holocènes. Dans la roche du socle on détecte des espèces qui sont typiques du Néogène supérieur: *Sphaerodinella dehiscens* (Park. et Jon.), *Sphaerodinellopsis seminulins* (Swag.), *Biorbulina bilobata* Orb. - et aussi un complexe assez abondant de benthos où dominent les formes du genre *Rupertia*. Nous avons également découvert des affleurements de roches du socle aux stations 4046 et 4044 (1 048 m). A la dernière station, sous les sédiments quaternaires, à la profondeur de 90 cm, se trouve une couche de roche semblable à celle qui affleure à la station 4027 (argilo-calcaire en mottes, brunâtre, remplie de faune de foraminifères planctoniques et benthiques). L'étude de la composition des foraminifères révèle la présence des espèces suivantes: *Orbulina suturalis* Bronn., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globoquadrina altispira* (Cush. et Jarv.), *Biorbulina bilobata* Orb., *Sphaerodinella dehiscens* Park. et Jon., ce qui nous permet d'attribuer les roches encaissantes au Néogène supérieur, et plus exactement à la zone P 20 du Pliocène supérieur. Donc, grâce aux nouvelles données concernant la géologie de la pente continentale de l'Afrique occidentale nous pouvons déchiffrer d'une manière nouvelle l'histoire de la formation de la couverture sédimentaire dans cette région intéressante durant le Cénozoïque tardif.

Les découvertes de nannofossiles redéposés à l'époque éocène, dans les vases gris-verdâtre de teinte brunâtre, aux stations 4027 et 4044, et dans les vases crème d'âge néogène à la station 4046, laissent croire qu'au fond de l'océan, sur la pente occidentale, affleurent les roches éocènes et pliocènes du socle qui sont la source de l'érosion et de l'apport de matériaux sédimentaires dans les formations plus jeunes.

Dans les forages 366, 367, 368 et 13 on a foré toute l'assise des dépôts quaternaires dont l'épaisseur atteint environ 200 m.

La composition faunistique des foraminifères nous permet d'attribuer le complexe étudié à la province tropicale-subtropicale où dominent les représentants d'espèces telles que *Globorotalia*, *Globigerinoides*, *Orbulina*.

L'analyse des foraminifères étudiés permet de mettre en évidence toutes les sous-zones, révélées précédemment dans les dépôts quaternaires de la région des Caraïbes. (Bolli et Premoli Silva, 1973).

On peut ici facilement diagnostiquer les cinq sous-zones suivantes de la zone *Globorotalia truncatulinoides* s.l.: - *Globorotalia crassaformis* viola, *G. crassaformis* hessi, *Globigerina calida calida*, *Globigerina bermudezi*, *Globorotalia fimbriata*.

Pourtant les subdivisions stratigraphiques établies dans les dépôts quaternaires de la plaine abyssale et le plateau de la Sierra Léone, ne sont plus déterminées par le forage géologique sur la marge continentale de l'Afrique occidentale (le polygone de Guinée), en ce qui concerne la pente continentale et la plate-forme, on n'y voit que des formations récentes formées à l'holocène. La sédimentation intensive se produit à l'époque actuelle dans la zone de la plate-forme de Guinée. Les dépôts superficiels dans la zone côtière sont représentés, d'ordinaire, par des vases jusqu'à la profondeur de 20 m; plus bas ces vases sont remplacées par des sables détritiques glauconifères à coccolitho-foraminifères ou les mêmes vases à plus faible teneur en quartz; les vases aleuritiques se forment aux profondeurs de 170 à 250 m. Les profondeurs allant de 1 000 à 3 600 m se caractérisent par la présence de vases à coccolitho-foraminifères et foraminiféro-coccolithes. Les foraminifères calcaires et les nannofossiles calcaires sont les sources principales de la sédimentation. Les vases ont un aspect sableux en raison de la présence de coquilles de foraminifères planctoniques qui constituent jusqu'à 99% de la fraction sableuse des sédiments.

Les associations de nannoplancton se trouvant dans la couche superficielle des sédiments se composent de fragments de carapaces d'algues-coccolithophoridés unicellulaires de teinte dorée. Les espèces dominantes de la zone *Emiliana huxleyi* sont *Helicosphaera carteri*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Syracosphaera pulchra* et d'autres.

A l'heure actuelle, un premier examen du matériel disponible nous permet de proposer trois zones d'évolution des dépôts à foraminifères qui correspondent, dans l'espace, à la bathymétrie de la pente continentale et longent la côte (Fig. 3). L'étude approfondie du mode de distribution de la faune des foraminifères sur le polygone de Guinée pourrait contribuer à la solution aussi bien des problèmes théoriques que d'un certain nombre de problèmes pratiques liés à la productivité biologique de cette région.

Comme on le sait, les foraminifères jouent un grand rôle dans la répartition générale de la productivité, surtout dans la zone peu profonde de la plate-forme, où leur proportion dépasse parfois 75%. Actuellement on observe dans les zones tropicales peu profondes de l'océan un processus de formation de nouveaux faciès à foraminifères tels qu'amphistégines, banulogypeïnes, pénéroplissés et autres, qui n'ont pas d'analogues dans les sédiments anciens.

L'étude des foraminifères actuels est très importante pour la bonne compréhension et l'évaluation de la biomasse globale du benthos, pour la détermination de la vitesse d'accumulation des sédiments et des produits d'origine organique, pour la stratigraphie et la corrélation des dépôts à faciès différents.

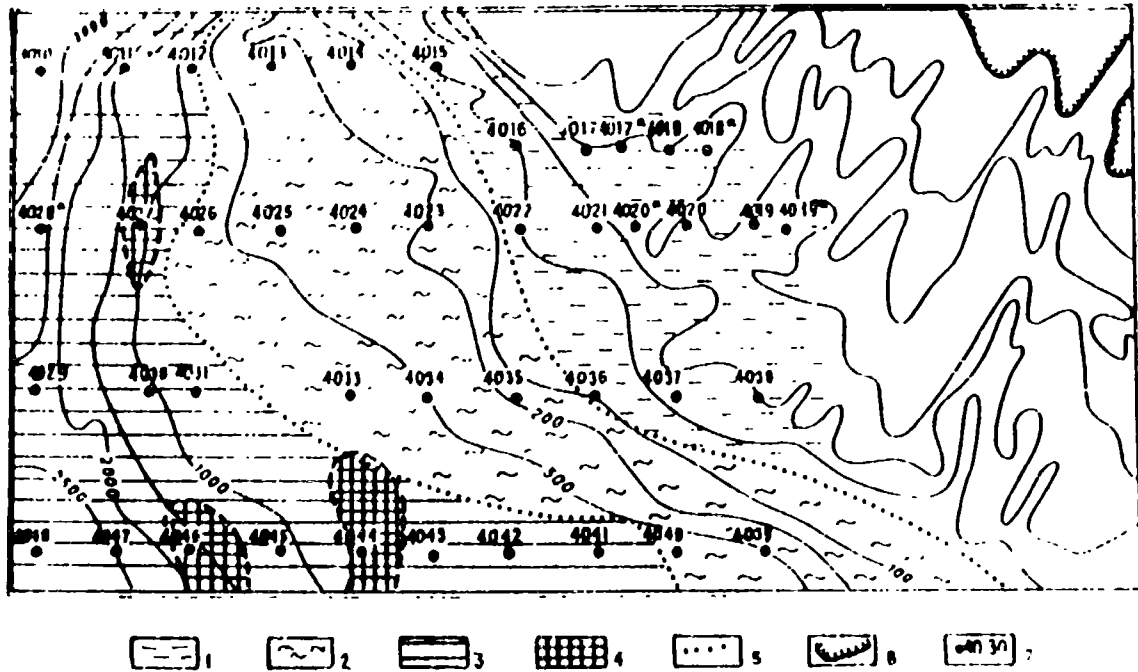


Fig. 3 Distribution des foraminifères dans les sédiments du fond océanique, plateau continental de Guinée.

1. Pas de foraminifères.
2. Foraminifères benthiques.
3. Foraminifères planctoniques.
4. Roche nue.
5. Limites des foraminifères.
6. Trait de côte.
7. Stations géologiques.

De plus, les foraminifères peuvent faire l'objet d'un merveilleux élargissement des observations radioécologiques dans la région qui nous intéresse. Toutes ces questions nécessitent l'organisation et l'exécution de travaux scientifiques spéciaux qui engloberaient des recherches hydrologiques, chimiques, lithologiques et biologiques. Les problèmes d'écologie des foraminifères actuels ne sont pas suffisamment étudiés, bien qu'ils soient l'objet d'une attention accrue depuis quelques années.

On voit donc qu'il est difficile de reconstituer une succession continue des unités stratigraphiques sur l'immense surface de la zone tropicale de l'Atlantique oriental. La corrélation de coupes voisines offre également de grandes difficultés. C'est pour établir les modalités de la sédimentation et de la succession des unités stratigraphiques qu'il est indispensable d'exécuter le levé géologique du polygone.

Quant aux recherches stratigraphiques de la zone tropicale de l'océan Atlantique (pente continentale et plate-forme de la Guinée) nous n'y avons fait que les premiers pas mais on ne saurait douter de l'importance qu'auront leurs résultats pour le développement des autres spécialités de la science géologique.

LA SEDIMENTATION MARINE QUATERNAIRE DU CONGO ET DU GABON
(LITTORAL, PLATEAU CONTINENTAL, PENTE ET EVENTAIL
DETRITIQUE PROFOND)

P. GIRESSE*/

Les bassins côtiers du Congo et du Gabon correspondent à des golfes des mers crétacées et tertiaires, qui se sont plus ou moins avancées vers le continent lors des épisodes de l'ouverture et de l'expansion de l'océan Atlantique Sud. Ces deux bassins, connus depuis longtemps grâce aux contours de leurs affleurements, sont artificiellement séparés par l'avancée vers l'océan du socle précambrien à hauteur du Mayoumbé. Les couches continentales du Crétacé inférieur (anté-salifère) affleurent dans les paléovallées qui descendent des reliefs précambriens de la chaîne du Mayoumbé. Les couches marines du Crétacé supérieur (post-salifère) ne présentent que des affleurements très limités qui sont circonscrits aux pointes successives du littoral dont elles déterminent le modelé. Ces bassins côtiers sont essentiellement couverts par les dépôts fluviaux et colluviaux de la série des Cirques, équivalent local du Continental terminal.

LE LITTORAL ET LA PLAINE COTIERE

A partir des reliefs montagneux du Mayoumbé, on distingue trois étagements (Fig. 1) morphologiques en allant vers le trait de côte (Vennetier, 1968):

- un relief de collines à une altitude moyenne de 175 m, disséqué par un réseau hydrographique dense,
- une zone de plateaux entre 80 et 120 m où la percolation au sein des niveaux sableux plus ou moins perméables est importante. L'érosion superficielle est faible, mais, en revanche, la circulation phréatique détermine des transports par soutirage souterrain qui aboutissent à des effondrements (érosion en cirque),

*/ Laboratoire de recherches de sédimentologie marine, Université de Perpignan, (Perpignan, France)

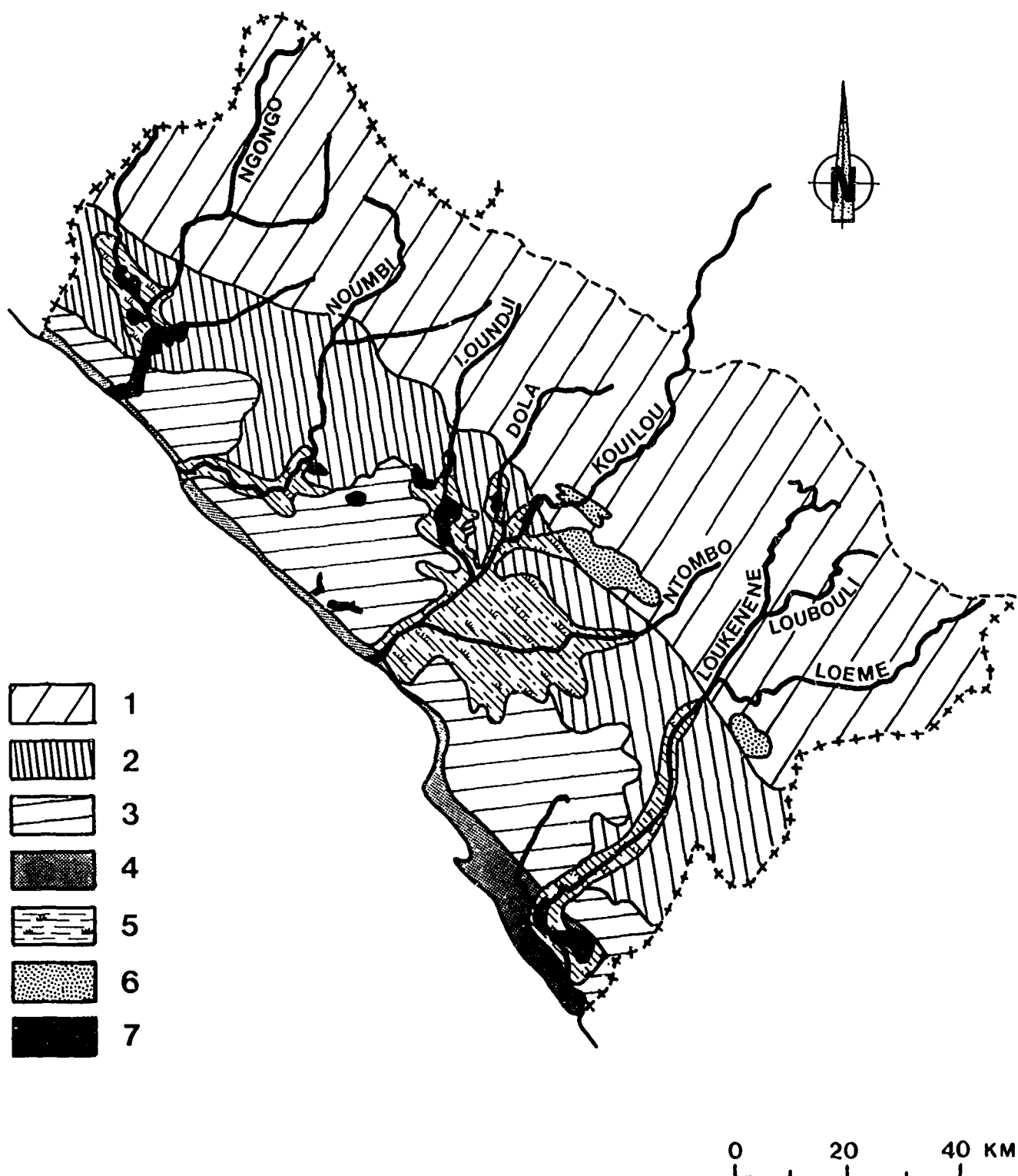


Fig. 1 Schéma morphologique du versant maritime de la chaîne du Mayoumbé (d'après VENNETIER, 1968. 1, relief appalachien du Mayoumbé; 2, relief des collines; 3, relief des plateaux; 4, plaine littorale; 5, marécages; 6, massifs granitiques; 7, lacs et lagunes.

- une plaine littorale très étroite qui communique avec de vastes étendues marécageuses non colmatées; cette zone est très pauvre en témoins marins quaternaires émergés.

Le trait de côte du Congo est généralement rectiligne sauf dans les zones de platiers rocheux paléogènes (Landana), sénoniens (Pointe-Indienne, Pointe-Banda), turoniens (Pointe-Indienne) et précambriens (Mayumba). L'érosion différentielle a mis en relief ces "pointes" sur lesquelles s'appuient les flèches littorales actuelles déterminées par une houle océanique d'origine dominante SSW. Il s'agit d'une côte basse où les seules exceptions peuvent être constituées par des reliefs de la Série des cirques s'approchant de la plage comme par exemple à Diosso, Djéno ou près de la frontière Cabinda-Congo.

Cette côte est le plus souvent bordée par des alignements de cordons littoraux (Fig. 2). Sur le littoral du Congo, on peut observer au sud de Pointe-Noire, de la Pointe M'Vassa jusqu'au sud de Djéno-Plage, un premier cordon culminant vers +10 m et doublé par un deuxième qui atteint +14 à +15 m. De même, entre l'embouchure du Kouilou et la frontière du Gabon, les photos aériennes montrent régulièrement un à deux cordons, parfois quatre. L'altitude élevée de ces cordons ne permet pas d'envisager une mise en place par la houle marine holocène que, par ailleurs, aucune trace de particule marine ne vient étayer. Par contre, l'examen exoscopique (Giresse et Le Ribault, 1981) montre les empreintes d'un épisode éolien intervenu avant les caries pédogénétiques de l'immobilisation. Cette observation associée à celle, à l'affleurement, de très longs faisceaux de stratification entrecroisée conduit à considérer ces cordons comme des successions de dunes plus ou moins littorales et parallèles au trait de côte.

Ces cordons sont souvent le site d'une podzolisation, l'horizon brun (horizon Bh) entre 0,5 et 1 m de profondeur peut être couvert parfois de vestiges de foyer (charbons de bois), de tessons de poteries ou de quartz taillés (Tshitolién probable). A hauteur de l'actuel haut de plage de Loango, l'érosion actuelle découvre de vastes étendues d'horizon Bh aliotiques avec d'abondantes racines et bases de troncs en place; des premières mesures au radiocarbone indiquent un âge voisin de 5 000 ans B.P. (Guillet, communication orale) pour cet horizon prélevé par D. Schwartz. Egalement, l'érosion a mis à jour récemment plusieurs niveaux centimétriques à décimétriques de gley argileux interstratifiés qui correspondent à des sols de marécages interdunaires. L'âge de la mise en place de ces cordons n'a pu encore être déterminé directement, l'importance de l'accumulation suppose des phénomènes de déflation plus importants que ceux de l'Holocène récent, mais en revanche la morphologie de ces dunes implique une ligne de rivage océanique pas trop éloignée; de telles conditions ont pu être réalisées soit avant la dernière régression vers 30 000 ans B.P.), soit au début de la dernière transgression (entre 15 000 et 12 000 ans B.P.).

Dans cette région, les témoins de niveaux marins au-dessus du zéro actuel sont très rares. L'océan a atteint le zéro actuel vers 5 000 ans et ne l'a pratiquement pas dépassé par la suite. Quelques faibles oscillations positives ou négatives sont démontrées par la présence de quelques niveaux argileux lagunaires à petites arches au sud de Pointe-Indienne, de niveaux argileux sableux à restes végétaux (gley) au Nord de l'embouchure de la

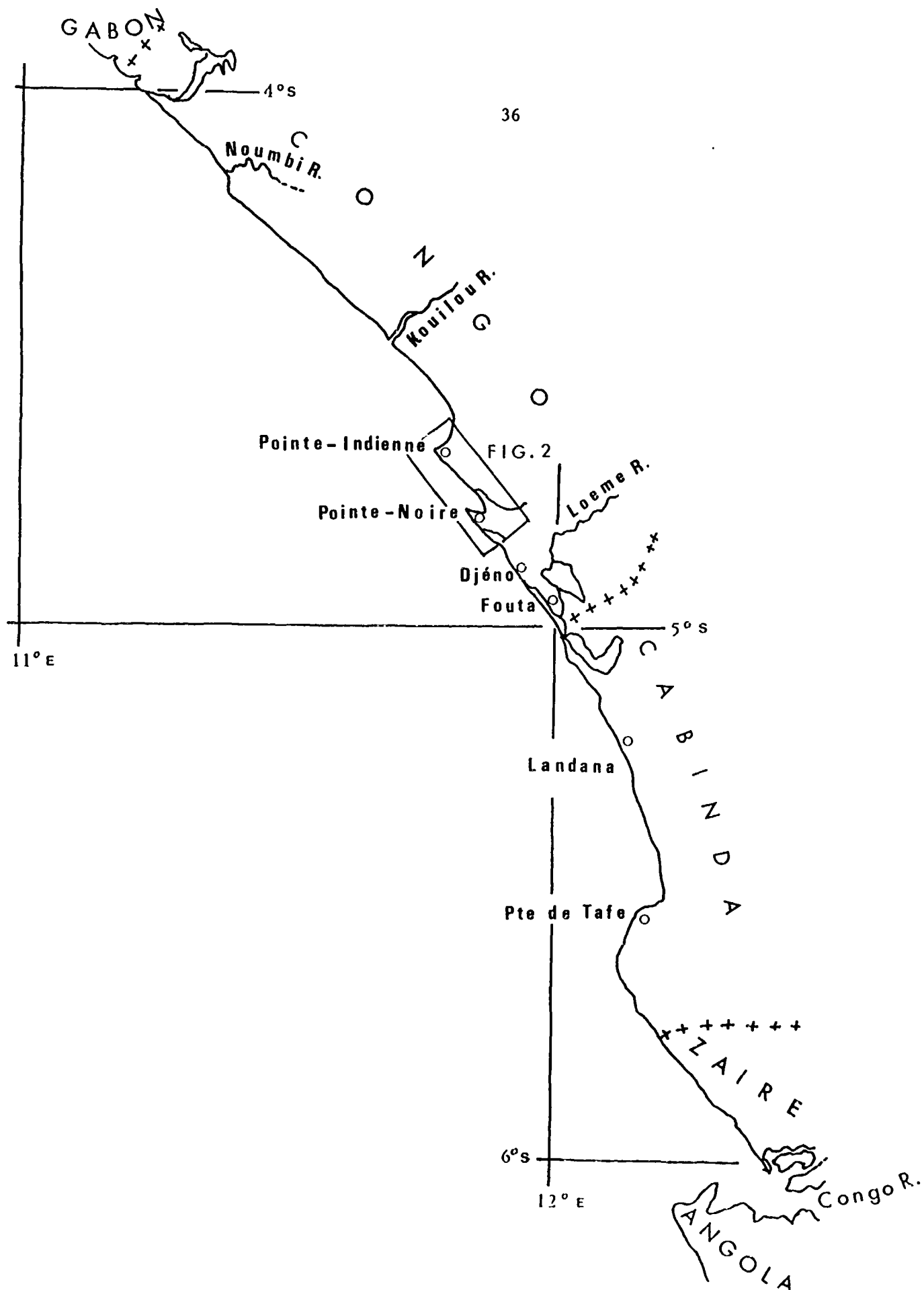


Fig. 2 Carte générale du littoral de l'embouchure du Congo au Gabon; localisation de la figure 3.

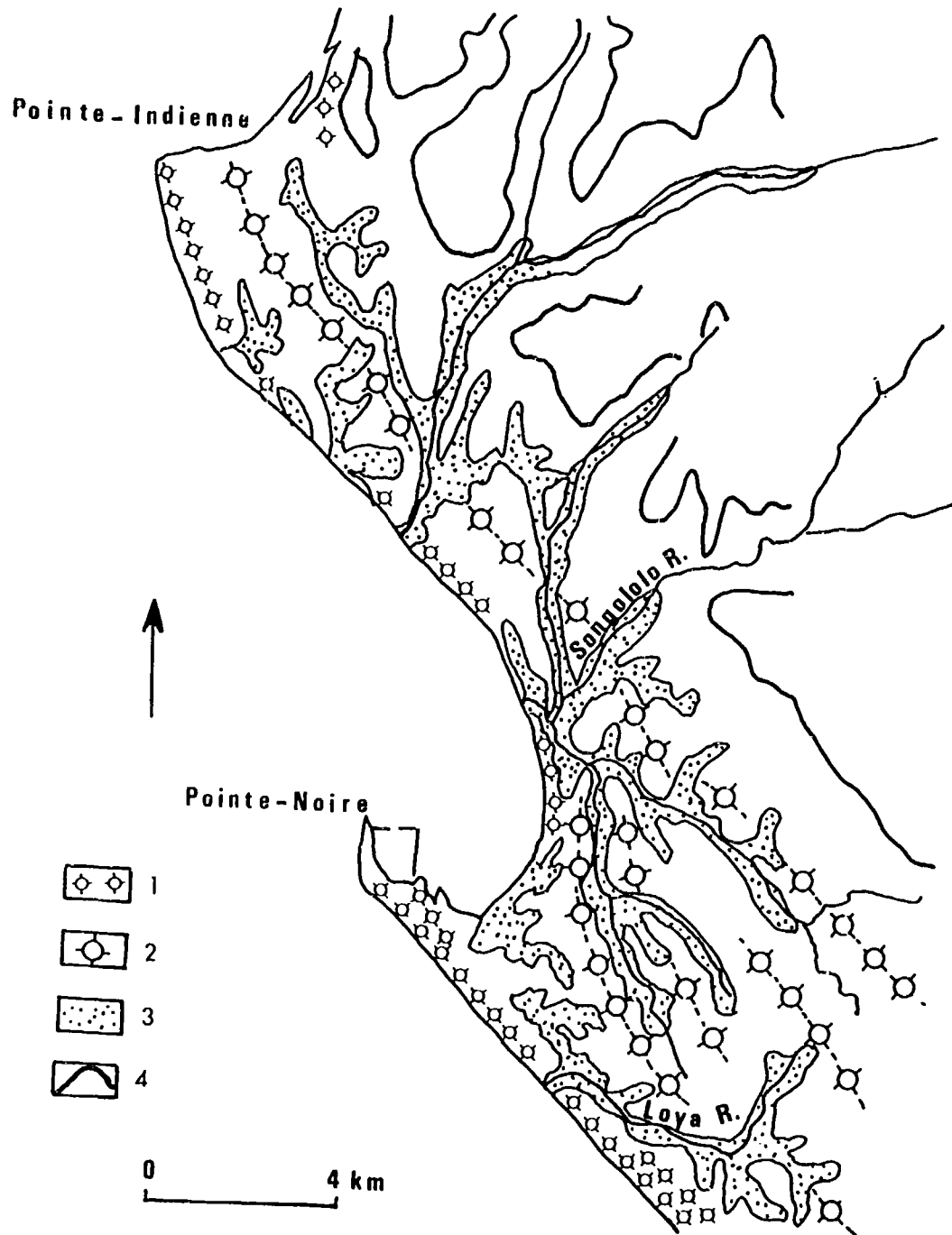


Fig. 3 Détail des cordons de la région de Pointe-Noire 1, cordon dunaire récent (haut de plage); 2, cordons dunaires anté-holocènes; 3, vallées et dépressions interdunaires, 4: talus limitant la plaine littorale.

Songololo et de l'extension des alios organiques de forêt marécageuse. Ces repères ont permis de tracer une courbe provisoire du niveau relatif de l'océan depuis 5 000 ans B.P. (Fig. 4). Un léger mouvement négatif de 0,5 à 1 m (hydro-isostatique?) s'intercale vers 2 à 3 000 ans B.P. entre deux maxima vers 5 000 et 2 000-1 500 ans B.P. où le zéro actuel est atteint, voire légèrement dépassé.

L'étude par sondages (Giresse et Moguedet, 1980 et Malounguila et al., 1986) du colmatage de la paléovallée de l'estuaire du Kouilou (Fig. 5) a montré une incision de près de 45 m dans la série des Cirques et le Crétacé supérieur. Cette profondeur a été atteinte par le maximum de la transgression médio-würmienne dont d'importants témoins de tourbes de mangrove subsistent sur près de 15 m à l'aplomb de la rive droite actuelle: la base est datée à 42 000 ans B.P. et le sommet à 32 700 ans B.P. Pendant la régression qui a suivi, les alluvions n'ont fait que transiter, les témoins alluviaux de cette époque sont réduits à quelques sables à la verticale de l'actuelle rive gauche. L'essentiel du colmatage a débuté vers 8 000 ans environ à l'approche de la transgression holocène. Il s'agit de dépôts soit marécageux soit estuariens qui sont interrompus par les chenaux divagants du fleuve. On constate ainsi que le chenal principal a migré du nord vers le sud.

Un étudiant congolais, Nguie, a analysé les pollens de ces séries de l'estuaire du Kouilou (Fig. 6). Très schématiquement, indiquons ici l'extrême abondance des pollens de mangrove dans la tourbe médio-würmienne inférieure à 40 m; la réapparition de cette mangrove vers le sommet de l'Holocène est liée à l'extension locale de ce biotype, mais n'indique pas une cause climatique générale. Les taxons de forêt tendent à régresser à partir de la 2^e moitié de l'Holocène, les graminées présentant l'évolution inverse; les Podocarpus, symptomatiques de forêt d'altitude augmentent vers la fin de l'Holocène dont la tendance moins humide est ainsi indiquée.

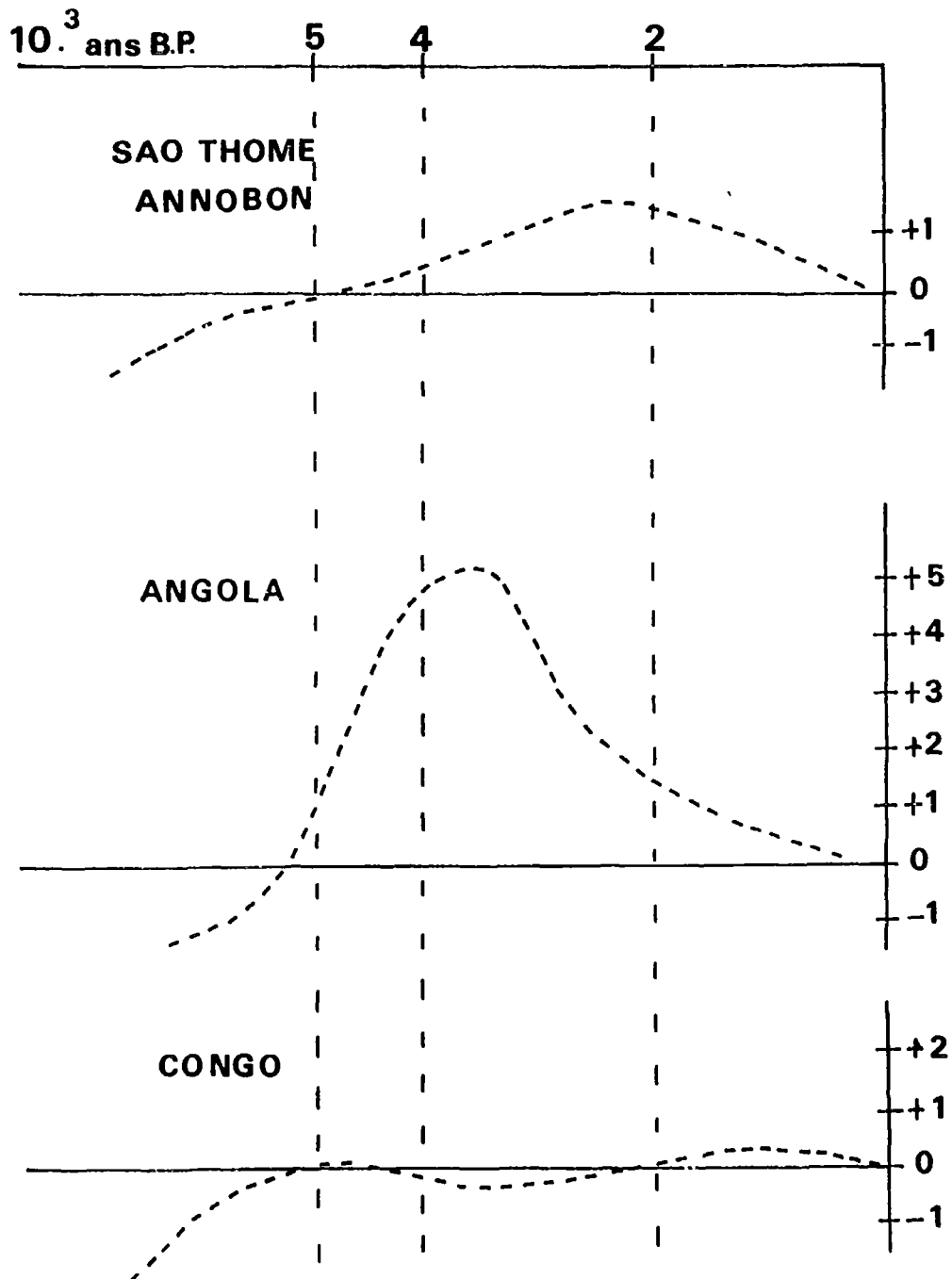


Fig. 4 Tracé provisoire des lignes de rivage holocène du Congo (en bas) d'après 18 datations au radiocarbone; les oscillations sont attribuées à des mouvements hydroisostatiques sur une marge relativement rigide. Pour comparaison, tracés de la courbe provisoire (5 radiocarbones seulement) de la côte épirogénique positive du Sud de l'Angola (Lobito-Mossamedes) et de celle des îles Sao-Tomé et Annobon (4 radiocarbones) légèrement épirogénique positive (d'après CORNEN et al., 1977).

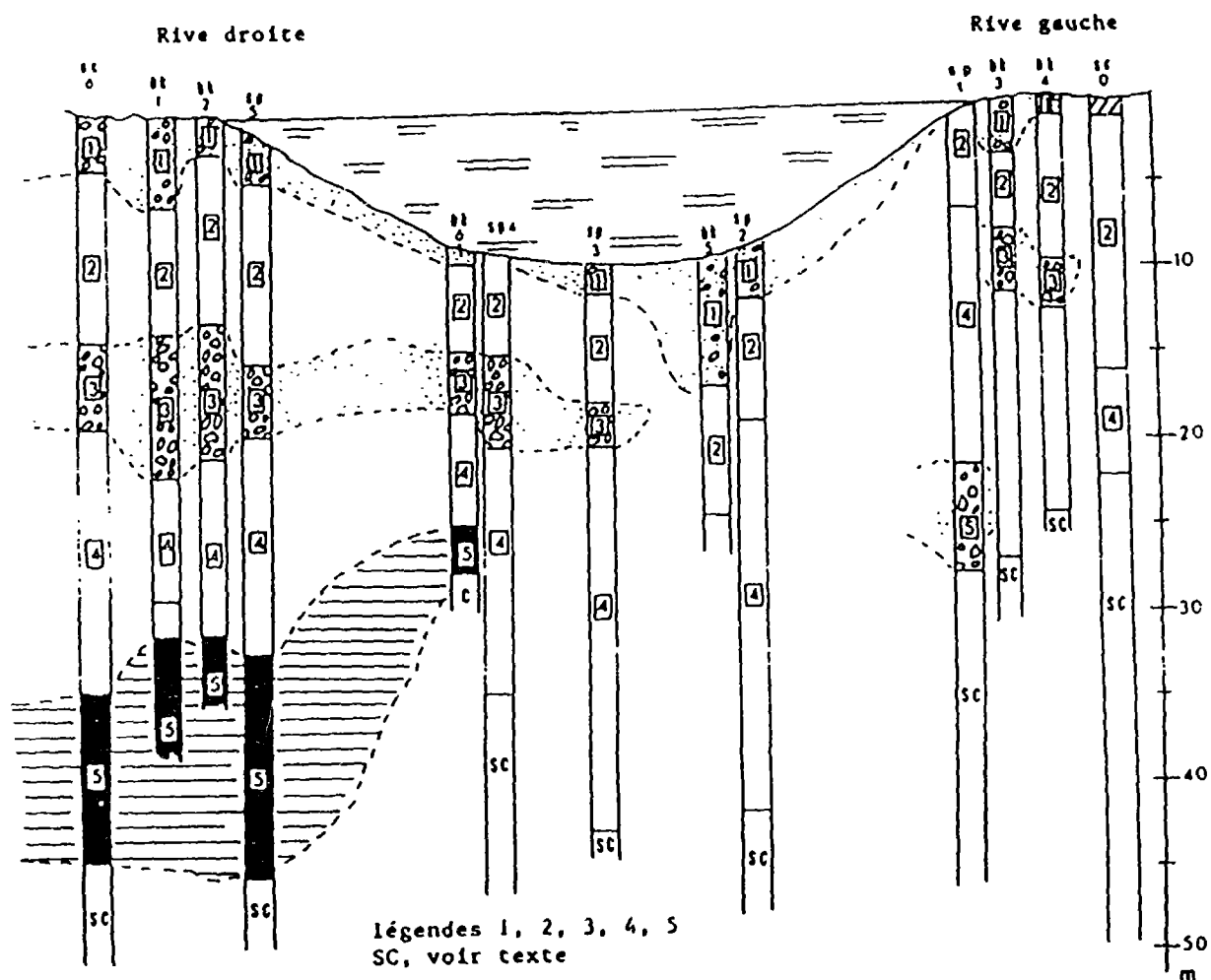


Fig. 5. Sédimentation de la paléovallée estuarienne du Kouilou; 1, fin du colmatage alluvial; 2, dépôts estuariens ou de marécages, structure lenticulaire; 3, sables alluviaux moyens à grossiers; 4, couches fluvio-marines du début de l'Holocène; 5, alluvions de la régression ou accumulations tourbo-argileuses médio-würmiennes (d'après MALOUNGUILA et al., 1986) SC: Série des Cirques.

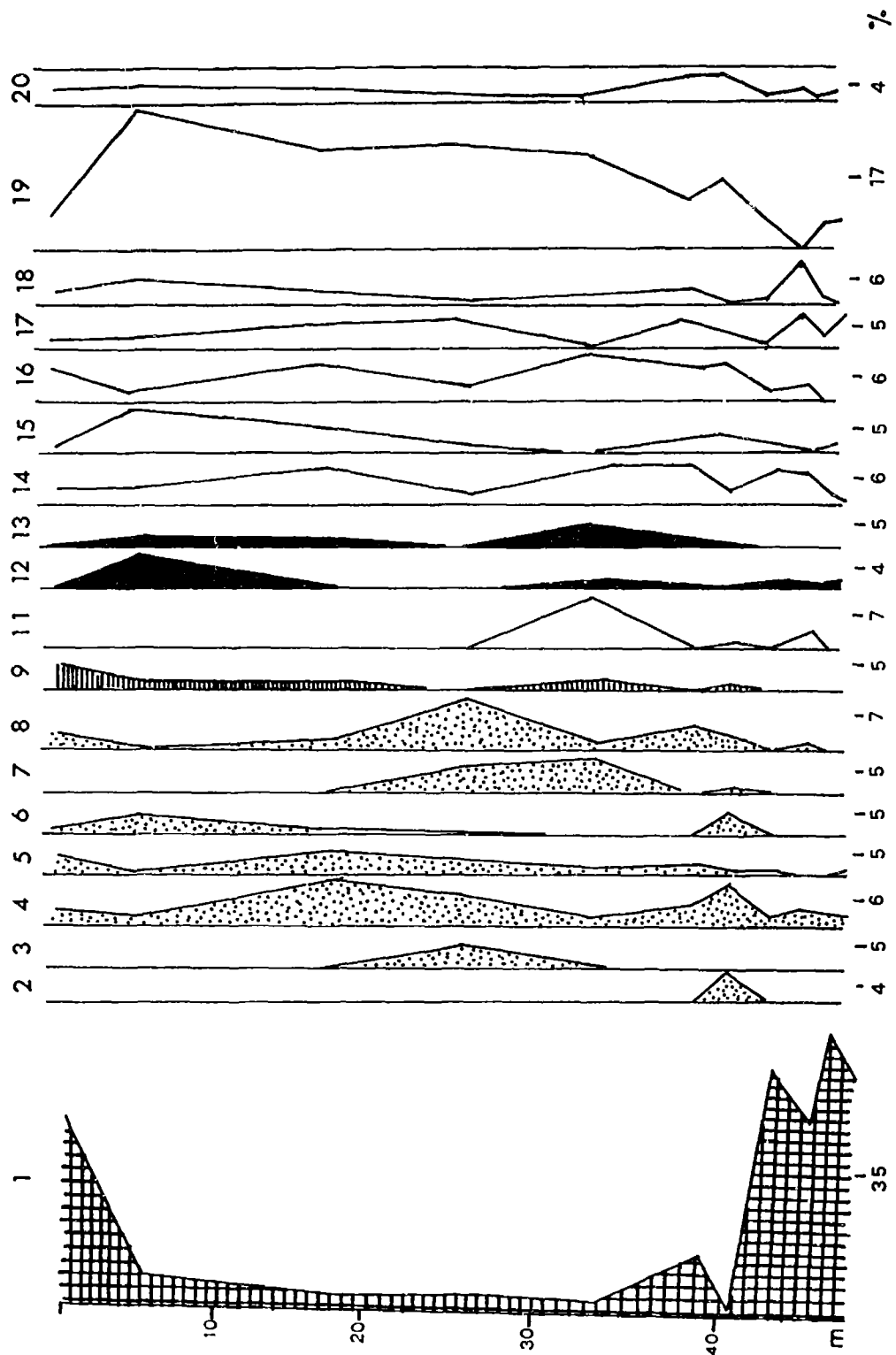


Fig. 6 Courbes de distribution des pollens et spores du remplissage de la paléovallée du Kouilou. 1, mangroves, 2 à 8, taxons de forêt, 9, Podocarpus, 11, Borreria, 12, Graminées, 13, Cypéracées, 14, indéterminés, 15 à 20, spores (d'après NGUIE, inédit).

LE PLATEAU CONTINENTAL

Les couches du Paléogène et du Crétacé supérieur, qui constituent le bed-rock de la partie interne du plateau (Fig. 7 et 8) présentent des plissements de très faible pente qui sont passés inaperçus à l'échelle de l'exploration des structures du bassin pétrolier de sub-surface; les couches du Paléogène montrent une orientation ($110-120^{\circ}\text{N}$) qui est légèrement différente de celle du Crétacé supérieur ($90-100^{\circ}\text{N}$), elles sont couvertes en discordance par les couches monoclinales du Miocène marin qui constituent la partie externe du plateau (Jansen et al., 1984). Sur le bloc-diagramme (Fig. 8), on peut suivre le biseautage des dépôts de la série des Cirques en allant vers la bordure externe du plateau (des lambeaux ou des poches subsistent jusqu'à -80 m), l'ondulation des couches de la partie interne et la discordance des couches miocènes qui forment souvent des reliefs de cuesta. L'érosion différentielle de ces diverses couches s'est faite selon les axes structuraux. C'est dans la partie médiane du plateau (Fig. 7) que les dépressions sont les plus profondes, le colmatage dû essentiellement à la transgression holocène montre des lignes d'isopaques, pouvant dépasser 10 mètres, alignées parallèlement aux directions des plis. Les paléovallées présentent des incisions plus ou moins orthogonales au trait de côte, limitées aux fonds les plus voisins de l'actuel littoral (Fig. 9); plus au large, ce sont les dépressions morphostructurales qui ont canalisé les fleuves contemporains de la régression. Enfin, vers la bordure externe, les isobathes du toit du bed-rock sont assez régulières, les dépressions peu profondes et plus ou moins annulaires ne permettent pas d'envisager des cours inférieurs des rivières de 18 000 ans B.P. particulièrement encaissés; on peut même envisager des tracés particulièrement divagants à l'approche des embouchures de l'époque comme le montrent les levés réalisés sur le plateau au large du sud du Gabon.

Au large de Djéno, la coupe la plus habituelle du domaine margino-littoral montre sur le continent la couverture de la série des Cirques par le premier cordon dunaire de sables ocres, eux-même couverts par un sable blanc, soit en place (horizon A₂ lessivé de la podzolisation), soit de même origine mais mis en place par colluvionnement ou déflation éolienne plus ou moins localisés; à faible profondeur sous la surface de l'océan, des dépressions sont remplies par la série des Cirques résiduelle en fond de poches, puis par les premiers dépôts de l'arrivée, vers 5 000 ans B.P., de la transgression holocène (Fig. 10).

Au large de Pointe-Noire (Fig. 11 et 12), la coupe témoigne de l'existence de paléo-chenaux d'un système fluviatile aujourd'hui disparu (paléo-Loémé?) où a proliféré, entre 8 000 et 7 000 ans B.P., une importante mangrove. Au-dessus de lambeaux de la Série des cirques, le colmatage commence par des sables alluviaux issus, pour l'essentiel, du remaniement des cordons dunaires littoraux, qui passent plus ou moins latéralement à des tourbes de mangroves en structures lenticulaires; le caractère divagant des chenaux de ce paysage fluvio-marin devient plus net à l'approche de la transgression dont les vases sableuses marines viennent achever le colmatage. La coupe parallèle à la côte (Fig. 12) obtenue grâce à une série de sondages à l'emplacement du nouveau port de Pointe-Noire montre bien le biseautage des accumulations de tourbe de mangrove et des sables alluviaux.

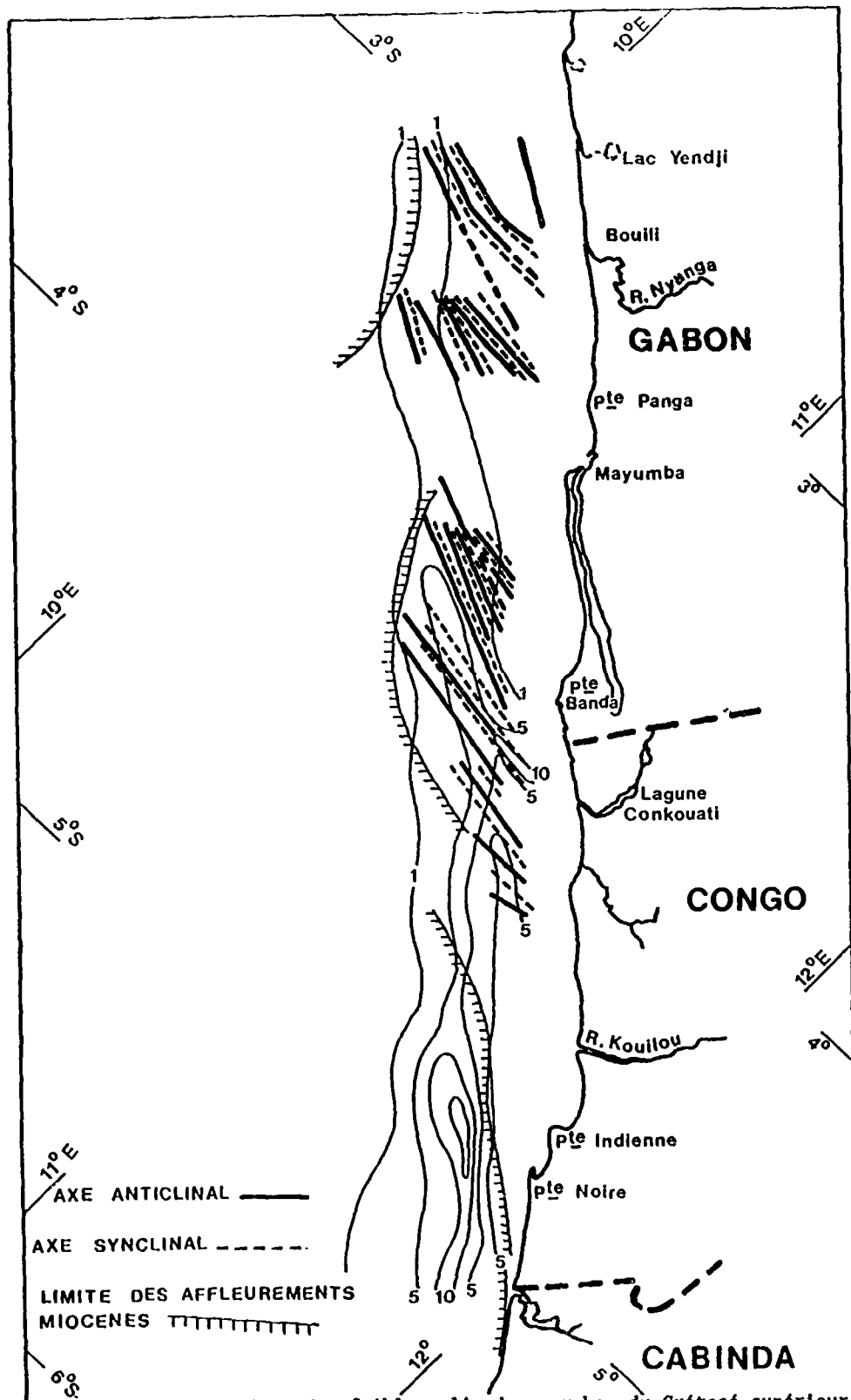


Fig. 7

Orientations des faibles plis des couches du Crétacé supérieur et du Paléogène et tracés conséquents des lignes d'isopaques de la couverture meuble; limite des affleurements miocènes sur la partie externe du plateau (d'après JANSEN et al., 1984).

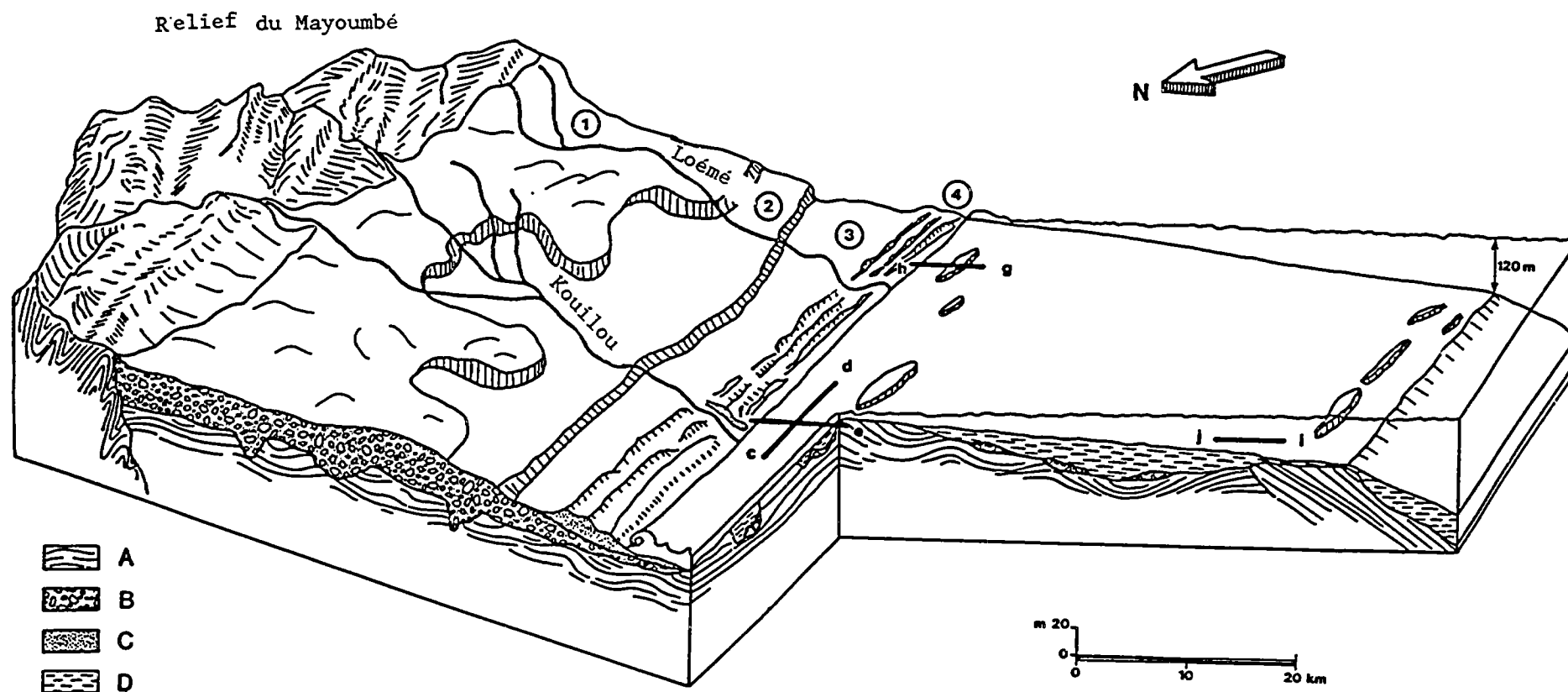


Fig. 8 Bloc-diagramme de la plaine côtière et du plateau continental. A, couches plissotées du Crétacé et du Paléogène discordantes sous le Miocène; B, série des Cirques; C, sables des cordons dunaires pléistocènes; D, couverture meuble essentiellement holocène et marine (d'après GIRESSÉ, 1981).

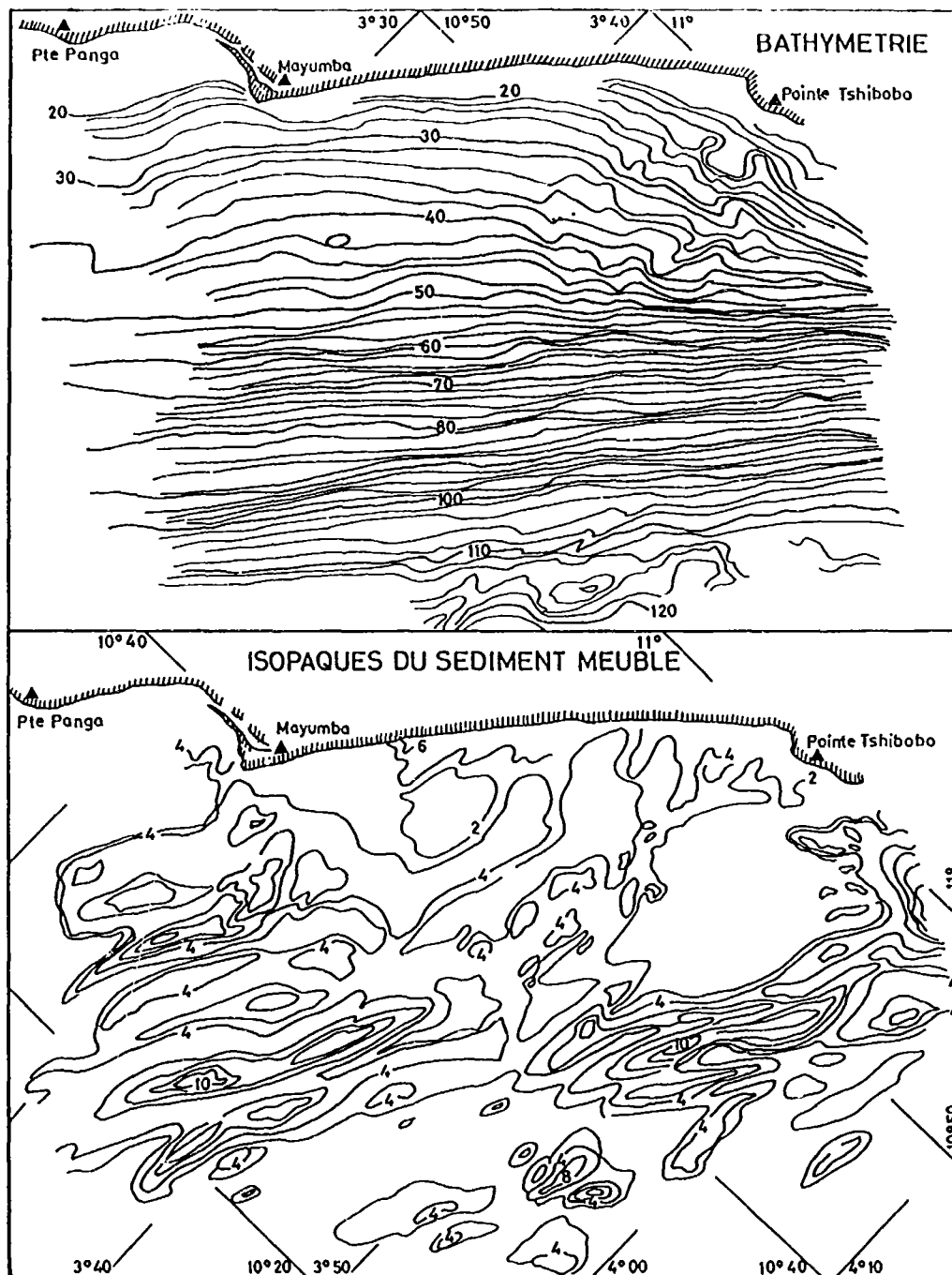


Fig. 9 Bathymétrie et isopaques de la couverture meuble au large du Sud du Gabon (d'après HORN, 1978); les isopaques les plus importants (10 m) sont localisés dans la partie médiane du plateau; les isobathes les plus espacés sont entre 0 et 45 m et entre 105 à 120 m; ils correspondent aux secteurs de stationnement les plus fréquents des lignes de rive. c-d, e-f, g-h et i-j positions des coupes de référence de la couverture meuble.

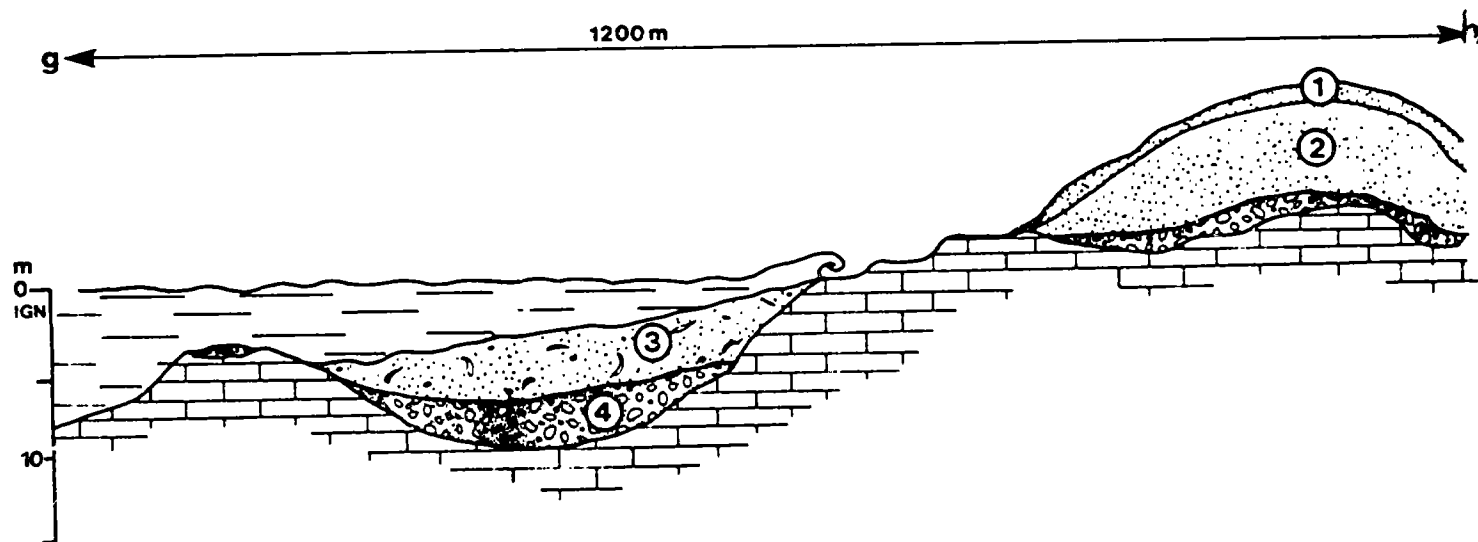


Fig. 10 Coupe type au large de Djéno (g-h) de la sédimentation littorale. 1, couverture superficielle de sables blancs du sommet des cordons dunaires; 2, sables ocres des cordons dunaires; 3, sable coquillier vaseux de la transgression holocène; 4, série des Cirques. (d'après GIRESSSE, 1981).

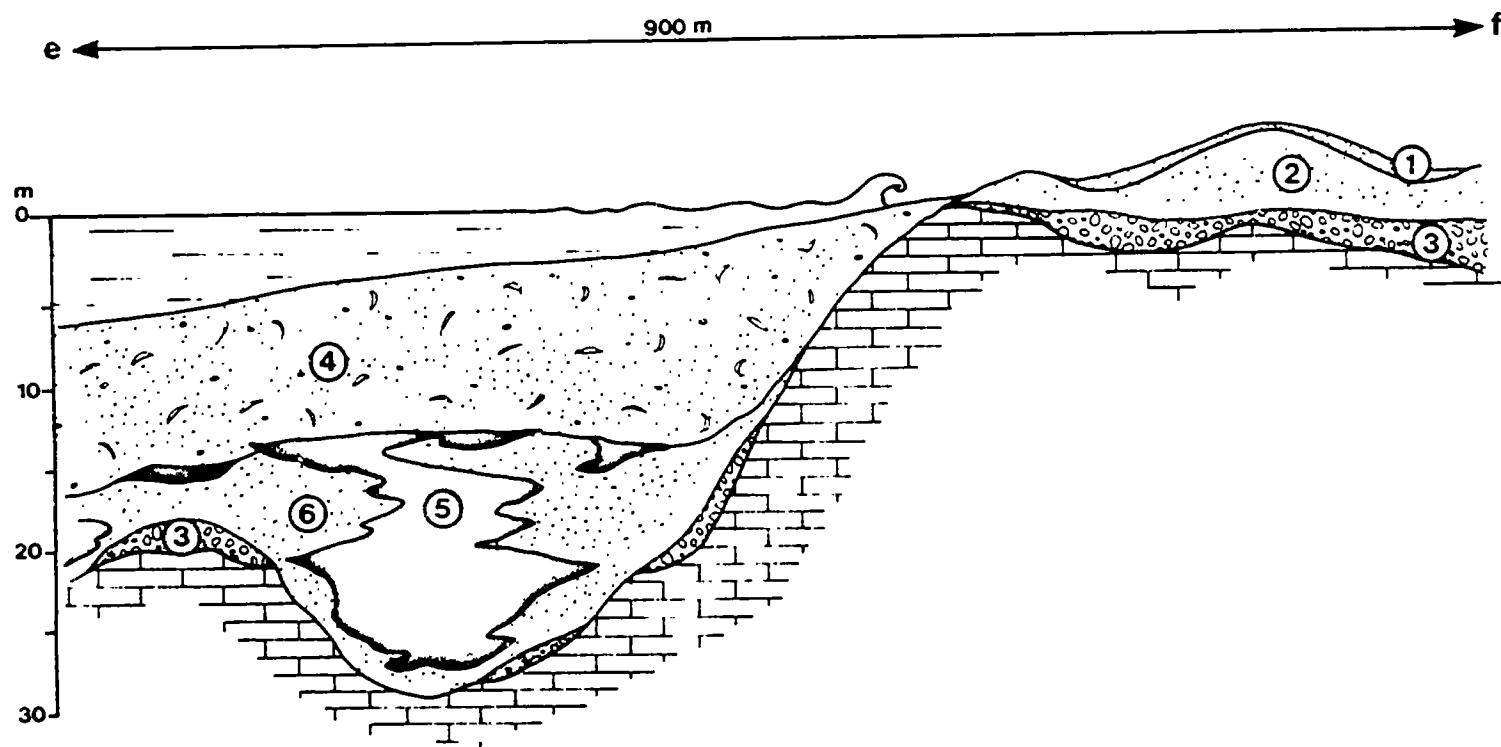


Fig. 11 Coupe type au large de Pointe-Noire (e-f); cette coupe perpendiculaire au trait de côte permet de retrouver les sables blancs (1), les sables ocres (2) et la série des Cirques du cordon littoral; les sables marins holocènes (4) sont venus ensevelir le paysage fluvio-marin précédent où les couches de tourbes de mangrove (5) passent latéralement aux sables fins alluviaux (6) d'après GIRESE, 1981).

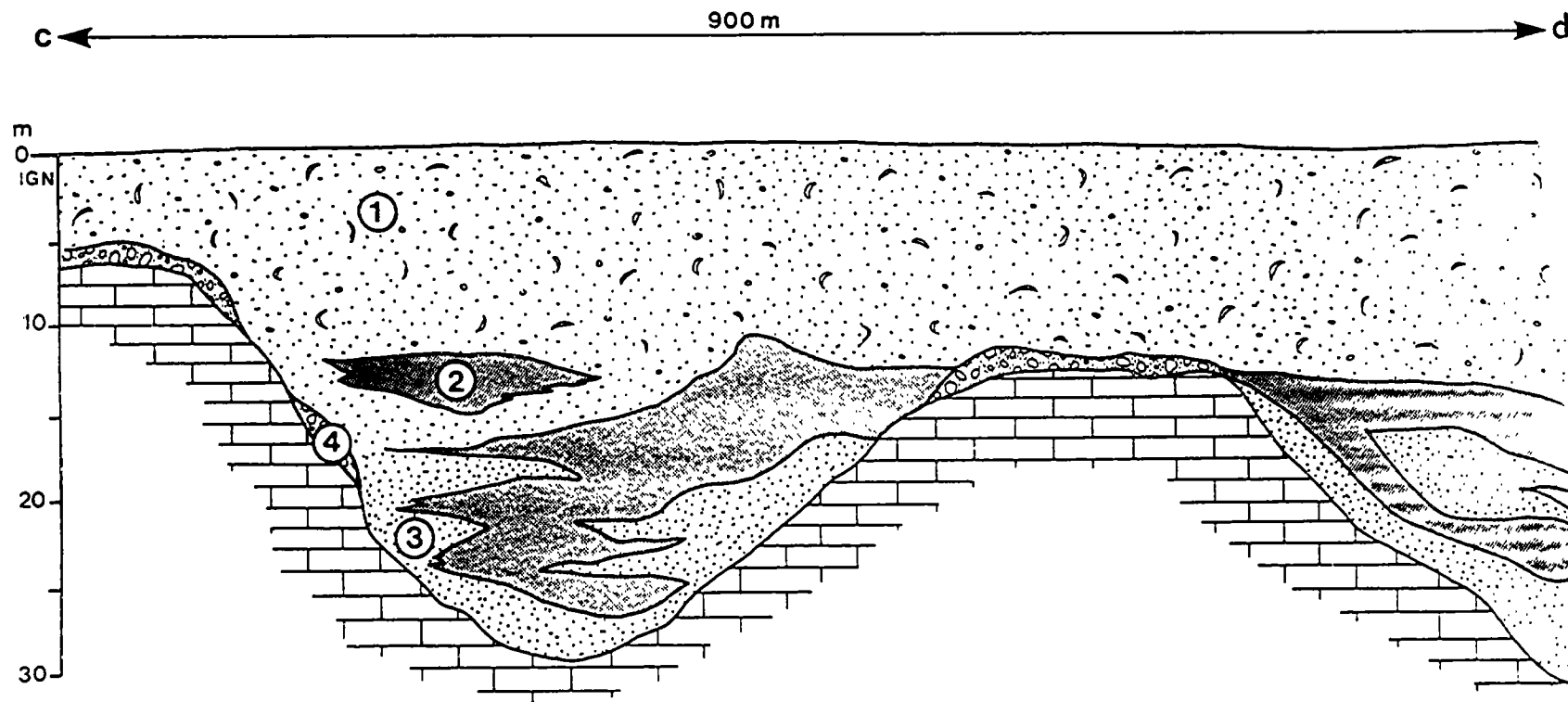


Fig. 12. Coupe parallèle à la côte (c-d) au large de Pointe-Noire mettant en évidence les structures lenticulaires et les passages latéraux des tourbes de mangrove (2) et des sables alluviaux (3). (d'après GIRESSE, 1981).

En allant vers la bordure externe du plateau, on assiste au biseautage des lambeaux de la Série des cirques, puis à celui des dépôts de la transgression holocène qui permettent l'affleurement fréquent des vases carbonatées des mers médio-würmiennes (Fig. 13). Sur les reliefs affleurants des cuestas miocènes, il est fréquent d'observer des peuplements vivants ou fossiles de madréporaires.

Pour résumer de manière schématique les successions de dépôts de cette plate-forme, on peut définir deux coupes-types choisies (Fig. 14):

1) sur la bordure externe du plateau. La vase des hauts niveaux médio-würmiens constitue les témoins marins quaternaires les plus anciens du plateau; le dépôt bleu-gris très calcaire (beaucoup de microforaminifères) est assez compacté en fonction de phases post-sédimentaires proches de l'émersion (ce dépôt ne renferme pas de glauconies dont il prédate le début de la formation); le sable vert accumulé vers 18 000 ans B.P. vient souvent masquer ce premier dépôt entre -110 et -120 m; à partir de -110 m, il est fréquent d'observer quelques décimètres de la couverture des bioclastes calcaires étalés vers 12 000 ans B>P>; enfin, parfois dès -100 m, on trouve les dépôts marins holocènes les plus profonds avec une faune circalittorale (Giresse et al., 1975-77).

2) dans la zone infra-littorale. Des témoins de vase très organique ou de tourbes continentales sont parfois observés en placage sur le bed-rock crétacé ou sur la Série des cirques, ils témoignent du paysage marécageux de la régression de 18 000 ans B.P.; à l'approche de la mer holocène, des faciès lagunaires gypseux sont venus ensevelir les premiers dépôts (ailleurs on trouvera des témoins sableux alluviaux); la partie supérieure de la coupe présente des vases marines littorales à taux de sédimentation généralement rapide.

Une série de coupes allant du littoral vers la partie externe du plateau, ici en l'occurrence celui du sud du Gabon, permet de préciser les conditions de la dynamique sédimentaire et les rythmes de la sédimentation pendant la progression de la transgression holocène (Malounguila, 1983). L'essentiel du colmatage s'est réalisé très rapidement (vitesse de dépôt comprise entre 100 et 300 cm/1 000 ans) en conditions littorales et dès que le plan d'eau océanique a atteint les dépressions de la partie médiane du plateau. La fin du colmatage, en général les 50 derniers centimètres, s'est faite en eaux plus profondes (au-delà de la profondeur d'action des houles) et aussi beaucoup plus lentement (10 cm/1 000 ans en moyenne). Vers le large, où les dépressions à combler sont plus rares et moins profondes, la sédimentation littorale du début de l'Holocène est réduite à quelques dizaines de centimètres et la sédimentation actuelle circalittorale tend à disparaître (Fig. 15).

LA PENTE ET LES GRANDS FONDS

L'éventail détritique profond du fleuve Congo représente l'accumulation terrigène d'un bassin versant à cheval sur les deux hémisphères et qui correspond à la superficie d'environ le tiers du continent africain. La signification paléoclimatique de l'enregistrement des dépôts alluviaux sous-marins est très symptomatique quand on regarde les

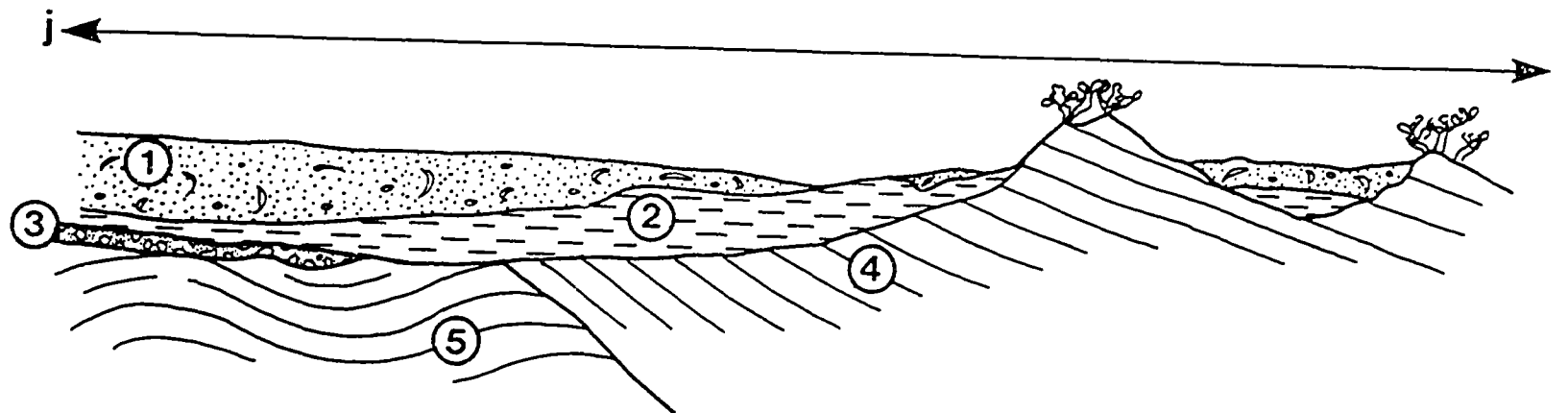


Fig. 13 Coupe perpendiculaire du trait de côte de la moitié externe du plateau (i extérieur - j intérieur). 1, dépôts marins holocènes; 2, dépôts marins médiowürmiens; 3, série des Cirques; 4, couches monoclinales du Miocène; 5, couches ondulées du Paléogène.

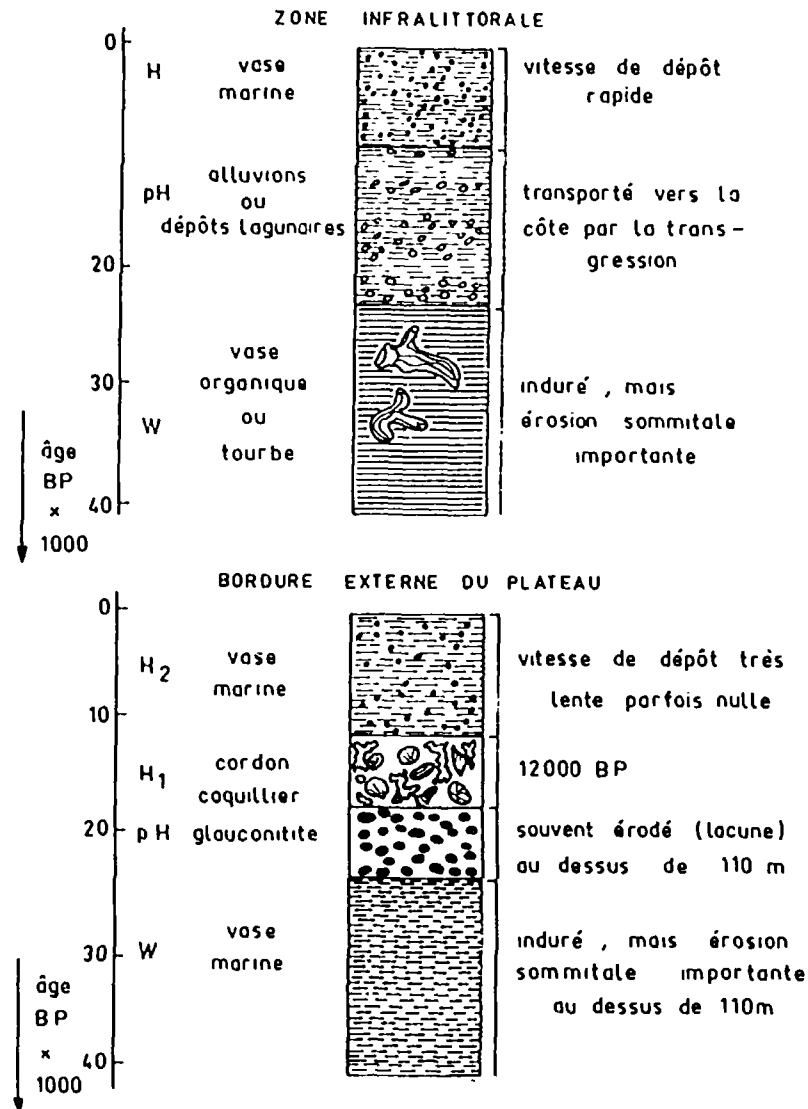


Fig. 14 Coupes types observées en zone infra-littorale (H: Holocène ou Récent), pH: vestiges des dépôts continentaux de l'émersion pré-holocène, W: niveaux littoraux ou lagunaires contemporains du Würm) et sur la bordure externe du plateau (H₂: fin de la transgression holocène, H₁: dépôt du premier tiers de la transgression post-würmienne, début de l'Holocène, pH: dépôts côtiers de la régression pré-holocène, W: dépôts circalittoraux intra-würmiens, d'après GIRESSSE et al. (1975-77).

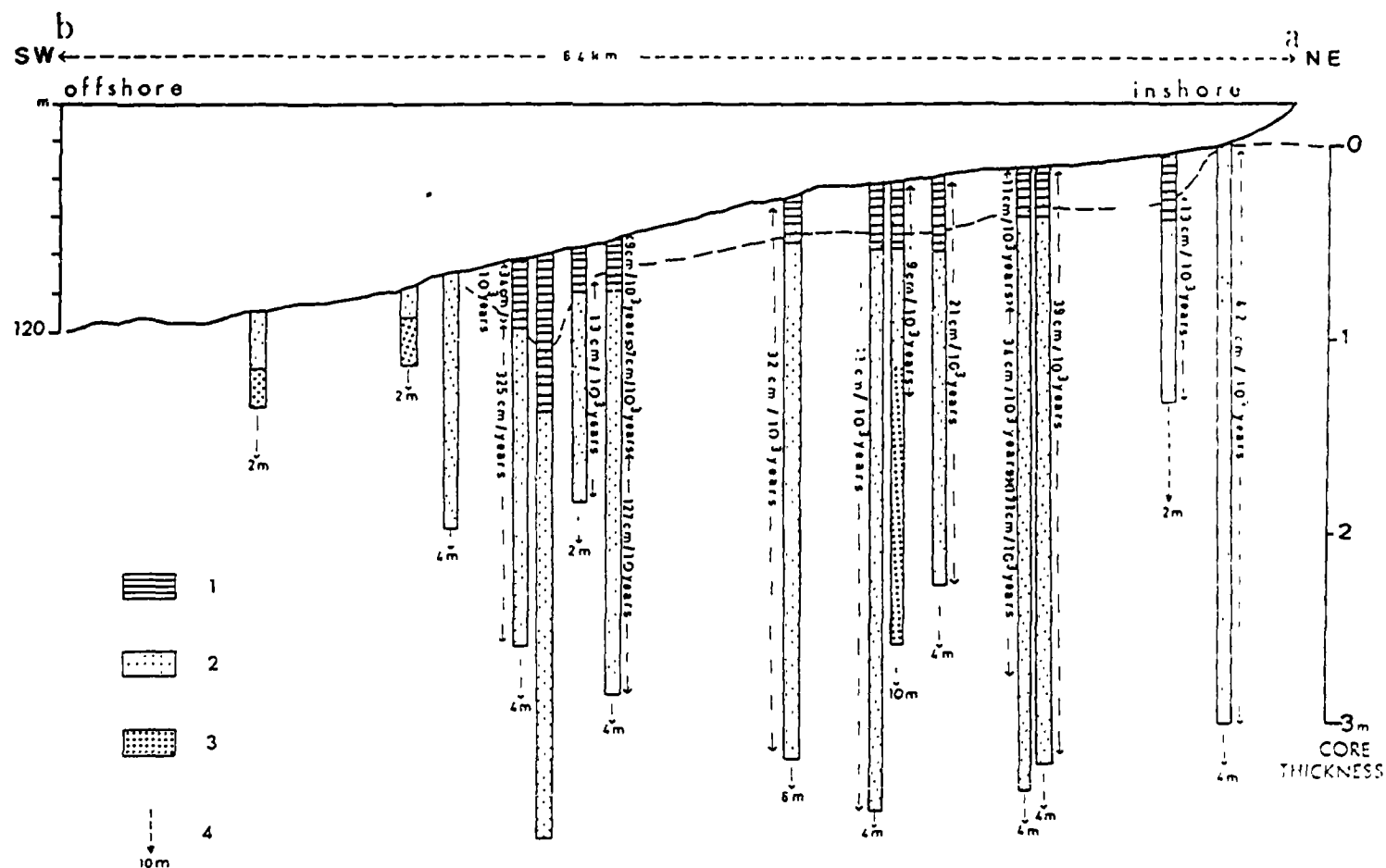


Fig. 15 La sédimentation holocène au large du Sud du Gabon. 1, dépôts en-dessous de la profondeur maximale d'action de la houle; 2, dépôts de la zone infra-littorale (zone d'action des houles); 3, dépôts continentaux de régression; 4, épaisseur totale de la couverture meuble à la verticale de la carotte (d'après GIRESSSE et al., 1986).

coupes verticales du haut de la pente (Giresse et al., 1982); à plus grande profondeur, les paramètres paléocéaniques interfèrent de plus en plus et, en même temps, le ralentissement de la sédimentation favorise le développement des phénomènes diagénétiques (Jansen et al., 1984; Zachariasse et al., 1984; Van Der Gast et Jansen, 1984 et Bongo-Passi, 1984). Enfin, aux grands fonds de la plaine de l'Angola (Jansen et al., loc. cit. et Bornhold, 1973), les événements de la circulation océanique profonde, les changements de température et de profondeur de dissolution qu'ils induisent deviennent aussi importants que le facteur terrigène au moment du bilan sédimentaire.

Si la sédimentation alluvial sous-marine du fleuve Congo constitue l'évènement principal de l'histoire de cette pente, on peut, en s'éloignant de l'estuaire du grand fleuve, observer les gradients régressifs de plusieurs paramètres caractéristiques de son débit solide et voir, au contraire, se définir les traits plus habituels d'une sédimentation profonde de marge ouest-africaine intertropicale.

Une caractérisation de la nature et des rythmes de la sédimentation doit être effectuée à 1 000 m de profondeur, à 145 km de l'embouchure du fleuve et dans l'axe de transit des eaux turbides de son panache effluent. Elle servira de terme de référence pour les autres coupes prélevées à grande profondeur. C'est entre 11 000 et 10 000 ans B.P. que s'intensifient les apports détritiques du fleuve en conséquence de la forte élévation des précipitations. Les quartz (blancs ou oxydés), les débris végétaux ligneux et, à un degré moindre, les pélites sont les marqueurs de cette rupture d'équilibre. De 16 000 à 11 000 ans la fréquence des phénomènes d'up-welling et l'importance de la production océanique primaire se manifestent par un taux plus élevé de carbonates biogènes (microfaune) en carbone organique (d'origines océanique et terrigène, qui s'additionnent) et en pelotes fécales d'organismes limivores qui prolifèrent sur des fonds nutritifs (Fig. 16). En fait, et en valeur absolue, les carbonates biogènes ne diminuent pas à partir de 11 000 ans B.P., mais ils sont de plus en plus dilués dans la masse du matériel terrigène; une légère augmentation du taux de carbonates dans la deuxième moitié de l'Holocène peut signifier une diminution du débit solide et donc une tendance plus aride pour cette période.

La courbe isotopique de l'oxygène de cette carotte, située à 1 000 m et réalisée à partir d'analyses sur les tests de Globigerinoides ruber, montre que la base est située dans la partie terminale du stade isotopique 2 d'Emiliani. De -5 à 3 m, on assiste au passage du dernier glaciaire vers le réchauffement qui est net à partir de 11 000 ans, - les trois mètres du sommet correspondant à l'Holocène; le pic très négatif vers 10 350 ans B.P. ans souligne la phase de plus fort débit liquide du fleuve et l'influence des eaux continentales relativement pauvres en ^{18}O (Fig. 17).

Par comparaison, la courbe isotopique au large du Niger montre, avec une vitesse de dépôt plus grande, une courbe assez semblable avec une tendance au réchauffement vers 24 000 ans B.P., mais, ensuite, de refroidissement après 3 000 ans B.P.

Dans les deux cas, les vitesses de sédimentation (Fig. 18) indiquent une forte accélération, à peu près synchrone entre 12 000 et 11 000 ans B.P., qui correspond à une vive reprise d'érosion des bassins

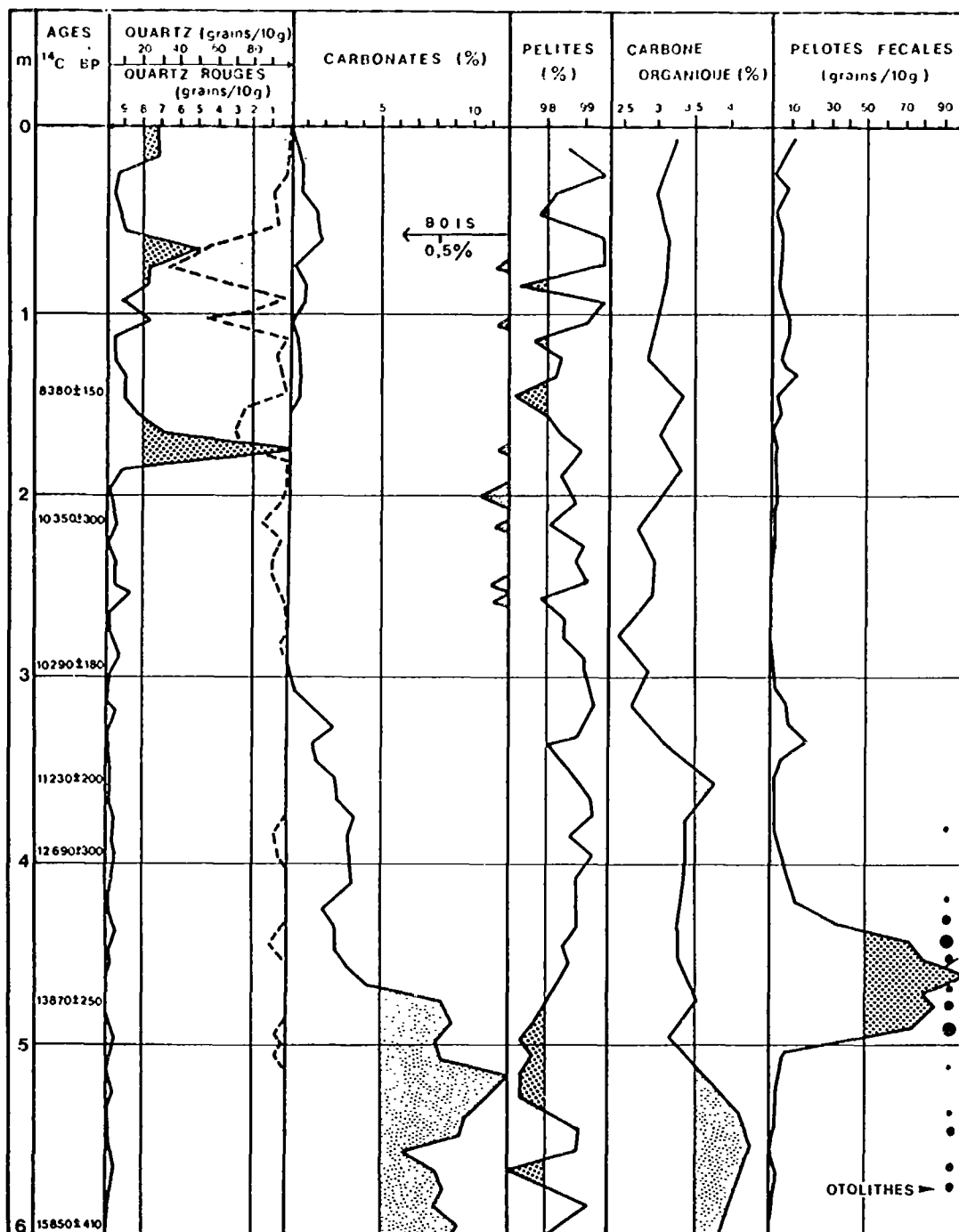


Fig. 16 Evolution lithologique de la carotte C 237 à 1 000 m (d'après GIRESE et al., 1982).

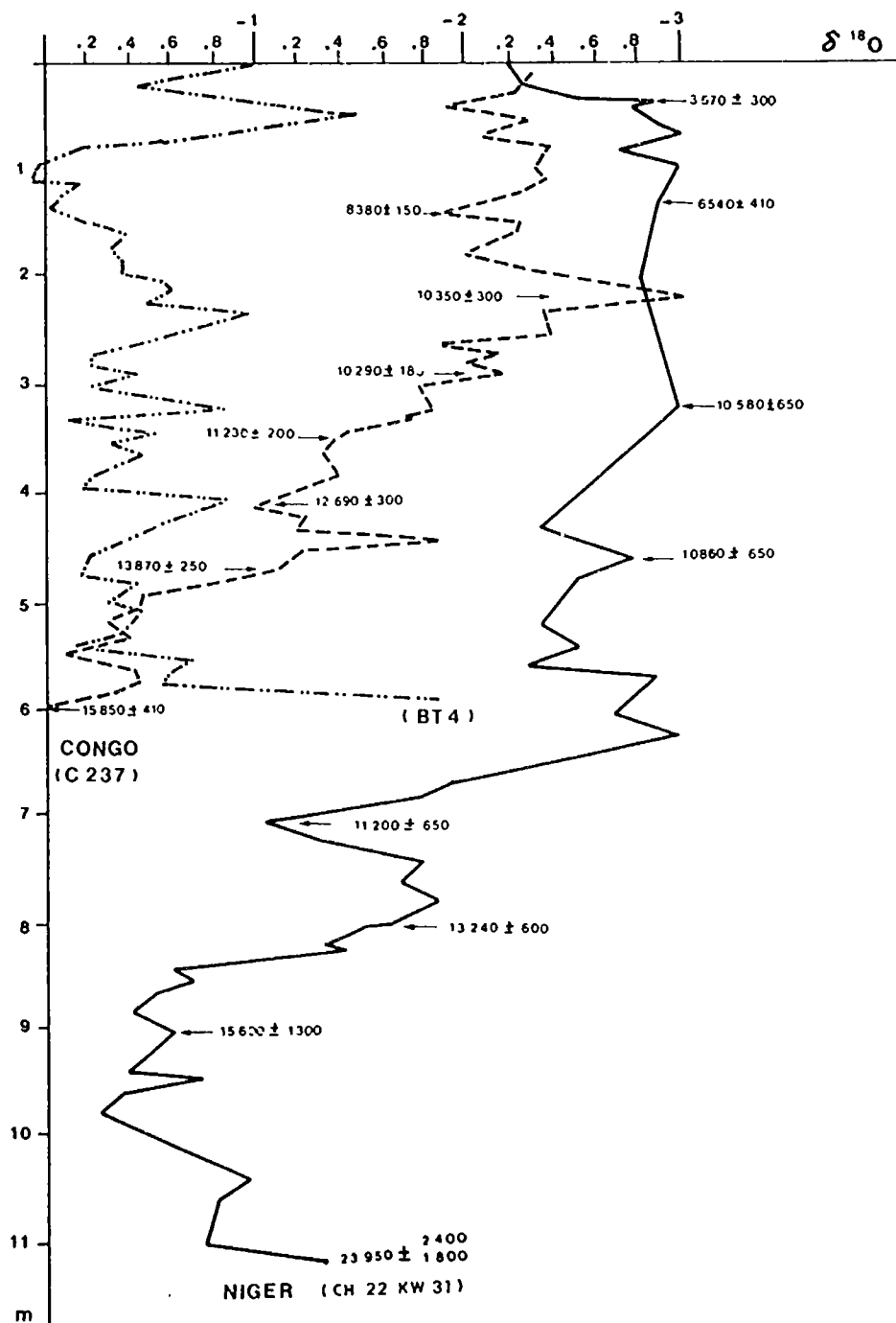


Fig. 17 Courbes de composition isotopique de l'oxygène de *Globigerinoides ruber* dans les carottes C 237, BT 4 (pente du Congo) et CH 22 KW 31 (pente du Nigéria, d'après PASTOURET et al., 1978); les valeurs négatives croissantes de $\delta^{18}O$ expriment l'élévation du dessalement des eaux de surface aux points des prélèvements (d'après GIRESE et al., 1982).

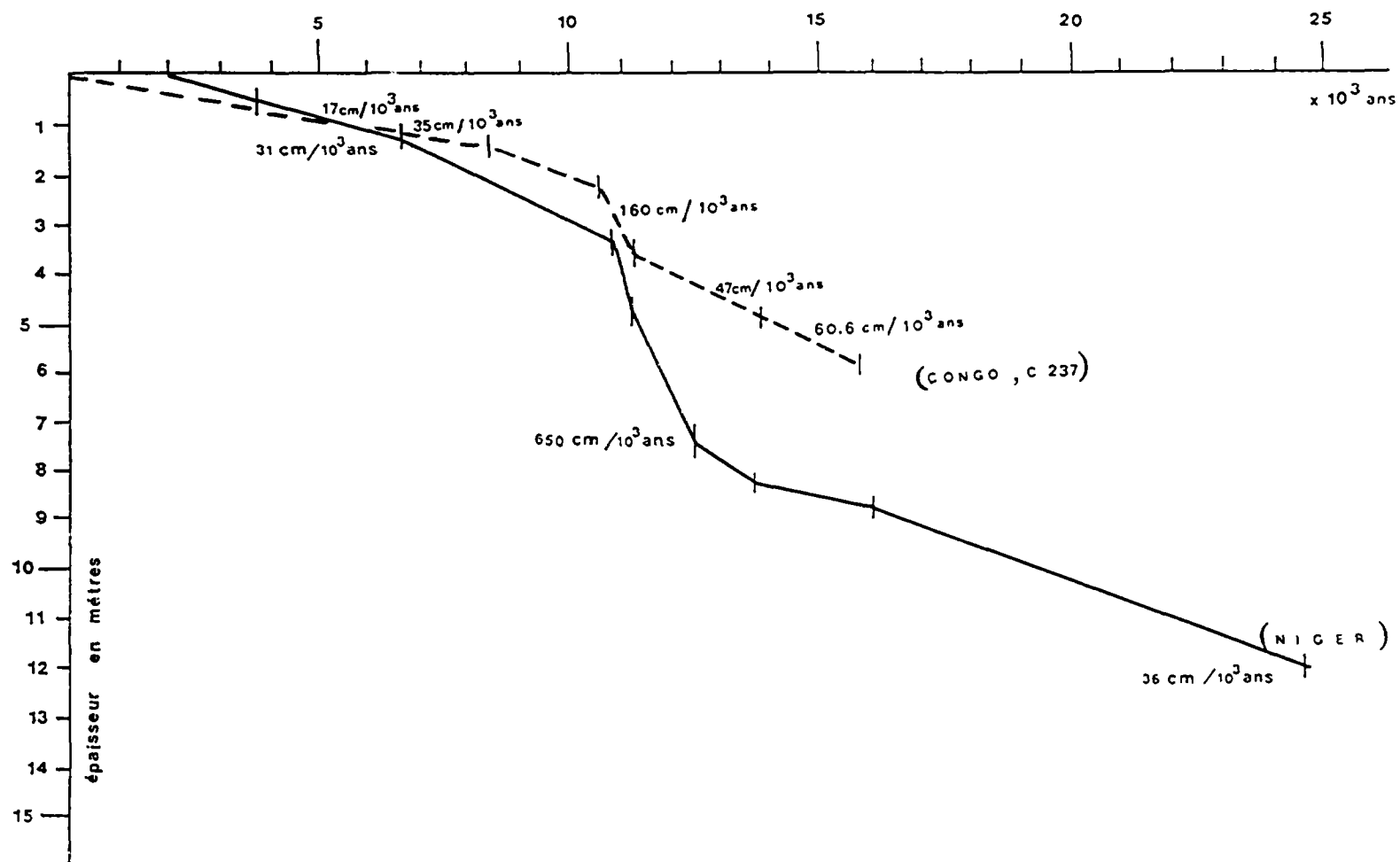


Fig. 18 Comparaisons des vitesses de sédimentation vers 1 000 m de profondeur au larage des embouchures du Congo et du Niger (d'après GIRESSSE et al., 1982).

versants avant que ne se développe la couverture forestière. Cette accélération est très forte au large de l'embouchure du Niger ($650 \text{ cm}/10^3$ ans, soit $\times 20$) dont le bassin versant était particulièrement dénudé avant l'Holocène, elle est plus modérée au large du Congo où la couverture végétale en latitudes équatoriales s'est davantage maintenue ($36 \text{ cm}/10^3$ ans, soit $\times 6$).

En s'éloignant de l'embouchure et en fonction d'un apport alluvial plus faible, la vitesse de sédimentation diminue fortement: la carotte BT4, à 300 km au nord de l'estuaire (et toujours à 1 000 m, a atteint, à -6m le toit de la biozone X, soit environ 75 000 ans B.P. Le taux moyen de sédimentation n'est plus que de $8 \text{ cm}/10^3$ ans. L'Holocène se trouve particulièrement condensé et, à cette distance de l'embouchure, ne montre pas le pic négatif caractéristique du maximum du débit liquide. Egalement avec la distance à l'embouchure, les changements lithologiques vont s'atténuant, l'impact de l'apport alluvial de 11-12 000 ans B.P. peut être encore observé sur les courbes des teneurs en carbonates et en quartz (Fig. 19). De même, à l'isobathe de 500 m où les vitesses de dépôt sont plus faibles, la netteté des transitions au passage à l'Holocène diminue fortement lorsqu'on s'éloigne de l'embouchure (Fig. 20).

Ce bilan sédimentaire du haut de la pente est contrôlé largement par les changements de paysage qui se sont succédés sur le continent. Vers 13 000 ans B.P., on observe l'apparition simultanée de pollens de mangrove et de forêt tropicale et la raréfaction des Graminées et des Cypéracées qui traduisent une nette augmentation du taux des précipitations (Caratini et Giresse, 1979). Mais le rythme de la sédimentation n'atteint son paroxysme qu'après 12 000 ans B.P. Ce décalage exprime le temps nécessaire à l'achèvement de la forestation des versants, qui sera réalisée vers 11 000 ans B.P.

Par contre, à 4 000 m, dans la partie inférieure de l'éventail détritique profond, l'apport terrigène a une incidence plus réduite et la courbe des carbonates (Fig. 21) est contrôlée, surtout lors des biozones froides (Y, W et U), par l'approfondissement de la limite de dissolution des carbonates. Ces biozones froides sont caractérisées par une accentuation de la production océanique avec des taux élevés en diatomées marines, radiolaires et pelotes fécales, les diatomées d'eau douce caractérisant les biozones chaudes à débit liquide plus élevé du fleuve; les débris ligneux de plantes sont souvent à la transition des biozones, c'est-à-dire à la reprise de l'érosion des versants., A 4 000 m, la courbe des quartz n'est pas significative.

A 2 000 m, profondeur intermédiaire, la courbe des carbonates montre des maxima qui sont localisées aux passages de Y vers X et de W vers X; on interprètera ces pics comme traduisant le réchauffement des eaux et la diminution de la dissolution un peu avant l'arrivée du flux terrigène, celui-ci étant souligné par l'augmentation des teneurs en quartz, en plantes et en diatomées lacustres. Comme à 4 000 m, la productivité océanique de Y est soulignée par l'abondance des diatomées marines, des radiolaires, des spicules d'éponges et des pelotes fécales. La caractérisation des biozones est surtout évidente en ce qui concerne Z et Y: les biozones plus anciennes étant, en partie, modifiées par la diagénèse (dissolution des diatomées et des radiolaires) (Fig. 22).

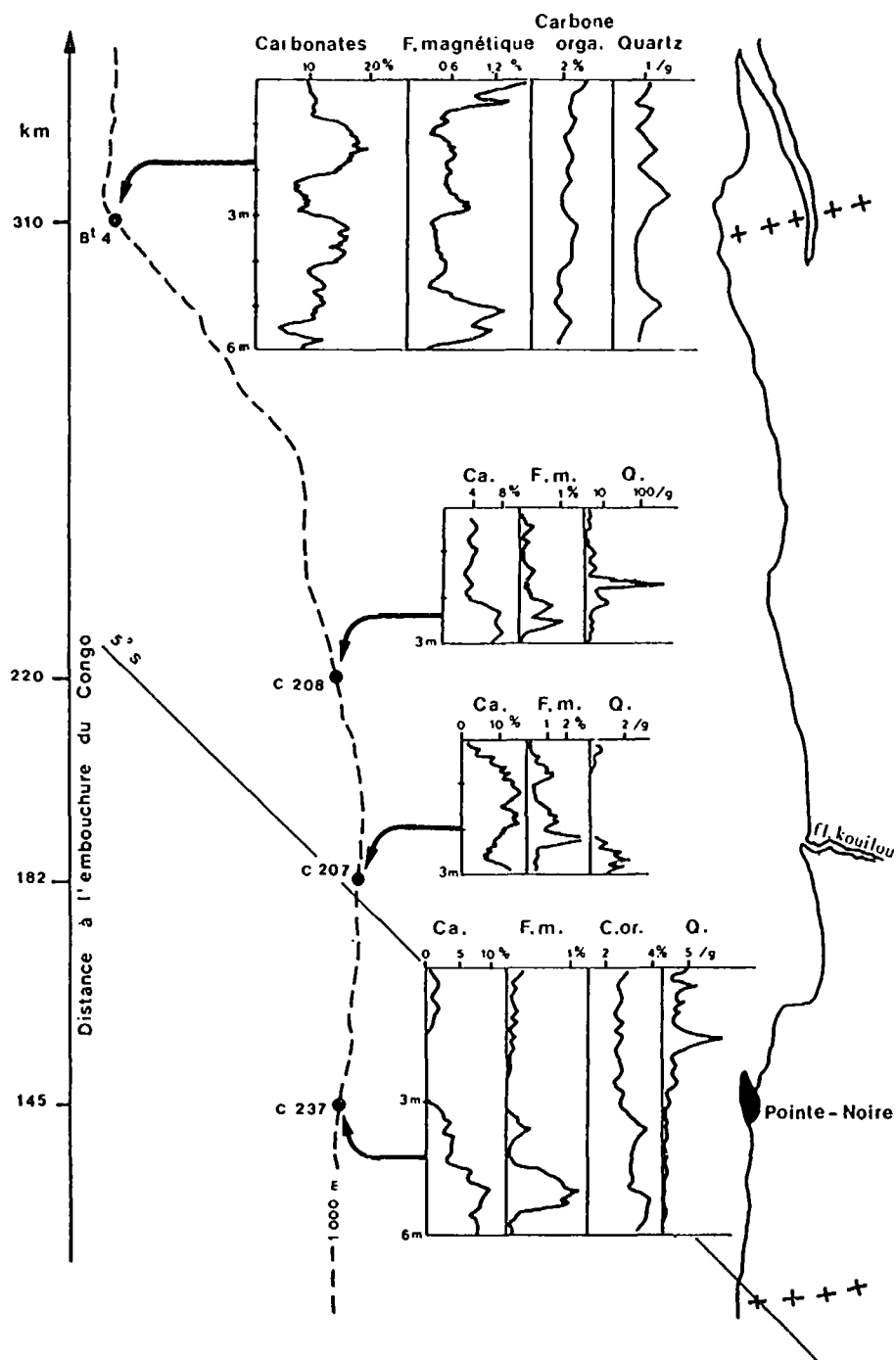


Fig. 19 Variations lithologiques des carottes prélevées le long de l'isobathe de 1 000 m (d'après GIRESE et al., 1982).

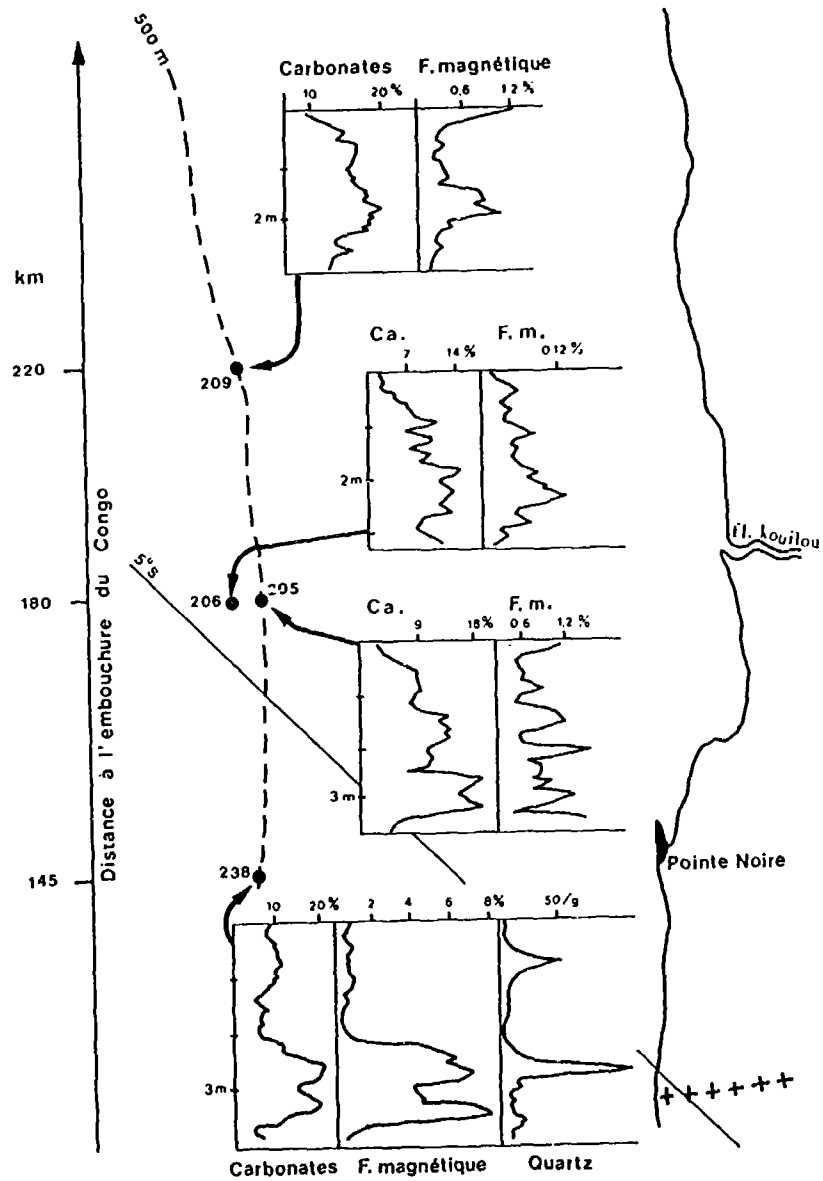


Fig. 20 Variations lithologiques des carottes prélevées le long de l'isobathe de 500 m (d'après GIRESE et al., 1982).

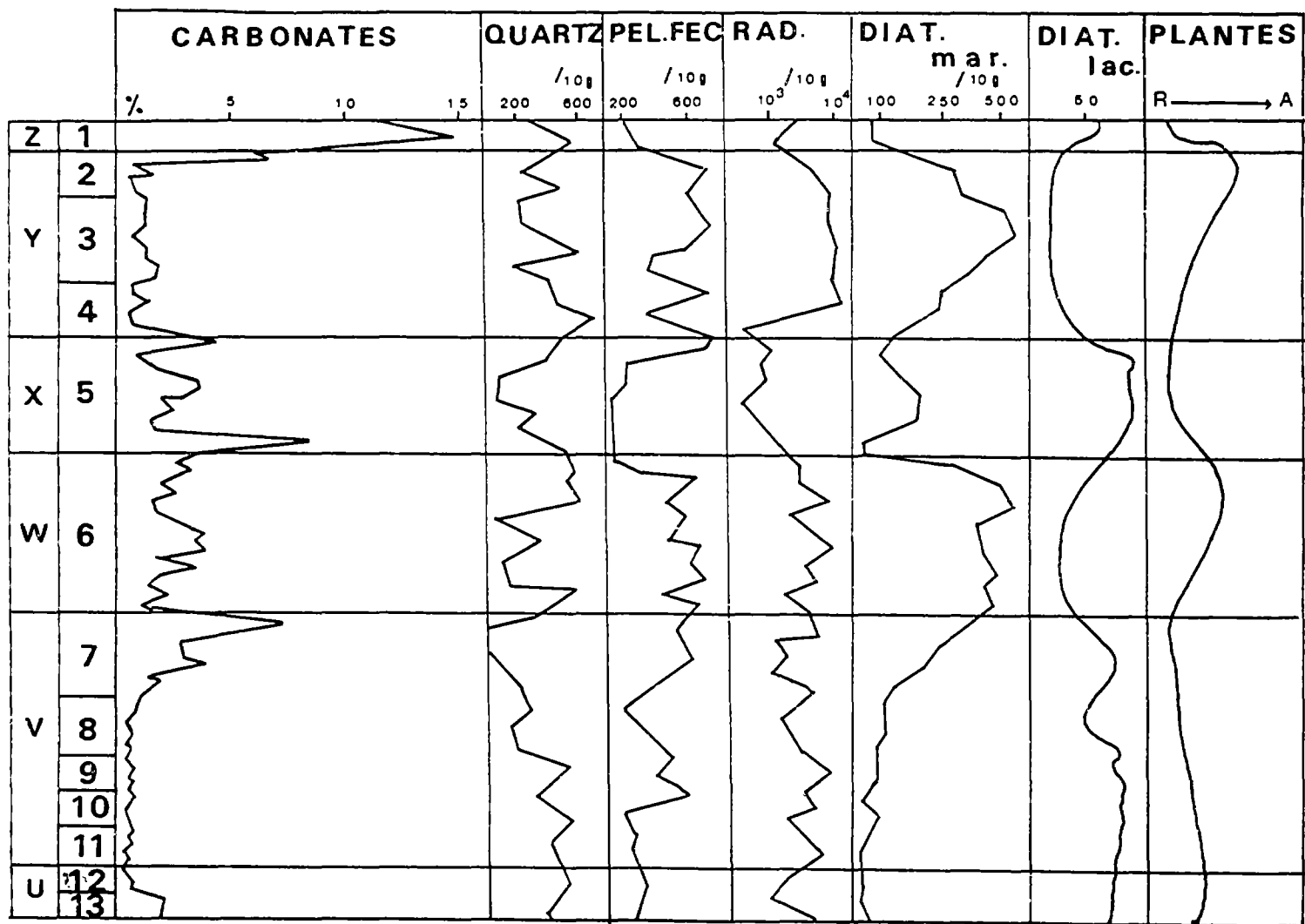


Fig. 21 Log lithologique d'une carotte à 4 000 m de la partie inférieure de l'éventail détritique profond du fleuve Congo; à gauche, biozones de foraminifères et étages isotopiques (d'après BONGO-PASSI et al., 1987).

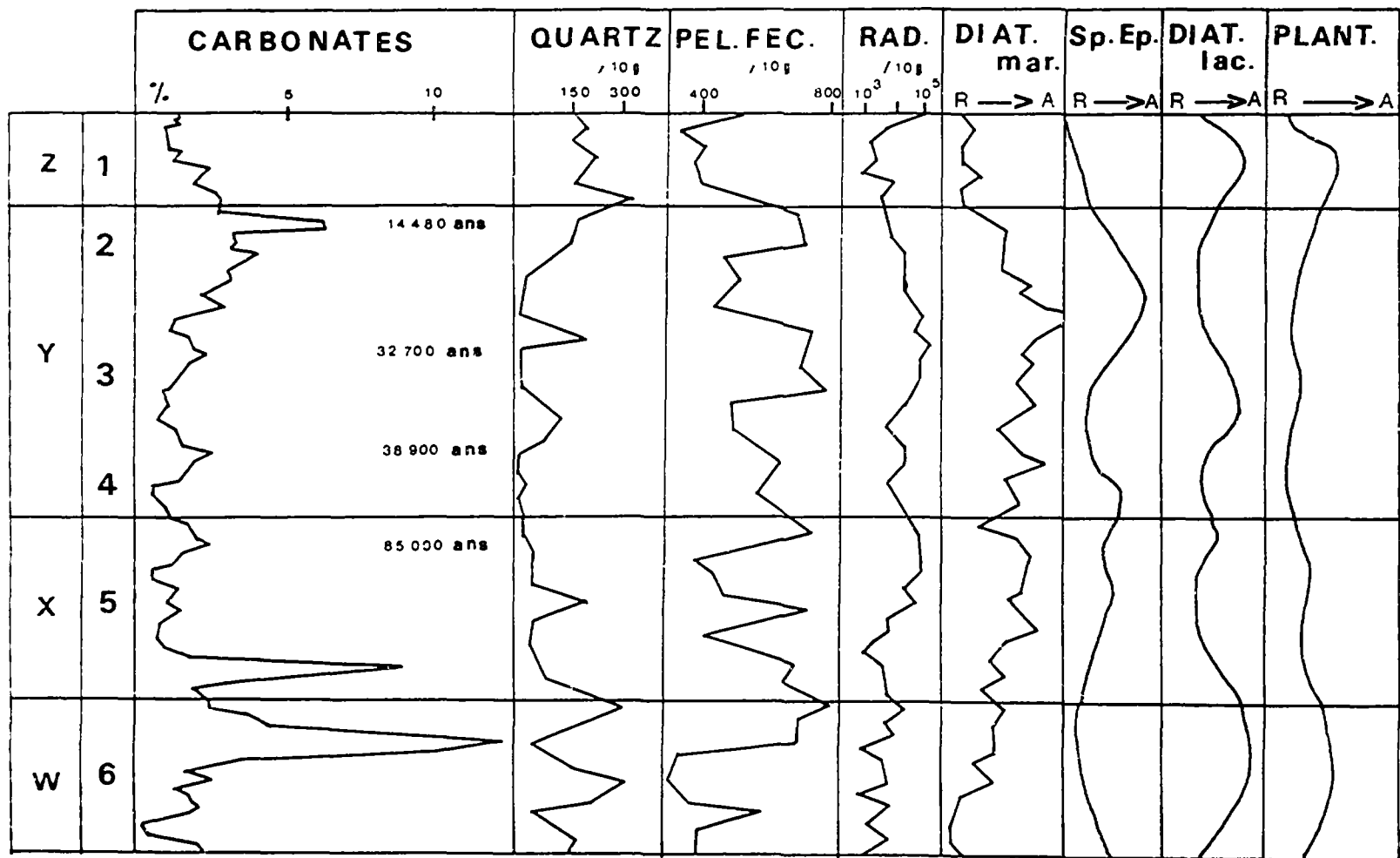


Fig. 22 Log lithologique d'une carotte à 2 000 m de la partie moyenne de l'éventail détritique profond du fleuve Congo; à gauche, biozones de foraminifères et étages isotopiques (d'après BONGO-PASSI et al., 1987).

BIBLIOGRAPHIE

- BONGO-PASSI G. (1984) - Contribution à l'étude lithostratigraphique, minéralogique et géochimique du delta sous-marin profond du fleuve Congo. Thèse de 3^e cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 215 p.
- BONGO-PASSI G., GADEL F., GIRESSE P., KINGA-MOUZEO et MOGUEDET G. (1988) - Séquences géochimiques et minéralogiques de l'éventail détritique profond du fleuve Congo à 2 000 et 4 000 m. de fond pendant le Quaternaire supérieur - Sédimentogénèse et diagénèse - Bull. Soc. Géol. France, Vol. 8, tome IV No. 3 p. 437-456.
- BORNHOLD B.D (1973) - Late Quaternary sedimentation in the Eastern Angola Basin. Massachusetts Institute of Technology, thèse, 213 p.
- CARATINI Cl. et GIRESSE P. (1979) - Contribution à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire. C.B. Acad. Sci. Paris, t.2, s. D, p. 379-382.
- CORNEN G., GIRESSE P., KOUYOUMONTZAKIS G. et MOGUEDET G. (1977) - La fin de la transgression holocène sur les littoraux atlantiques d'Afrique équatoriale et australe (Gabon, Congo, Angola, Sao Tomé, Annobom). Rôles eustatique et néotectonique. Ass. Sén. Et. Quat. Afr., n° 50, Dakar, p. 59-83.
- GIRESSE P. (1981) - Les sédimentogénèses et les morphogénèses quaternaires du plateau et de la côte du Congo en fonction du cadre structural. Bull. IFAN, Dakar, t. 43, sér. A., n° 1-2, p. 43-68.
- GIRESSE P., KOUYOUMONTZAKIS G. et MOGUEDET G. (1975-77) - Le Quaternaire supérieur du plateau continental congolais. Exemple d'évolution paléoocéanographique d'une plate-forme depuis environ 50 000 ans. Palaeoecology of Africa, vol. II ed. Van Zinderen Baker et J.A. Coetzee, Rotterdam, p. 193-217.
- GIRESSE P. et MOGUEDET (1980) - Chronoséquences fluvio-marines de l'estuaire du Kouilou et des colmatages côtiers voisins du Congo. Trav. et Doc. du CEGEF, CNRS, Bordeaux, p. 21-46.
- GIRESSE P., et LE RIBAUT L. (1981) - Contribution de l'étude exoscopique des quartz à la reconstitution paléogéographique des derniers épisodes du Quaternaire littoral du Congo. Quaternary Research, 15, p. 86-100.
- GIRESSE P., BONGO-PASSI G., DELIBRIAS G. et DUPLESSY J.C. (1982) - La lithostratigraphie des sédiments hémipélagiques du delta profond du fleuve Congo et ses indications sur les paléoclimats de la fin du Quaternaire. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXIV, n° 4, p. 803-815.

- GIRESSE P., MALOUNGUILA-N'GANGA D. et BARUSSEAU J.P. (1986) - Submarine evidence of the successive shorefaces of the Holocene transgression of Southern Gabon and Congo. Journal of Coastal Research, s. 1, 1, p. 61-71.
- HORN R. (1978) - La géophysique marine: application à la reconnaissance du plateau continental africain. In: Ressources minérales sous-marines Compte-rendus, Orléans, Doc. B.R.G.M., p. 185-216.
- JANSEN J.H.F., GIRESSE P. et MOGUEDET G. (1984) - Structural and sedimentary geology of the Congo and Southern Gabon continental shelf; a seismic and acoustic reflection survey. Netherlands Journal of Sea Research, 17, (2-4), p. 364-384.
- JANSEN J.H.F., VAN WEERING T.C.E., GIELES R. et VAN IPEREN J. (1984)- Middle and Late Quaternary oceanography and climatology of the Zaire-Congo fan and the adjacent Eastern Angola Basin. Ibid, 17, 2-4, p. 201-249.
- KOUYOU MONTZAKIS G. (1979) - La microfaune benthique du plateau continental congolais, inventaire, répartition, stratigraphie du Quaternaire supérieur. Rapport avec le milieu sédimentaire. Thèse 3^e cycle, Aix-Marseille III, 136 p.
- MALOUNGUILA-NGANGA D. (1983) - Les environnements sédimentaires des plateformes du Nord-Congo et du Sud-Gabon au Quaternaire supérieur d'après les données de vibro-carottages. Thèse Doct. 3^e Cycle, Université de Toulouse, 169 p.
- MALOUNGUILA-NGANGA D., GIRESSE P. et MOGUEDET G. (1986). Histoire sédimentaire de la paléovallée estuarienne du Kouilou (R.P. du Congo) pendant le Quaternaire; exemple ouest-africain d'évolution de l'interface océan-continent. Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire - Passé-Présent-Futur. INQUA, ASEQUA Symposium International, Dakar, p. 115-117.
- PASTOURET L., CHAMLEY H., DELIBRIAS G., DUPLESSY J.C. et THIEDE J. (1978)- Late Quaternary climatic changes in Western Tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger delta. Oceanologica Acta, vol. 1, n° 2, p. 217-231.
- VAN DER GAAST S.J. et JANSEN J.H.F. (1984) - Mineralogy, opal and manganese of Middle and Late Quaternary sediments of the Zaire (Congo) deep-sea fan: origin and climatic variation. Netherlands Journal of Sea Research, vol. 17, (2-4), p. 313-341.
- VANNETIER P. (1968) - Pointe-Noire et la façade maritime du Congo-Brazzaville. Mém. ORSTOM, n° 26, 458 p.
- ZACHARIASSE W.Y., SCHMIDT R.R. et VAN LEEUWEN R.J.W. (1984) - Foraminifera and calcareous nannoplankton in Quaternary sediments of the Eastern Angola Basin in response to climatic and oceanic fluctuations. Netherlands Journal of Sea Research, vol. 17, (2-4), p. 250-275.

LES PARTICULARITES DES FACIES LITHOLOGIQUES DES SEDIMENTS
DE FOND SUR LA PLATE-FORME DE LA REPUBLIQUE DE GUINEE

A.Y. MITROPOLSKIY*/

Un milieu de sédimentation détermine la distribution régulière d'une substance à travers une région étudiée, les processus authigènes au stade de sédimentogenèse et de diagenèse, ainsi que la formation de types sédimentaires distinctifs. Pour comprendre ces processus dans les limites de la région étudiée, il est important d'évaluer l'effet des quelques facteurs qui contrôlent le plus directement ces processus. Ces facteurs comprennent la position de la région sur le profil bathymétrique et ses particularités morphostructurales, l'hydrologie et le climat, l'alimentation en substances sédimentaires.

1. Particularités morphostructurales

La région que nous considérons se situe dans les limites du plateau continental de la Guinée, dont la surface est légèrement inclinée vers l'océan. La largeur de la plate-forme atteint ici 180-200 km; la profondeur de la partie interne de la pente continentale est de 600 à 1000 m celle de la partie externe est de 3 500 à 3 800 m; l'inclinaison est de 8 à 10°. La plate-forme continentale a une structure en gradins et en blocs; elle est limitée au sud par la faille de Guinée.

Il faut noter que la région étudiée, ayant des dimensions relativement petites, est caractérisée par de forts gradients de profondeur, ce qui détermine les divers effets du facteur hydrodynamique sur la différenciation granulométrique d'une substance et sa distribution (accumulation) sur le profil bathymétrique. Ceci est compliqué par les particularités morphostructurales de la marge sous-marine où, dans les limites de la région, on distingue trois niveaux de terrasses, formés sous l'effet du développement tectonique de la région et de l'évolution de la transgression de l'océan. Dans les limites de notre région, la plate-forme continentale comprend deux surfaces de terrasse: la plate-forme interne (la terrasse récente), limitée à des profondeurs de 30 à 60 m, et la plate-forme externe (la terrasse ancienne), limitée approximativement à des

*/ Inst. des Sciences Geologiques, Acad. Sci. de la R.S.S. d'Ukraine
(Kiev, l'URSS)

profondeurs de 170 à 250 m. Aux niveaux de 500 à 1 500 m on observe encore une autre surface de terrasse. Il semble que ces trois niveaux de terrasse sont nettement déterminés par les environnements tectoniques.

Une particularité importante de la région est la submersion des surfaces repères vers le sud. L'amplitude de la submersion va croissant du nord au sud, ce qui est nettement indiqué par la ligne du replat de la terrasse 1, versant continental, dont la cote varie de 250 m à près de 1 500 m.

Les données utilisées mettent en évidence le fait que la partie située au sud du bloc de marge continentale limité par la plate-forme continentale de Guinée est soumise à une submersion plus intense que la partie située au nord. Les fissures tectoniques limitant le bloc sont probablement occupées par les canyons sous-marins les plus gros, qui découpent la pente continentale jusqu'à sa base (le canyon Koncoré etc., en dehors de la région de test).

Les nombreuses dépressions découpant la plate-forme interne sont plus petites, mais elles sont bien exprimées du point de vue morphologique jusqu'à l'isobathe de 50 m (elles disparaissent vers l'isobathe de 100 m). Les plus gros d'entr'eux - les canyons Riu-Grandi, Kasine, Nunes - sont les artères de transport des matériaux sédimentaires d'origine continentale vers la zone la plus active, du point de vue hydrodynamique, de la plate-forme interne, où ils se différencient. L'effet de ce processus est un jet de matières argileuses, colloïdales et autres, dispersé aux grandes profondeurs, en-dessous de la base de l'effet prédominant.

Les particularités morphostructurales de la région contrôlent, à un fort degré, la configuration des zones d'accumulation, le transit et l'érosion des matériaux sédimentaires, les processus de turbidité et de glissement, l'affleurement et la proximité des roches de fond par rapport à la surface du fond.

2. Hydrologie et climat

Un des facteurs sédimentaires les plus importants est la structure hydrologique des masses d'eau dans la zone océanique où se situe la région du test. Elle détermine non seulement le processus de différenciation des matériaux sédimentaires selon la puissance hydraulique, mais les caractéristiques hydrochimiques de l'eau, qui contrôlent la production biologique et la formation authigène des minéraux.

On sait que près des côtes de l'Afrique occidentale se produit une remontée d'eaux de fond, riches en éléments biogéniques et unifiées par l'oxygène. Lors de la remontée de ces eaux, la production biologique dans la couche euphotique se trouve multipliée par un facteur de douze environ. Le phytoplancton extrait de l'eau les éléments C, N, P, Si, S, Ca, K, Mg, Fe, Mn et autres éléments chimiques et les transforme en composés organiques. Dans la couche euphotique on observe généralement une forte concentration d'oxygène qui atteint, dans les latitudes tropicales, son maximum annuel aux niveaux 10 - 50 m en raison de la forte luminosité.

La répartition et l'oxydation de la matière organique se produisent aussi dans la couche supérieure aux profondeurs de 0 à 80 m. Car ces processus océaniques sont fonction de la température de l'eau, environ 95% de la matière organique se minéralisant dans la couche supérieure de la zone tropicale. De ce fait, la quantité d'éléments biogéniques tant organiques que non organiques augmente beaucoup juste en-dessous de la couche de photosynthèse, essentiellement sous l'influence de processus authigènes (sorption, désorption, diffusion, formation de minéraux), aussi bien au stade de la sédimentogénèse qu'au stade de la diagénèse primaire.

3. Alimentation en substances sédimentaires

De la situation de la zone de plate-forme dans les eaux littorales de l'Afrique occidentale tropicale dépend également la composition des matières sédimentaires provenant du continent - produits de décomposition chimique très poussée, matériaux quartzeux de différentes granulométries, matière argileuse, de préférence kaolinique, hydro-oxydes de fer et d'aluminium - qui sont rejetés par des cours d'eau et par les eaux de surface dans l'océan, et aussi, à un moins degré, la composition des matériaux éoliens des déserts du Sahara occidental.

TYPES DE FACIES LITHOLOGIQUES DES SEDIMENTS DE FOND

Les processus sédimentaires récents, qui se manifestent sur la marge continentale de l'Afrique occidentale, ont formé, dans les limites de la plate-forme de Guinée, trois types lithologo-géochimiques de sédiments de fond. Ils se distinguent visuellement par des répartitions granulométriques caractéristiques, par l'assortiment des constituants minéralo-génétiques et leur distribution selon le spectre des fractions granulométriques, et enfin par leur composition chimique (Fig 1).

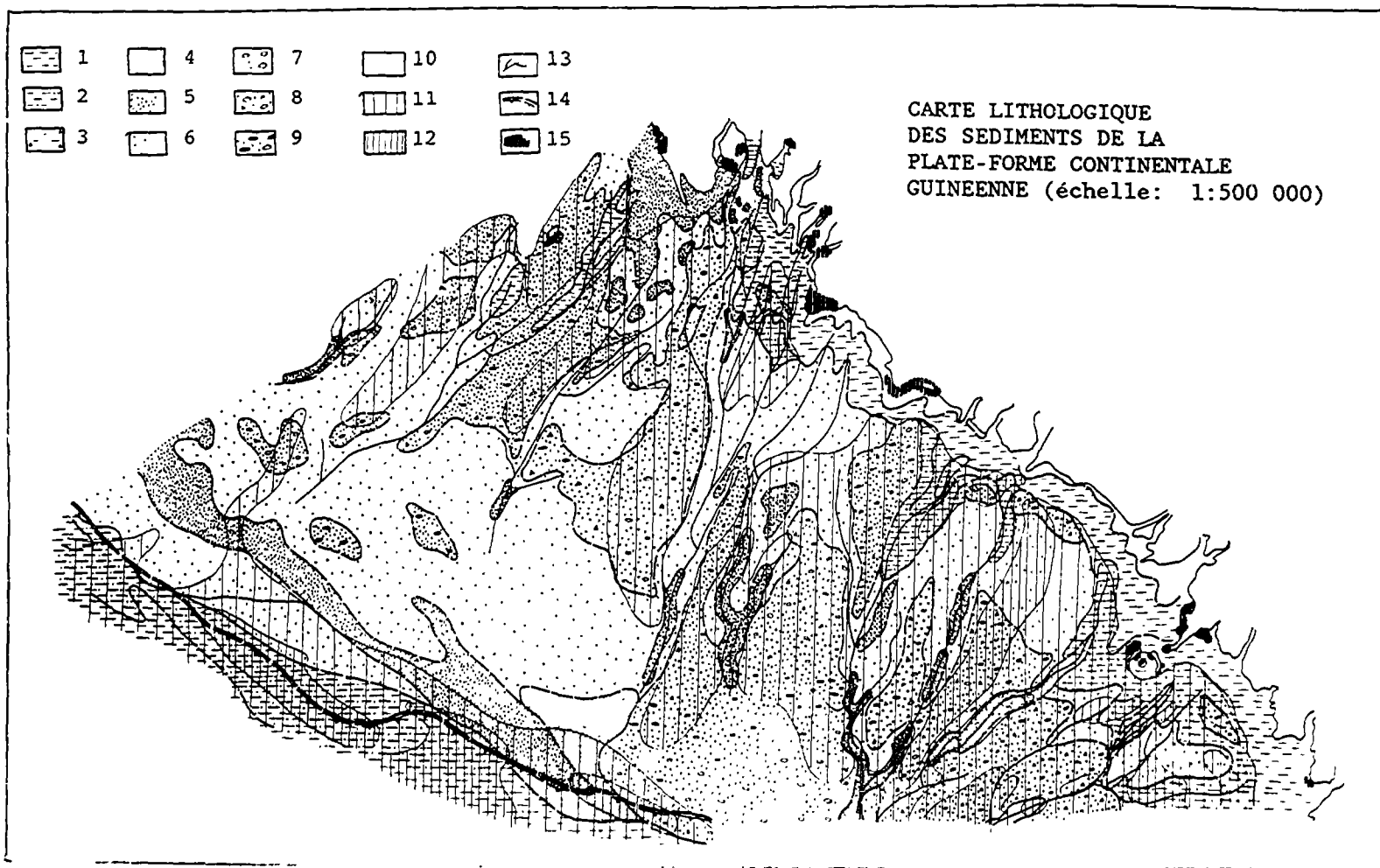
On a mis en évidence les lithotypes suivants:

- 1) les sables quartzeux (détrito-quartzeux) à grains de grande taille, à grains moyens et à grains fins;
- 2) les boues grossières, les sables et les aleurites à coccolithes-glaucônites et à Foraminifères;
- 3) les boues calcaires, argileuses, à coccolithes-Foraminifères, à Foraminifères-coccolithes.

En outre, on a observé en quelques endroits des argiles de fond (ou des boues enrichies en matériaux redéposés du Néogène ou Paléogène), qui reposent sur le fond ou sont dissimulées par une couche sédimentaire de faible épaisseur.

Chacun de ces divers lithotypes occupe dans le profil bathymétrique (et le profil morphologique) de la plate-forme sous-marine une position définie.

Fig. 1



- | | |
|--|---|
| 1. vase essentiellement pélitique | 9. Sable, gravier et galets avec adjonction de matériel |
| 2. vase aleuritique | 10. <10% de CaCO_3 détritique |
| 3. vase aleuritique à teneur élevée en matériel détritique | 11. 10-30% de CaCO_3 |
| 4. Sable fin | 12. 30-50% de CaCO_3 |
| 5. Sable moyen et grossier (<1% de matériel détritique) | 13. Vallées sous-marines |
| 6. Comme ci-dessus; jusqu'à 5% de matériel détritique | 14. Limite externe du plateau |
| 7. Sable moyen et grossier avec gravier | 15. Roches nues |
| 8. Comme ci-dessus, avec pourcentage plus élevé de gravier et de matériel détritique | |

Profondeurs de distribution des divers lithotypes
de sédiments de fond dans les limites de la région
de test de Guinée

Lithotypes				
I	II	III	IV	Roches de fond
32- 65	170- 730	3650		-
29- 60	196- 697	1195-2950		1195
41-112	480-1158	-		-
-	298- 898	1005-2250		1048-2950
29-112	170-1158	1005-3650		1048-2950

1. Les sables quartzeux et détrito-quartzeux

Les sables quartzeux et détrito-quartzeux à grains de grande taille, à grains moyens et à grains fins sont développés dans la zone la plus océanique et ont été observés aux profondeurs de 29 à 112 m. Dans le profil morphologique de la plate-forme sous-marine ils occupent la troisième terrasse - la plate-forme continentale interne.

Les sables prédominants sont gris, jaunâtres ou verdâtres et jaunes clairs de nuance verdâtre. Les tons verdâtres sont dus à la présence de matière verte dispersée dans le dépôt, qui est facilement retirée, après quoi le sable devient jaune ou gris jaunâtre.

Dans ce type de sédiment prédominent les fractions de 0,25 à 0,1 mm et celles de 0,5 à 0,25 mm, dont la teneur varie respectivement entre 11,9-54,6% et 17,3-50,0%. Les fractions sableuse et aleuritique à gros grains et aussi la fraction graveleuse peuvent être présentes en quantités considérables. Les fractions de moins de 0,05 mm sont absentes.

La teneur des sables en carbonate est faible et varie de 0 à 16,0%, en moyenne, avec 7,6% de CaCO_3 .

Dans la composition des sables, deux constituants minéralogénétiques dominent: les grains quartzeux terrigènes et le détritus coquiller. Les matériaux quartzeux sont concentrés en grande partie dans les fractions inférieures à 0,5 mm, où ils font 80-90%. Dans les fractions plus grandes, le rôle de ces matériaux diminue, et dans les fractions de moins de 2 mm, ils sont tout à fait absents dans quelques échantillons.

La distribution de la teneur en détritus coquiller dans le spectre des fractions granulométriques est l'inverse de celle du quartz. Dans les grosses fractions, (plus de 0,5 mm) sa concentration atteint 64-90-100%; dans les fractions moins grosses la quantité de ce constituant diminue brusquement.

On a aussi observé, dans certains échantillons, dans des cas isolés ou en de faibles pourcentages, des Foraminifères (st. 4015, 4035, 4037)*, de la glauconite (st. 4035), des coprolithes (st. 4019a, 4035), des phosphorites (st. 4035, 4038 - 10% de la fraction de 0,1 à 0,05 mm), des spicules d'éponge (st. 4015, 4016, 4020), des minéraux métallogènes (st. 4015, 4016, 4019, 4021, 4035, 4038), de la latérite alluvionnaire (st. 4022, 4036, 4038).

Le détritus biogène est composé en grande partie de détritus de la microfaune calcaire: Pélécypodes, Gastéropodes, fragments de coraux, plus rarement Bryozoaires et Oursins. On trouve des tubes agglutinés de polychètes, qui se composent de plusieurs grains quartziques (généralement plus petits que des grains terrigènes isolés) consolidés par un ciment carbonaté. Il y a aussi des fragments isolés de Spongiaires siliceux. Dans des régions de canyons sous-marins on identifie des fragments de latérite et de roches latéritisées (des types d'aleurolites et de grès) d'environ 1 cm de diamètre.

Une position un peu particulière parmi ces sédiments océaniques est occupée par les sables de la station 4035, où le détritus calcaire constitue seulement 1%, mais où on remarque cependant des coprolithes phosphatés. C'est la station la plus océanique (profondeur: 112 m) parmi celles où on a observé une accumulation de phosphate.

2. Les boues grossières, les sables et les aleurites à coccolithes-glauconites et à Foraminifères

Ce complexe est localisé aux profondeurs de 170 à 1 158 m. Dans le profil morphologique de la plate-forme sous-marine il occupe la deuxième terrasse (plate-forme externe) et une partie de la première terrasse (le gradin structural), ainsi que la zone supérieure de la pente continentale.

Ces dépôts sont gris-verdâtre foncé, gris foncé avec une nuance verdâtre, ou gris-vert. Leur teneur en carbonate varie de 14 à 74% de CaCO_3 . Les résultats de l'analyse granulométrique montrent que les fractions inférieures à 0,05 mm constituent 10-62% (le plus souvent environ 30%) des dépôts; 38-90% sont composés de fractions supérieures à 0,05 mm. Il y a presque toujours prédominance de la fraction d'aleurite de grande dimension, de 0,1 à 0,05 mm), dont la teneur atteint 68% de la totalité des fractions supérieures à 0,05 mm. Les sables fins et moyens sont observés en quantités considérables.

La partie sablo-aleuritique des dépôts est représentée par le quartz, le détritus coquiller, les Foraminifères, la glauconite, les coprolithes, les fragments de phosphorites. Des minéraux métallogènes, des fragments de roches et des spicules de Bryozoaires sont identifiés dans quelques grains.

La répartition des constituants minéralo-génétiques énumérés, suivant le spectre des fractions sablo-aleuritiques, présente des particularités. Le détritus coquiller s'accumule principalement dans les fractions dépassant 1 mm, et les Foraminifères dans les fractions infé-

* Position des stations: voir Fig. 3, page 31

rieures à 1 mm. Dans ce type de dépôts la glauconite se trouve partout. Elle est présente dans des fractions inférieures à 1 mm et atteint une valeur considérable (40-78%) dans la fraction de 0,5 à 0,05 mm. Les coprolithes ne sont trouvés que dans les sables glauconifères, qui bordent la troisième terrasse. Ils sont observables dans tout le spectre des fractions sablo-aleuritiques, mais s'accumulent surtout dans les fractions de 1 à 0,1 mm, où leur proportion atteint 35-70%.

Des grains de phosphorites ont été trouvés dans des dépôts de la zone coprolithique (mais pas à toutes les stations) dans des fractions de 1 à 0,5 mm, principalement dans des proportions de 2 à 5%, plus rarement 12%. Le quartz se présente partout, mais en grande partie dans la fraction de 0,1 à 0,05 mm, où sa teneur atteint 45%; dans le reste des fractions il est absent ou atteint un très faible pourcentage. Sa teneur n'atteint 10% que dans les fractions supérieures à 1 mm.

Ainsi, les éléments constituant des fractions dans la partie sablo-aleuritique de ce type de dépôts sont les Foraminifères, la glauconite, les coprolithes.

Dans les dépôts de fond, la glauconite se trouve dans des proportions allant jusqu'à 10-12%, mais en quelques stations elle constitue jusqu'à 30-50% des dépôts (st. 4013, 4014, 4040). La forme des grains glauconieux est arrondie, souvent gemmiforme. Les grains présentent souvent des pseudomorphoses par Foraminifères. Il est à maintes reprises arrivé que des coquilles entières de Foraminifères holocènes et récents soient remplies par de la glauconite.

Les grains anguleux glauconieux sont en effet absents. Le milieu géochimique de ces dépôts est favorable à la formation de glauconite: elle varie de +205 à -190 mv, le pH est de 7,05-7,55; les croûtes latéritiques du continent fournissent le fer. On peut ainsi conclure que la principale masse de glauconite est de nature authigène.

Des coprolithes sont trouvés dans des sables et aleurites glauconifères aux stations 4023, 4025, 4033, 4034, 4039-4041, dans l'horizon de -196 à -898 m. Ils ont une forme ellipsoïdale, peuvent être presque privés de phosphore (gris-verdâtre, peu solides) ou presque entièrement phosphatisés (bruns avec une surface lustrée, solide).

Les coprolithes sont des boules organo-minérales, de petite dimension. L'opinion n'est pas unanime sur leur origine; on pense qu'ils peuvent se former par l'un des moyens suivants:

- 1) comme produits de l'activité vitale des *Polioptères*: les boules aleurito-argileuses seraient agglutinées par la matière organique;
- 2) les excréments des animaux marins;
- 3) les produits d'adsorption de la matière organique par la montmorillonite. On remarque la présence d'une quantité maximum de coprolithes dans les régions de mort massive de petit plancton, où les dépôts sont enrichis en matière organique. C'est justement dans ces régions que des coprolithes sont enrichis en montmorillonite - le minéral argileux qui est, de tous les minéraux, le meilleur adsorbant de la matière organique. On remarque que la montmorillonite adsorbe la matière organique alors que celle-ci est encore en suspension, puis, dans le dépôt, les

particules organo-minérales grossissent; de ce fait des boules assez grandes (quelques dixièmes de millimètre de diamètre) sont souvent présentes. On décèle Fe et P, dus à des réactions microchimiques. Selon les données radiographiques, le constituant pélitique du dépôt est essentiellement de la kaolinite avec inclusion de montmorillonite et d'hydromicas. On a observé des formations en couches mélangées de 20 A. La calcite dispersée se présente en quantité considérable; le quartz est aussi observé. Le constituant carbonaté fin (moins de 0,05 mm) de ces boues est, d'après C.I. Choumenko, composé de coccolithes et de leur fragments.

3. Les boues calcaires et peu calcaires argileuses à coccolithes-Foraminifères et à Foraminifères-coccolithes

Ces boues grises et gris-verdâtre foncé ont été trouvées aux stations 4010, 4028, 4043, 4044, 4046, 4048 par des profondeurs allant de 100 à 3 650 m. Elles occupent la terrasse de la plate-forme continentale dans sa partie supérieure (st. 4043, 4044), dans sa partie inférieure et à sa base.

Leur position sur la plate-forme sous-marine est l'élément déterminant de la composition granulométrique des boues. Dans les dépôts de fond, aux stations 4010, 4026 et 4048, les fractions inférieures à 0,05 mm prédominent, aux stations 4043 et 4044, qui sont plus près du continent, la teneur de la fraction supérieure à 0,05 mm augmente considérablement.

Les minéraux argileux, les Foraminifères et les nannofossiles sont les principaux constituants sédimentaires. La teneur en carbonate pour les dépôts de fond de ce type est: 19-39% de CaCO_3 pour les boues de la base et 48-49% de CaCO_3 pour les boues de la partie supérieure de la plate-forme continentale.

La présence de coquilles de Foraminifères planctoniques, qui peuvent constituer environ 99% de la partie sableuse et aleuritique du dépôt, est responsable de l'aspect sableux de ces boues. En dehors des Foraminifères, dans les échantillons de fractions sablo-aleuritiques prélevés sur les stations 4043 et 4044, on a identifié le quartz, la glauconite, rarement le détritrus de microfaune, des coprolithes, des grains phosphoritiques. La kaolinite y domine dans le constituant argileux comme dans le type sédimentaire précédent. La montmorillonite et les formations à couches mélangées de 20 A se présentent comme des inclusions.

Les roches de fond

Les argiles très compactes gris-jaune-verdâtre, ayant parfois une nuance brunâtre des stations 4027 et 4044, qui contiennent d'abondants nannofossiles éocènes calcaires, et aussi les boues crème de la station 4046, avec des nannofossiles néogènes encore abondants, occupent une position particulière.

Bien que ces restes d'organismes soient redéposés et que l'on trouve des nannofossiles plus jeunes, il n'y a pas de doute que les roches de fond éocènes et pliocènes affleurent sur le fond océanique. On remarque la forte teneur en carbonates des roches de fond (st. 4027 - 65% et st. 4046 - 58% de CaCO_3), et aussi la prédominance de fractions fines dans leur composition (st. 4027, intervalle 18-20 cm - fract. plus de 0,05 mm; 0,05-0,005 mm et moins de 0,005 mm respectivement 2, 42 et 36%.

CaCO₃ et carbone organique dans les dépôts de fond

Le carbonate de calcium (CaCO₃) est un constituant sédimentaire des dépôts océaniques. Du point de vue génétique il est représenté sur l'aire étudiée par l'élément biogénique - coquilles et détritiques coquilliers de microfaune, coquilles de Foraminifères benthiques et planctoniques, nanoplancton.

La teneur en CaCO₃ des dépôts de la couche superficielle dans la région de test varie de 0 à 74%; dans les roches de fond elle varie de 46 à 65%. On a ainsi trouvé, dans les limites de la région, des dépôts terrigènes (moins de 10% de CaCO₃) peu calcaires (10-30%), moyennement calcaires (30-50%), très calcaires (50-70%) et aussi des analogues calcaires récents (plus de 70%).

Dans les types de faciès que nous avons définis, les valeurs les plus petites sont caractéristiques des sables quartzeux (détrito-quartzeux), les valeurs les plus grandes des dépôts à Foraminifères-glaucieux (glaucieux à Foraminifères), et les valeurs intermédiaires des boues argileuses à Foraminifères-coccolithes (à coccolithes-Foraminifères). Les argiles de fond ont une forte teneur en carbonate.

Répartie de façon régulière dans le sens horizontal, la teneur en CaCO₃ souligne, par ses valeurs les plus petites, l'emplacement du cône de déjection sous-marin du canyon Riu-Grandi, qui assure probablement le transport assez dense de matériaux sableux quartzeux, plus importants que l'élément coquillo-détritique marin caractéristique de la plate-forme continentale.

Les valeurs maximales de CaCO₃ sont observées sur la plate-forme continentale externe (dans la zone de développement du complexe glauconieux) où ils atteignent 74% sur le rebord de la deuxième terrasse (à proximité de l'isobathe de 1 000 m, st. 4030, prof. 1 158), en raison de la plus grande activité hydrodynamique des eaux de fond sur la courbure du relief, qui induit un lavage des matériaux argileux dispersés de cette zone et un enrichissement du dépôt en éléments carbonatés à Foraminifères de dimension sablo-aleuritique. Le contraste plus marqué des teneurs en CaCO₃ est typique de la zone de développement du complexe glauconieux.

L'élément carbonaté des dépôts du complexe argileux et de sa base est représenté par des Foraminifères planctoniques et par des matériaux à coccolithes, qui sont présents en diverses proportions selon la position sur le profil de la pente sous-marine. Par la teneur en CaCO₃ on met en évidence des variétés peu calcaires et moyennement calcaires. Le contraste des teneurs est moins marqué que dans le cas du complexe glauconieux.

Il apparaît que parmi les argiles de fond dominent des variétés très calcaires, ce qui est confirmé par de rares analyses donnant cependant des valeurs constamment hautes de CaCO₃.

Le rôle des substances organiques dans les processus de sédimentation a été à maintes reprises discuté et n'appelle pas de commentaires. Dans les dépôts récents de la région de test de Guinée la teneur en carbone organique varie de 0,09 à 4,11% et dans les argiles de fond cette valeur oscille entre 1,02 et 4,11%. La concentration de ce constituant augmente progressivement dans le sens sables quartzeux de la plate-forme continentale interne - complexe glauconieux - dépôts argileux de

la base de la pente continentale - argiles de fond; ses valeurs moyennes sont: 0,28 - 1,02 - 2,76 - 3,36% de carbone organique.

Une telle répartition des substances organiques dans le profil du faciès est avant tout conditionnée par la différenciation hydrodynamique des substances. Ainsi, en dépit de la minéralisation de plus de 90% des substances organiques dans les horizons supérieurs de l'eau et dans les boues argileuses abyssales de la base de la pente continentale, la teneur en carbone organique est plus de deux fois supérieure à celle que l'on trouve dans les dépôts du complexe glauconieux et dix fois plus élevée que celle des sables marins de la plate-forme continentale interne.

La répartition que nous avons décrite des substances organiques dans le profil des faciès s'accompagne d'une répartition correspondante dans le profil des conditions oxydantes et réductrices contrôlant les processus authigènes diagénétiques des transformations de substance, y compris les processus de formation de la glauconite et de phosphatisation des dépôts (la teneur en phosphore donne la série suivante de pourcentages de P: 0,3 - 1,1 - 0,5 - 2,5).

LES MINERAUX UTILES DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DANS LA
ZONE ECONOMIQUE EXCLUSIVE DE LA REPUBLIQUE DE GUINEE

E.F. CHNUKOV*/
A.Y. MITROPOLSKY*/

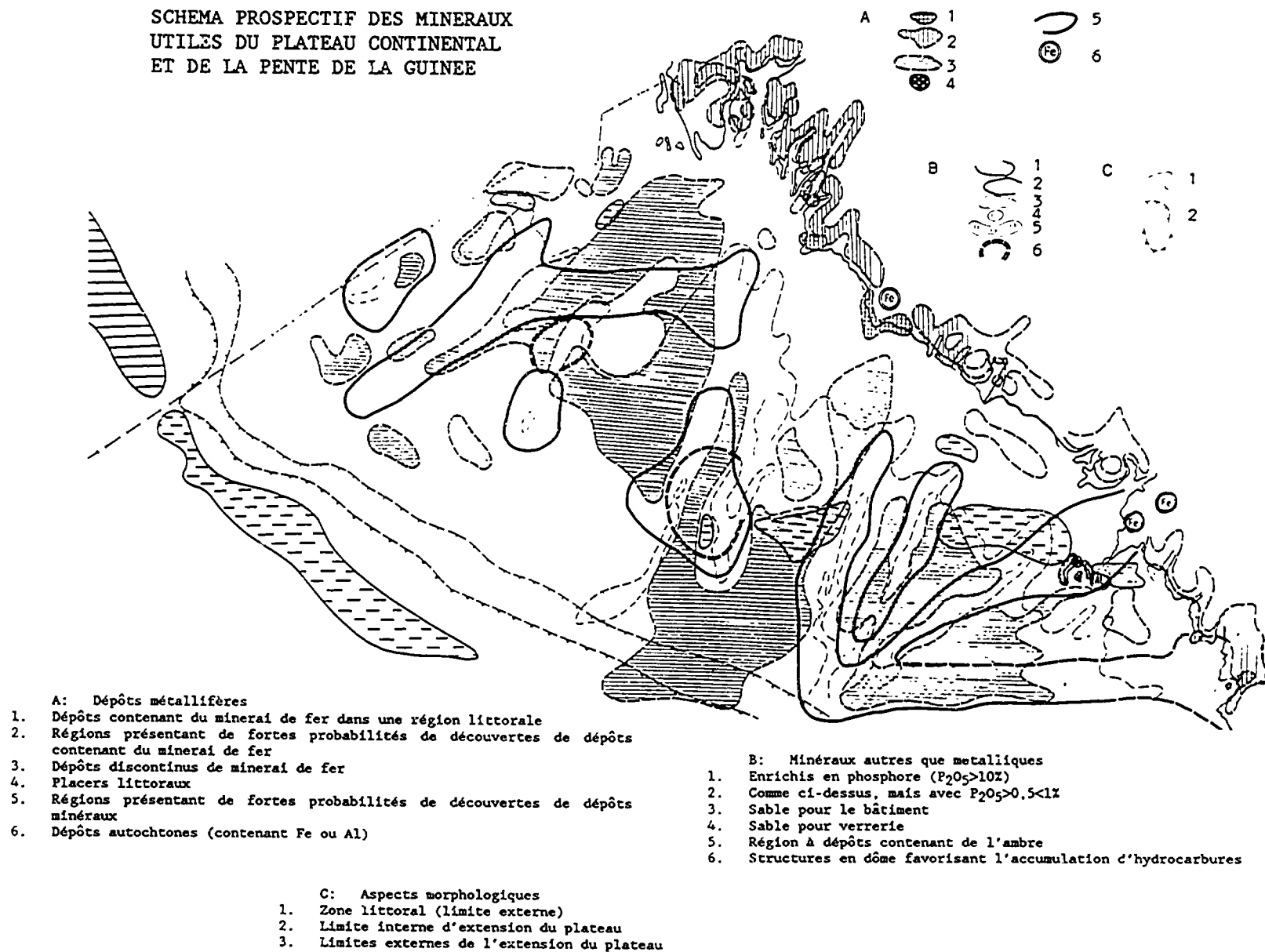
En passant en revue les ressources minérales de l'océan Mondial on a pu constater que les zones de la plate-forme continentale de l'Afrique occidentale, et en particulier celles de la plate-forme et de la pente continentale de la Guinée, sont potentiellement riches en divers minéraux utiles. Déjà au cours de notre première sortie de géologie à bord du navire-laboratoire "Académik Vernadski" (la 28ème expédition), qui a eu lieu en 1984 dans la zone de la plate-forme de la République de Guinée, nous avons mis en évidence un puissant processus d'accumulation de phosphates se produisant à l'heure actuelle. Ainsi commençons-nous notre exposé par l'examen de cette substance minérale (Fig. 1)

Les phosphorites. Leurs caractéristiques générales ont été présentées dans l'exposé précédent. Des sables phosphatés ont été localisés dans la partie externe de la plate-forme continentale du nord-ouest de l'Afrique; ils contiennent des coquilles de foraminifères, de la glauconite, des minéraux terrigènes et des grains de phosphate. La teneur en P_2O_5 dans les sables les plus riches en phosphate atteint 7,9%. Les sables phosphatés que l'on trouve dans le sud-ouest de la plate-forme africaine sont constitués de toutes sortes de matériaux calcaires, diatomiques, terrigènes, glauconieux. Les dépôts aleurito-sableux de la plate-forme externe de l'Afrique équatoriale, enrichis de particules phosphatées, forment une bande (20 x 100 km.) qui longe la côte de la Guinée par des profondeurs marines allant de 100-150 jusqu'à 400-500 m. Ces dépôts se présentent, par les faibles profondeurs, sous forme de sables glauconifères et d'aleurolites avec additions de quartz détritique et, à des profondeurs plus grandes, sous forme de produits limoneux. La répartition des particules phosphoritiques dans les couches sédimentaires supérieures varie avec la profondeur de l'océan selon le schéma suivant:

*/ Inst. des Sciences Géologiques, Acad. Sci., R.S.S. d'Ukraine
(Kiev, l'URSS)

SCHEMA PROSPECTIF DES MINERAUX
UTILES DU PLATEAU CONTINENTAL
ET DE LA PENTE DE LA GUINEE

Fig. 1



Les dépôts phosphatés les plus enrichis occupent une zone étroite de la plate-forme externe, par une profondeur de 200 à 300 m, plus rarement de 150 à 400m. La teneur en particules phosphatées, par les grandes profondeurs ne dépasse pas, d'ordinaire, 1-2%, bien qu'elle atteigne parfois 5 à 10%.

Dans la zone du rebord de la pente continentale, par des profondeurs de 1 000 à 2 000 m on a trouvé des affleurements de roches en place - probablement des argiles paléogènes renfermant de gros nodules de phosphorites.

Les coprolithes, qui sont les plus importants supports du phosphore, se rencontrent surtout dans les sables phosphoro-glaucifères. Les coprolithes sont des formations consolidées et roulées d'origine organique. Suivant le degré de leur consolidation et de leur phosphatisation les coprolithes forment une série génétique qui va des espèces friables de couleur grise jusqu'aux formes noires très solides. L'analyse spectrale a démontré la haute teneur en phosphore et en calcium des coprolithes ayant subi un degré moyen de phosphatisation. Les Si, Al, Fe, Mg, Na s'y trouvent en moindres quantités (quelques pour cent). L'examen microscopique nous apprend que la collophane et la francolite sont les minéraux dominants dans les coprolithes.

A côté des sables phosphoro-glaucifères d'âge holocène on a également découvert, sur la pente continentale de la Guinée, des affleurements de roches en place contenant du phosphore. Ces découvertes sont très intéressantes en elles-mêmes, et si on les compare aux sédiments phosphatés quaternaires elles témoignent d'une large extension temporelle du phosphore dans toute la région.

Ainsi la bordure continentale de l'Afrique équatoriale se caractérise-t-elle par le développement aussi bien de sédiments phosphatés d'origine contemporaine que d'anciennes (paléogènes) phosphorites érodables. A notre avis, il n'existe aucun rapport direct entre l'érosion d'anciens dépôts phosphatés que l'on trouve dans la zone de la pente continentale de la Guinée et la formation de gisements de sables phosphoro-glaucifères. On peut supposer qu'en raison de l'existence de conditions spécifiques paléo-géographiques, des facteurs favorisant l'accumulation du phosphate se sont maintenus, le long des côtes occidentales de l'Afrique, pendant des temps géologiques de longue durée (à partir du Crétacé supérieur jusqu'à l'Holocène).

C'est en 1984, au cours de la 28ème expédition de l'"Académik Vernadski", que nous avons mis en évidence les phosphorites. Mais à notre regret, l'étude approfondie de cet intéressant processus de minérogénèse contemporain, la cartographie des gisements et l'évaluation des réserves n'ont pu être effectuées en raison du passage de la zone qui nous intéresse à la Guinée-Bissau après l'établissement de nouvelles frontières avec la République de Guinée.

Le fer. Pendant la 13ème expédition du navire-laboratoire "Professeur Kolesnikov", en 1986, on a décelé, au cours du levé lithogéochimique du fond de la plate-forme, un processus de formation du minerai de fer. Les minerais de fer du cap Koundindet se prolongent donc jusqu'à la plate-forme continentale, ses sédiments étant enrichis de débris latéritiques de cuirasse. La zone de mangroves se présente comme le lieu d'une puissante accumulation du fer, jouant le rôle de barrière géochimique

cù se concentrent le fer et d'autres composés ferreux. Génétiquement, le fer est représenté par des grès ferrugineux d'origine authigène, par la croûte latéritique et par des formations biogènes. Cet intéressant processus de minérogénèse mérite d'être soigneusement étudié par les scientifiques.

Les minéraux métallogènes. En ce qui concerne les minéraux métallogènes renfermés dans les sédiments de la plate-forme guinéenne, on y trouve: l'ilménite, la magnétite, la pyrite, la melnikovite, la pyrrhotite, la fausse galène et le fer natif. L'ilménite est un minéral terrigène, largement répandu dans les dépôts contemporains de la partie occidentale de la plate-forme guinéenne; il y est concentré, le plus souvent, dans les sables quartzo-détritiques. La magnétite, quant à son extension dans les dépôts de la Guinée, ne le cède pas à l'ilménite, mais sa concentration est considérablement plus faible. La pyrite, qu'on trouve dans les sédiments, est un minéral authigène. On la rencontre dans les sables phosphoroglauconifères et les vases argileuses. En quantité peu importante, la pyrite se trouve aussi dans les formations phosphorito-carbonatées, enrobées dans les vases argileuses. Elle prend alors la forme d'inclusions globulaires dans les carbonates, associées à de petits grains isolés de fausse galène et de pyrrhotite, qui se reconnaissent facilement en lumière réfléchie. Du fer natif est découvert dans les sédiments, associé à de la magnétite sous forme de minuscules plaquettes et de structures dendritogènes. Il est de couleur noir, à éclat métallique. Ce fer natif est également fortement magnétique. De par la morphologie des cristaux on constate que le fer natif s'est formé dans des conditions exogènes, très probablement par réduction sous l'action des composés organiques de la magnétite. L'association des minéraux métallogènes observée, leur concentration et leur répartition indiquent que les recherches géologiques éventuellement entreprises dans cette région pourraient aboutir à la détection de placers de zircon.

L'ambre. L'ambre, trouvé au cours de la 13ème expédition du "Professeur Kolesnikov", est d'un grand intérêt. Ce minéral, ainsi que des résines ambrées, ont été découverts dans la zone de la plate-forme entre les deltas des rivières Forekaria et Melakoret. La gamme de couleurs de l'ambre va du jaune paille jusqu'au vin rouge en passant par toutes les nuances intermédiaires. La dimension des débris rencontrés nous permet d'insister sur leur utilité pratique pour la bijouterie.

Les sables de construction et les sables vitreux, appartenant à la zone de la plate-forme guinéenne ont été découverts à l'embouchure de la rivière Komponi (banc Komponi), à l'archipel Loos (îles Tamara, Kossa, Roum) - sables chantants - et dans d'autres endroits. Ce sont des terrasses d'accumulation de haut de plage, des bancs, des langues de terre, formés par les dépôts des courants de dérive qui longent la côte. Etant quartzeux, les sables sont bien triés. Il existe aussi des gisements cachés par des couches de sédiments de faible puissance d'origine moderne. A l'heure actuelle on considère l'exploitation de matériaux marins de construction comme rentable jusqu'aux profondeurs de 50 m, à des distances allant jusqu'à 320 ou 480 m de la côte. Par exemple, au banc de sable Komponi nous avons un gisement assez proche, à 20 km de la côte, aux profondeurs de 10 à 15 m et même moins.

Le pétrole et le gaz. Il est actuellement difficile d'apprécier les pronostics concernant le pétrole et le gaz. On dispose cependant de facteurs géologiques de nature à encourager la recherche (situation

tectonique, anomalies gravimagnétiques, anomalies thermiques). Mais avant de mettre en place des structures de prospection il est nécessaire de faire effectuer la sismographie des coupes géologiques.

Des recherches approfondies devraient être effectuées dans le débouché des gorges du Konkouret, du Nunes, du Komponi. On ne peut pas exclure l'éventualité d'y déceler une puissante décharge sous-marine des eaux souterraines.

Il n'y a pas de doute que les richesses potentielles de la plate-forme de la République de Guinée sont immenses. Quant aux recherches et à l'exploration des minéraux utiles de la plate-forme, on n'a fait que les premiers pas dans ce sens, et il y a toutes les chances pour que des découvertes intéressantes soient faites dans un avenir très proche.

LES PHOSPHORITES DE LA ZONE EXONOMIQUE EXCLUSIVE
DE LA REPUBLIQUE DE GUINEE

E.F. CHNUKOV*/
A.Y. MITROPOLSKIY*/

La formation des phosphorites anciennes et holocènes sur la marge continentale de l'Afrique équatoriale est restée insuffisamment étudiée jusqu'à ces derniers temps. En fait, les données sur la présence de phosphorites anciennes et holocènes dans cette région étaient inexistantes, si l'on veut bien oublier la brève mention de roches phosphatées, découvertes par G.S. Kharin et A.V. Soldatov au nord de la marge guinéenne.

En l'état de nos connaissances sur la géochimie des sédiments du fond de l'océan, la teneur en phosphore de la partie superficielle des sédiments de la plate-forme et de la pente continentale de l'Afrique atteint 0,10%. Dans l'Atlantique du Sud-Est elle est généralement de 0,04 - 0,05%; mais on connaît des teneurs élevées en phosphore sur la plate-forme du Maroc (3,49%), du Libéria (0,28%), près de l'embouchure du Congo (0,22%), du Cunène (0,96%), et tout au long de la plate-forme de l'Afrique du Sud-Ouest (de 19° sud au banc des Aiguilles). Sur les cartes de répartition du phosphore dans la couche supérieure des sédiments de l'Atlantique, la plate-forme et la pente continentale de Guinée sont signalées comme une zone dont les sédiments seraient pauvres en phosphore (0,02 - 0,09%) (Emilyanov et Romankevic, 1979).

A la suite des recherches que nous avons effectuées lors de la 28ème campagne de l'Akademik Vernadskiy et de la 13ème campagne du Professor Kolesnik sur la plate-forme guinéenne, on a réussi à découvrir une formation de phosphorites holocènes et ses manifestations lithologiques, ainsi que des phosphorites anciennes et en place, supposées être d'âge paléogène.

Nous présentons une carte lithologique générale de répartition des sédiments de fond sur la plate-forme et la pente continentale guinéenne dans un autre article du présent document. Elle est compliquée et influencée, dans une large mesure, par le relief du fond.

* Institut des Sciences Géologiques de l'Académie des Sciences de la R.S.S. d'Ukraine (Kiev, URSS).
Les sédiments qui comportent des éléments phosphoritiques, surtout

des sables vaseux et glauconieux et des aleurites, se caractérisent par une prédominance ou une forte quantité de glauconie. L'analyse granulométrique des sables glauconieux et des aleurites indique une proportion élevée de sables à grains fins (0,1 - 0,25 mm) et d'aleurites à grains grossiers (0,05 - 0,1 mm). Une grande partie des matériaux glauconieux se compose de sables aleuritiques faiblement stratifiés et d'aleurites sableuses. Tous deux comportent toujours des organismes coquilliers carbonatés, surtout des foraminifères (25 - 90%). C'est précisément la dimension des foraminifères qui détermine la composition granulométrique des sédiments glauconieux, puisque les foraminifères ou les pseudomorphoses de glauconie dans les foraminifères y sont prépondérants. Dans les fractions plus grossières (0,25 - 1,0 mm), peu importantes par leur teneur, dominent les débris coquilliers. La teneur en minéraux lourds est élevée (de l'ordre de 0,1-0,01%). Parmi eux, on trouve de la magnétite, de la pyrite, de l'ilménite et de la biotite. C'est justement dans les sables glauconieux et les aleurites de la marge guinéenne que se rencontrent les principales concentrations de phosphorites, qui forment des sables et aleurites phosphorito-glauconieux.

Les sables à phosphorites sont des formations naturelles relativement rares. Selon G.N. Baturin (1978), on en connaît notamment sur la plate-forme de l'Afrique du Sud-Ouest où ils se mêlent à des sédiments terrigènes peu carbonatés et à des sédiments biogènes carbonatés. Leur diamètre médian varie de 0,15 à 0,31 mm, leur indice de classement de 1,52 à 2,86, leur teneur en particules phosphatées de 29,5 à 74%, la dimension des grains de phosphorite de 0,05 à 0,25 mm. Ils sont arrondis, de couleur noire et ont une surface luisante et rugueuse.

Les sédiments renfermant de la phosphorite que l'on rencontre sur la marge de Guinée, sont très particuliers. En principe, les grains de phosphorite sont dispersés sur une grande étendue; en fait, ils le sont dans tous les secteurs d'extension des aleurites et sables glauconieux. La couche d'aleurites et de sables phosphorito-glauconieux s'étire selon une bande presque parallèle à la côte, de 100 km de long et 20 km de large. Son épaisseur n'est pas déterminée, puisque l'on n'a pas pu atteindre sa base avec le carottier et qu'une grande partie des échantillons de sables et aleurites fut prélevée à la drague. Par analogie avec d'autres gisements glauconieux, pauvres en phosphorites, pénétrés par des carottiers, on peut supposer que leur épaisseur n'excède pas 3 m. La transition entre les aleurites et sables phosphorito-glauconieux et les dépôts dans lesquels ils se trouvent, est floue, par suite d'une diminution graduelle de leur teneur en phosphorite. Seul le contact du sud-est est plus ou moins net, en relation avec le remplacement des aleurites et sables glauconieux par des sables quartzeux à grains hétérométriques du cône des canyons.

Lithologiquement les sables phosphorito-glauconieux du polygone de Guinée offrent des matériaux relativement variés. D'après leur granulométrie, se sont des sables aleuritiques à grains fins et moyens (station 4013) ou des aleurites sableuses (station 4024). La concentration des particules de sable grossier (0,5 - 1,0 mm) est peu importante. Il s'agit le plus souvent de fragments isolés de coquilles. Le diamètre moyen des grains de sable et d'aleurite s'établit respectivement à 0,23 et 0,08 mm. L'indice de classement est assez élevé. La dimension des particules de phosphorite va de 0,1 à 0,5 mm, le diamètre moyen étant de 0,25 mm.

La composition chimique des aleurites et sables phosphorito-

glaucconieux est assez complexe (cf. tableau). Comme le montre le tableau, ils témoignent d'une assez forte teneur en silice, en composants carbonatés et en oxyde de fer. La répartition du phosphore dans les sédiments du polygone guinéen donne une figure intéressante (Fig. 1).

Composition chimique en % des roches et minéraux
du polygone guinéen

Composants:	1	:	2	:	3	:	4	:	5
SiO ₂	30,32		11,66		39,91		41,10		45,48
TiO ₂	0,35		0,22		0,22		0,22		0,22
Al ₂ O ₃	5,08		5,60		11,49		10,62		8,39
Fe ₂ O ₃	7,87		30,66		19,54		20,21		20,60
FeO	1,62		1,08		2,15		3,41		1,80
MnO	0,025		0		0,007		0,007		0
MgO	2,66		4,92		3,78		6,27		3,24
CaO	21,75		16,90		3,70		1,42		3,81
Na ₂ O	1,30		0,23		0,20		0,20		0,20
K ₂ O	1,59		1,00		5,14		4,35		4,89
SO ₃	0,34		0,36		0,03		0		0,07
P ₂ O ₅	2,83		15,39		2,39		0,36		0,19
H ₂ O	2,25		1,31		2,80		3,76		3,38
Pertes de calcination	3,02		2,88		3,55		3,68		3,63
CO ₂ carb.	18,48		7,04		4,40		4,40		3,52
C org.	0,33		0,29		0,33		0,24		0,19
F	non déterm.		0,84		0,27		non déterm.		non déterm.
Total	99,62		100,38		99,91		100,25		99,61

Note: 1 - Station 4024, sable phosphorito-glaucconieux; 2 - Station 4013, coprolite à collophane; 3 - Station 4013, glaucconie; 4 - Station 4014, idem; 5 - Station 4040, idem. (Analyses de N.K. Cugunnaja, Inst. Sci. Géol., Académie des Sciences d'Ukraine).

Composition chimique en % des roches et minéraux
du polygone guinéen

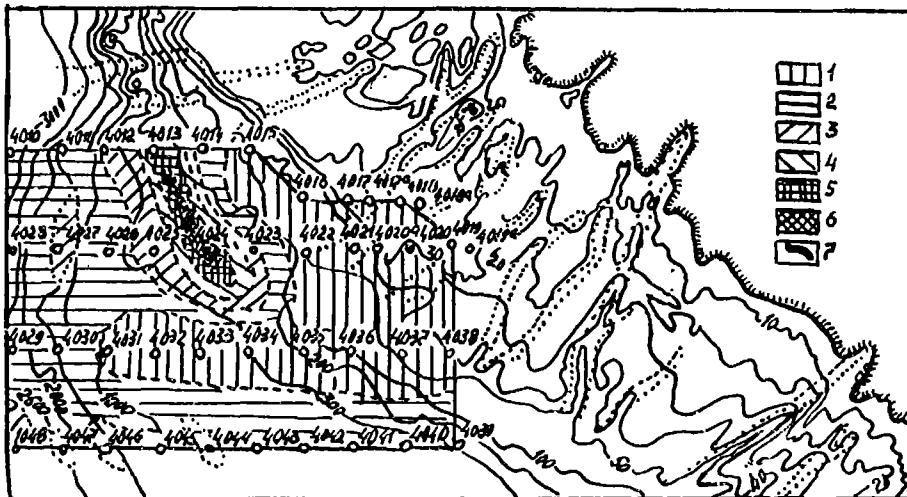


Fig. 1 Répartition du phosphore dans la couche superficielle des sédiments du polygone guinéen (en pourcentages, d'après les données de l'analyse spectrale): 1. 0,5; 2. 0,5 - 1; 3. 1 - 2; 4. 2 - 3; 5. 3 - 4; 6. 4 - 5; 7. >5.

Globalement, la teneur en phosphore des sédiments de la marge continentale de l'Afrique équatoriale dans le polygone guinéen est manifestement élevée par rapport à celle des sédiments des régions voisines. D'après les résultats de recherches antérieures, la teneur en phosphore était plus basse. Les recherches géochimiques dessinent très nettement le gisement de phosphorites, localisé dans les aleurites et les sables glauconieux d'une terrasse inclinée en pente douce, entre les cotes 150 et 400 mètres. On voit bien l'influence négative des alluvions fluviatiles sur les processus d'accumulation du phosphore. Les matériaux alluviaux et la terrasse qu'ils constituent sont relativement pauvres en phosphore (depuis des traces jusqu'à moins de 0,25%), alors que comparativement les affleurements de roches en place sur le fond marin sont enrichis en phosphore.

Le phosphore est concentré sous forme de divers agrégats minéraux, dans des coprolites, (grains arrondis, bruns, émoussés à divers degrés), des pseudomorphoses de foraminifères, d'arêtes de poisson et autres débris organiques, dans des pseudomorphoses et agrégats où le phosphate remplace les glauconies.

Les coprolites sont l'un des principaux porteurs de phosphore, surtout dans les sables phosphorito-glauconieux. Ils constituent les produits de l'activité d'organismes vivants, métamorphisés et arrondis. Selon le degré de métamorphisation et de phosphatisation, ils forment une série génétique qui va des gris friables aux noirs très durs. Dans la plupart des échantillons dominant les coprolites moyennement métamorphisés et phosphatisés.

Les coprolites ont une forme oblongue avec un rapport longueur-épaisseur de 2:1. Leur longueur est comprise habituellement entre 0,3 et 0,7 mm, rarement moins. Leur degré de métamorphisation détermine leur couleur, l'aspect de leur surface et leur résistance mécanique. En général les coprolites ont une coloration aux nuances variées: brun clair, brun foncé. La surface des grains est plus souvent mate avec un éclat cireux, mais elle peut être aussi très polie et avoir un éclat luisant. Ces coprolites sont facilement désagrégés par pression, se transformant en débris bruns, transparents. Plus rarement on a des coprolites parfaitement noirs, à éclat fortement goudronneux et à surface très nettement polie. On ne peut les différencier des formations de glauconie d'apparence semblable que par une lumière intense; ils sont assez durs, presque fragiles, mais à demi transparents en petits débris bruns.

Les coprolites peu métamorphisés sont friables et gris. Le phosphore est loin d'avoir toujours été présent en eux, ce qui témoigne d'une relation directe entre la teneur en phosphore des coprolites et leur degré de métamorphisation. Très rarement, par exemple à la station 4044, on trouve des formations cylindriques, tubulaires, ayant un indice d'allongement qui atteint 4:1, qui représentent, semble-t-il, le remplacement de débris végétaux. D'après les résultats de l'analyse spectrale, dans les coprolites moyennement phosphatisés, on a relevé une teneur élevée en phosphore et en calcium, un peu moins (quelques pourcent) de silice, d'alumine, de fer, de magnésium et de sodium. L'étude au microscope montre que dans les coprolites dominant des agrégats d'un minéral brun, à demi transparent, à faible biréfringence ($n_o - n_e = 0,005$), dans lequel le polychroïsme n'est pas visible. Les coprolites bruns moyennement métamorphisés sont saturés de flocons noirs; les coprolites noirs fortement métamorphisés, plus transparents à la lumière traversante, contiennent

moins d'inclusions, mais sont cependant, en général, entièrement isotropes. L'indice de réfraction du minéral dominant diffère un peu dans les divers échantillons et est compris dans les limites $n_o = 1,595 - 1,602$. Les propriétés optiques permettent de distinguer les minéraux qui, en général, composent les coprolites du type du phosphate hydraté de calcium, la collophane. Le minéral anisotrope qui constitue les coprolites est de la francolite, comme le confirme la présence de lignes caractéristiques de ce minéral avec des distances entre les plans de 0,278, 0,268 et 0,184 nm. Outre ceci, de la glauconie et de la zéolite se fixent dans les coprolites. Comme on le voit sur le tableau, dans la composition des noyaux densifiés de la collophane brune et brun foncé (station 4013), le phosphate ne constitue pas plus de la moitié des agrégats. L'autre moitié, selon les analyses, est formée de minéraux argileux, de carbonates, parfois de zéolite, de glauconie, de vivianite.

Les grains de phosphorite, bruns, brun clair et transparents à la loupe binoculaire, en forme de remplacement de parois de coquilles et de téguments chitineux, faiblement émoussés ou anguleux, constituent environ 20% de toutes les formations de phosphorites dans les sédiments, quoique souvent ils puissent dominer dans la fraction sableuse, à des teneurs peu élevées. En plaques minces, ces grains de phosphorite sont composés d'un minéral transparent, presque incolore ou de couleur brune. La particularité dominante des phosphorites de ce type est d'avoir une structure entièrement cristalline, à la différence des formations d'agrégats dans les coprolites. On rencontre rarement des agrégats en filaments parallèles. Le minéral qui compose ces agrégats a une extinction droite et un indice d'allongement négatif. Les indices maximum de réfraction sont ainsi: $n_e = 1,605$ à $1,607$, $n_o = 1,598$ à $1,599$, $n_o - n_e = 0,008$. Les constantes optiques permettent d'identifier ce minéral comme de la francolite, quoique ses indices de réfraction, mesurés avec un éclairage au sodium, soient nettement plus faibles que ceux qu'on cite dans les manuels. Ils dépendent vraisemblablement, dans une large mesure, de sa composition et, en particulier de sa teneur en fer. Ainsi, dans les limites d'un seul grain de francolite, les secteurs incolores ont un indice de réfraction nettement inférieur (1,596). On a observé des cas de formation de francolite dans la collophane, c'est-à-dire de "francolitisation" de la collophane. La francolitisation se produit par secteurs et se manifeste seulement dans l'anisotropie de cette dernière.

Les pseudomorphoses de phosphorite dans des débris organiques héritent plus souvent des formes initiales des foraminifères et plus rarement des arêtes de poisson. Parmi eux prédominent des noyaux arrondis, sphéroïdaux, gemmiformes, aux arêtes émoussées. Aux grandes profondeurs, les parois de coquilles disparaissent en règle générale, totalement ou partiellement. A faible profondeur, dans les limites de la plate-forme externe, les carapaces carbonatées de foraminifères sont souvent absentes, les noyaux sont arrondis, c'est pourquoi on n'y rencontre pas toujours les formes initiales de coquilles. Les noyaux de coquilles sont habituellement composés de collophane qui, par sa composition, ne diffère pas de la phosphorite qui compose les coprolites. La couleur, la résistance mécanique et l'aspect de la surface des noyaux de collophane sont tributaires de la profondeur où on les découvre.

Ainsi dans la fraction sableuse des boues profondes, la collophane revêt de préférence une couleur d'un brun d'intensité moyenne. La surface des grains est plutôt mate avec un éclat cireux. Dans les sédiments de la plate-forme externe, la collophane est très foncée, bien arrondie avec une

surface polie. Brune à la loupe binoculaire, la collophane présente à la lumière traversante une grande saturation en flocons noirs. Foncée, elle est plus pure et plus transparente. Les indices de réfraction de la collophane se tiennent dans les limites 1,595 - 1,602, la collophane foncée ayant des indices plus élevés. D'ordinaire ce minéral est isotrope, radioamorphe, pourtant, il révèle assez souvent une anisotropie: à la lumière traversante on voit une extinction à agrégats fins avec une biréfringence allant jusqu'à 0,005. On note aussi des cas plus nets de francolitisations de la collophane sous la forme de constitution de différents secteurs monocristallins et de liserés à forte biréfringence, atteignant 0,006. La formation directe de francolite monocristalline ne se rencontre que dans les collophanes très foncées, alors que la francolitisations en agrégats ne se réalise que dans la collophane brune, plus claire. Parfois, sur les carapaces de foraminifères, s'observe une croûte de collophane, transparente et brune (stations 4024 et 4044). La collophane de cette croûte se développe sur des espèces actuelles Globigeri-noveles ruber, Robulus, Bolivina.

Dans la fraction sableuse des argiles issues d'une station profonde, on a constaté le remplacement de la collophane par une chlorite, la pennine. Ainsi la collophane qui remplit un coquillage en forme de corne en direction de l'orifice de la coquille, se densifie peu à peu, devient foncée (du brun au brun foncé), puis passe à un autre minéral, la pennine. Cette dernière est ainsi zonale; la partie interne de la zone chloritique est constituée par un minéral incolore, saturé en flocons noirs, puis au-delà apparaît une zone de flocons noirs continus et une zone externe de pennine pure et incolore. Dans ce même sens s'accroissent l'indice de réfraction du minéral (de 1,566 à 1,610) et son anisotropie (d'une isotropie totale à $n_o - n_e = 0,06$). L'apparition de la chlorite traduit le degré élevé de la diagénèse des argiles phosphoritiques.

A côté de sables phosphorito-glaucieux, on a trouvé sur la marge continentale de la Guinée un affleurement en place de roches phosphoritifères. Ces découvertes présentent un grand intérêt: elles témoignent d'une large imprégnation, dans l'espace et le temps, de toute la région par le phosphore. Les phosphorites en place ne furent trouvées qu'en deux stations: 4027 et 4044. A la première (10° 15' N et 17° 44' 09" Est), à une profondeur de 1260 m, le carottier lourd de fond a rencontré à peu près 40 cm d'argiles compactes, d'un gris foncé verdâtre, renfermant des concrétions de carbonates phosphatisés d'une dimension atteignant 10 cm. Sur les plaques minces, les phosphorites apparaissaient comme une roche carbonatée à grains fins avec un ciment phosphoritique. L'étude optique, radiographique et thermographique a permis d'identifier les parties carbonatées et phosphatées de la roche. Les carbonates se composaient de dolomie ($n_o = 1,680$), le ciment était de la collophane isotrope cryptocristalline ($n_o = 1,592$). Au diffractogramme, on reconnaissait de la francolite. Dans les argiles se trouvent de petits grains de phosphorite.

Ainsi nos études ont mis en évidence l'anomalie géochimique, inconnue auparavant, des teneurs élevées en phosphore dans les sédiments de fond, sur une partie importante de la plate-forme externe et de la pente continentale guinéenne.

Dans les limites de ce secteur de sédiments faiblement phosphoreux apparaît une large bande (qui s'étend sur 100 x 20 km) de sables et d'aleurites phosphorito-glaucieux.

Lithologiquement les sables phosphorito-glaucconieux sont en relation avec des sables et aleurites glauconieux à foraminifères, qui contiennent divers grains de phosphorite. Le phosphore est concentré dans les particules émoussées des phosphorites de dimension sablo-aleuritique, qui sont représentés par des coprolites métamorphisés à un degré variable, par des grains émoussés et bruns de phosphorite, par des pseudomorphoses dans des débris organiques et de la glauconie. Le minéral dominant est la collophane et, dans une moindre mesure, la francolite.

A côté des sables phosphorito-glaucconieux, sur la pente continentale de Guinée existent des affleurements érodés de roche en place, vraisemblablement paléogènes, qui contiennent des phosphorites. Les échantillons de concrétions ramassés dans ces roches présentent des calcaires phosphatisés et par endroit des phosphorites. Les minéraux du phosphore dans ces concrétions sont de la collophane et de la francolite.

Les sables et aleurites phosphorito-glaucconieux constituent, à notre avis, l'expression minéralogique de processus actuels de phosphatisation, qui se déroulent sur la marge continentale guinéenne. Ce fait est attesté par la phosphatisation continue des déchets organiques actuels (présence de biomorphoses phosphatisées sur les carapaces de globigérines, sur les arêtes de poisson, sur les coprolites) et par l'enrichissement en phosphore de la tranche d'eau qui surmonte la zone d'extension des sédiments phosphorifères, en raison de l'upwelling.

Les matériaux obtenus rendent nécessaire l'organisation de recherches détaillées sur les sédiments qui renferment de la phosphorite sur la marge continentale de l'Afrique équatoriale, afin de délimiter les gisements découverts et de prospecter de nouveaux dépôts de phosphorites.

BIBLIOGRAPHIE

- BATURIN G.N., Fosfority na dne okeanov (Les phosphorites sur le fond des océans), Moscou, Nauka, 1978, 231, p.
- CHNUKOV E.F., BELEVCEV R. Ja., MITROPOLSKIY A. Y. et.al., Sovremennye fosforitovye peski sel'fa materikovoï okrajny Gvinei (Les sables phosphoritiques actuels de la plate-forme de la marge continentale de Guinée), D.A.N. SSSR, 1985, t. 280, n° 4, p. 963 - 966.
- CHNUKOV E.F., BELEVCEV R. Ja., MITROPOLSKIY A. Y. et.al., Fosforitonosnost' materikovoï okrajny Ekvatorial'noj Afriji (Le phénomène phosphoritique de la marge continentale de l'Afrique équatoriale), Géol. Zurn., 1985, t. 45, n°2, p. 24 - 35.
- EMEL'YANOV E.M., ROMANKEVIC E.A., Geohimija Atlanticeskogo okeana. Organiceskoe vescestvo i fosfor (Géochimie de l'océan Atlantique. Matière organique et phosphore), Moscou, Nauka 1979, 220 p.
- KHARIN G.S., SOLDATOV A.V., Litologiceskie osobennosti fosforitov Atlanticeskogo sel'fa Afriki (Particularités lithologiques des phosphorites de la plate-forme atlantique de l'Afrique), Litologija i poleznye iskopaemye, 1975, n° 2, p. 12 - 18.

EXEMPLES DE CONCENTRATIONS DE PHOSPHATES ET DE GLAUCONIES
DANS LES DEPOTS MEUBLES RECENTS DES PLATEFORMES DE
L'AFRIQUE CENTRALE OCCIDENTALE; APPLICATIONS.

P. GIRESSE*/

Si l'on s'en tient aux modèles des phosphatogénèses des plateaux continentaux, le postulat habituel et généralement admis est celui où l'intervention des courants d'up-welling, en tant que vecteurs des sels nutritifs issus des eaux profondes, favorise le développement de la production océanique primaire dans les eaux de surface. Il en résulte, notamment sur les hauts de pente et les bordures externes de ces plateaux, une importante sédimentation organique. L'oxydation de la matière organique produit du CO_2 qui augmente la solubilité du phosphore lié aux composés organiques. Ce modèle a pu être vérifié sur les marges du Pérou et du Chili (Burnett, 1977) ainsi que sur celle de la Namibie (Baturin, 1982). Plus récemment, il trouve une application assez générale aux phosphates des sommets des guyots de l'Océan Pacifique dont la position, souvent proche des basses latitudes, conduit à considérer le rôle de l'up-welling équatorial et des phénomènes qui en dérivent (production biologique importante, création de zones à faible taux d'oxygène, etc...).

Ce schéma où n'entrent pas en ligne de compte les cas particuliers où le phosphore peut être concentré par voie hydrothermale ou encore grâce aux déjections de guano sur les îles océaniques, trouve une application sur les côtes ouest-africaines et en particulier sur celles de la Namibie.

CONDITIONS ACTUELLES DE PHOSPHATISATION SUR LA MARGE
OUEST-AFRICAINE

La distribution (Fig. 1A) du phosphore dissous dans l'eau de mer de surface et celle de la densité du plancton (Fig. 1B) montrent de très fortes analogies (d'après Guilcher, 1965). Deux zones se trouvent particulièrement privilégiées: au large des côtes de la Namibie et, à un degré moindre, au large de celles de la Guinée. Elles correspondent à la zone d'influence du courant de Benguela et à la limite méridionale de celle du courant des Canaries dont les périodes de développement correspondent à

*/

Laboratoire de recherches de sédimentologie marine, Université de Perpignan (Perpignan, France)

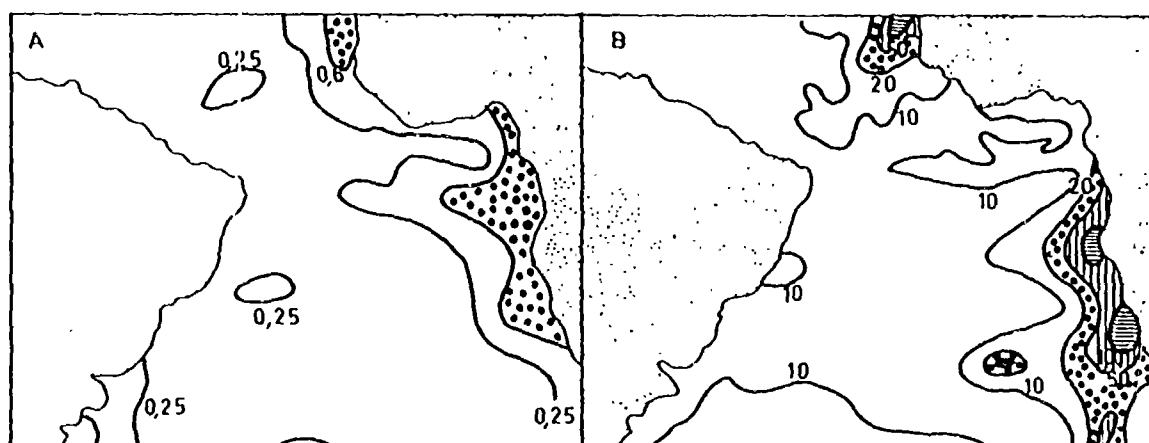


Fig. 1 A. Teneurs en phosphore dissous dans les eaux de surface de l'Atlantique Sud (mg/P₂O₅/M³); B. Densités du plancton dans ces mêmes eaux (1 000 ind. l) d'après GUILCHER, 1965).

une intensification de la vigueur et de la fréquence des courants d'up-welling. Une carte de distribution des concentrations en phosphore au sein de la couche superficielle (Fig. 2) montre, dans le cas du plateau au large de la Namibie, une très étroite correspondance entre les secteurs à dépôts riches en phosphore et ceux à production organique primaire élevée. La relation est moins bonne à hauteur du nord du golfe de Guinée où les concentrations en phosphore du sédiment se trouvent nettement plus au sud que la limite méridionale des eaux riches en phosphore dissous; cette remarque conduit à s'interroger sur l'âge réel des phosphates découverts récemment sur la bordure externe du plateau de Guinée. Les teneurs diminuent sur les plate-formes de la zone intertropicale où la production planctonique est plus faible, elles diminuent vers le large où la matière organique des particules en suspension est d'autant plus minéralisée que le temps de chute est prolongé.

Les observations de Baturin (1982) au large du sud de l'estuaire de la Cunène ont mis en évidence, à la surface des sédiments, un dépôt de "gel" d'apatite qui se développe sur les frustules de diatomées de boues très organiques. Des étapes progressives de lithification de ces dépôts avec concentrations parallèles du phosphore et de l'uranium peuvent être notées au sein des sédiments holocènes. Aucun faciès phosphatogène actuel de ce type n'est observé sur les plates-formes du golfe de Guinée où les processus d'up-welling, trop faibles ou trop intermittents, n'aboutissent pas à de réelles concentrations en P_2O_5 à la surface du sédiment, les teneurs demeurant voisines de celle du Clarke. La marge du Congo (Fig. 3) montre cependant une concentration relative vers le sommet de la pente, c'est-à-dire à la verticale de l'effluence des courants ascendants. Dès -500 m, les teneurs diminuent en fonction du temps de chute des suspensions. L'association entre les composés organiques et le phosphore se trouve vérifiée au sein des pelotes fécales, micromilieus confinés où se développent les minéralogénèses glauconieuses: les grains verts les plus anciens de la bordure externe sont les plus glauconitisés, mais aussi les plus appauvris en carbone organique et en phosphore alors qu'inversement, les grains verts les plus immatures sont les plus riches en phosphore. Cette distribution se trouve vérifiée aussi bien sur le plateau congolais que sur le plateau ivoirien (Fig. 4) et démontre l'absence de processus de phosphatogénèse actuelle sur ces grains (Giresse, 1980 a); elle est inverse de celle du sédiment entier. Seuls, sur ces plateaux, font exception les grains bruns témoins de l'oxygénation sur des fonds proches des lignes de rivage holocènes ou préholocènes: un peu de P_2O_5 a été fixé en même temps que le fer ferrique lors de la constitution de la goéthite.

On peut donc affirmer qu'il n'y a pas de processus de phosphatisation en cours sur les plates-formes du golfe de Guinée et, en particulier, sur celle du Congo où les particules phosphatées sont le résultat d'accumulations mécaniques après des remaniements successifs des dépôts du Paléogène et du Miocène que nous allons considérer.

SUCCESSIONS DES PHOSPHATOGENESES DES BASSINS DU CONGO

Comme dans la plupart des bassins sédimentaires de l'ouest de l'Afrique, la phosphatogénèse dans le bassin du Congo s'est développé depuis le Maestrichtien jusqu'au Miocène en fonction de la permanence de circula-

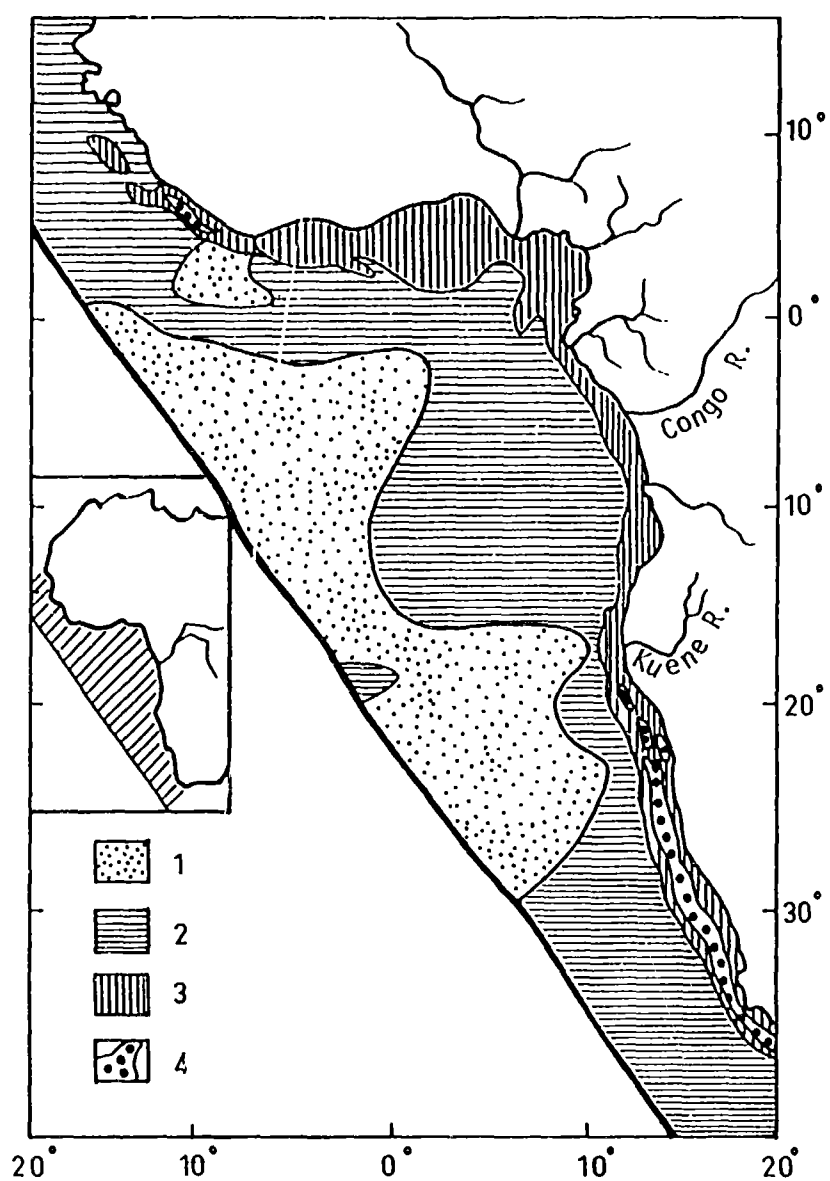


Fig. 2 Teneurs en phosphore dans la couche superficielle du sédiment (0-5 cm) au large de la Namibie. 1, < 0,05%; 2, 0,05-0-10%; 3, 0,10-0-20%; 4, > 0,20% (d'après EMEL'YANOV, 1973)

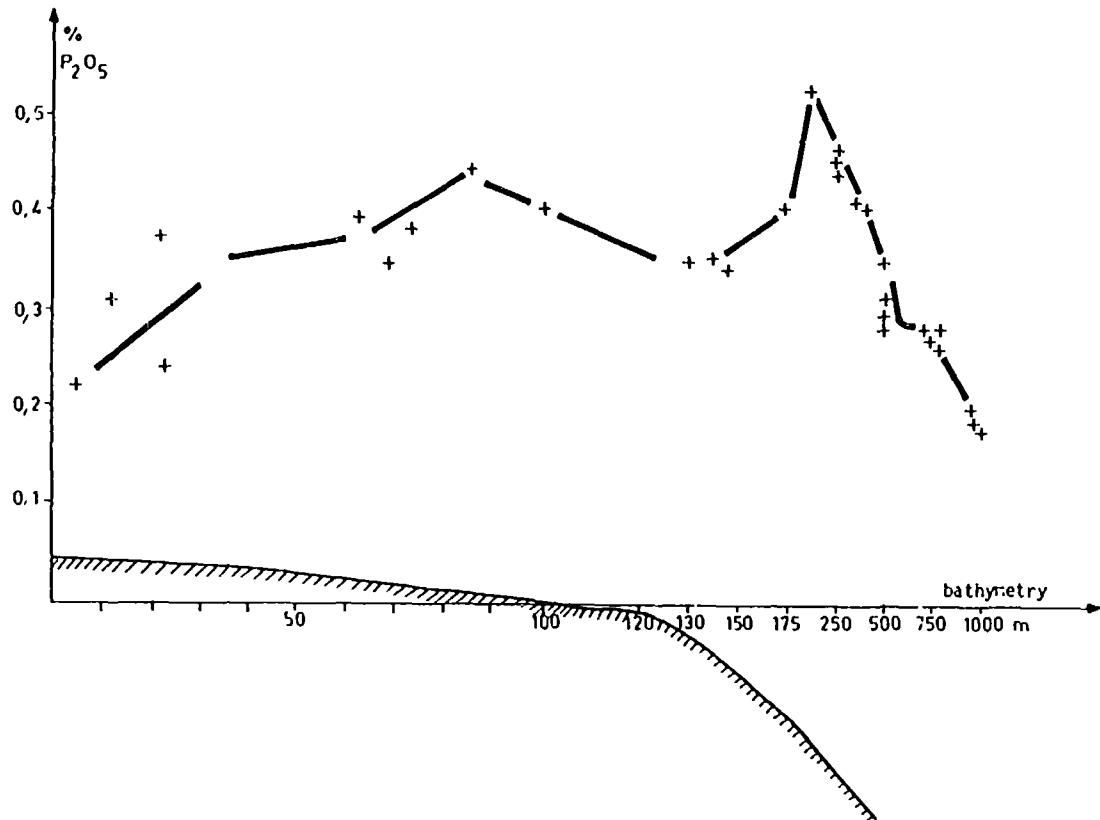


Fig. 3 Distribution des teneurs en P_2O_5 dans les sédiments superficiels du plateau congolais (d'après GIRESE, 1980 a).

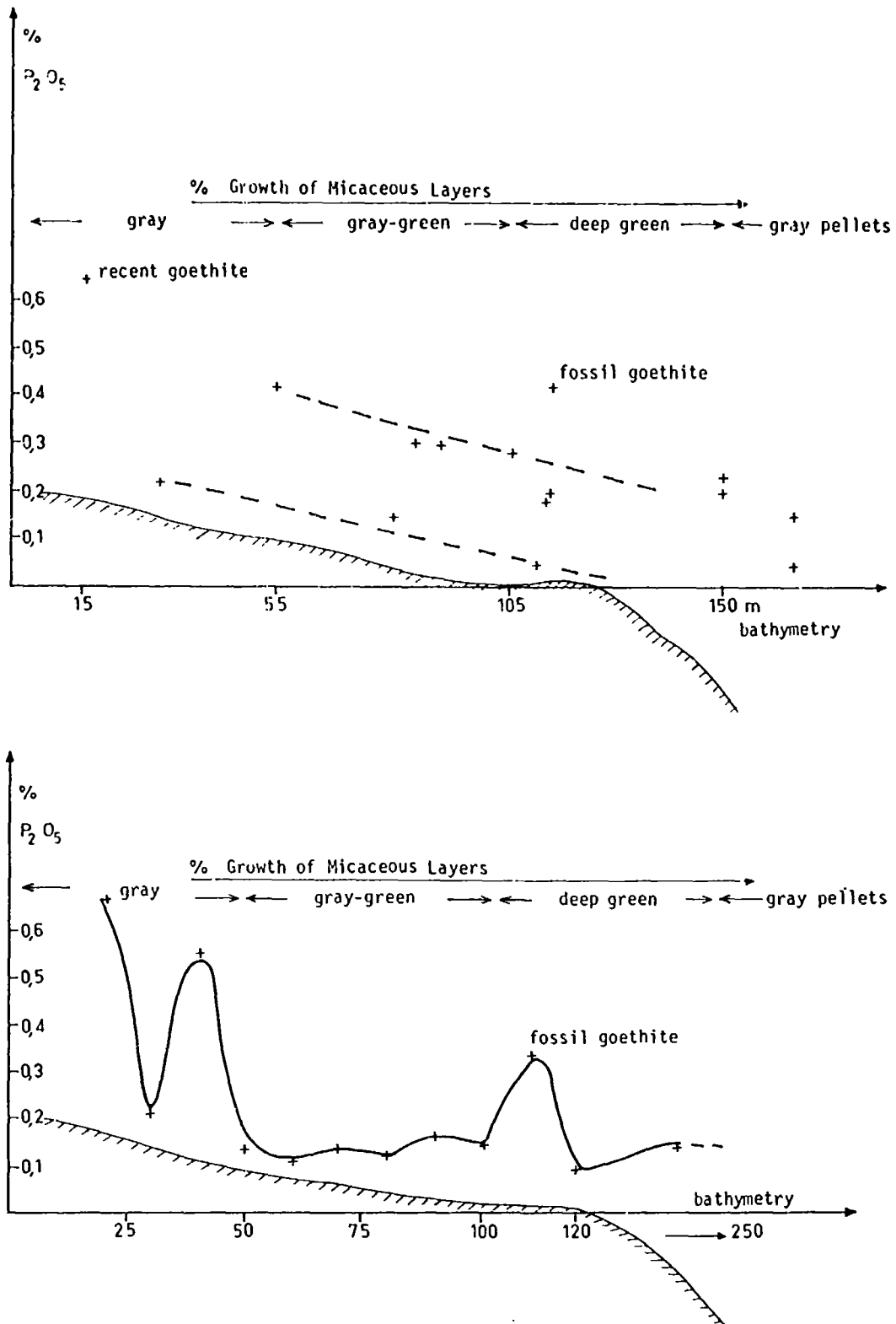


Fig. 4 Distribution des teneurs en P_2O_5 dans les grains en cours de glauconitisation sur la plate-forme du Congo (en haut) et celle de la Côte d'Ivoire (en bas). (d'après GIRESSSE, 1980 a).

tions océaniques favorables dans cet océan Atlantique sud en cours de formation. La majorité de ces phosphatogénèses relèvent de processus comparables à ceux du modèle actuel de la Namibie. Certains de ces phosphates ont été l'objet d'une émergence complète peu de temps après leur dépôt et sont très fortement altérés; sur la plate-forme sous-marine, les émergences ont été moins fréquentes et moins prolongées et les modifications post-sédimentaires moins importantes.

Les gisements de phosphates maestrichtiens sont localisés le long d'un alignement structural à proximité des reliefs précambriens du Mayoumbé (Fig. 5). Ils sont situés au fond de panneaux effondrés où ils sont demeurés à l'abri de l'érosion mécanique qui a emporté les dépôts latéraux. Par contre, ces dépressions drainent aujourd'hui les eaux superficielles et l'altération y est intense (Giresse et al., 1982).

Les phosphates paléocènes et yprésiens affleurent à terre au Cabinda, à la faveur de faibles ondulations anticlinales. On peut suivre le prolongement de ces affleurements sur la plate-forme sous-marine du Congo et du Gabon, près de la côte au sud et dans la partie médiane du plateau, vers le nord (Fig. 6). Les phosphates miocènes affleurent à Landana, au Cabinda (Cunha Gouveia, 1960) et sont observés dans les fonds sous-marins de -35 m au large du sud du Congo (ce sera l'objet principal de l'exposé) ainsi que sur la bordure externe du plateau du sud du Gabon (Giresse et Cornen, 1976).

LE PLACER SOUS-MARIN PHOSPHATE DE DJENO (CONGO)

Deux faciès sédimentaires sont principalement reconnus par dragage et carottage:

- des marnes paléocènes blanches dont les teneurs en P_2O_5 les plus élevées ne dépassent pas 5 à 10%; elles renferment assez souvent des coprolithes blancs de Sélaciens.

- des sédiments souvent grossiers et oxydés du Miocène dont un faciès remarquable de poudingue à coprolithes bruns de Sélaciens; ce dernier dépôt évoque une accumulation proche de la ligne de rivage et permet une première hypothèse: les coprolithes bruns correspondent à des coprolithes blancs remaniés.

A proximité des affleurements sous-marins de ces dépôts, on trouve de nombreuses particules biogènes phosphatées associées au sédiment récent: coprolithes et dents de Sélaciens surtout, débris osseux. Ces particules sont souvent brunes et rarement blanches, elles sont très riches en P_2O_5 (autour de 30%) et sont issues de la fragmentation des plaques du poudingue miocène. Si on considère (Fig. 7), les concentrations de ces particules phosphatées au sein du sédiment meuble de surface, on est amené à distinguer deux secteurs principaux:

- la bordure externe du plateau du sud du Gabon où les % en P_2O_5 du sédiment entier sont inférieurs à 1%.

- les fonds de -30 à -40 m du sud du plateau du Congo où ces mêmes teneurs dépassent souvent 1% et culminent à 20%.

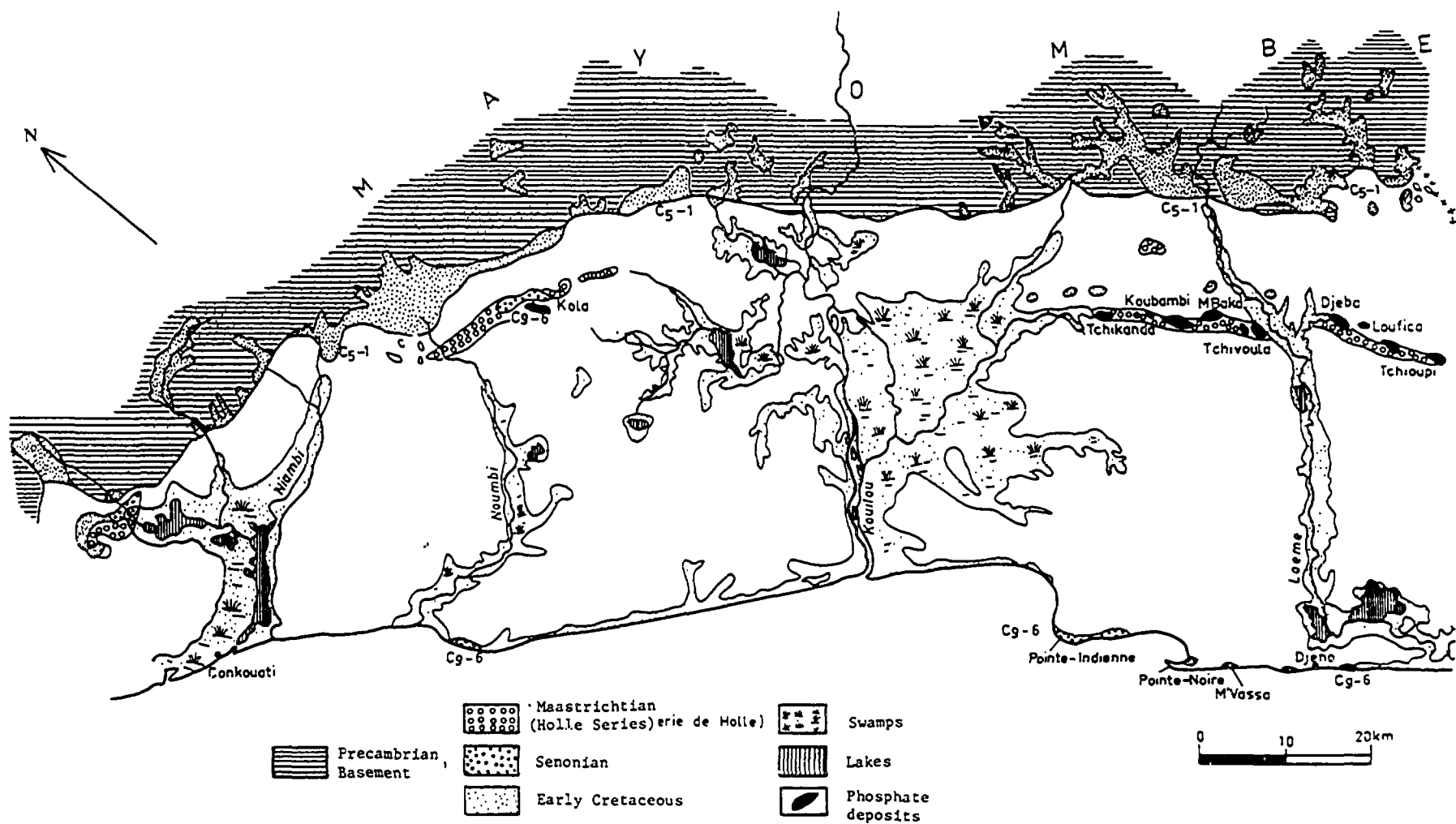


Fig. 5 Position des affleurements de phosphates maestrichtiens au pied des reliefs précambriens du Mayoumbé (d'après GIRESSÉ, 1980 b).

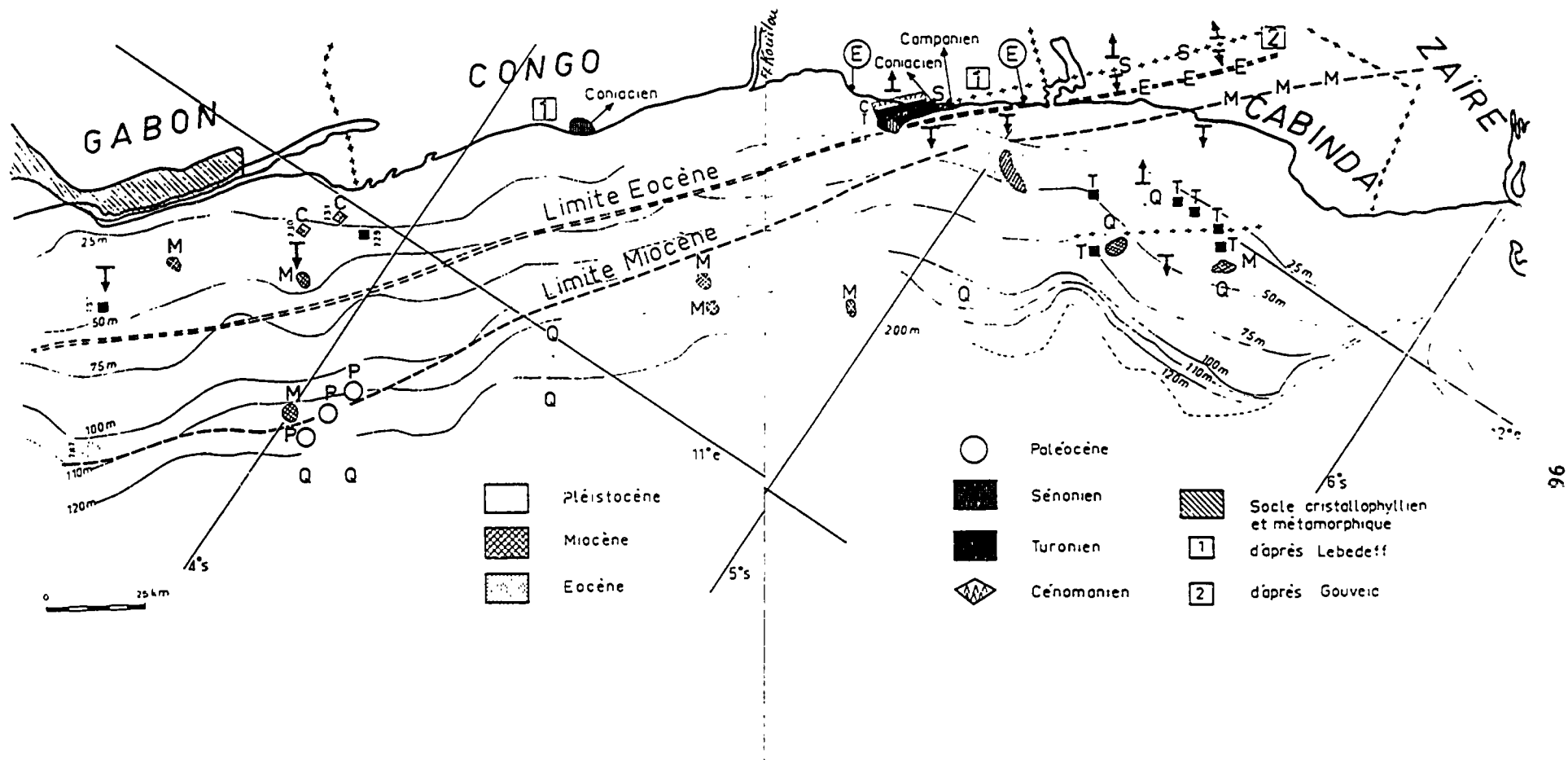


Fig. 6 Ebauche de carte géologique sous-marine du Congo et prolongements sous-marins des lignes de rivage éocènes et miocènes (d'après GIRESSE, 1980 b).

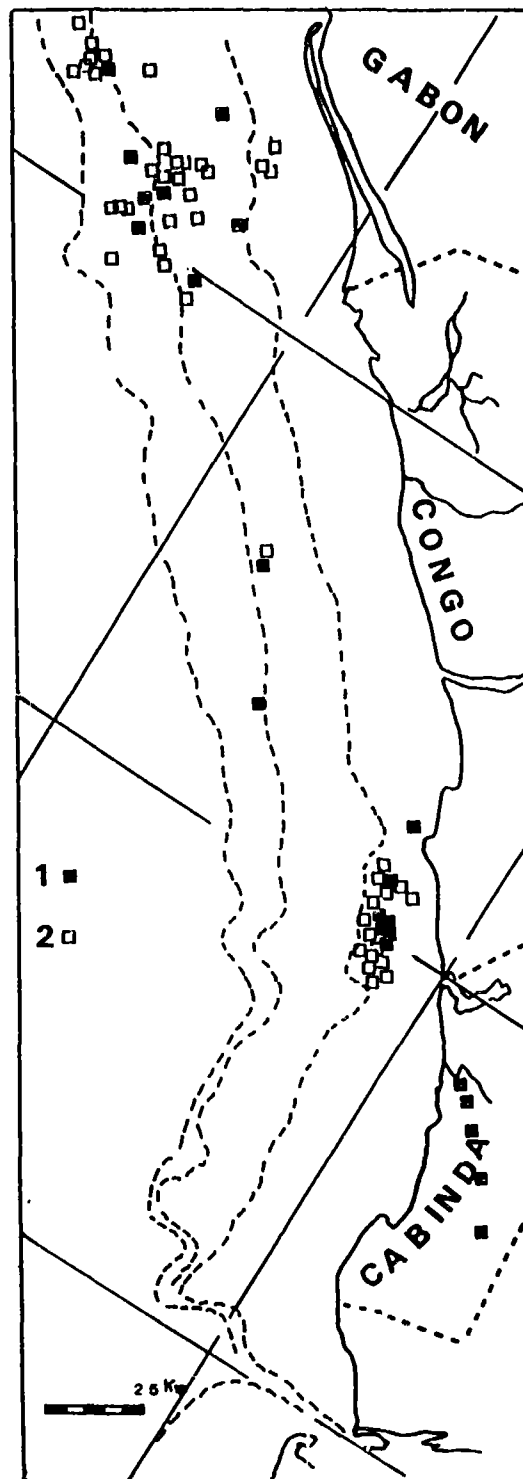


Fig. 7 Répartition des indices phosphatés dans la couverture meuble des plateaux du Sud-Gabon et du Congo. 1, affleurement de Miocène phosphaté; 2, bioclastes phosphatés miocènes (coprolithes) (d'après GIRESE et al., 1984).

On remarque la correspondance assez étroite entre les zones d'affleurements et celles des débris phosphatés: le remaniement a eu lieu sur place et contrairement à une idée répandue, dispersion et transport à partir de la roche-mère sont assez limités: en particulier, un transfert vers la côte dû à la transgression ne peut être mis en évidence. L'absence d'indices phosphatés sur la partie externe du plateau du sud du Congo et, en particulier, sur la totalité de celui du nord du Congo s'explique par la sédimentation récente très active des alluvions de vases du fleuve Congo qui sont venues masquer les affleurements.

Des carottages à roche ont permis de reconstituer plusieurs successions-types sur des verticales d'environ un mètre à l'aplomb du haut-fond au large de Djéno (Fig. 8):

a) les marnes phosphatées blanches renferment des coprolithes blancs, ces derniers sont libérés dans l'argile d'altération des marnes, principalement pendant l'émersion oligocène qui suit; ils sont oxydés (teinte brune), puis cimentés en poudingue par la mer miocène (sorte de beach-rock en dalles). Les émergences post-néogènes et, en particulier, celles répétées du Quaternaire désagrègent en partie ces dalles, les coprolithes bruns sont libérés (une deuxième fois) et, parfois, mélangés avec les blancs ou avec des débris de dalle.

b) l'abrasion mécanique a été plus importante qu'en (a). La couche d'argile de décalcification est moins épaisse, les coprolithes bruns peuvent reposer directement sur les marnes blanches. Le remaniement associe des coprolithes, des fragments de dalles de poudingue et aussi des niveaux paléogènes silicifiés (verres de silex noir).

c) la couverture du poudingue miocène est absente, les coprolithes bruns très rares et ce sont des fragments de calcaire ou de marnes blancs qui sont emballés dans l'argile d'altération pratiquement jusqu'à la surface. La dernière mise en place est celle réalisée par la mer holocène vers 7 à 9 000 ans B.P. Dans le cas de Djéno, elle continue le démantèlement, concentre les particules phosphatées qui, à l'état meuble, se trouvent associées à des débris de faune récente surtout épiphyte (piquants d'oursins, mollusques, etc).

Donc la définition mécanique de ce placer de coprolithes phosphatés est le résultat de deux actions voisines de la ligne de rivage, une près de la côte miocène où s'est déposée une sorte de beach-rock et une autre au Quaternaire qui intègre la répétition des oscillations eustatiques.

La ligne de rivage miocène a pu être tracée par plusieurs levés de sismique-réflexion Air-Gun (Jansen et al., 1984) et aussi par l'observation de plusieurs affleurements qui ont fait l'objet de déterminations stratigraphiques (Giresse et Tchikaya, 1975). Le contact Miocène-Eocène se situe vers -80 m de fond au large du Gabon, vers -50, -60 m au large du nord du Congo, vers -35, -40 m au large de Djéno et, enfin, à terre au niveau de Landana (Fig. 6). Cet étagement est la conséquence de mouvements épirogéniques positifs liés à une tectonique distensive qui affecte particulièrement cette côte depuis le Néogène; ces mouvements sont d'intensité croissante en allant vers le Sud et permettent l'existence de

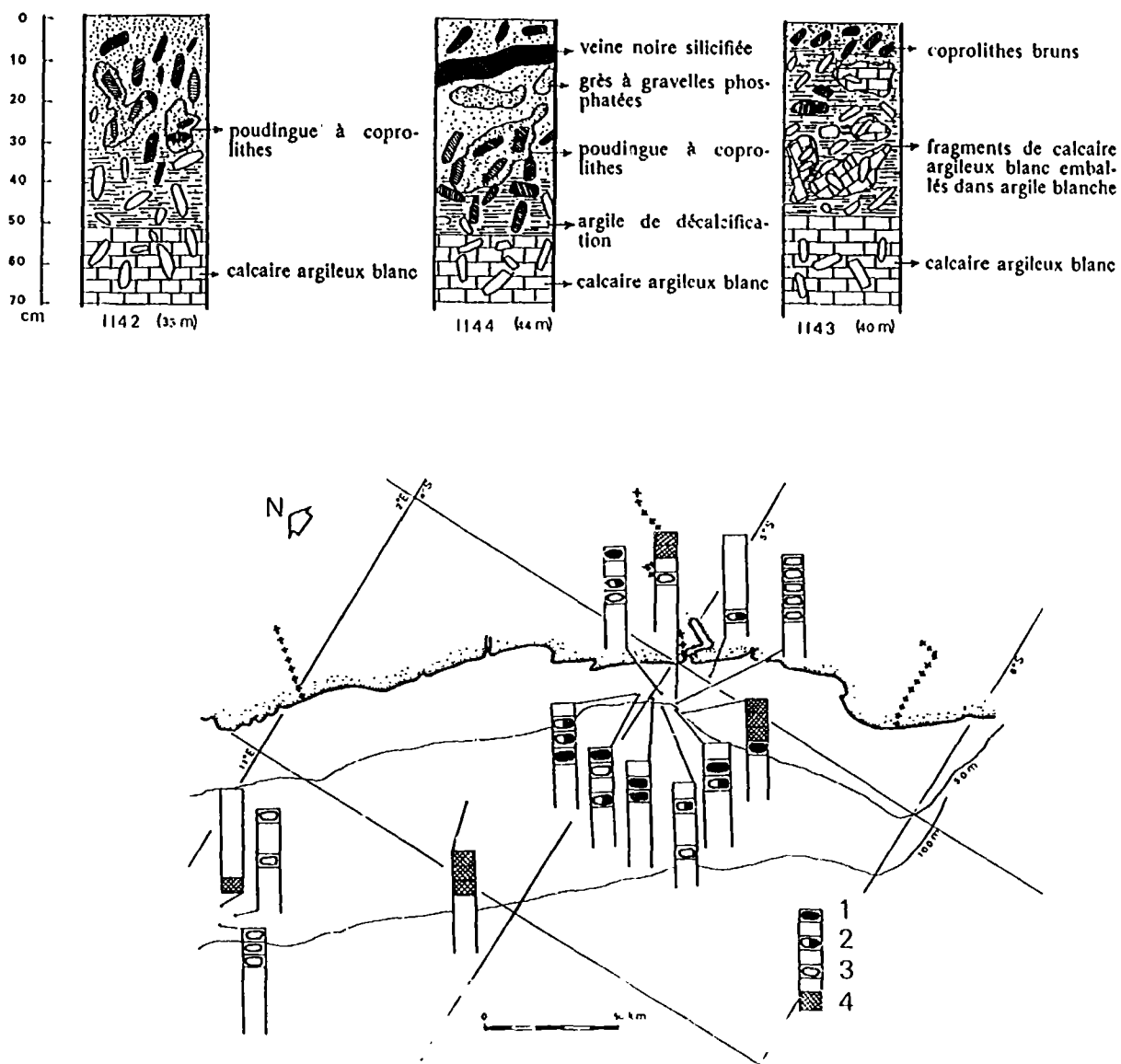


Fig. 8 Exemples caractéristiques des coupes obtenues par carottage à la surface du haut-fond rocheux au large de Djéno. En bas, exemples de coupes schématiques: 1, coprolithes phosphatés bruns; 2, coprolithes phosphatés bruns et blancs; 3, coprolithes phosphatés blancs; 4, roche phosphatée (d'après GIRESSE et CORNEN, 1976).

plages quaternaires surélevées sur la côte angolaise. Les poudingues qui évoquent un faciès de déferlement suivent cette ligne de rivage. Font exception quelques petits reliefs témoins (sortes de chicots) qui indiquent des avancées locales de cette mer (petits golfes).

Au Quaternaire, chaque émerision favorise l'altération, chaque transgression permet un progrès de la concentration mécanique; le placer se constitue... On peut cependant remarquer que si les lithologies des poudingues miocènes du Gabon à -90 m et du Congo à -30 m sont identiques, par contre, les concentrations de coprolithes et donc de P_2O_5 sont beaucoup plus élevées au large du Congo. Cette différence est attribuée principalement à la durée des phénomènes d'hydrolyse qui ont pu répétitivement agresser le ciment calcaire des poudingues lors des phases pléistocènes d'émerision. Sur l'exemple des 150 derniers millénaires (Fig. 9), on se rend compte d'après l'examen des courbes eustatiques admises à l'échelle planétaire (Bloom et al., 1974) que si l'émerision a duré près de 75 000 ans pour des fonds de 30 m, elle n'est que de 10 000 ans pour des fonds de 90 m. Ce calcul approximatif peut être appliqué à l'échelle du Quaternaire entier, et ce, sans prendre en compte les agents océaniques.

LA MISE EN PLACE HOLOGENE DU PLACER DE DJENO

La concentration du placer de Djéno est commandée principalement par l'action du déferlement sur le relief rocheux affleurant. L'accumulation sera d'autant plus conséquente que le fond sera plus longuement exposé à l'action de la houle. Ainsi à l'échelle du dernier mouvement eustatique, les phases de stabilité relative de la ligne de rivage entre -90 et -120 m, puis entre -40 et 0 m seront particulièrement privilégiées. Par contre, la zone intermédiaire entre -40 et -90 m est balayée plus rapidement et l'action mécanique y est plus restreinte.

Le relief du banc tertiaire (paléogène et miocène) a une orientation structurale qui est sécante à celle du trait de côte (Fig. 10); la surface de son sommet est pratiquement à l'affleurement. Il présente une surface tabulaire de 2 à 3 km de large. La surface présente un relief karstique irrégulier avec des dépressions remplies de sables et de graviers. La pente est forte du côté océanique qui fut agressé par les houles successives, mais plus douce vers le continent (Fig. 11).

La période 9 000 à 7 000 ans B.P. où ce site fut atteint par la transgression correspond au début du ralentissement de celle-ci: une relative stagnation de un à deux mille ans est intervenue à cette profondeur. C'est au début de cette époque qu'ont eu lieu les principales concentrations des particules les plus grossières et les plus denses, c'est-à-dire, selon les lieux, des coprolithes ou des débris de poudingues coprolithiques phosphatés ou encore des graviers latéritiques remaniés de la Série des cirques. La figure 12 propose quelques exemples de la concentration des graviers phosphatés à la base des accumulations carottées alors que vers le sommet, la fin du colmatage est assurée par les vases alluviales de la fin de la transgression. Dans les cas des carottes implantées au sommet des reliefs, l'accumulation peut être composée de graviers phosphatés de la base au sommet.

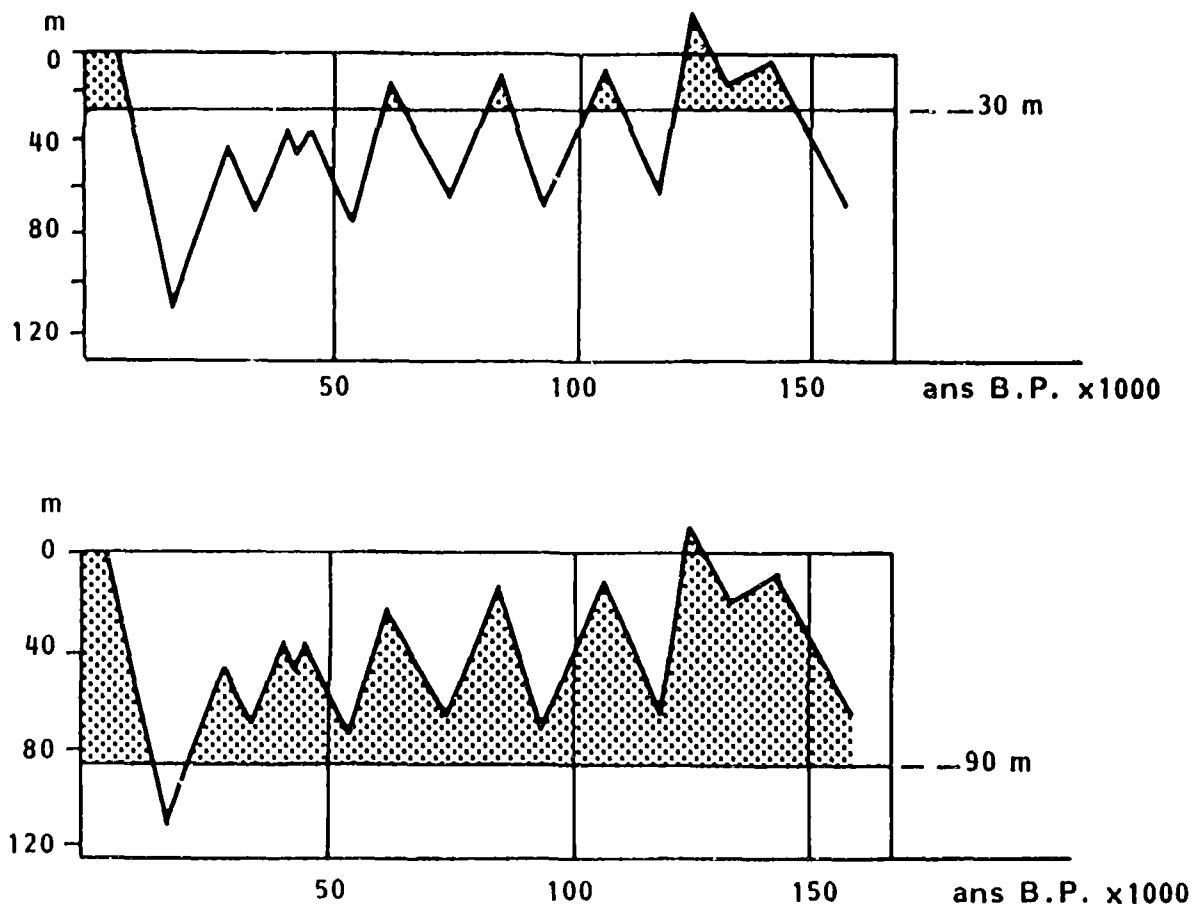


Fig. 9 Les temps d'émergence respectifs des fonds de -30 et -90 m pendant les 150 derniers millénaires en fonction de la courbe eustatique proposée par BLOOM et al., (1974).

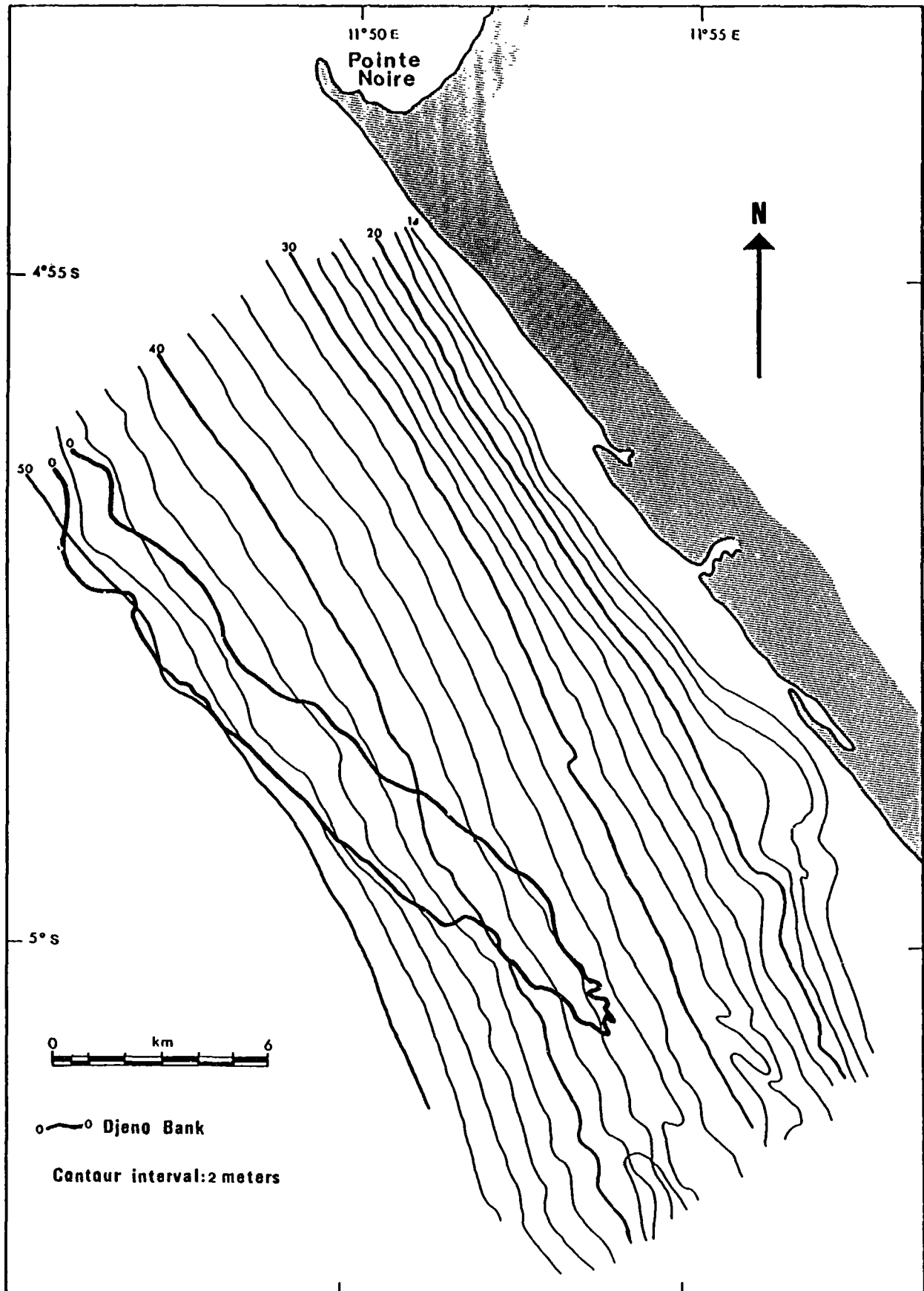


Fig. 10 Orientation du haut fond tertiaire au large de Djéno.

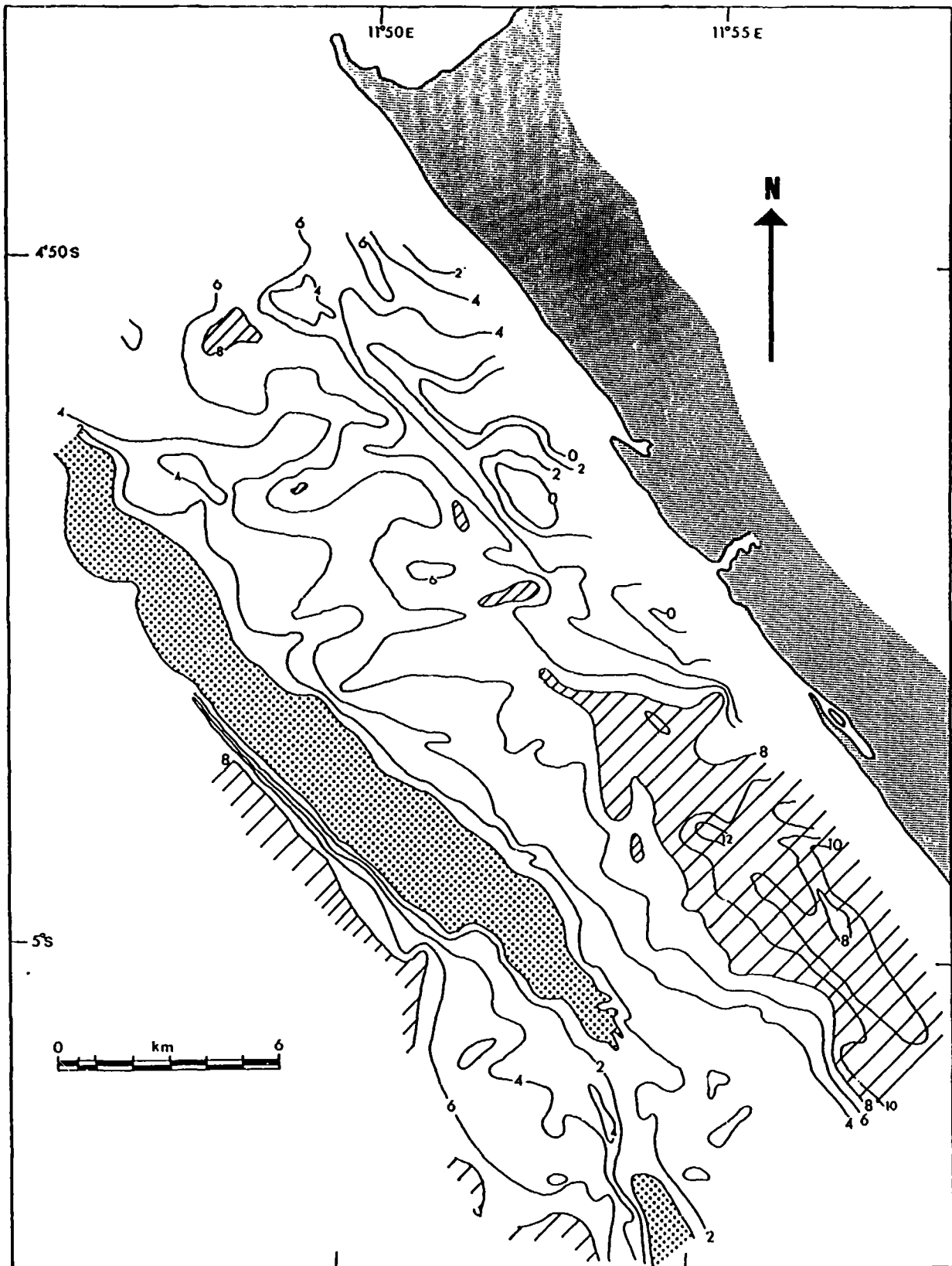


Fig. 11 Lignes isopaques de la couverture meuble autour du haut fond de Djéno.

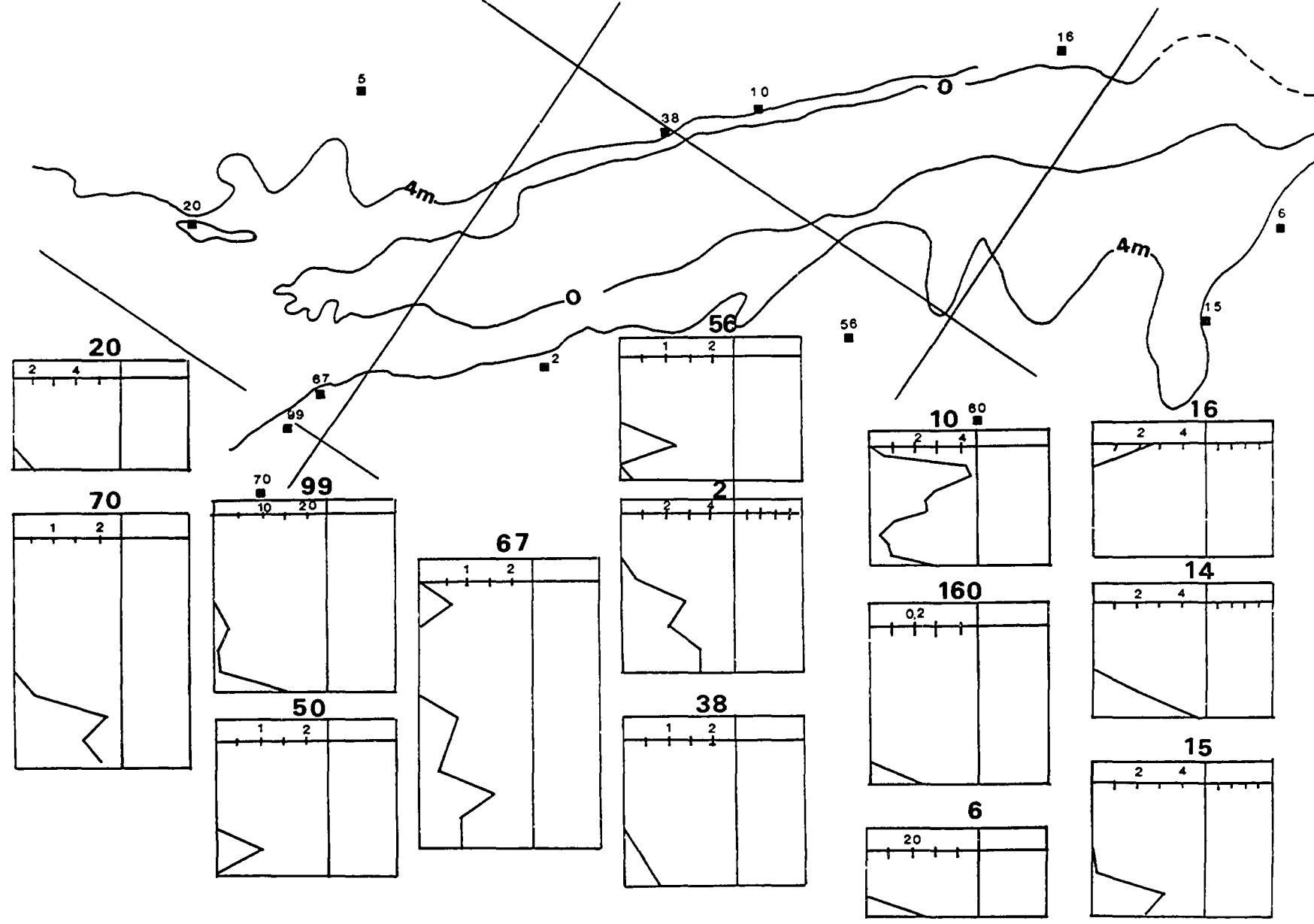


Fig. 12 Teneurs en phosphates et en pélites ($<50 \mu\text{m}$) des verticales carottées autour du haut-fond de Djéno. (d'après MANONGO, 19885).

Les distributions modales des populations de sables grossiers et de graviers, classes granulométriques où se localisent surtout les coprolithes phosphatés, permettent de suivre la dynamique sédimentaire de l'accumulation (Barusseau et al., 1987). Au large du banc, un transfert dominant est intervenu du sud vers le nord alors que sur la partie interne du banc, il est orienté du Nord vers le sud. Seule une dynamique de houle peut engendrer cette sorte de mouvement rotatif, la réfraction de la houle a traversé le secteur submergé au nord du banc et, par ailleurs, une part de la houle incidente a pu pénétrer directement au sud du banc (Fig. 13). Donc l'essentiel du placer a une origine très locale, et si une faible part a pu être portée vers la côte, c'est plus en fonction des forces de gravité qui ont agi sur la pente qu'en fonction d'une hydrodynamique particulière; aucune composante vers la côte ne peut résulter d'une réfraction de houle derrière une île barrière.

En bilan de cette étude, quelques commentaires sont possibles sur l'intérêt économique de ce gisement. Même si l'exploration pré-industrielle est, à notre connaissance, encore inachevée, une première estimation évalue les réserves de ce gisement à 3 millions de tonnes (Bargerou, 1964), mais ce chiffre est basé sur une étude où les prélèvements stériles furent multipliés vainement vers la côte et ne furent pas continués vers le prolongement septentrional du banc.

L'intérêt du placer réside dans sa faible profondeur (35-40 m), dans son caractère meuble et dans la facilité, par lavage de la vase, d'accéder à un sable grossier associant les particules de phosphates avec des débris coquilliers dont le rôle fertilisant est aussi recherché pour les sols acides ferrallitiques de la région. Un autre intérêt réside dans la proximité immédiate du port de Pointe-Noire, la plaine littorale voisine à sols podzoliques très carencés en bases échangeables serait un site immédiat d'application. Les aspects négatifs, outre la réserve modeste, pourraient concerner les teneurs assez élevées en Fe_2O_3 (1,5 à 2,5%) et en Al_2O_3 (0,6 à 0,8%). Ce phosphate serait difficile à vendre sur le marché international, mais pourrait trouver place, après expérimentation, dans le cadre d'un marché régional centrafricain.

LES GLAUCONIES DU PLATEAU CONGOLAIS EN TANT QUE FERTILISANTS POTASSIQUES

Les concentrations de glauconie les plus fortes (plus de 50% pondéraux) sont celles des sables reliques de la bordure externe, elles correspondent aux minéraux les plus riches en potassium (6% en moyenne). Toutefois, les vases holocènes récentes, dans le SE de la carte sont aussi assez riches en grains verts (Fig. 14).

La distribution pondérale sur une radiale parallèle à la côte permet de souligner un maximum de concentration dans les dépôts de 18 000 ans B.P., un minimum au sein des sables coquilliers de 12 000 ans B.P. et un deuxième maximum dans les fonds de -80, -90 m: c'est la plus forte teneur de la séquence holocène qui aille jusqu'au trait de côte.

Les grains vert-foncé les plus anciens montrent des craquelures témoignant de recristallisations et de néoformation qui ne sont pas isovolumétriques (Giresse et Odin, 1973 et Giresse, 1985). Les grains

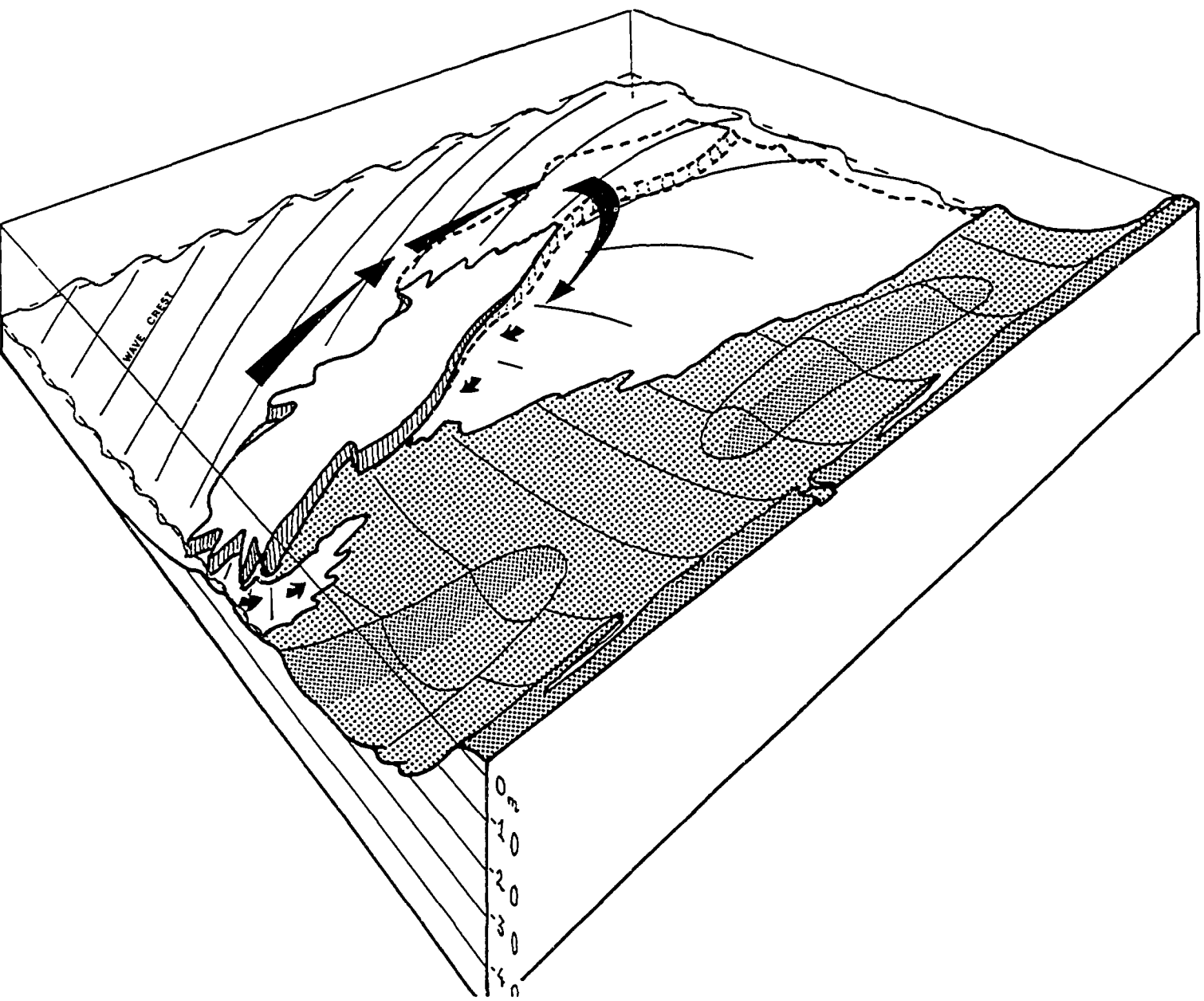


Fig. 13 Transits dominants des sables et graviers phosphatés sous l'action de la houle (d'après BARUSSEAU et al., sous presse).

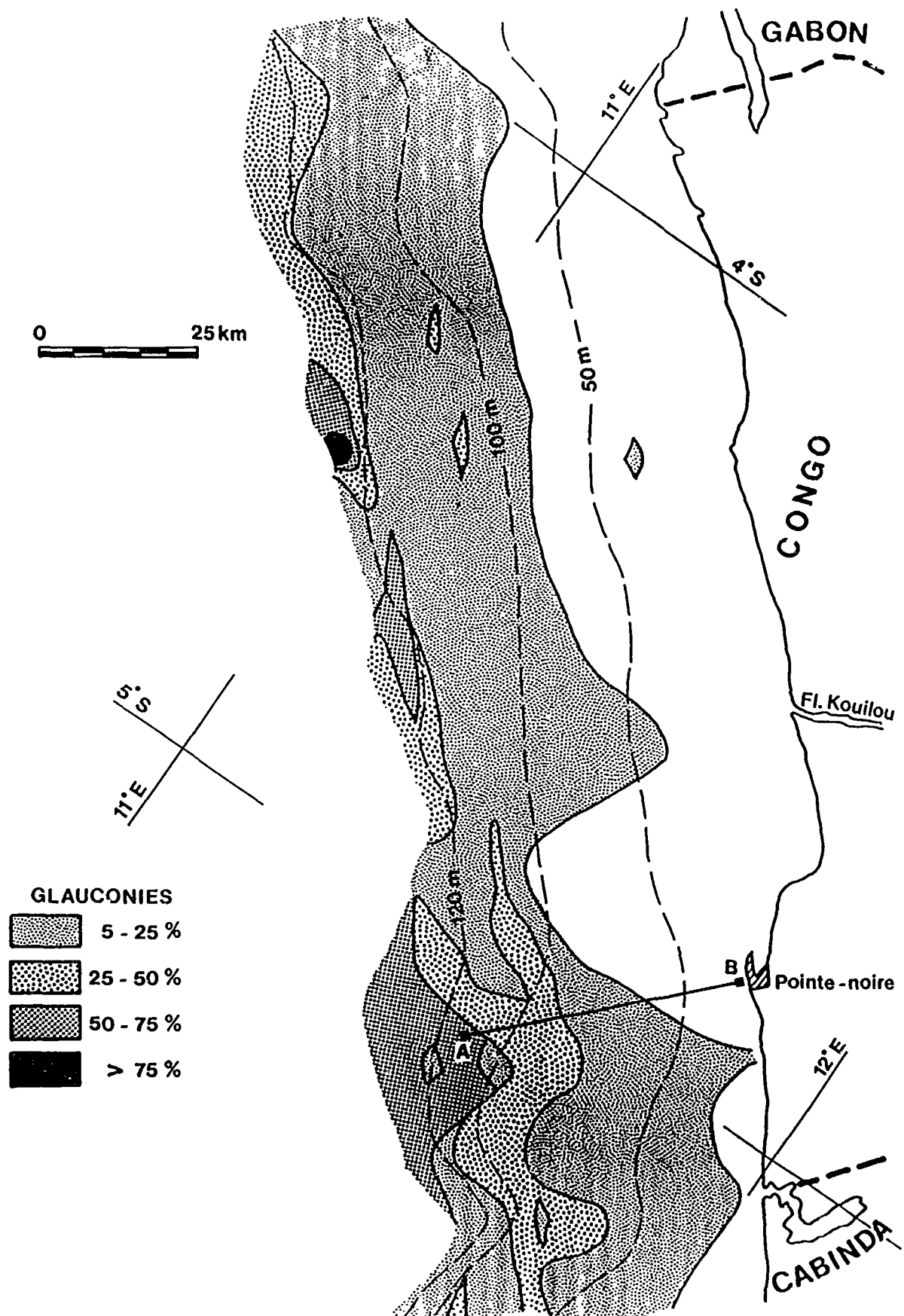


Fig. 14 Carte de répartition des teneurs pondérales en grains glauconieux (fraction magnétique).

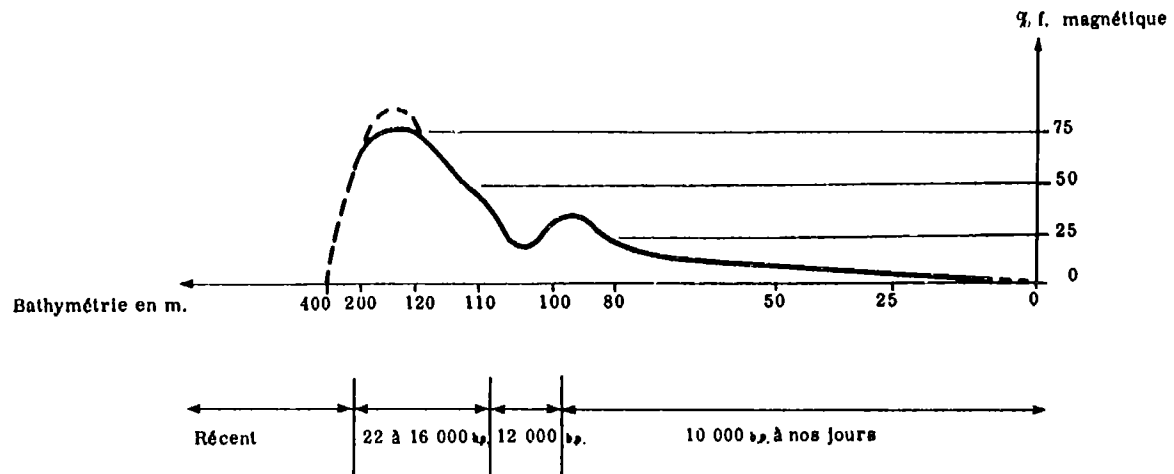


Fig. 15 Courbe moyenne des concentrations en grains verts magnétiques selon une radiale à la côte, c'est-à-dire en fonction des époques de la sédimentation (d'après GIRESE, 1985).

holocènes sont gris-vert ou beiges, ont une surface parfois "terreuse" ou poreuse et ont conservé la forme ellipsoïdale des pelotes fécales qui ont été leur support originel le plus fréquent. Près de la ligne de rivage actuelle ou près de celle de la régression à -110 m, il est fréquent de trouver des grains bruns ou vert-brun qui ont été soit totalement (pseudo-oolithes) soit partiellement goethitisés.

Du point de vue minéralogique, on assiste, en fonction du temps, à l'affaiblissement de la raie de la kaolinite qui était le minéral dominant de la vase matricielle et donc des pelotes fécales de départ alors que se développent des nontronites potassiques particulièrement désordonnées. Cette évolution que l'on observe à l'échelle des sédiments holocènes est encore plus avancée au sein des sédiments pléistocènes de la bordure externe où la kaolinite tend à disparaître totalement et où l'édifice de minéraux de la famille des micas se déplace de 13 vers 11 A (Fig. 16). De même, dans les fonds les plus organiques et les plus ferrifères au large de l'embouchure du Congo, on observe la transformation des kaolinites qui, par altération, passent à des berthiérines très mal cristallisées. Au microscope électronique à balayage, chacune des étapes de ces minéralogénèses peut être définie par une microstructure caractéristique: les nontronites néoformées forment des sortes de "chenilles" ou de bourrelets sur les plaquettes de kaolinite, les minéraux à 11 A figurent des "nids d'abeille" ou des micro-roses des sables.

Cette description très sommaire a pour objet de définir une importante réserve fertilisante potassique qui est disponible au large d'un continent dont la majorité des sols est très pauvre en bases échangeables. A priori, on retient les conséquences les plus évidentes de l'amendement qui serait réalisé à partir d'un sable vert glauconieux qui ne serait l'objet d'aucun traitement particulier et que l'on peut prélever à environ 45 km au large du port de Pointe-Noire (segment AB de la figure 14):

- création d'une source de potassium qui, dans un sol ferralitique ou podzolique, peut sortir de sa position interfoliaire.

- renforcement de la structure de sols généralement à faible phase argileuse si l'on conserve la vase du sédiment.

- apport de 1 à 3% de carbone organique.

- apport de 10 à 25% de CaCO_3 à un sol carencé (des chaulages expérimentaux par des calcaires précambriens broyés sont en cours dans la région).

L'amendement en potassium est un problème généralement mal résolu de l'agronomie intertropicale, son lessivage trop rapide est habituellement constaté. L'idée est de fournir ce fertilisant avec un support granulaire qui limite une dispersion mécanique trop hâtive et avec une vitesse de lixiviation freinée en fonction de la dégradation des feuillets glauconieux.

Des essais de fertilisation ont été effectués en caissons de bois sur des plants de manioc: deux témoins non amendés ont été comparés à des amendements de sédiments glauconieux (67% de glauconie) introduits à raison de 2,5;5 et 10% dans un sol ferralitique psammitique qui renferme moins de

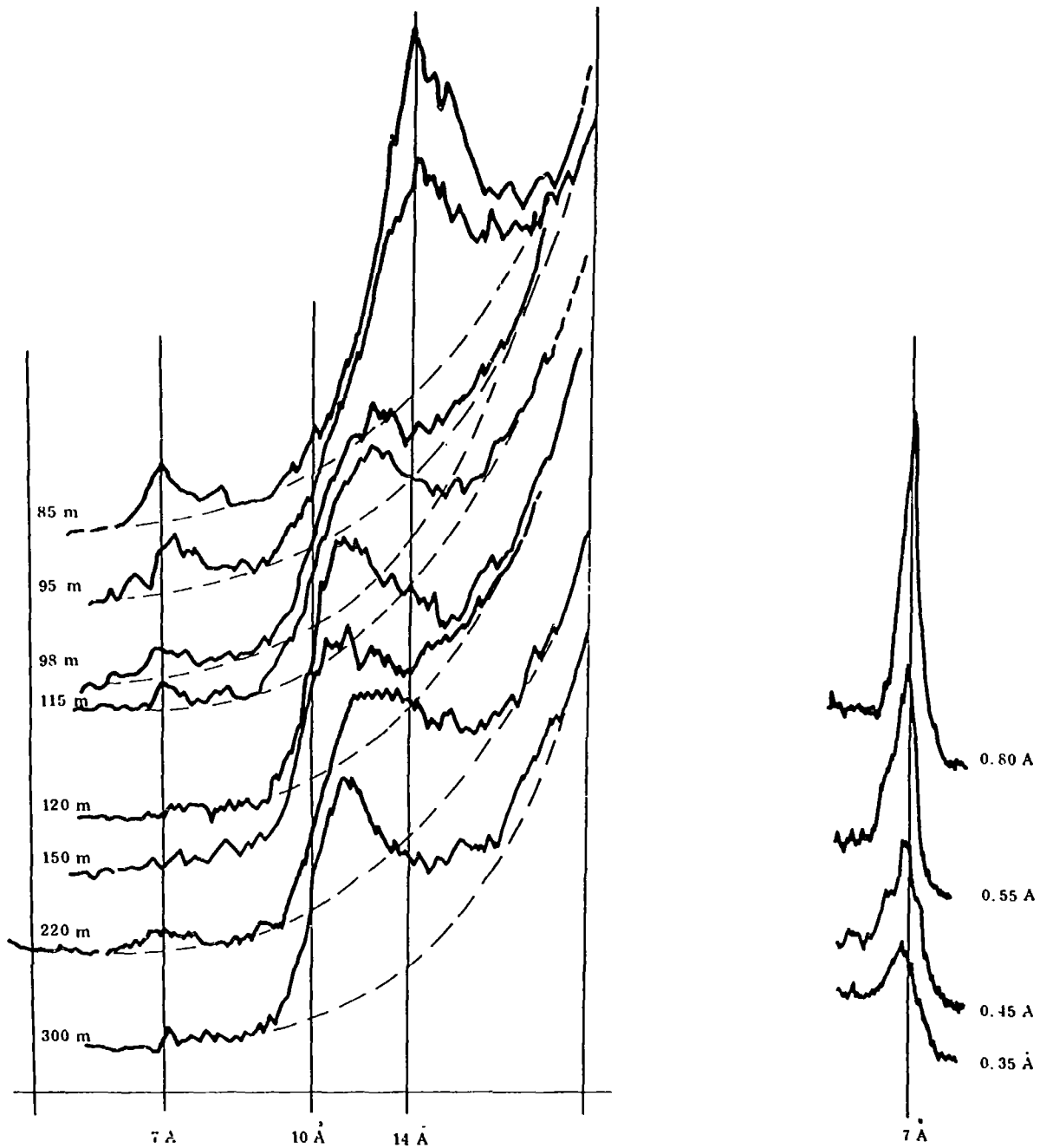


Fig. 16 a) Diffractogrammes de poudres obtenus à partir de la fraction la plus magnétique des grains verts; cette figure schématise une évolution d'ensemble qui présente d'assez fréquentes exceptions, b) Diffractogrammes de pelotes fécales proches de l'embouchure: les grains les plus magnétiques sont les plus "berthiérinisés" d'après GIRESE et ODIN, 1973).

5% d'argile et qui est très fortement désaturé. On constate immédiatement une augmentation considérable de la capacité d'échange du complexe ($\times 2$ à 6) ainsi que de la somme des bases échangeables. A la récolte, les gains en poids des feuilles, tiges et racines sont variables, mais généralement croissants selon la quantité de l'amendement (Fig. 17). Les tubercules, en particulier, montrent une progression très nette, $\times 1,5$ à $2,5\%$, $\times 2,6$ à 5% et $\times 6,1$ à 10% . Un des amendements à 5% était plus carbonaté, il s'est révélé moins bénéfique que celui plus glauconieux et de même teneur.

Toutefois, le bilan à l'échelle des caissons, montre que sur des sols très perméables, la perte par lixiviation des cations (notamment du K) est assez considérable, les expériences en champs qui seraient nécessaires impliqueraient des apports fractionnés et répétés plutôt que des apports massifs en une seule fois. En bref, le manioc s'est d'autant plus développé que la quantité de potassium introduite était importante. Le rendement aurait sans doute été encore multiplié par l'adjonction d'une fumure azotée (et phosphatée).

Du point de vue économique, les facteurs sont largement ceux déjà évoqués à propos des phosphates. Les teneurs les plus riches en grains verts sont entre -105 et -120 m., profondeurs qui alourdissent le coût de revient. Mais d'autre part, ces teneurs sont en face du port de Pointe-Noire et, à faible distance des sols de la plaine maritime et de la ceinture maraîchère de la ville qui sont parmi les plus pauvres de la région. Ces secteurs se prêteraient à une application immédiate sans problème de transport.

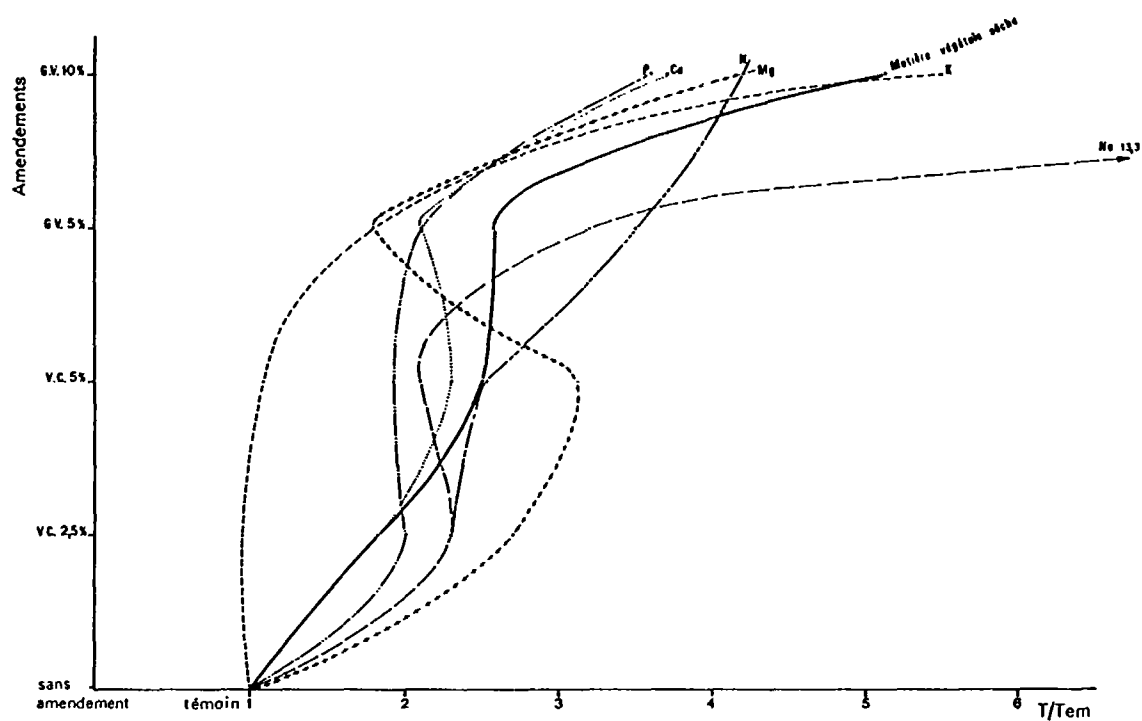


Fig. 17 Variations par rapport au témoin du poids de la matière végétale sèche obtenue sur les sols amendés et des quantités d'azote, phosphore, bases alcalines et alcalino-terreuses contenues dans celle-ci. (d'après GIRESE et JAMET, 1982).

BIBLIOGRAPHIE

- BARGERON D.L. (1984). An economic, mineralogic and chemical investigation of the offshore phosphate deposit, People's Republic of the Congo, West Africa; Unpubl. M.S. thesis, University Mississippi, 82 p.
- BARUSSEAU J.P. et GIRESSE P. (1987). Some mineral resources of the West African continental shelves related to Holocene shorelines: phosphorite (Gabon, Congo), glauconite (Congo) and ilmenite (Senegal, Mauritania). In: Marine Minerals. Advances in Research on Resource Assessment. Teleki et al. editors, Reidel, Publ. Co. S.C., vol. 194, p. 135-155.
- BARUSSEAU J.P., GIRESSE P. et MANONGO L. (1987). Genesis of a Holocene phosphate placer deposit in the offshore territories of Congo. Continental Shelf Res. sous presse.
- BATURIN G.N. (1982). Phosphorites on the Sea Floor. Elsevier Publ. Co, New York, 343 p.
- BLOOM A.L., BROECKER W.S., CHAPPELL J.M.A., MATTHEWS R.K. et MESOLELLA K.I. (1974). Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast. New $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea, Quaternary Research 4, p. 185-205.
- BURNETT W.C. (1977). Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. Geol. Soc. Am. Bull., v. 88, p. 813-823.
- CUNHA GOUVEIA J.A. (1960). Notas sobre os fosfatos sedimentares de Cabinda. Serv. Geol. y Minas Angola Bull., 1, p. 49-65.
- EMEL'YANOV E.M. (1973). Composition of low phosphatic and phosphorous sediments of the West African shelf (in Russian). Rep. Acad. Sci. USSR, Moscow, v. 95, p. 239-261.
- GIRESSE P. (1980 a). Phosphorous concentrations in the unconsolidated sediments of the tropical Atlantic shelf of Africa South of the equator. Oceanographic comments. SEPM Sp. Publ. n° 29, p. 101-116.
- GIRESSE P. (1980 b). The Maestrichtian phosphate sequence of the Congo. SEPM Sp. Publ., n° 29, p. 193-205.
- GIRESSE P. (1985). Le fer et les glauconies au large de l'embouchure du fleuve Congo. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 38, 4, p. 293-322.
- GIRESSE P. et ODIN G.S. (1973). Nature minéralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. Sedimentology, 20, 4, p. 457-488.

- GIRESSE P. et TCHIKAYA J.B. (1975). Contribution à la carte géologique de la plate-forme sous-marine congolaise. Ann. Univ. Brazzaville, XI, C. p. 23-24.
- GIRESSE P. et CORNEN G. (1976). Distribution, nature et origine des phosphates miocènes et éocènes sous-marins des plate-formes du Congo et du Gabon. Bull. B.R.G.M., IV, 1, p. 5-15.
- GIRESSE P. et JAMET R. (1982). Essais de fertilisation de la culture du manioc par les sédiments marins glauconieux du Congo. Cah. ORSTOM, Paris, s. Pedol., v. 19, n°3, p. 238-292.
- GIRESSE P., N'LANDOU J. de D. et WIBER M. (1984). Les concentrations en uranium des phosphates du Congo en fonction des minéralogénèses marines et continentales. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXVI, n°6, p. 1097-1105.
- GIRESSE P., BARUSSEAU J.P., MALOUNGUILA-N'GANCA D. et WIBER M. (1984). Les phosphates au large du Congo et du Gabon. Nature géochimique et conditions mécaniques d'accumulation. Proc., 2nd Int. Sem. Offshore Mineral Resources, Brest, Germinal, p. 315-326.
- GUILCHER A. (1965). Précis d'hydrologie marine et continentale. Masson, Paris, 389 p.
- MANONGO L. (1985). Contribution à la définition sédimentologique du placer sous-marin de phosphates de Djéno. D.E.A. Univ. Toulouse, 51 p.

EVOLUTION QUATERNAIRE DU CLIMAT INTERTROPICAL DE
L'OUEST AFRICAIN D'APRES LES DEPOTS DES PLATEAUX
DU SENEGAL, DE LA COTE D'IVOIRE ET DU CONGO

P. GIRESSE*/

Entre 7°S et 20°N, les plate-formes continentales et les littoraux du Sénégal, de la Côte d'Ivoire et de l'ensemble Congo-Gabon, font aujourd'hui partie, ou se situent à la limite de la zone intertropicale, mais elles se différencient par leurs zonations climatiques de végétation et de régime océanique. Ces différences d'environnement définissent des matériaux minéraux et organiques à l'origine de sédimentations caractéristiques.

Le choix de ces trois plates-formes est lié à l'état d'avancement des études de sédimentologie, de minéralogie ou d'environnements biologiques qui ont pu s'y développer lors de ces dernières décennies. Ces secteurs ont notamment fait l'objet de cartographies détaillées des fonds au 1/200 000é (Martin, 1973, Domain, 1977, Giresse, 1980). Le voisinage d'accumulations d'époques différentes conduit à la nécessité de la multiplication des datations au radiocarbone et celles-ci, bien qu'encore insuffisantes, concernent surtout ces trois secteurs de l'Ouest africain.

CARACTERES GENERAUX DES ENVIRONNEMENTS ACTUELS

L'Afrique intertropicale montre une succession latitudinale des ceintures climatiques et des végétations associées:

- la zone sahélienne correspond à des précipitations de l'ordre de 30 mm par an; cette aridité ne permet le développement que d'une savane très clairsemée.

la zone soudanienne où une hauteur annuelle des pluies de 500 à 600 mm autorise, malgré de très gros écarts annuels, l'extension d'une savane à épineux (saison sèche de plus de neuf mois).

*/ Laboratoire de recherches de sédimentologie marine, Université de Perpignan, (Perpignan, France)

- la zone soudano-guinéenne dont la savane fortement boisée grâce à des précipitations de l'ordre de 800 mm par an, constitue une transition vers la forêt.

- la zone guinéenne où la forêt dense humide se développe soit en mosaïque avec la savane, soit sur de grandes surfaces continues où les pluies dépassent généralement 2 000 mm par an.

- Les littoraux où la mangrove se développe sont principalement ceux des zones soudano-guinéenne et guinéenne: côtes basses de la Casamance, de la Guinée-Bissau, de la Guinée, de la Sierra-Léone et du Libéria, puis dans le Golfe de Guinée, front deltaïque du Niger et côtes du Cameroun. Plus au Sud, la mangrove est localisée dans le delta de l'Ogooué et l'estuaire du Congo.

Les circulations océaniques profondes et superficielles présentent également à travers leurs oscillations saisonnières une remarquable zonation:

- dans le sud du Maroc et le nord de la Mauritanie, le courant des Canaries orienté vers le SW coule parallèlement à la côte. L'isotherme de 15°C qui se trouve à 350 m de profondeur au large s'élève à 100 m vers le plateau; ce mouvement ascendant est provoqué par les vents alizés de NE qui soufflent depuis la côte.

- au large du sud de la Mauritanie et du Sénégal, on observe une relation étroite entre la direction des vents et celle des courants de surface: les vents alizés poussent les eaux vers l'ouest; ils perdent de leur intensité en même temps que les courants ascendants se raréfient.

- le golfe de Guinée est généralement une zone d'eaux calmes où l'intervention dominante est celle du courant sub-équatorial qui entraîne les eaux vers le large.

- le long de la côte de l'Angola, le courant de Benguela pousse des eaux froides et denses vers le nord et coïncide avec de fréquents et intenses phénomènes d'upwelling; pendant l'hiver austral, ces eaux froides s'approchent de l'équateur (Cap Lopez).

Les eaux du large montrent une zonation latitudinale de la température qui s'élève progressivement de 21°C près des Açores à 30°C dans le golfe de Guinée. Ce contraste thermique est plus accentué près de la côte où il atteint 18°C.

La salinité est, de manière générale, plus basse vers la côte que vers le large. C'est dans le golfe de Guinée que la salinité moyenne est la plus faible en fonction de l'introduction massive des eaux douces du Congo (50 000 m³/s), du Niger (7 500 m³/s) et, à un degré moindre, de la Volta et de la Gambie. Ces eaux dessalées sont étalées vers l'Ouest par le courant sub-équatorial.

Le total des matières en suspension au large de l'Afrique de l'Ouest est, en moyenne, compris entre 0,08 et 1,0 mg/l. Généralement, la partie organique de ces suspensions, qui est mesurée comme matière combustible, excède la partie minérale. Cette prépondérance est plus manifeste au large des côtes qui sont affectées par le mécanisme des

courants ascendants, du sud du Maroc jusqu'à la Guinée d'une part, en Angola et Namibie, d'autre part. Toutefois, une part de matière organique d'origine alluviale est mise en évidence au large de certaines embouchures comme celles du Congo et de la Cunène; dans le cas du Congo, les matières nutritives et surtout la silice amenées par les eaux fluviales favorisent la multiplication du phytoplancton diatomique marin (Van Bennekom et Berger, 1984). Au large de la Mauritanie, ce sont les Coccolithophoridae qui sont particulièrement favorisés. La composante minérale des suspensions est fournie par les rivières, le vent (nuage de poussières) et l'érosion côtière (Emery et al., 1973). L'apport alluvial est particulièrement manifeste au large des embouchures du Congo, du Niger, de la Volta et de la Cunène. Au large du sud du Maroc, de la Mauritanie, du Sénégal (et probablement du Ghana), les concentrations sont issues des tempêtes de poussières venant du Sahara. Par contre, au large des côtes du sud-ouest de l'Afrique, la décroissance rapide vers le large des concentrations n'indique pas un apport éolien aussi important qu'au nord-ouest, les suspensions sont ici plutôt considérées en fonction d'une érosion littorale active.

LA SEDIMENTATION ARGILEUSE TERRIGENE ACTUELLE

La composante sableuse des suspensions étant généralement très faible, c'est essentiellement une fraction argilo-silteuse qui compose la sédimentation terrigène actuelle des plate-formes ouest-africaines.

Nous ne disposons pas, à l'heure actuelle, d'une cartographie exhaustive de la nature des fonds des plate-formes ouest-africaines et les documents disponibles correspondent à des densités de prélèvement très variées. Cependant, on connaît plusieurs dépôts de vase alluviale qui sont relativement localisés à faible distance des embouchures des fleuves des latitudes tempérées (Maroc ou Afrique du Sud), et, surtout, des latitudes intertropicales: au large du fleuve Sénégal, des rivières de la Guinée-Bissau, de la Guinée, de la Sierra-Léone, de celles de la Côte d'Ivoire, des fleuves Volta, Niger, Ogooué (Gabon), Congo et Cunène (Fig. 1). Dans la plupart des cas, la sédimentation est essentiellement réduite à la partie médiane des plate-formes, c'est-à-dire au large des zones de turbulence de la houle; généralement, elle n'accède pas à la bordure externe du plateau où les dépôts quaternaires affleurent largement. Le fleuve Congo constitue une exception dans la mesure où l'importance du débit permet un transfert du panache d'eaux troubles et saumâtres jusqu'au large de la pente et, en conséquence, une sédimentation vaseuse tout au long du trajet.

Les accumulations vaseuses ne sont pas toujours exactement en vis-à-vis des embouchures, un transfert important peut intervenir en fonction de la permanence des courants dominants: par exemple, vers le nord, au large du Congo pendant les trois mois de l'hiver austral; ou encore une modification de l'emplacement de l'embouchure, comme dans le cas du Sénégal, s'ajoute à une réduction, voire une annulation du débit solide depuis 3 à 4 000 ans.

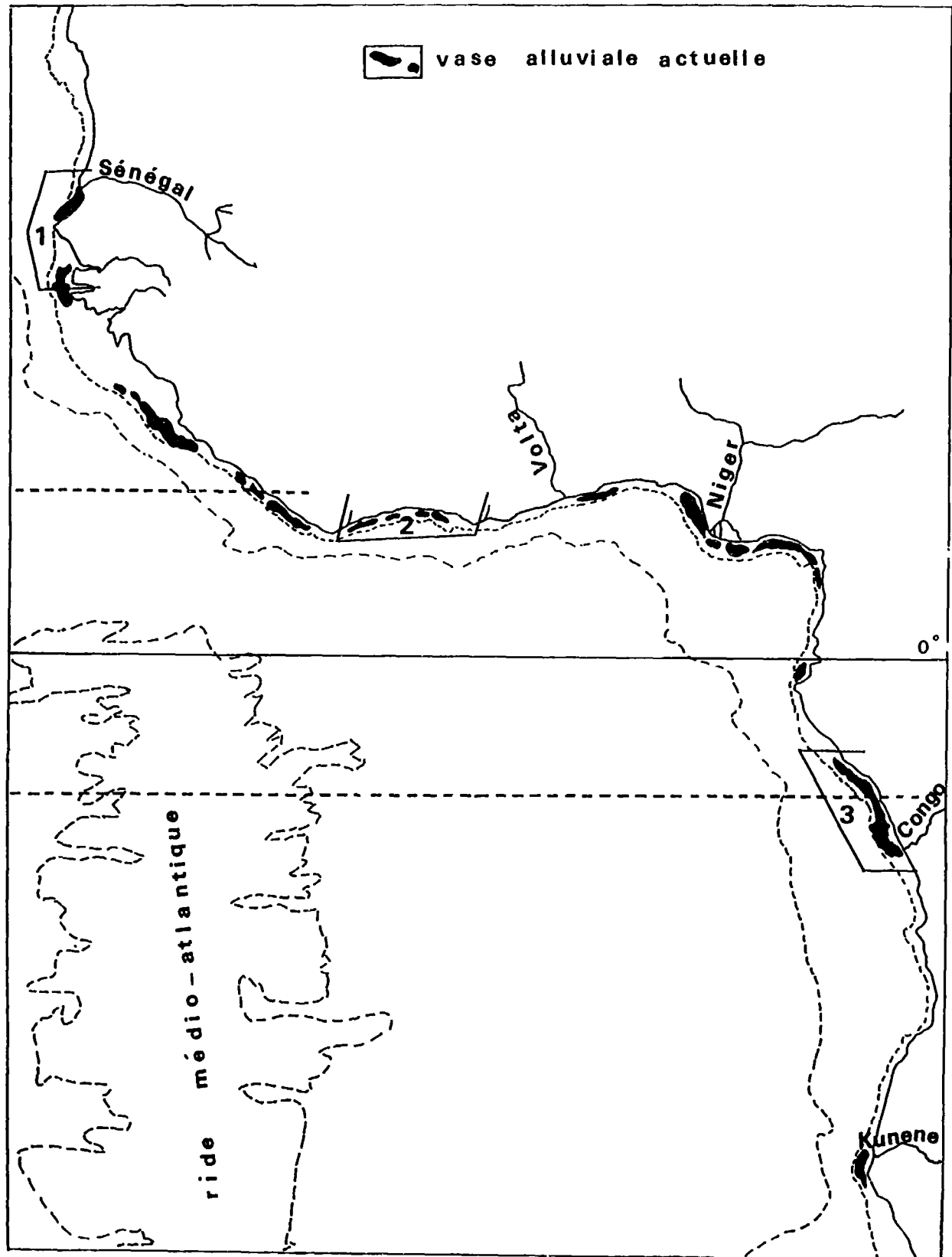


Fig 1. Carte de localisation des secteurs d'étude et des secteurs de la plate-forme ouest-africaine à sédimentation actuelle de vase alluviale.

Enfin, nous devons considérer les cas où la charge solide de certains fleuves importants comme l'Ogooué (Gabon) parvient difficilement à l'océan et se trouve piégée dans une succession de biefs d'arrière-delta (Giresse, 1969).

LITHOLOGIE DES TROIS PLATES-FORMES TEMOINS

Modèle du Congo (Fig. 2) - Comme nous venons de le souligner, les apports alluviaux du fleuve Congo se déposent, pour partie, sur la plate-forme au large de l'embouchure; une autre partie, sous l'action des houles issues du sud-ouest et des courants dominants de l'hiver austral qui poussent au nord, est rabattue vers la côte et sédimente jusqu'au large de la frontière avec le Gabon. Une accumulation carbonatée de un à trois mètres d'épaisseur et 5 à 20 km de large se développe entre -100 et -115 m à partir du nord-est de Pointe-Noire; d'autres accumulations carbonatées sont observées près des affleurements rocheux de la zone interne des plate-formes du Gabon et du Cabinda: il s'agit de bioclastes issus de la faune épiphyte. La bordure externe et le haut de la pente entre -120 et -150 m est recouverte de sables glauconieux où les grains verts peuvent atteindre une concentration allant jusqu'à 75%. Enfin, des sables moyens à grossiers et à dominante quartzeuse sont accumulés dans les secteurs de côte et d'avant-côte.

Modèle de la Côte d'Ivoire (Fig. 3) - Cette plate-forme montre une carte lithologique assez comparable à la précédente. On y retrouve une sédimentation péritique schématiquement distribuée au large des embouchures principales, mais d'extension nettement plus modeste que celle au large du Congo, une sédimentation de bioclastes calcaires schématiquement accumulée sur la partie externe du plateau et enfin, sur le rebord externe, des sables glauconieux moins abondants et moins concentrés qu'au large du Congo. Les quartzeux plus ou moins grossiers sont distribués systématiquement sur la partie interne du plateau.

Modèle du Sénégal (Fig. 4) - La carte qui concerne la plate-forme du Sénégal, mais aussi celles du sud de la Mauritanie, de la Gambie et de la Guinée-Bissau, montre un schéma assez distinct des deux précédents. Les surfaces de vases alluviales sont relativement restreintes et définies au large de l'embouchure du Sénégal et du complexe fluvio-marin du Rio Cacheu. Les accumulations glauconieuses sont très restreintes, tant en surface qu'en concentration. Par contre, les bioclastes calcaires sont largement représentés et s'avancent très souvent (notamment au nord de la Gambie) jusqu'à faible distance de la côte. Egalement, les sables quartzeux grossiers sont abondants et comme ils sont souvent couverts par de minces accumulations vaseuses, leur importance réelle est plus grande que celle indiquée sur la carte.

Un premier bilan de ces lithologies tendrait à mettre en évidence le caractère plus carbonaté des dépôts sous-marins sub-tropicaux et plus terrigènes de ces mêmes dépôts aux latitudes intertropicales, ce modèle étant celui que le géologue pouvait, à priori, supposer sur cette marge ouest-africaine en fonction de la distribution latitudinale des différents facteurs de l'environnement. Mais la multiplication progressive des datations au radiocarbène, tant sur la phase carbonatée que sur la phase

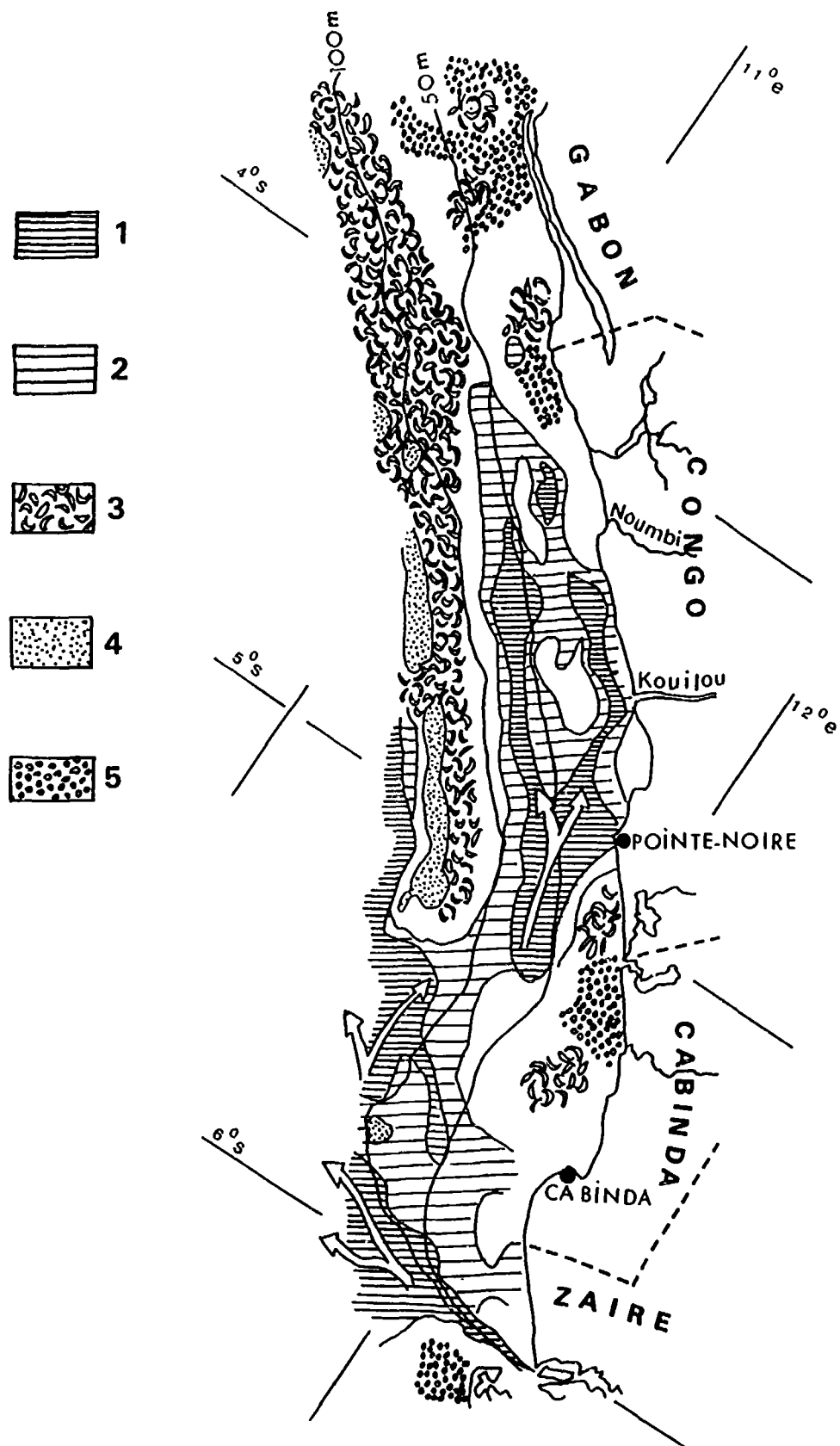


Fig. 2. Carte lithologique simplifié des plateaux allant du Sud du Gabon au Zaire. Teneurs en pélites supérieures à 75% (1), à 50% (2); teneurs en carbonates biogènes supérieures à 50% (3); teneurs en glauconies supérieures à 75% (4); teneurs en quartz supérieures à 50% (5) d'après GIRESE, 1980).

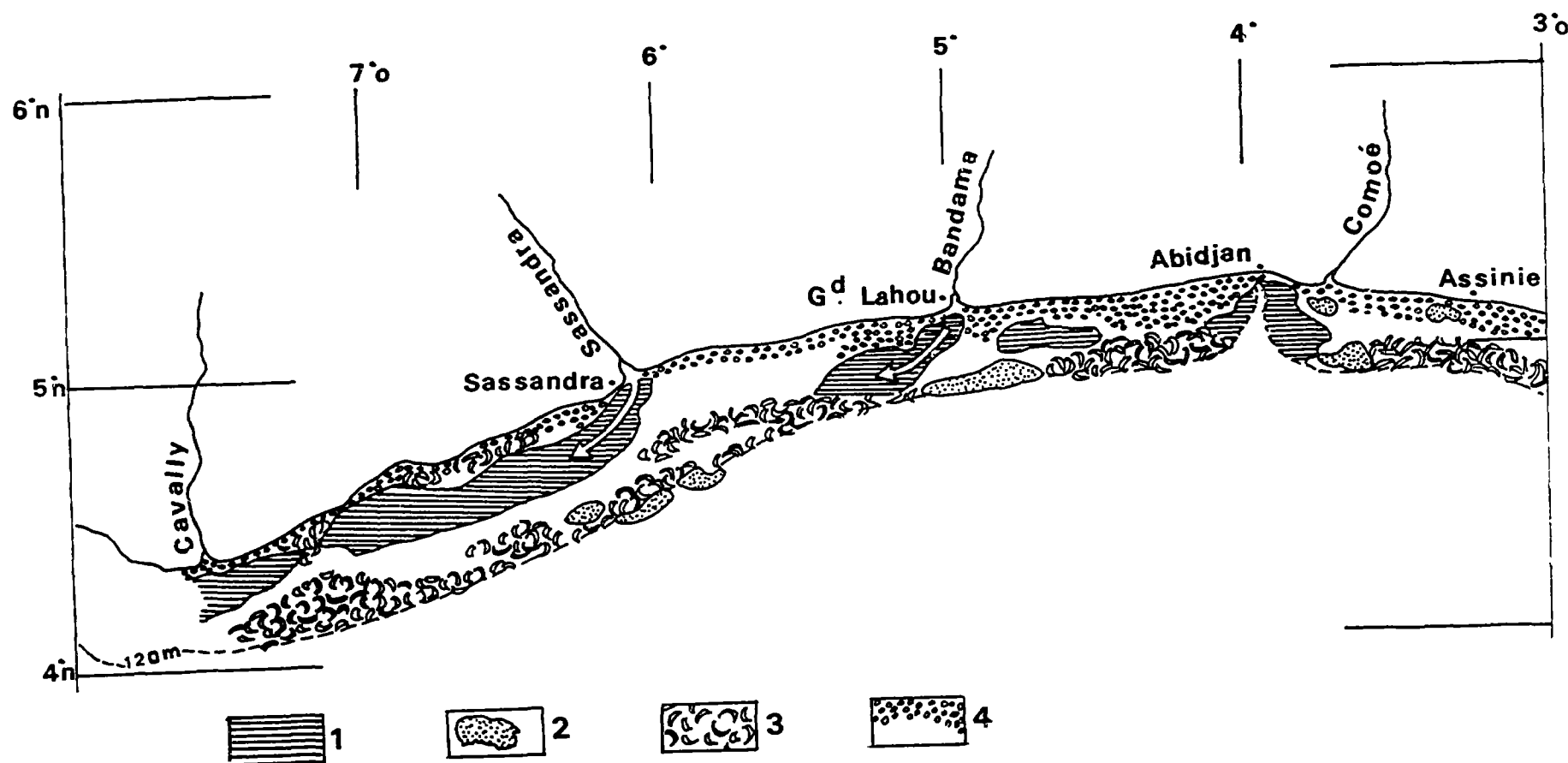


Fig. 3 Carte lithologique simplifiée du plateau de la Côte d'Ivoire (1). Teneurs en pélites supérieures à 75%; (2) Teneurs en glauconies supérieures à 50%. (3) Teneurs en débris calcaires supérieures à 50%; (4) Teneurs en quartz supérieures à 50% (d'après MARTIN, 1973).

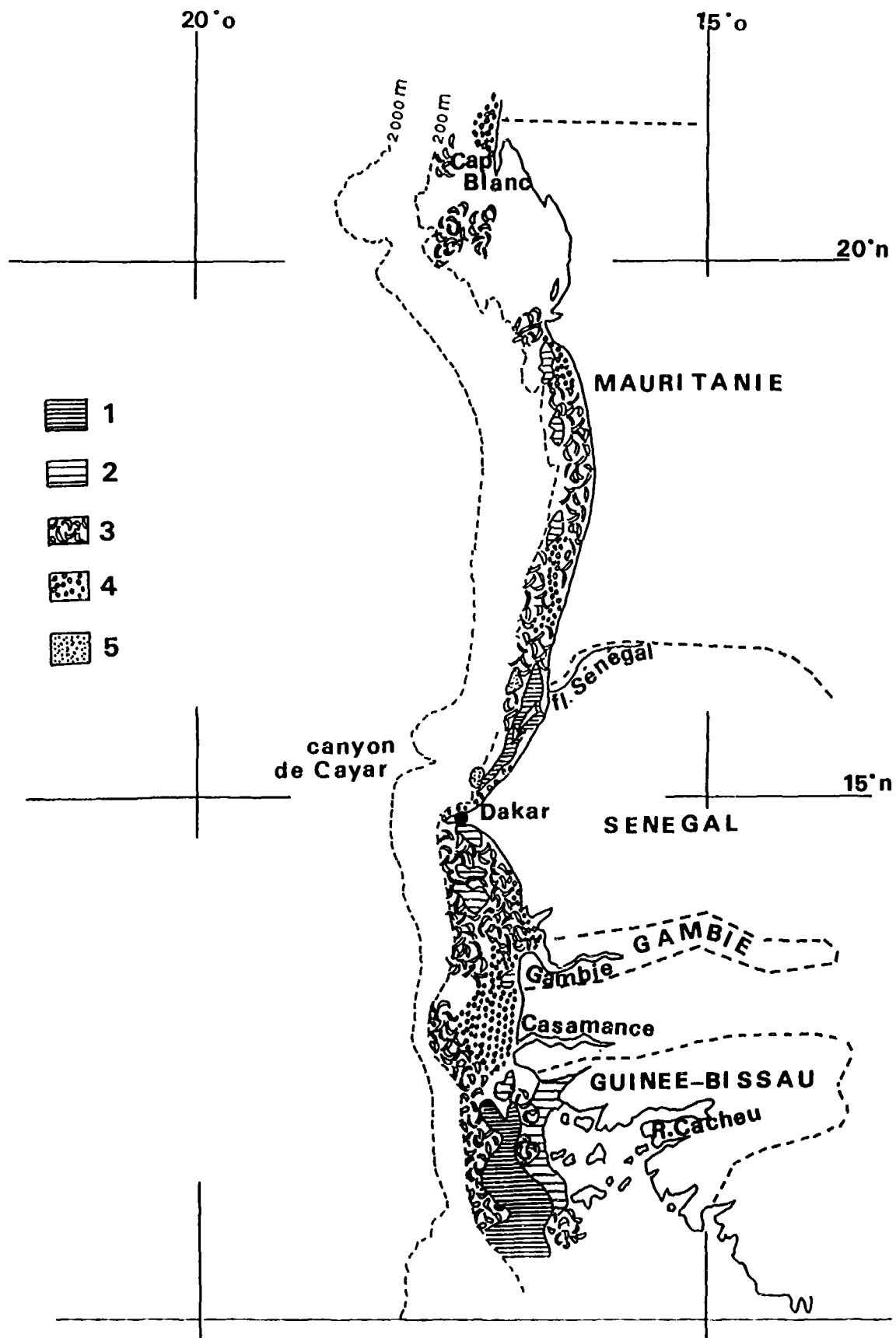


Fig. 4 Carte lithologique simplifiée des plateaux allant de la Mauritanie à la Guinée-Bissau. Teneurs en pélites supérieures à 75% (1), 50% (2); teneurs en carbonates biogènes supérieures à 50% (3); teneurs en quartz supérieures à 50% (4); teneurs en glauconies entre 10 et 20% (5) d'après DOMAIN, 1977).

organique des différents dépôts démontre que tous ces dépôts ne sont pas contemporains. Leur mise en place doit être considéré en fonction:

- 1) des mouvements eustatiques de la ligne de rivage (et, en particulier, de la remontée post-glaciaire),
- 2) des oscillations climatiques diachrones.

LES OSCILLATIONS EUSTATIQUES ET CLIMATIQUES

Les marges considérées correspondent à une vaste étendue et à des soubassements géologique de nature variée. En conséquence, le tracé d'une seule courbe du niveau relatif de l'océan depuis environ 25 000 ans correspondrait à une moyenne assez illusoire de référence vraisemblablement composite. Donc, malgré le nombre encore réduit des datations obtenues, il paraît préférable de figurer séparément les courbes des secteurs Mauritanie-Sénégal, Côte d'Ivoire et Congo-Gabon, même si leurs tracés peuvent être regardés comme encore provisoires (Fig. 5). On constate un retard partiel de la transgression au large de la Côte d'Ivoire par rapport à celle qui s'est produite au large de la Mauritanie et du Sénégal et un retard plus net encore à la latitude du Congo. Ces différences peuvent être imputées aux conséquences de mouvements épirogéniques postérieurs, ou encore à des oscillations d'une dizaine de mètres des paléogéoïdes successifs. Quoiqu'il en soit, trois phases essentielles peuvent être discernées (Fig. 6):

- un bas niveau autour de 18 000 ans B.P. où pendant environ 4 000 ans, le rivage est demeuré voisin de -110 m,
- une phase d'eustatisme actif allant de 15 000 ans B.P. à 7 000 ans B.P.,
- une période post-eustatique où le haut niveau océanique atteint est demeuré relativement stable.

En fonction de ces courbes, il nous paraît raisonnable d'admettre que ce seront principalement les dépôts mis en place lors des périodes de stabilisation de la ligne de rivage qui seront les plus susceptibles de fournir des accumulations fossilisables. Ces paliers du mouvement eustatique sont plus particulièrement importants vers 18 000 ans B.P., 12 000 ans B.P. et après 7 000 ans B.P. Nous aurons à revenir sur ces trois périodes essentielles de l'histoire de la couverture meuble des plates-formes.

Les oscillations climatiques depuis la fin du dernier grand hypothermal sont relativement précisées dans au moins trois régions de l'Afrique de l'Ouest.

En Afrique centrale occidentale (Giresse, 1978), le réchauffement au sein de la dernière glaciation est souligné par une phase plus humide admise vers 35 000 ans B.P. et qualifiée localement de Njilien (De Ploey, 1966-68). Puis se manifeste une tendance à l'aridification qui atteint son

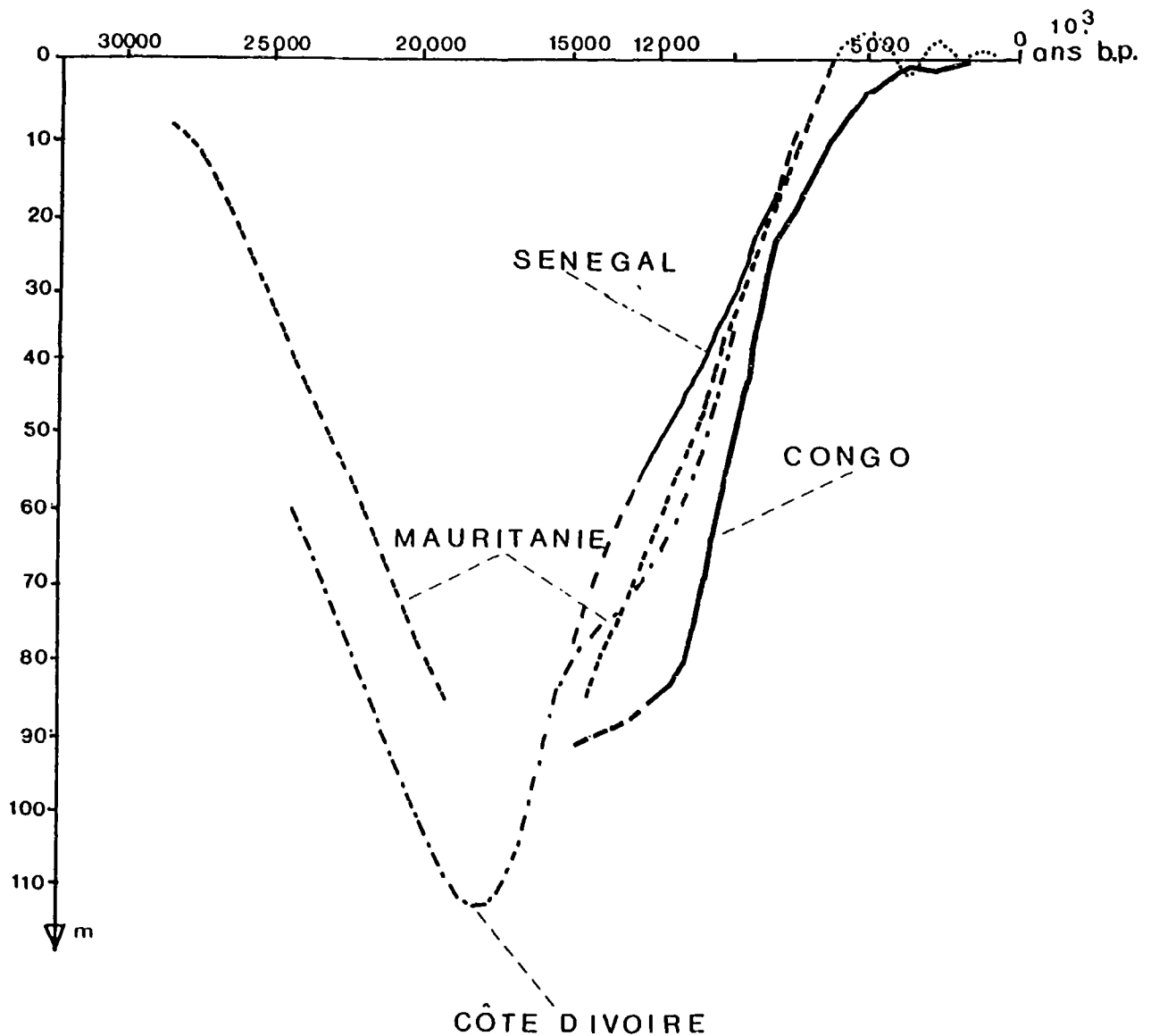


Fig. 5 Courbes des variations au niveau océanique depuis 30 000 ans sur la marge du Sénégal (FAURE et ELOUARD, 1967 et PINSON-MOUILLOT, 1980) de la Mauritanie (EINSELE et al., 1977), de la Côte d'Ivoire (MARTIN, 1972) et du Congo (GIRESSSE et al., 1984).

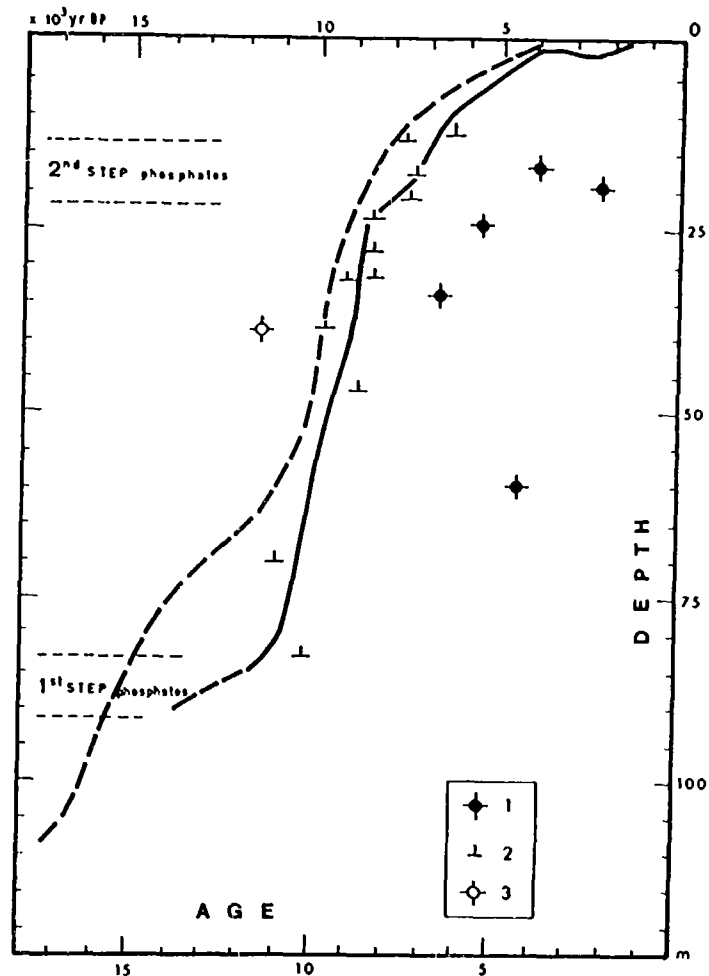


Fig. 6 Courbes du niveau océanique de la Côte d'Ivoire (tiretés) et du Gabon-Congo (trait plein) depuis 18 000 ans 1: lits minces de débris végétaux accumulés en zone de basse énergie proches du littoral; 2: tourbes de mangrove, la barre horizontale indique la marge d'erreur de la datation et la barre verticale, le niveau moyen de l'océan; 3: tourbe de mangrove ou d'arrière delta. (d'après GIRESSSE et al., 1986).

maximum vers 16 000 ans B.P.: c'est la phase du Léopoldvillien. Enfin, les précipitations réapparaissent vers 12 000 ans, atteignant leur maximum vers 7 à 8 000 ans: cette période holocène est localement qualifiée de Kibangien (Fig. 7).

Les changements de niveaux, de sédimentation et de populations diatomiques du lac Tchad (Servant et Servant-Vildary, 1980) conduisent à un schéma paléoclimatique. Après une humidité assez permanente et antérieure à 20 000 ans B.P., le maximum de la sécheresse est daté vers 16 000 ans, puis une phase humide atteint son paroxysme entre 9 000 et 6 000 ans B.P. avant une relative aridification qui est postérieure à 5 000 ans B.P. (Fig. 8).

Le milieu margino-littoral du Sénégal et de la Mauritanie indique aussi une succession d'épisodes plus humides et plus arides dont les témoins sont observés à la fois sur le continent et dans l'océan. Après la mise en place d'un erg ancien, une phase humide est centrée sur 30 000 ans B.P. et correspond au haut niveau marin de l'Inchirien. De 20 000 à 12 500 ans, se développe l'erg de L'Ogolien. L'humidification du Tchadien atteint son paroxysme entre 9 500 et 8 000 ans B.P., puis alternent des épisodes brefs où les précipitations s'accroissent et se ralentissent tour à tour. Le maximum de la transgression du Nouakchottien centré sur 5 000 ans B.P. correspond à une phase plus humide (Elouard, 1970; Hebrard, 1978; Barkey, 1982).

Chacun de ces tableaux met en évidence une série d'évolutions entre un pôle plus chaud (hyperthermal) où il pleut davantage et plus régulièrement (isopluvial) et un pôle hypothermal caractérisé par des pluies plus rares et plus brutales (displuvial). Cette opposition a été particulièrement schématisée par Van Zinderen Bakker (1967 et 1976), elle met en évidence, pendant les hypothermaux, la montée vers l'équateur de l'anticyclone sud-atlantique et surtout du courant de Benguela accompagné de ses phénomènes d'up-welling, alors que les hyperthermaux sont, au contraire, le théâtre de l'extension de la zone de mousson (Fig. 9). Cette opposition se traduit par d'importants changements du paysage végétal.

Ces bouleversements répétés de l'environnement climatique et du niveau océanique nous amènent à considérer l'histoire de la couverture sédimentaire des trois plates-formes témoins à travers trois étapes essentielles: le bas niveau du maximum de la régression, la phase de l'eustatique actif et la période post-eustatique.

LES DEPOTS DE LA DERNIERE GRANDE REGRESSION

1) Au large du Congo, l'accumulation la plus caractéristique de cette période est constituée par les sables verts des fonds voisins de 120 m et du haut de pente. La minéralogénèse de ces grains a débuté après le dépôt des vases calcaires médio-würmiennes, c'est-à-dire vers 22 à 24 000 ans B.P. (Giresse, 1975). Les supports sont constitués essentiellement de pelotes fécales d'organismes limivores dont la multiplication est liée à la richesse nutritive du sédiment, elle-même déterminée par l'extension vers l'équateur des circulations océaniques à courant descendant. Malgré le bas niveau océanique, les alluvions du Congo, riches en suspensions organiques et ferrugineuses, ont accédé à cette plate-forme étroite de l'époque: les teneur pondérales en grains verts diminuent en s'éloignant de l'estuaire. Les faibles oscillations de la ligne de rivage et l'évolution de la

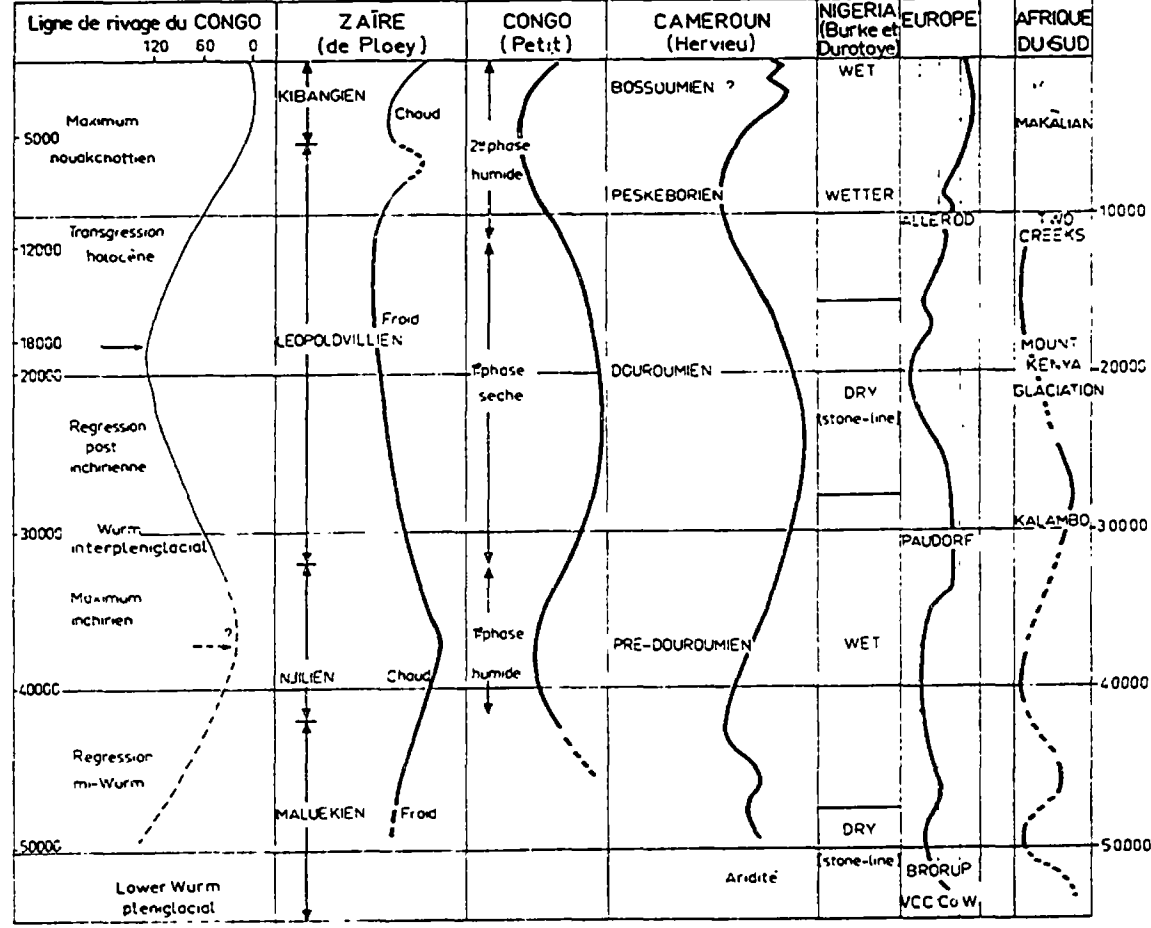


Fig. 7

Essai de corrélation du Quaternaire supérieure d'après les études morphologiques et pédologiques du Congo et des pays voisins; corrélation hypothétique avec les séquences d'Europe et d'Afrique du Sud (GIRESE, 1978).

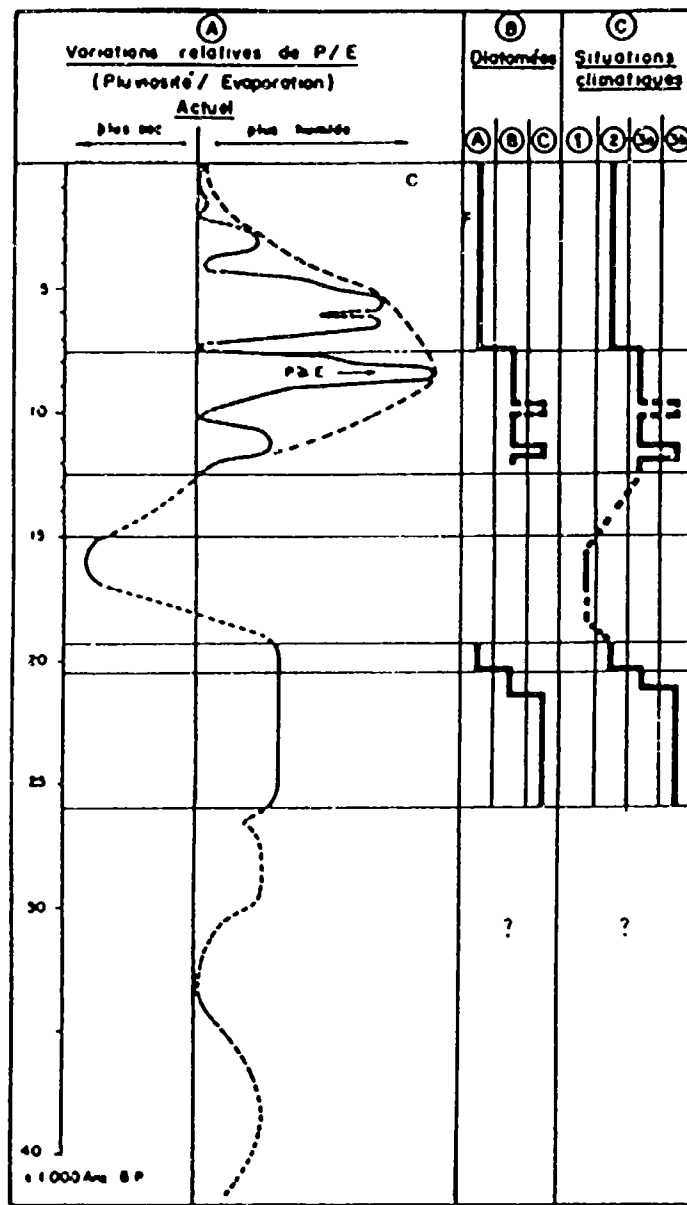
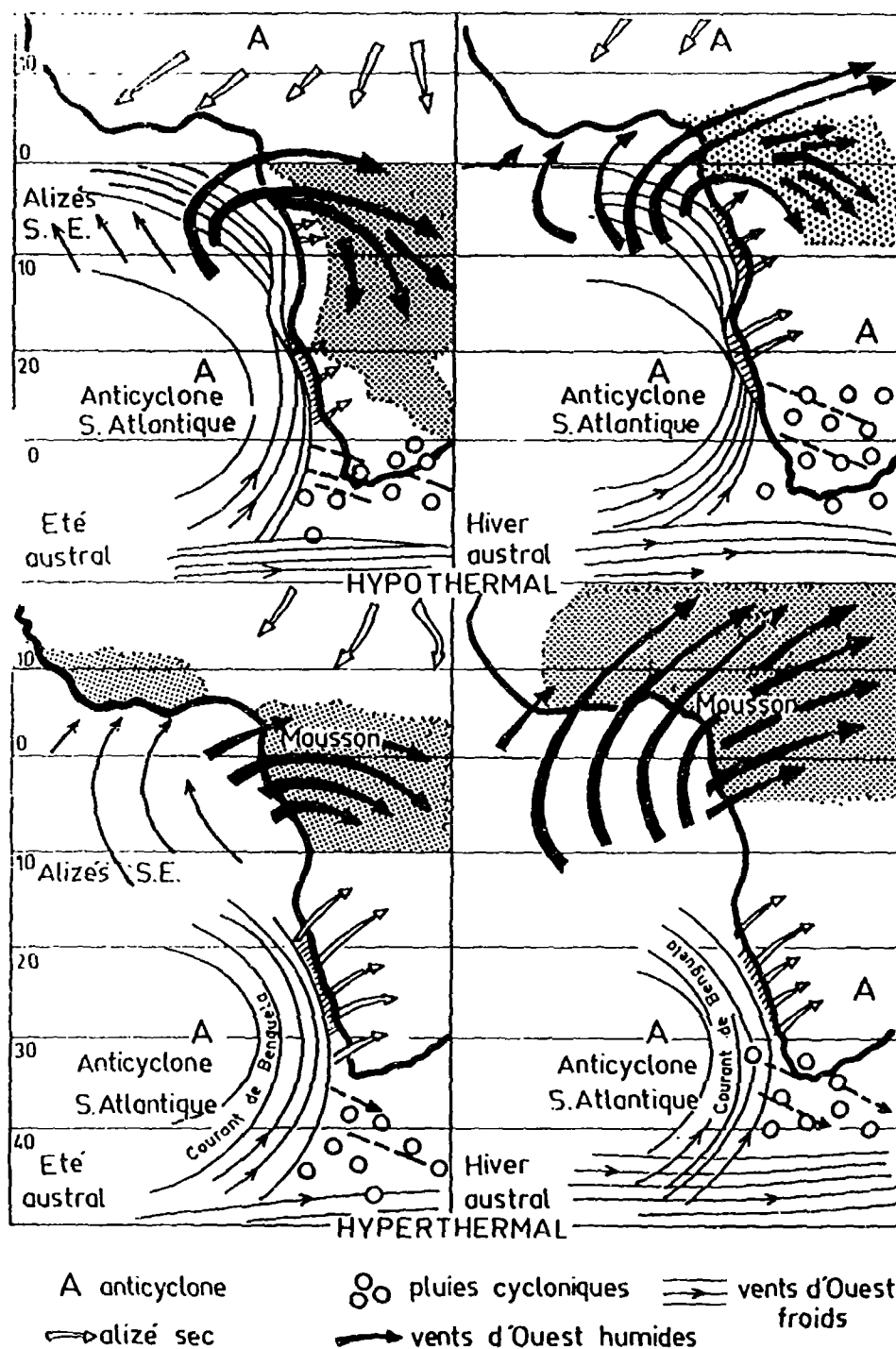


Fig. 8 Evolution paléoclimatique du Bassin du Tchad depuis 40 000 ans B.P. A: variation précipitation/évaporation (P/E); B: A; diatomées tropicales, B: diatomées d'eaux froides dominantes, C: diatomées de hautes et moyennes latitudes; C: 1: phase hyper aride, 2: phase tropicale à pluies saisonnières et orageuses, 3a et 3b: fréquentes advections d'air polaire (d'après SERVANT et SERVANT-VILDARY S. (1980)).



d'après E M Van Zinderen Bakker (1967) simplifié

Fig. 9 Schéma paléocéanique et paléoclimatique d'après VAN ZINDEREN BAKKER (1966-68) simplifié.

morphologie littorale peuvent déterminer des environnements de faible énergie où se déposent des vases glauconieuses ou des fonds soumis à l'action de la houle littorale où la lévigation va concentrer les grains glauconieux (jusqu'à 75%). Ce stock glauconieux, qui est le plus ancien de la plate-forme, est aussi le plus avancé dans la voie de la glauconitogénèse (jusqu'à 6% de K_2O).

2) La bordure externe du plateau de Côte d'Ivoire présente aussi une accumulation glauconieuse contemporaine de la régression. Cependant, les concentrations sont moins élevées qu'au large du Congo et, surtout, plus irrégulières. Deux facteurs peuvent rendre compte de cette différence:

- une moindre abondance des supports de pelotes fécales déterminée par la moindre fréquence des courants ascendants vecteurs de la production organique primaire; mais dans ce cas, les supports de bioclastes auraient pu être utilisés.

- un sédiment dont la teneur en matière organique et en fer libre est, en moyenne, plus faible qu'au large du Congo; cette relative carence induit une glauconitogénèse moins importante.

Comme au Congo, ces glauconies sont les plus anciennes et les plus potassiques de la couverture.

3) L'environnement aride de la marge sénégalaise ne permet pas, à cette époque, le développement d'une sédimentation vaseuse et donc des pelotes fécales, supports de la glauconitisation; les grains verts sont, le plus souvent, inférieurs à 20% pondéraux du sédiment. Par contre, on peut observer plusieurs phénomènes locaux de précipitations d'enduits carbonatés et même de concrétionnements d'oolites calcaires. (Pinson-Mouillot, 1980).

Ce maximum régressif a favorisé les dépôts alluviaux sur chacune de ces trois plates-formes, mais il semble que les fleuves n'aient pas eu la compétence suffisante pour amener un sable quartzeux conséquent jusqu'à la bordure externe: c'est essentiellement dans la partie interne que l'on peut observer les contours des nappes alluviales; il en est ainsi notamment du large du sud du Gabon, des embouchures de la Guinée-Bissau et de la petite côte du Sénégal. Dans le cas de la plate-forme du Sénégal, l'importance de la fraction quartzeuse est, en partie, liée à celle des apports éoliens. Ainsi, l'erg des dunes rouges (Ogolien) dont le matériel est issu, pour l'essentiel, d'anciens stocks dunaires, comme ceux du Ferlo (Hebrard, 1978) s'est étendu du continent vers le plateau exondé sous l'influence des vents orientés NNE-SSW. La presqu'île du Cap Vert ne semble pas constituer une limite à l'extension méridionale des alignements dunaires: l'un d'eux se prolonge au moins jusqu'à 14°S (Fig. 10).

Ces accumulations continentales constitueront une source importante pour la sédimentation de la transgression qui va suivre.

LES DEPOTS DE L'EUSTATISME ACTIF

L'accumulation sur la bordure externe d'un sable assez grossier de bioclastes calcaires est le phénomène sédimentaire majeur de cette phase d'eustatisme actif. Cette "Amphistegine fauna" (Lagaaij, 1973), très riche en Amphistegina gibbosa, se compose aussi de Mollusques et d'organismes littoraux d'eaux claires: autres Foraminifères, Madréporaires, Algues

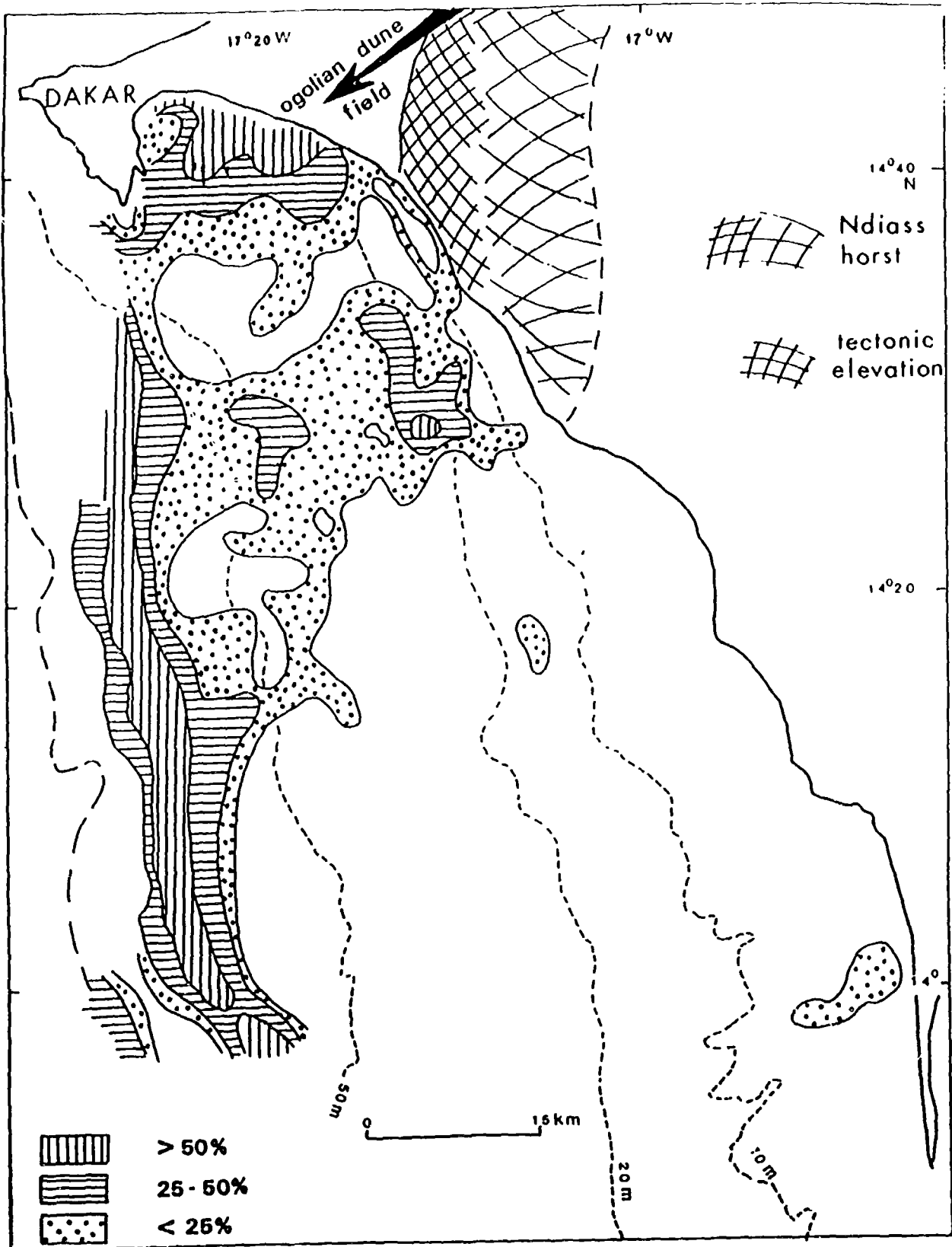


Fig. 10 Prolongement jusqu'à plus de 14°N de l'erg ogolien sous-marin au Sud de la presqu'île du Cap Vert. En cartouches, les teneurs des sédiments en sables éoliens très fins (d'après BARUSSEAU et al., 1987).

calcaires et Bryozoaires. Ce dépôt auquel s'associent localement des concentrations glauconieuses ou plus rarement des sables quartzeux s'est étalé entre -80 et -120 m., et semble correspondre à un unique prisme sédimentaire côtier largement remanié par les oscillations des houles de tempête lors de l'étape de repos relatif de la transgression observée entre 13 000 et 11 000 ans B.P. sur les couches eustatiques de Côte d'Ivoire et du Congo. Ce n'est sans doute qu'en l'absence de datations que ce ralentissement n'est pas signalé au large du Sénégal. Son origine paraît eustatique à Morner (1976) qui propose une amplitude de 9 à 12 m pour une oscillation négative entre 13 et 14 000 ans B.P. après une première phase positive et rapide. Une telle oscillation traduit une brève, mais importante extension des glaciers qui est associée à la fluctuation géomagnétique de Gothenburg (Fairbridge, 1977). Ce refroidissement global n'a pas d'incidence locale sur la température des masses d'eaux guinéennes qui vont déclencher le régime des moussons sur le continent.

Cette faune à Amphistégines est connue au large du Gabon et du Congo où son extension est certainement plus vaste sous la couverture des vases holocènes ou récentes, sur le plateau du Cameroun et du Rio Muni où Amphistegina gibbosa est citée associée aux coraux en deux stations de -100 m au large de Canyo (Berthois et al., 1968), près de Fernando Po (Lagaaij, 1973), au large du delta du Niger où ces "Older sands" n'ont pas été ensevelis par les alluvions (Allen, 1965) et de la Côte d'Ivoire, sur la bordure externe du plateau qui s'étend de la Guinée-Bissau à la Sierra Léone (Mc Master et al., 1971) et, enfin, au large du Sénégal (Masse, 1968). Des Algues calcaires, des Amphistégines ou des Mollusques de cette faune ont été datés à plusieurs reprises entre 10 200 et 13 100 ans B.P. (Martin, 1973 et Giresse et al., 1984). La majorité des organismes de la faune et de la flore qui composent cette biocénose vivait dans des fonds dont la profondeur n'a pas excédé 30 à 50 m. La présence d'Algues calcaires et d'Amphistégines qui vivent en symbiose avec les Algues zooxanthelles et les coraux indique la transparence d'une eau littorale où les fleuves n'apportent que peu de particules à l'océan. Ce n'est qu'après 11 000 ans B.P. que les apports terrigènes vont s'intensifier au moment de la reprise de l'érosion des versants (Giresse et al., 1982 et Pastouret et al., 1978). Par ailleurs, on peut admettre qu'en fonction d'une plate-forme encore étroite, l'essentiel des eaux turbides était encore exporté directement vers le large. L'épaisseur des tests contraste avec leur ténuité dans beaucoup de dépôts holocènes plus récents, où, par ailleurs, le cachet récifal est moins net.

Après ce palier, la transgression accède rapidement à la partie interne des plates-formes où les particules continentales de la régression sont remaniées et redistribuées. Malgré cela, on peut parfois reconnaître des modes granulométriques de sables éoliens très fins qui ont pu être conservés, les alignements du dépôt (Fig. 11) aux isobathes -50 et -20 m soulignant des étapes de la progression de la ligne de rivage (Barusseau, 1983) au sud de la presqu'île du Cap-Vert. Ces stationnements sont, dans la même région, reconnus grâce aux développements successifs de lagunes à ostracodes (Peypouquet, 1977).

La phase accélérée de la transgression entre 11 000 et 9 000 ans B.P. est le théâtre du colmatage rapide des dépressions fluviales ou lagunaires des zones médianes et internes des plateaux. Ainsi, au large du Congo et du Gabon, une sédimentation littorale se développe à raison de 2 à

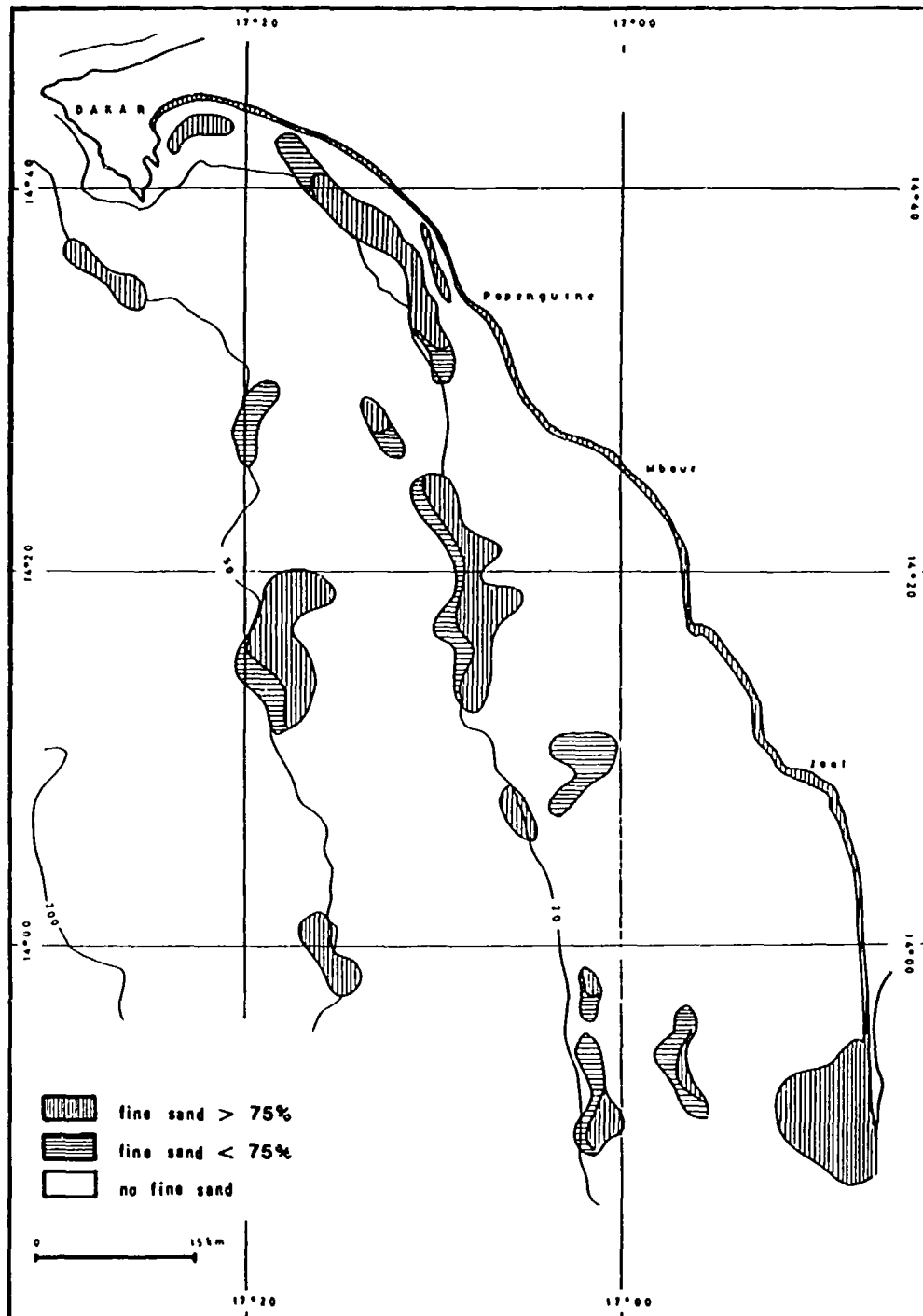


Fig. 11 Alignement des accumulations de sables fins éoliens lors des étapes finales de la transgression holocène au Sud de la presqu'île du Cap Vert (d'après BARUSSEAU et GIRESSÉ, 1987).

3 m/1 000 ans. Après 9 000 ans, la fin du colmatage a lieu à vitesse plus lente: 7 à 30 cm/1 000 ans et en conditions déjà circalittorales.

Cette phase d'eustatisme actif est relativement défavorable à l'extension des paysages de mangrove, même en zone intertropicale (Côte d'Ivoire et Congo; celles-ci se développeront davantage à partir de 7 000 ans E.P.

LES DEPOTS DE LA PERIODE POST-EUSTATIQUE ET ACTUELLE

Vers 7 000 ans, la transgression atteint une cote d'environ -5 m, elle accède au rivage actuel et envahit ses dépressions qu'elle va colmater rapidement. Vers 6 000 ans, le niveau océanique actuel est atteint.

Seul des exemples considérés, l'apport alluvial du fleuve Congo est en mesure d'accéder à la rupture de pente au-delà de laquelle sont déversés les 9/10èmes de son volume. Le dixième qui sédimente sur le plateau se localise d'abord sur toute la largeur en vis-à-vis de l'estuaire (Fig. 12), puis au nord de celui-ci, jusqu'à près de 300 km où l'accumulation est située surtout dans la partie médiane. Les nappes alluviales sont circonscrites entre -35 et -8 m pour la Côte d'Ivoire et entre -70 et -25 m pour le Sénégal. Ces dépôts achèvent le colmatage des dépressions à des vitesses qui sont 10 fois moindres que celle de l'eustatisme actif (Malounguila, 1983). Au-delà de -85 m, la sédimentation devient pratiquement nulle.

Au-dessus de -35 m., le transfert sableux contrôlé par la grande houle atlantique est très conséquent, en fonction de l'angle d'attaque du plan de houle avec le trait de côte, des secteurs d'ablations succèdent à des secteurs d'accumulation. Les encoches des vallées sous-marines peuvent s'avancer jusqu'à ces faibles profondeurs d'avant-côte et intervenir dans le bilan sédimentaire. Au Sénégal, le canyon de Cayar draine les sables transportés depuis le Nord; en Côte d'Ivoire, le Trou-sans-Fond amène une grande masse de sédiments littoraux issus de l'ouest jusqu'à la plaine abyssale; au Congo, le canyon qui pénètre jusqu'à l'intérieur de l'estuaire capte la totalité du transfert littoral de la côte angolaise qui s'additionne aux alluvions sableuses du grand fleuve (Heezen et al., 1964).

Enfin, la zone septentrionale du plateau sénégalais est toujours le site d'atterrissements de poussières éoliennes issues des zones sud-sahariennes et du Sahel. Les vents alizés amènent une partie des lithométéores jusqu'au sud de 18°N selon une direction à peu près parallèle à la ligne de rivage (Sarnthein et Walger 1974).

Le littoral congolais voit se développer vers 8 000 ans B.P., d'importantes mangroves qui témoignent d'un maximum d'humidification de ce littoral. Les estuaires se sont installés dans des rias profondes incisées dans les colluvions de régression ou dans des cordons éoliens anciens. La relative stabilité fini-holocène du niveau marin n'a pas permis, comme au nord du Golfe de Guinée, d'importantes accumulations de cordons littoraux de régression, cela malgré l'intensité du transit de la dérive littorale.

Sur la côte ivoirienne, le relief des dépôts colluviaux pléistocènes n'a pas favorisé l'extension des paysages de baies et d'estuaires. Seules, les vallées profondes qui incisent les bas plateaux, ont été envahies par la transgression créant un important système de rias.

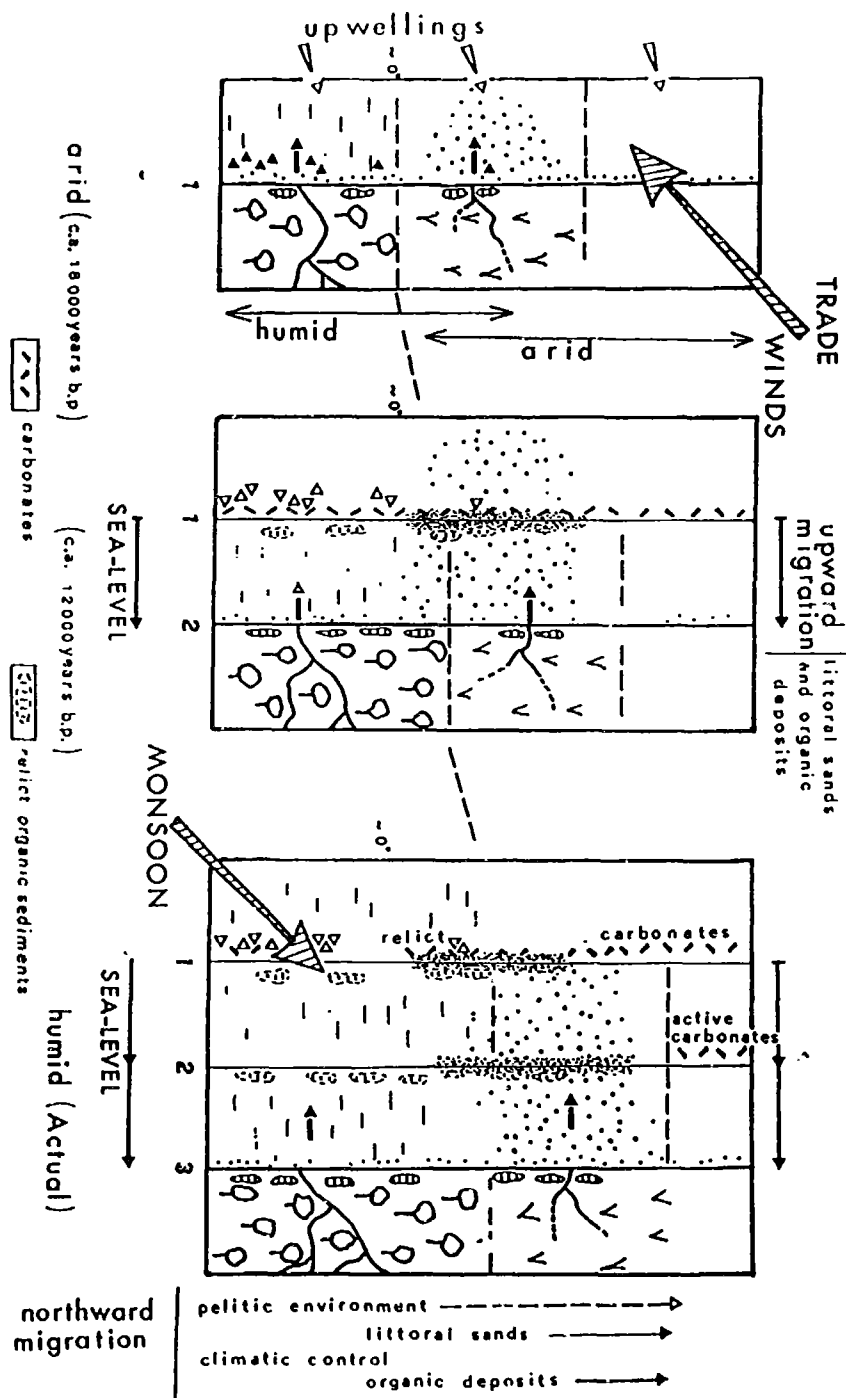


Fig. 12

Schéma d'évolution spatio-temporelle depuis 18 000 ans des environnements des plate-formes ouest-africaines. Les lignes 1, 2 et 3 correspondent aux étapes successives de 18 000, 12 000 ans et actuelle. Les surfaces en pointillés désignent les zones d'apport et de dépôt terrigènes grossiers, les pointillés plus denses indiquent les prismes littoraux des anciennes lignes de rivage. Les glauconies en cours de formation sont indiquées par des triangles noirs, celles relictues par des triangles blancs. Les lignes horizontales en tiretées montrent le glissement latitudinal des zones sédimentaires, les lignes verticales soulignent les phases discontinues de la construction littorale.

Vers 5 000 ans B.P., la mer aurait dépassé le niveau actuel d'un à deux mètres puis, revenant au niveau actuel, elle aurait abandonné une série de cordons marins parallèles barrant les lagunes et les isolant définitivement tandis que les estuaires allaient peu à peu se combler (Tastet, 1975). L'angle que fait le front de houle avec la côte est plus faible à l'est du Canal de Vridi qu'à l'ouest, ce qui explique la grande extension prise par ces cordons à l'est du Trou-sans-fond.

Une des caractéristiques de la sédimentation holocène du littoral du Sénégal réside dans la vitesse des taux de comblement qui a pu dépasser la moyenne de 3 m par millénaire. Le milieu anaérobique des dépressions confinées a permis la conservation de la matière végétale et la formation de tourbes tropicales; en revanche, les zones dunaires qui les entourent enregistrent une succession de stades de remise en mouvement du sable éolien qui alternent avec des stades de fixation par la végétation, durant lesquels s'élaborent des sols peu évolués. La sédimentation fini-holocène du Siné-Saloum (Barusseau et al., 1985) montre une accumulation récente de plus en plus riche en sables fins éoliens qui est totalement indépendante de l'hydrodynamisme de cette zone de mangrove la plus septentrionale de l'Afrique de l'ouest. La profonde pénétration des eaux marines, il y a 7 000 ans, à l'intérieur du continent est un phénomène assez général à la cote sénégal-mauritanienne; on l'observe également à hauteur du banc d'Arguin, de la Sebkha Ndrancha, de la Gambie et de la Casamance. Des documents épirogéniques positifs fini-holocènes ont surélevé les témoins de ces paysages littoraux ou fluvio-marins dont on ne trouve pas l'équivalent sur les rivages du golfe de Guinée.

BILAN DES EVOLUTIONS SPATIO-TEMPORELLES DES FACTEURS DE LA SEDIMENTATION MARINE DE LA MARGE OUEST-AFRICAINE

Nos observations, par zone et par période, ont abouti à un schéma assez complexe où interfèrent principalement les commandes climatiques et eustatiques. On constate une dynamique des principaux environnements sédimentaires qui se déplacent vers la côte en fonction du processus transgressif et latitudinalement en fonction du glissement du sud vers le nord des zones climatiques. Des situations particulières et locales résultent de l'interférence de quelques paramètres spécifiques (notamment des apports terrigènes du continent et de la température des eaux), elles sont considérées comme des événements remarquables.

L'élévation eustatique du niveau océanique sur toutes les plate-formes ouest-africaines est à l'origine d'une migration généralisée vers le continent de plusieurs faciès sédimentaires liés à la bathymétrie et relativement indépendants du climat. Ainsi pendant la transgression consécutive à 18 000 ans B.P., des sables fluvio-marins et des dépôts de mangrove sont observés sur une grande partie des plateaux ouest-africains, les plus récents étant voisins de l'actuel trait de côte et les plus anciens étant localisés plus au large, dans des fonds plus importants. Toutefois:

... un contrôle climatique intervient à propos des sables, à la fois littoraux et fluviatiles dont la mise en place intervient surtout lors des périodes de précipitation faible et irrégulière et à propos des estrans à mangroves dont le développement est favorisé pendant les périodes et dans les sites les plus humides.

- souvent, ces mêmes sédiments sont bien connus à proximité de l'actuel interface eau-sédiment et correspondent, dans les régions tropicales, à un ralentissement du rythme de la sédimentation; dans les régions équatoriales, ces sédiments paléolittoraux sont souvent recouverts par des dépôts plus récents et à sédimentation plus rapide, aussi n'ont-ils été qu'assez rarement signalés.

Les glauconies sont l'objet de concentrations mécaniques secondaires quand le dépôt est proche de la ligne de rivage, mais de manière plus générale, on ne peut concevoir de glauconitogénèse sans apport important de fer terrigène. Cette condition est remplie dans les latitudes tropicales où les fleuves amènent des suspensoïdes abondants et riches en matière organique et fer associés (Congo); la nature du bassin versant intervient aussi dans la mesure où le fer sera plus mobile sur les sols psammitiques à évolution podzolique que sur les sols ferralitiques où il tend à être bloqué.

Si l'on considère le glissement en latitude des zones climatiques, deux situations principales peuvent être distinguées (Fig. 12):

1) Phase aride

Cette situation a prévalu dans l'intervalle allant de 18 000 à 12 000 ans B.P. La zone de convergence inter-tropicale était localisée plus au sud et la forêt dense était restreinte à une étroite bande voisine de l'équateur; dans cette région, la couverture végétale limitait l'érosion et le transport de particules grossières jusqu'à l'océan (Congo-Gabon). Les dépôts pélitiques se sont déposés sur le plateau alors que les dépôts organiques s'accumulaient près du littoral. Plus au nord (Côte d'Ivoire), une couverture végétale restreinte a permis l'érosion et le transport de matériaux sableux jusqu'à l'océan. Aux latitudes tropicales actuelles, les conditions arides étaient telles qu'aucun apport terrigène significatif n'a pu se manifester, mais en fonction de la relation entre les conditions arides, le régime des alizés prédominants et l'activité des up-wellings, les eaux étaient relativement froides et défavorables à la sédimentation carbonatée.

2) Phase humide

Après le stationnement de 12 000 ans B.P. où les carbonates s'accumulent au sein d'eaux relativement chaudes, et peu avant le départ de la sédimentation terrigène, la phase humide se développe surtout entre 11 000 et 7 000 ans B.P. pendant une période d'eustatisme actif. L'extension vers le nord de la forêt équatoriale dense aboutit au développement parallèle des dépôts pélitiques du plateau et organiques des petits fonds. Cette extension de la sédimentation terrigène, ainsi qu'un probable refroidissement des eaux océaniques entraîne un déplacement vers le Nord (Mauritanie) de la sédimentation carbonatée.

L'épisode de 12 000 ans est un événement remarquable de l'histoire sédimentaire de ces plateaux. L'intensification du régime des moussons coïncide avec une réduction d'activité des up-wellings. Le développement intense de la faune à organismes d'eaux chaudes (Amphistégines) est favorisé par la contribution encore réduite des eaux du continent.

BIBLIOGRAPHIE

- BARUSSEAU J.P., DIOP E.S., GIRESSE P., MONTEILLET J., ROCHA C.Y. et SAOS J.L. (1986). Conséquences sédimentologiques de l'évolution climatique récente dans le delta du Saloum (Sénégal). Océanographie tropicale, t. 21 fasc. 1, p. 89-90.
- BARUSSEAU J.P., GIRESSE P., FAURE H., LEZINE A.M. et MASSE J.P. (1987). Marine sedimentary environments on some parts of the tropical and equatorial Atlantic margins of Africa during the late Quaternary. Continental shelf Research, Vol. 8 No. 1, p. 1-21.
- BARBEY C. (1982). Les ergs du Sud-Ouest de la Mauritanie et du Nord du Sénégal. These Doct. es lettres Paris VII.
- DE PLOEY J. (1966-68). Report on the Quaternary of the Western Congo, Palaeoecology of Africa, No. 4, Balkema, p. 65-68.
- DOMAIN F. (1977). Carte sédimentologique du plateau continental Sénégalais. Extension à une partie du plateau continental de la Mauritanie et de la Guinée-Bissau. ORSTOM, Paris, Notice No. 68, 17 p.
- ELOUARD P. (1970). Formations sédimentaires de Mauritanie atlantique. Notice Carte géologique de Mauritanie au 1/1.000.000, 184 p.
- EMERY K.O., MILLIMAN J.D. et UCHUPI E. (1973). Physical properties and suspended matter of surface waters in the Southeastern Atlantic ocean. Journ. sedim. Petrol., vol. 43, No. 3, p. 822-837.
- FAIRBRIDGE R.W. (1977). Global climate change during the 13 500 B.P. Gothenburg geomagnetic excursion. Nature, vol. 265, n°. 5593, p. 430-431.
- GIRESSE P. (1969). Carte sédimentologique des fonds sous-marins du delta de l'Ogooué. Cah. Oceanogr., XXX, 10, p. 965-994.
- GIRESSE P. (1975). Essai de chronométrie de la glauconisation dans le Golfe de Guinée; exemple de vitesse diagénétique au Quaternaire supérieur. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 163-164.
- GIRESSE P. (1980). Carte sédimentologique du plateau continental du Congo. ORSTOM Paris, Notice explicative N°. 85, 3 c. couleur h.t.
- GIRESSE P., BONGO-PASSI G., DELIBRIAS G. et DUPLESSY J.C. (1982). La lithostratigraphie des sédiments hémipélagiques du delta profond du fleuve Congo et ses indications sur les paléoclimats de la fin du Quaternaire. Bull. Soc. Geol. France, (7), t. XXIV, N°.4, p. 803-815.

- GIRESSE P., MALOUNGUILA-NGANGA D. et DELIBRIAS G. (1984). Rythmes de la transgression et de la sédimentation holocène sur les plates-formes sous-marines du sud du Gabon et du Congo. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 299, s. II, n° 7, p. 327-330.
- HEBRARD L. (1978). Contributions à l'étude géologique du Quaternaire du littoral mauritanien entre Nouakchott et Nouadhibou. 18°-21° Latitude Nord. Participation à l'étude des désertifications du Sahara. Doc. hab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 71, 210 p.
- HEEZEN B.C., MENZIES R.J., SCHNEIDER E.D., EWING W.M. et GRANELL N.C.L. (1964). Congo submarine canyon. Bull. Ann. Ass. Petrol. Geol., 48, (7), p. 1126-1149.
- LAGAAIJ R. (1979). Shallow water Bryozoa from Deep-sea sands of the Principe Channel, Gulf of Guinea. In: Living and Fossil Bryozoa, London Academic Press, Larwood G.P. ed.
- MALOUNGUILA-N'GANGA D. (1983). Les environnements sédimentaires des plates-formes du Nord-Congo et du Sud-Gabon au Quaternaire supérieur d'après les données de vibro-carottages. Univ. Paul Sabatier Toulouse, Thèse Doct. 3è cycle, 180 p.
- MARTIN (1973). La carte sédimentologique du plateau continental de Côte d'Ivoire. ORSTOM Paris, Notice explicative n° 48, 3 cartes couleur h.t.
- MASSE J.P. (1968). Contribution à l'étude des sédiments actuels du plateau continental de la région de Dakar (Rep. du Sénégal). Lab. de Geol. Fac. Sci. Univ. Dakar, rap. n° 23, 81 p.
- McMASTER R.L., MILLIMAN J.D. et ASHRAF A. (1971). Continental shelf and upper slope sediments off Portuguese Guinea, Guinea and Sierra-Leone, West Africa. Journ. of Sedim. Petrol., vol. 41, n° 1, p. 150-158.
- MORNER N.A. (1976). Eustasy and geoid changes. Journ. of Geol., 84, p. 123-151.
- PASTOURET L., CHAMLEY H., DELIBRIAS G., DUPLESSY J.C. et THIEDE J. (1978). Late Quaternary climatic changes in Western Tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger delta. Oceanologica Acta, vol. 1, n°2, p. 217-231.
- PEYPOUQUET J.P. (1977). Les ostracodes, indicateurs paléoclimatiques et paléogéographiques du Quaternaire terminal (Holocène) sur le plateau continental sénégalais. In: 6th Intern. Symp. "Ecology and Zoogeogr. of Recent and Fossil Ostracoda", Saafelden (Salzburg), H. Löffler et D.W.W. Jung publ., p. 369-394.
- PINSON-MOUILLOT J. (1980). Les environnements sédimentaires actuels et quaternaires du plateau continental sénégalais (Nord de la presqu'île du Cap-Vert). Thèse Doct. sp., Univ. Bordeaux I, 106 p.
- SARNTHEIN M. et WALGER E. (1974). Der eolische Sandstrom an der W-Sahara var der Atlantikküste. Geol. Rdsch, 63 p. 1065-1087.

- SERVANT M. et SERVANT-VILDARY S. (1980). L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. In: The Sahara and the Nile: quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa". M.A.J. Williams and H. Faure ed., Balkema, Rotterdam, 6, p. 133-162.
- TASTET J.P. (1975). Les mécanismes de la sédimentation littorale pendant le Quaternaire récent en Côte d'Ivoire. IX Congr. Intern. Sédim. Nice, th. 6, p. 199-204.
- VAN BENNEKOM A.J. et BERGER G.W. (1984). Hydrography and silica budget of the Angola Basin. Netherlands Journ. of Sea Research, 17, (2-4), p. 149-200.
- VAN ZINDEREN BAKKER E.M. (1968). Upper Pleistocene and Holocene stratigraphy and ecology on the basis of vegetation changes in sub-Saharan Africa, Background, p. 125-147.
- VAN ZINDEREN BAKKER E.M. (1976). The evolution of Late Quaternary paleoclimate of Southern Africa. Palaeoecology of Africa, vol. 9, p. 1-46.

STRUCTURE REGIONALE DE LA PLATE-FORME ET DE LA PENTE CONTINENTALE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST

S. Konate*/, O. Roussakov**/, V. Starostenko**/

La zone de transition océan-continent de l'Afrique occidentale, du Sénégal à la Sierra Léone, est une marge continentale passive.

Selon la théorie de la tectonique des plaques, un tel type de marge s'est formé par suite de l'extension, de l'amincissement, de la divergence et de l'enfoncement de la lithosphère. Au cours de son évolution, cette marge a donné lieu à d'immenses bassins sédimentaires qui constituent les zones de transition reliant le continent à l'océan. Ces bassins renferment, dans la plupart des cas, d'importantes ressources en hydrocarbures qui se concentrent généralement dans les épaisses couches de dépôts des zones deltaïques ou dans les récifs calcaires.

Les gisements pétroliers des bordures atlantiques de l'Angola et du Brésil sont des exemples de tels pièges naturels comblés par des dépôts sédimentaires.

La prospection des gites pétrolifères nécessite l'étude préalable de la structure profonde de la zone de transition continent-océan par différentes méthodes, dont les méthodes géophysiques sont les principales.

RELIEF DE FOND

En fonction de la direction de la pente continentale, on peut distinguer, dans la marge immergée, trois zones principales. Entre les parallèles 11 et 15 degrés N, elle a une direction pratiquement méridienne. La largeur de la plate-forme qui est délimitée par l'isobathe 200 m varie entre 12 km près de la ville de Dakar et 80 km près des côtes de la Gambie. Ce relief est plat, légèrement ondulé, sans élévations ni dénivellations brusques. La limite ouest de la pente continentale passe à une distance de 120 à 170 km du trait de côte pour donner, à la profondeur de 2 500- 3 000 mètres, le fond de l'océan. La pente continentale est caractérisée par un relief peu accidenté; son inclinaison varie entre 1 et 3 degrés.

*/ GERESCOR (Conakry, Rep. de Guinée)

**/ Inst. de Géophysique, Acad. Sci. de la R.S.S. d'Ukraine (Kiev, URSS)

La différenciation de la pente est insignifiante, on n'observe que des terrasses et des gradins très peu caractérisés. Par contre dans la région de Dakar et en face des fleuves Gambie, Casamance et Jeba, de profonds canyons situés très près de la côte creusent la plate-forme et la pente continentale. Au nord de Dakar, par exemple, la tête du canyon Kayor passe à 2 km seulement de la côte.

A la latitude de la ville de Conakry, la pente continentale est tout d'abord dirigée vers l'est, ensuite vers le sud-est formant ainsi une saillie triangulaire dans la marge continentale de la Guinée-Bissao et de la République de Guinée. Cet ensemble est appelé plateau guinéen (Fig. 1). Sa plus grande extension, en suivant la perpendiculaire au trait de côte, atteint 450 km. Dans les limites du plateau guinéen, la largeur de la plate-forme le long du profil passant par l'embouchure du Rio Compony atteint 200 km.

A la limite de la Guinée-Bissao, on distingue nettement trois étages structuraux: la plate-forme continentale (shelf), la pente supérieure et la pente inférieure. Ces étages sont caractérisés par des angles d'inclinaison dont les valeurs moyennes sont les suivantes: 2 minutes pour la plate-forme, 1 degré pour la pente supérieure, 6 degrés pour la pente inférieure. Par contre, au Nord du 11ème degré de latitude N, la marge continentale redevient progressivement une structure habituelle à deux étages (la plate-forme et la pente monoclinale).

D'après les indices morphologiques et lithologiques, dans les limites de la plate-forme guinéenne, le plateau compte trois zones: la plate-forme intérieure ou banc de sable côtier, la plate-forme moyenne et la plate-forme extérieure.

1. Le Plateau

a) La plate-forme intérieure ou zone côtière du plateau, qui se prolonge jusqu'aux isobathes 15-20 m, est caractérisée par une inclinaison très faible en direction de l'océan (1-3 minutes). On y rencontre beaucoup de plaines faiblement ondulées dont l'altitude varie entre 2 et 3 m. Dans la zone côtière, beaucoup de lits de cours d'eau sous-marins ne sont pas distincts étant donné qu'ils sont ennoyés par des dépôts terrigènes. Les seuls cas d'exception sont les lits des grandes rivières telles que le Jeba, le Compony et le Nuñez. Sur la plate-forme intérieure, les affleurements de roches du fond sont localisés au sud-est et au nord-est. La première concentration se trouve dans la zone de Sainte-Anne (région de Freetown), la deuxième au nord-ouest du cap Verga, sur une grande étendue, qui avoisine les fleuves Nuñez, Compony, Kassiné, Jeba.

b) La plate-forme moyenne délimitée par les isobathes 20-60 mètres, est la plus étendue. Très développée entre le delta de la rivière Jeba et le cap Sierra Léone, elle se présente comme une plaine ondulée, plane par endroits, faiblement inclinée vers l'océan, avec des angles d'inclinaison n'excédant pas 2 minutes. Dans cette plaine, on distingue un grand nombre d'élevations et de dépressions linéaires et isométriques ayant des dimensions variées.

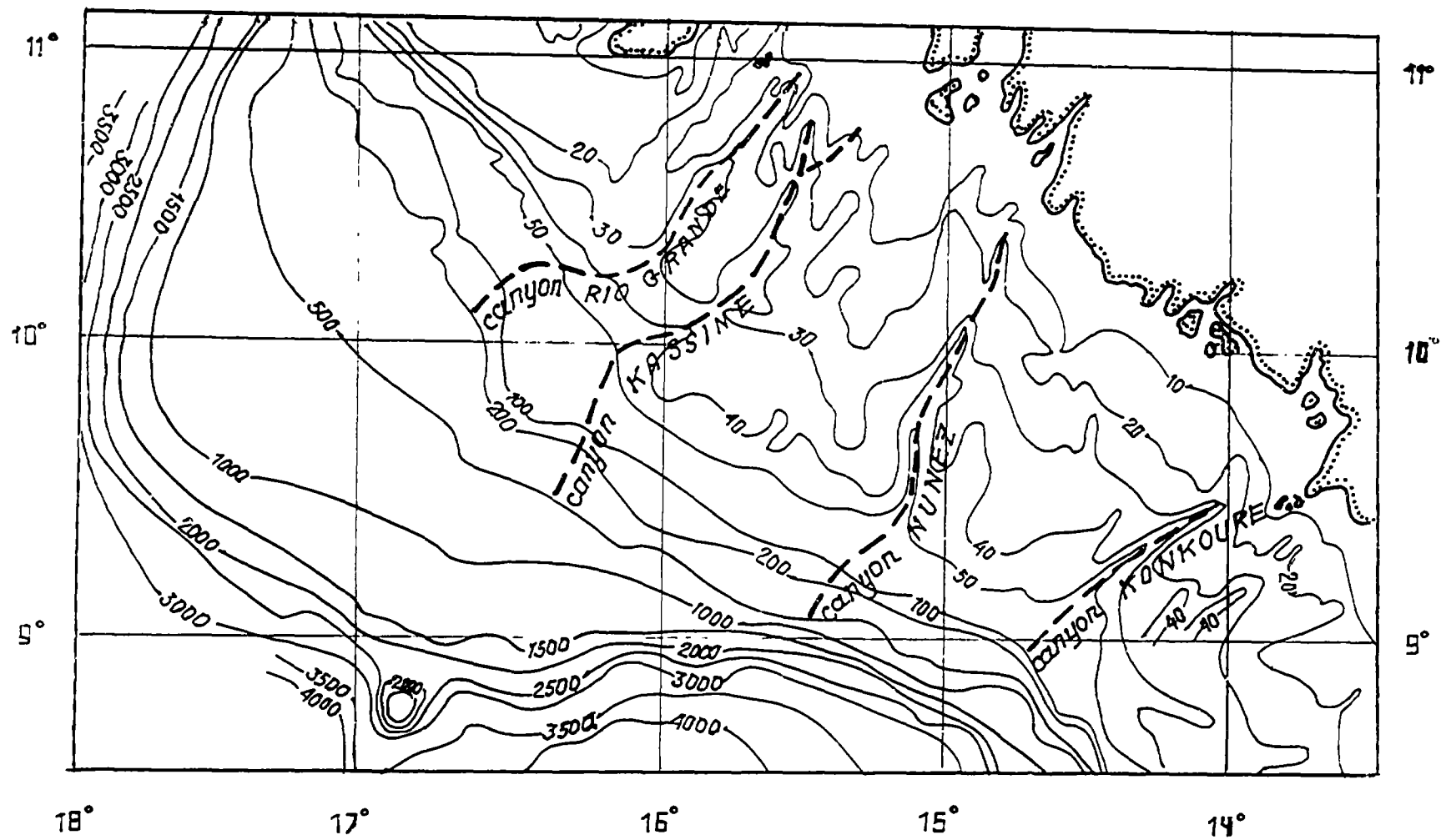


Fig. 1 Carte bathymétrique du plateau guinéen. Travaux de R.K. Grékou et autres, 1985.

Sur toute la longueur de la plate-forme moyenne, les lits anciens des rivières Konkouré, Compony, Nuñez et autres forment des tranchés dont les profondeurs atteignent 35 à 45 m. La direction de ces vallées sous-marines est en général orientée du N-E au S-O. C'est seulement entre la presqu'île du Kaloum et le cap Sierra-Léone qu'il y a une rotation progressive de la direction des vallées de l'ENE vers l'OSO, et au Sud de la vallée Elibuya la direction passe de l'ESE au NNE.

c) La plate-forme externe commence à l'ouest de l'isobathe 60 m. Elle occupe une bande de 20-30 km de large sur la marge continentale, au-delà de laquelle on passe à la pente continentale. La profondeur sous-marine de la plate-forme externe varie du nord au sud de 260 m à la latitude 10 degrés 25 minutes N, à 90 m dans la partie sud.

Aux profondeurs 80-100 m, à proximité des profils, des failles morphologiquement identifiables par une série d'élévations brusques et de dénivellation atteignant 10-15 m, ont été repérées. Il est possible que cet ensemble forme une ceinture bordant toute la plate-forme extérieure.

La zone externe de la plate-forme est une terrasse plus ancienne que les zones littorale et moyenne. En raison de sa courbure elle sert de dépôt aux matériaux terrigènes d'origine continentale.

2. LA PENTE SUPERIEURE (OU INTERNE)

La pente supérieure est une plaine d'accumulation faiblement inclinée vers l'océan (0,5 - 1 degré), située entre les isobathes 150 et 1 300 m. Vers le nord-ouest et le sud-est de la partie la plus large de la marge immergée, la pente supérieure devient plus raide et plus découpée. Les parties extrêmes du plateau se trouvent à différentes profondeurs: dans sa partie la plus large (9 degrés N, 16 degrés 20 minutes W), la pente interne se situe à 1 475 m de profondeur, à la latitude 10 degrés 25 minutes N, elle est à 800 m. Vers l'est, la lisière du plateau s'élève plus rapidement; à la longitude 15 degrés 30 minutes W, sa profondeur est égale à 500 m. Sur la pente supérieure (l'inclinaison de la base étant de l'ordre de 4 degrés), de larges terrasses se rencontrent aux profondeurs 200, 300 et 800 m. Elles sont délimitées par des escarpements faiblement inclinés, dus à des vallées longitudinales de 10 - 15 mètres de profondeur, taillées dans des matériaux alcalins en rapport avec les zones de flexure tectonique, dénotant une discontinuité dans la densité des blocs.

3. LA PENTE INFÉRIEURE (OU EXTERNE)

La pente inférieure est caractérisée par une structure plus complexe que la pente supérieure. Son angle d'inclinaison est en moyenne égal à 5 degrés bien qu'il ne soit pas rare de rencontrer des escarpements allant jusqu'à 5 degrés vers l'extérieur ou l'intérieur. La pente inférieure est fortement découpée par des terrasses, des escarpements, des combes longitudinales et transversales, des chaînes de collines et des dépressions. D'après les indices morphologiques, on y distingue trois secteurs:

a) Le secteur central est caractérisé par une brusque courbure du fond, bien que l'inclinaison ne soit que de 6 degrés 30 minutes. A la profondeur 2 800 - 3 000 m, elle devient faible et forme une petite dépression en forme de chenal. La largeur de cette structure orientée du SE au NO, est d'environ 30 km et son orientation 120 degrés.

b) La marge continentale, dans le secteur nord, fait la transition entre la partie anormale du plateau où la pente continentale se divise en deux et la partie typiquement atlantique où la pente continentale est monoclinale. Cette situation se termine vers le 11ème degré N.

c) La structure de la pente du secteur est, qui englobe l'extrémité sud du plateau guinéen, diffère nettement des autres. En général, la pente a la forme d'un escarpement à latitude constante. L'inclinaison du fond y atteint 14 - 18 degrés. On y remarque une multiplicité de gradins d'environ 8 km de large. Ils sont séparés par des entailles profondes (300 - 400 m) en forme de V qui attestent la présence de séries de failles en escaliers. Ces données permettent de distinguer, le long du flanc sud-ouest du plateau guinéen, une zone de failles que l'on observe, de façon continue, du nord-ouest au sud-est sur une distance supérieure à 450 km. C'est une branche de la faille guinéenne qui a été décelée par Krause à partir des données du levé magnétique. Au sud du plateau guinéen, la largeur de la plate-forme diminue et la pente continentale suit presque parallèlement le trait de côte, à l'exception de la saillie située au voisinage du 7ème degré nord, où commence la zone de failles de la Sierra Léone. La marge continentale entre les 7ème et 9ème degrés N est sillonnée de canyons dont les plus remarquables se trouvent dans la presqu'île de Freetown, dans l'île Sherbro et dans la ville de Monrovia.

DEPOTS SEDIMENTAIRES

En procédant par extrapolation à partir des données des forages effectués sur le continent, on peut estimer que, dans la zone maritime de Dakar, la couche de roche sédimentaire atteint une épaisseur d'environ 15 km. Elle s'est formée au moment de l'enfoncement régional de la marge continentale, de manière continue depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'Eocène supérieur. L'épaisseur de la couverture sédimentaire, confirmée de nos jours par des recherches sismiques, est d'environ 4 km. Au nord du Sénégal, dans la région du fleuve Casamance, on a découvert, sur le plateau continental, des dômes de sel interrompant les dépôts du Crétacé et du tertiaire, dont l'épaisseur totale avoisine les 10 km. L'âge des couches de sel remonte au Trias ou au Jurassique étant donné que la base des amas de sel se situe, dans la plupart des cas, à 2 km en-dessous de la surface des dépôts du Crétacé inférieur.

Sur la marge immergée du Sénégal, grâce à la sismique-réflexion continue (SRC), il est possible de localiser avec certitude la pente continentale ancienne enfouie sous les dépôts sédimentaires. Sur les coupes sismo-acoustiques, elle apparaît nettement comme un horizon de référence que l'on peut suivre à des distances importantes de la côte. Cette séparation acoustique correspond à la discordance régionale indiquant une régression de grande étendue. Elle s'est produite à la limite du Paléogène et du Néogène, ce qui a conduit au lessivage des roches sur la marge continentale de l'Afrique de l'Ouest. L'intensité maximum de formation de la pente continentale du Sénégal date de la période du Crétacé lorsque sa limite extrême se situait plus à l'ouest qu'à l'heure actuelle.

Sur la plate-forme et la pente continentale de la Guinée-Bissau, grâce à des travaux géophysiques et de forage, on a établi l'existence de roches sédimentaires d'une épaisseur de 5,5 km. Les plus anciennes d'entre elles sont des évaporites du Trias ou du Jurassique qui se profilent le long d'une bande d'environ 100 km, dans une direction subméridienne jusqu'à la frontière avec la Guinée. Elles se présentent non seulement sous forme de

couches, mais aussi de dômes. La hauteur des intrusions salines dépasse 8,5 km et leur dimension transversale atteint 15 km. Selon toute vraisemblance, la zone de dépôts salins est continue, du sud du Sénégal au nord de la Guinée, étant donné qu'elle a été découverte dans la province de la Casamance et en Gambie. Leur âge dans toute la marge immergée est la même, c'est à dire qu'il est compris dans l'intervalle allant du Trias au Jurassique.

Les dépôts salins sont recouverts d'argilites calcaires du Jurassique moyen et supérieur, de grès, de calcaire, de dolomites avec des sous-couches d'anhydrites et de gypse dont la quantité et l'épaisseur diminuent au fur et à mesure qu'on avance de la base vers le sommet de la coupe géologique. L'épaisseur totale de ces roches est supérieure à 4 km. Les dépôts plus récents ont une épaisseur d'environ 1,5 km. Il s'agit de couches calcaires, de marnes d'argilites calcaires, d'argiles, de sables, de grès qui traduisent les changements tectoniques et paléo-géographiques dans la formation des dépôts. Sur la marge continentale de la Guinée-Bissau, le développement maximal de la transgression s'est produit, comme au nord, au cours du Crétacé inférieur. Dans cette région, la pente continentale enfouie apparaît nettement sur les enregistrements obtenus par la sismique-réflexion continue; elle se situe dans la partie océanique des îles Bissagos et s'avance vers l'ouest de 10 à 15 km après la période de l'Eocène. Les dépôts tertiaires sont représentés, pour l'essentiel, par des paléodeltas du système de cours d'eau Jeba-Oroubal qui s'est formé au cours de la dernière phase intense de régression lorsque le niveau de l'océan a baissé sensiblement. La méthode de la sismique-réflexion continue a permis de repérer dans cette couche un réseau de canyons entaillant la pente continentale.

La couverture sédimentaire du plateau guinéen a connu un forage de 3,35 km de profondeur, à environ 150 km au sud-ouest de Conakry. Les dépôts les plus anciens du Barrémien, épais de 1,1 km, sont représentés par des faciès continentaux contenant des brèches volcaniques. En dessous se trouve une couche de basalte aptien-albien d'épaisseur 0,67 km, de brèches volcaniques avec des sous-couches d'argilite, de grès et de schistes argileux. Elle est recouverte en grande partie de faciès continentaux de grès, d'argilites, de schistes argileux dont l'épaisseur totale est égale à 1,6 km et dont l'âge varie du Cenomanien au Maestrichtien. Des dépôts marins, dont l'âge varie de l'Eocène au Quaternaire, reposent en discordance stratigraphique sur une surface lessivée du complexe calcaire continental et sont représentés par des carbonates avec accroissement du faciès argileux dans les couches supérieures.

D'après les données de la sismique-réfraction (SR), la base de la couverture sédimentaire est constituée de roches paléozoïques dont l'épaisseur totale atteint 3 km dans la zone littorale guinéenne. Leur âge va de l'Ordovicien au Dévonien.

Parmi elles prédominent les dépôts argilo-gréseux. Cet ensemble de roches sédimentaires repose probablement sur le fond cristallin du Précambrien. En se basant sur l'âge et l'aspect des limites de séparation des coupes sismiques, obtenues en différents endroits de la plate-forme guinéenne, on peut affirmer que les dépôts méso-cénozoïques découverts par forage sont partout présents. De plus, les faciès continentaux du Crétacé inférieur peuvent affleurer à la surface du fond dans les escarpements de la limite occidentale du plateau.

Au nombre des dépôts cénozoïques de la plate-forme guinéenne dont l'épaisseur atteint 2 km dans les dépressions, on note la prédominance des paléo-deltas des vallées anciennes ennoyées des fleuves Jeba, Orango, Nuñez, Konkouré. Dans ces dépôts, d'innombrables structures de glissement sont enregistrées. Au delà de la limite occidentale de la plate-forme, les dépôts deltaïques ne se rencontrent plus.

Au sud du 9^e parallèle, sur la côte de la Sierra Léone, la coupe des dépôts cénozoïques, de 0,5 km d'épaisseur, est constituée par des carbonates, des argiles avec des sous-couches de lignite et de sable.

Dans le proche plateau continental, en raison des glissements sous-marins de terrain, leur épaisseur varie souvent. Dans la marge continentale de la Sierra Léone comprise dans le plateau continental, le système de canyons par lesquels les dépôts cénozoïques sont transportés vers l'océan est très développé. D'après les données de la sismique-réfraction, l'épaisseur de la couverture céno-mésozoïque est supérieure à 3 km. A partir du Miocène, la pente continentale occupe à peu près sa position actuelle.

CHAMP MAGNETIQUE ΔT (Fig. 2):

La marge immergée du Sénégal, de la Guinée-Bissau et de la Gambie a été étudiée grâce à un réseau serré de profils: elle est caractérisée par un champ magnétique voisin du champ normal. Par contre sur le plateau continental, vers le sud-ouest à partir de M'Bour, on observe une ceinture linéaire de 50 km de large où l'intensité du champ ΔT varie dans les limites 100-300 nT. C'est une composante de l'anomalie magnétique de la zone côtière de l'Afrique occidentale. Elle est située à l'ouest du continent, à l'exception de la partie allant du 14^e au 17^e parallèle N. Dans cet intervalle, l'anomalie magnétique de la zone côtière de l'Afrique occidentale s'identifie avec une ceinture étroite en forme d'arc de valeurs positives de ΔT dont l'intensité varie entre 100 et 250 nT, valeurs qu'on retrouve sur le continent. Sur la marge continentale, cette anomalie est traversée à plusieurs reprises par d'autres, qui se profilent le long des parallèles et qui ont des liens avec les zones de failles transversales. En particulier, cela se voit clairement dans la région du 13^e parallèle N.

L'anomalie magnétique de la zone côtière de l'Afrique occidentale est conditionnée par des intrusions en forme de dykes et de sills. L'activité magmatique est probablement en rapport avec le début de la riftogenèse dans la zone tectoniquement affaiblie où existaient des conditions favorables à la création du système de failles anciennes par lesquelles l'intrusion a eu lieu.

Cette anomalie correspond à la limite occidentale de développement des roches de type continental, étant donné qu'elle fait apparaître la première ligne de scission de l'ancien Gondwana. La nature du champ magnétique permet de supposer qu'entre les 10^e et 12^e degrés N, sur la pente continentale (jusqu'à l'isobathe 3,5 km), on trouve une écorce terrestre de type continental.

Le champ magnétique de la marge continentale de l'Afrique occidentale dans les limites de la Guinée et de la Sierra Léone, est mieux étudié dans la région située entre les 17^e et 11^e parallèles Nord. Sur le plateau continental de la Guinée, à l'exception du plan d'eau situé au nord des îles de Loos, on note de très faibles anomalies de ΔT (Fig. 3). Leur

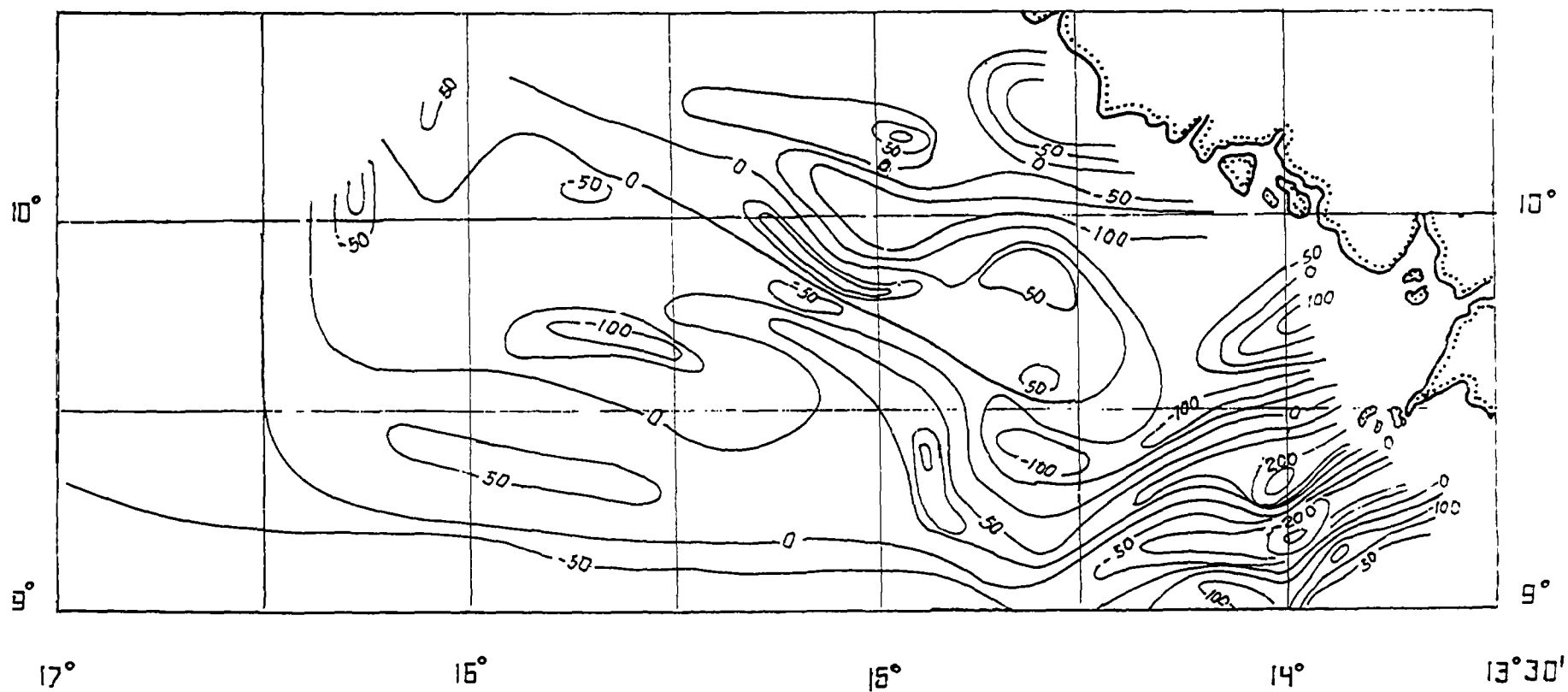


Fig. 2 Carte du champ magnétique ΔT du plateau guinéen.
 Réalisée par V.P. Kobolev et O.M. Roussakov
 (Equidistances: 50, 100, 200, 400 nT)

intensité varie entre -100 et +100 nT bien qu'elles atteignent localement 190 à 200 nT. Dans la partie centrale du plateau continental, on a trouvé un champ voisin du champ normal, où les valeurs de ΔT sont de l'ordre de 50 nT. A l'ouest et au sud de cette zone, prédominent des isolignes étirées souvent en forme d'arc ΔT qui, au plan régional ont une orientation NW parallèle à l'isobathe 50 m, au trait de côte et à la direction des zones de failles du littoral guinéen.

Dans la partie sud-est de la plate-forme continentale, on a décelé des anomalies de direction NE. Le champ y est caractérisé par une mosaïque de figures: zones d'anomalies positives étirées succédant à des bandes de valeurs négatives ΔT . L'amplitude des anomalies magnétiques les plus intenses - positives et négatives - est supérieure à 400 nT et l'intervalle séparant les valeurs extrêmes atteint 950 nT.

La zone étirée dans la direction NE du champ anormal est probablement liée à la faille profonde repérée sur le continent à partir des indices géologiques. Près de la ville de Conakry, à cette faille tectonique correspond une intrusion plutonique stratifiée de roches basiques et ultra-basiques à forte concentration en minéraux ferro-magnétiques.

De la configuration des isolignes ΔT et de l'intensité du champ anormal, on tire la conclusion qu'un massif intrusif de direction SW se situe dans les environs des îles de Loos. Comme en témoigne la forme des isolignes ΔT il apparaît une zone linéaire affaiblie du point de vue tectonique, très favorable à la pénétration du magma. L'extension des isolignes ΔT indique que la source des anomalies correspond à une rupture de la fondation cristalline orientée dans la direction NE. C'est cette faille qui a dû servir de canal d'épanchement au cours du mésozoïque.

Le domaine d'extension de ces formations intrusives sur la plate-forme continentale au SW des îles de Loos, se manifeste sur le relief du fond: en effet du point de vue spatial, il coïncide avec le système de dépressions et d'élévations linéaires dont l'extension peut être mise en corrélation avec les anomalies magnétiques. Cela permet de supposer que le sommet du massif avoisine le fond recouvert par un mince dépôt sédimentaire.

A l'ouest du 15^e degré de longitude W, les caractères du champ magnétique changent brusquement, et accusent un affaiblissement notable.

Du point de vue de l'interprétation qualitative, on peut expliquer la nouvelle structure du champ par un changement des propriétés physiques des roches du socle cristallin. Du point de vue de la géologie régionale, ce changement peut être lié aux limites du domaine d'existence de réactivation de la plate-forme africaine au mésozoïque. Les domaines d'élévation du champ à l'ouest du Cap Verga et de sa forte perturbation au nord-ouest de Freetown, indiquent l'existence probable sur la plate-forme continentale de formations magmatiques à une faible profondeur; elles constitueraient une partie des massifs intrusifs situés respectivement sur le littoral guinéen et dans la presqu'île de Freetown.

Plus à l'ouest de l'île Sherbro, les isolignes ΔT , parallèles à la bordure de la plate-forme, sont traversées par des ceintures d'anomalies magnétiques de signes positifs et négatifs à latitude constante. Leur intensité est supérieure à 250 et 300 nT respectivement. La ceinture anormale, du point de vue spatial, correspond à l'est à la fin de la zone de faille de la Sierra Léone. Elle est probablement provoquée par des

intrusions qui, d'après leur âge et leur origine, sont analogues au massif de Freetown. De plus, ces corps intrusifs se sont formés à une période récente de l'ouverture de l'océan Atlantique dans les limites de la faille tectonique profonde.

La large ceinture d'anomalies magnétiques de direction nord-ouest sur la plate-forme externe de la Sierra Léone peut traduire la limite des roches précambriennes immergées qui, sur le littoral du Libéria entraîne des anomalies allongées conformes à l'orientation nord-ouest des principales structures tectoniques. De même, les anomalies de grande longueur d'onde, parallèles à l'isobathe 200 sur la plate-forme guinéenne peuvent être liées à la base précambrienne.

Dans le domaine de la pente continentale du plateau-limite guinéen, on observe en particulier des anomalies de grande longueur d'onde et de faible amplitude. Entre les isobathes 200 et 1000 m, les isolignes T s'étirent parallèlement à la direction des anomalies magnétiques dans la plate-forme externe, ce qui indique l'existence probable de roches précambriennes.

La zone guinéenne de failles qui délimite le plateau au sud et au sud-ouest apparaît clairement dans le champ magnétique à l'est du 17^e degré de longitude W. Elle se manifeste par une anomalie positive étirée le long des parallèles, dont l'intensité est supérieure à 400 nT. Son grand axe est parallèle à l'isobathe 3500 m. Etant donné que la ceinture des grandes valeurs ΔT se prolonge jusqu'à la partie supérieure de la pente continentale, la zone guinéenne de failles se prolonge jusqu'à la limite de la plate-forme continentale. Il est possible que la formation du complexe de Freetown soit liée à la phase initiale de développement de la zone guinéenne de failles car les anomalies magnétiques provoquées par ces structures géologiques se trouvent sur la même ligne.

La zone des failles de la Sierra Léone est très nette sur la carte du champ magnétique où son extrémité orientale peut être facilement suivie jusqu'à la limite de la plate-forme. Dans la partie étroite de la plate-forme, elle n'a aucune incidence sur la situation géologique étant donné qu'à ce niveau, les structures continentales ne provoquent pas de déplacements latéraux. Pour le moment, il reste à éclaircir dans quel sens se prolonge la zone de faille de la Sierra Léone à l'ouest du 14^e degré de longitude ouest.

Sur la marge continentale de la Guinée et de la Sierra Léone, certaines anomalies magnétiques positives s'expliquent par l'effet de bord qui traduit la différence entre la croûte terrestre de type continental à faible magnétisme et la croûte océanique fortement magnétique. C'est pour cette raison qu'il est possible de prolonger vers le sud, jusqu'au 8^e degré nord, l'anomalie magnétique de la zone côtière de l'Afrique occidentale où se fait le contact entre ces deux types de croûtes.

CHAMP GRAVITATIONNEL (Fig. 3):

Sur le plateau continental de l'Afrique de l'ouest, du Sénégal à la Sierra Léone, on observe une ceinture d'anomalies positives Δg (a.b.) d'intensités différentes, dans la réduction à l'air libre. Vers le nord du 11^e degré et vers le sud du 9^e degré, on a noté des gradients horizontaux élevés d'anomalies du champ gravifique, traduisant les limites du plateau guinéen. Le caractère complexe des anomalies à l'air libre de l'ouest du

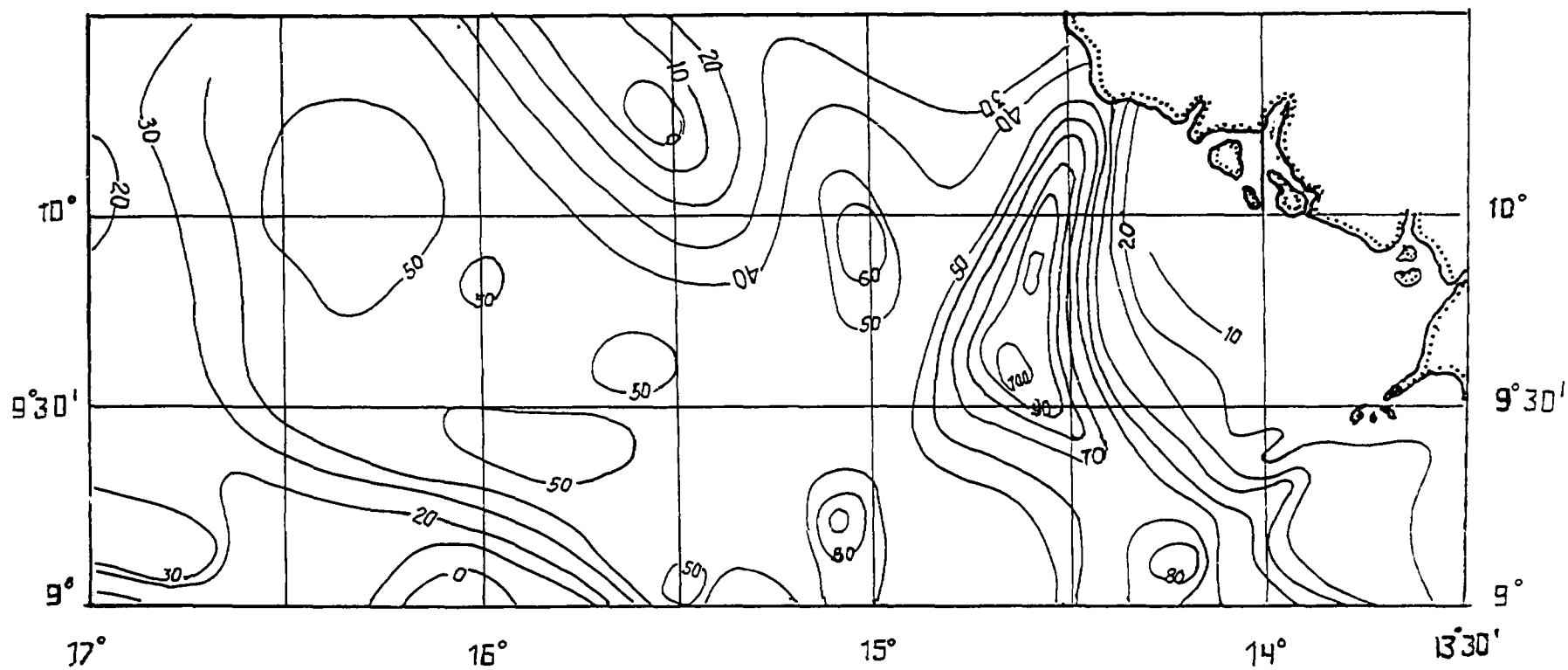


Fig. 3 Carte du champ gravitationnel ΔG (al) du plateau guinéen réalisée par V.B. Kozlenko et O.M. Roussakov.
(Equidistance : 10 mgal)

Cap Verga au sud-ouest de Conakry, et à l'ouest de la ville de Freetown est déterminé par des intrusions de roches basiques dont les effets gravitationnels atteignent 80, 100 et 190 mGal respectivement.

Au delà de la limite de la plate-forme de la Guinée et de la Sierra Léone les isolignes des anomalies à l'air libre forment un gradient qui répète pratiquement les contours du plateau marginal guinéen le long de l'isobathe 3500 m. Vers le nord et le sud de cet isobathe, on voit clairement les principaux éléments du champ gravitationnel caractérisant les marges continentales passives: les gradients horizontaux élevés des anomalies à l'air libre correspondant à la pente continentale, et la ceinture d'anomalies négatives au pied de la pente, suivies d'anomalies positives à son sommet. Par contre, sur la marge continentale de la Guinée-Bissau, la ceinture des valeurs négatives du champ gravifique est plus large que dans la zone de la Sierra Léone, et les valeurs extrêmes Δg (a.l.) sont plus grandes dans le premier cas que dans le second.

L'existence d'un maximum gravitationnel au voisinage de la lisière de la plate-forme et d'un minimum au pied de la pente continentale résulte de l'effet de bord qui traduit le changement de type de croûtes, terrestre/oceanique. Les anomalies linéaires négatives du champ gravitationnel sont très probablement liées, en partie, aux étroites dépressions étirées remplies de dépôts sédimentaires.

Dans les limites du plateau-limite guinéen, les anomalies ont un caractère plus complexe. L'anomalie négative se profilant dans la direction du parallèle, dont l'intensité atteint 43 mGal dans sa limite sud, est située sur la même ligne, a la même forme et la même direction qu'une anomalie située dans la dépression abyssale au voisinage du 20^e degré de longitude W. Les deux anomalies reproduisent la zone guinéenne de failles. Au sud de cette ceinture, on observe une bande d'anomalies positives à caractère local qui indiquent l'existence de montagnes sous-marines génétiquement liées à la zone de failles.

Les anomalies gravifiques du plateau continental de la Guinée sont représentées sur la figure 4, dans la réduction à l'air libre. D'après l'intensité des anomalies et le caractère de la variation du champ, le plan d'eau à étudier peut être scindé en deux domaines distincts dont la limite passe le long du 15^e degré de longitude ouest. Dans la partie orientale, l'élément dominant du champ est la bande de concentration des isolignes qui se profilent dans le sens méridien, du cap Verga jusqu'à la latitude 9 degrés 30 minutes N, où sa direction devient SE. Dans les limites de cette bande, on observe trois ceintures dont la direction et la valeur des anomalies gravitationnelles diffèrent: la première est caractérisée par une orientation méridienne, la deuxième par une orientation SE et enfin la troisième NW; les valeurs des anomalies atteignent respectivement 100, 80 et 50 mGal.

Nul doute que la partie orientale du champ gravifique limite l'énorme massif intrusif de composition basique qui correspond à l'étape mésozoïque de développement du magmatisme trapéen de la synclise de Bové.

En se basant sur le caractère des anomalies Δg (a.l.) on peut considérer que les prolongements sous-marins des intrusions de la presqu'île du Kaloum et du Cap Verga forment sur la plate-forme un champ unique qui rappelle le magmatisme trapéen.

Dans la partie occidentale, la structure du champ de pesanteur devient tout à fait différente. Une grande partie de ce plan d'eau est situé à l'intérieur du domaine caractérisé par un champ gravitationnel quasi-homogène (40-50 mGal).

On voit apparaître sur ce fond une série de pics localisés, pour la plupart isométriques, et limités par l'isoligne 50 mGal.

A la croisée des deux domaines, on rencontre deux anomalies dirigées dans le sens méridien, dont les maxima sont supérieurs à 60 et 70 mGal.

Au-delà du domaine d'existence du champ Δg (a.l.) limité par l'isoligne 40 mG, l'intensité du champ diminue continuellement. Cette diminution de Δg (a.l.) observée du côté de l'océan a un caractère régional et indique la transition du plateau guinéen à la dépression abyssale.

RECONSTITUTION DU GONDWANA

Lors de la formation du super-continent Gondwana, à partir du carbonifère, l'Afrique occidentale a connu un soulèvement général. Les mouvements ascendants ont été accompagnés d'une rupture entre le socle et la couverture de la plate-forme, et par l'intrusion entre eux de dykes et de strates. Les ruptures de la lithosphère et l'intense activité magmatique sont les signes précurseurs du développement du rift atlantique. La ligne d'ouverture initiale de l'Atlantique a été déterminée par la direction des structures géologiques déjà existantes et par celle des zones de grande perméabilité. Cela est très net dans les plans d'eau du Sénégal, de la Guinée-Bissau et de la Sierra Léone où la marge immergée s'est formée par une succession de soulèvements et d'abaissements dans une zone presque parallèle à la ceinture de plissements mauritaniens-sénégalais, d'âge cambrien-paléozoïque, qui va du Libéria jusqu'au sud du Maroc. Bien que la situation géologique à la lisière de la Guinée soit rendue complexe par l'existence du plateau-limite guinéen, on peut repérer, à l'aide de données géophysiques, la bande la riftogénèse initiale. Du point de vue spatial, la bande coïncide avec la limite occidentale de développement des intrusions basiques de la synclise de Bové sur la plate-forme guinéenne où elle se prolonge dans la direction nord-ouest, parallèlement à la ceinture mauritanienne-sénégalaise.

Cette limite structurale a entraîné l'interaction du mouvement dans la direction du parallèle le long de la zone guinéenne de failles qui limite le plateau au sud. L'extrémité nord du plateau-limite guinéen est le prolongement sous-marin de la lisière nord-ouest de la plate-forme paléozoïque relativement plus stable. Comme nous l'avons déjà signalé, l'indicateur de la limite initiale continent-océan de la Mauritanie à la Sierra Léone est l'anomalie magnétique de la zone côtière Ouest-Africaine, localisée par analogie avec l'anomalie magnétique de la zone côtière orientale (qui retrace la position du contact des deux types de croûtes terrestre et océanique le long de l'Amérique du Nord). En juxtaposant ces anomalies magnétiques conjuguées, Roussel et Liger ont réalisé leur reconstitution du Gondwana qui embrasse le territoire actuel de l'Amérique du Sud et la partie Nord de l'Afrique occidentale.

Dans cette reconstitution, on a rétabli les liens structuraux initiaux qui ont été rompus au cours de la scission du Gondwana. Par exemple, le bassin paléozoïque guinéen se trouvait à côté de la plate-forme

paléozoïque de la Floride, le plateau-limite guinéen était joint à celui de Blake, le massif des Réghibats concorde avec la baie de Chesapeake.

La connaissance de la configuration des continents avant la dérive a une grande importance sur le plan pratique dans les prévisions de prospection des minéraux utiles. Sur ce plan, on peut citer beaucoup d'exemples.

Il existe des données sûres attestant que les zones diamantifères de la Guyane (Amérique du Sud) et de la Sierra Léone (Afrique de l'Ouest) se sont formées dans les mêmes conditions naturelles. L'analyse des données sismiques, comparées aux données des forages effectués par les chercheurs américains dans l'étude du plateau de Blake, a permis à A.Y. Youkov de déterminer la nature de quelques limites de séparation acoustiques du plateau-limite guinéen. Cette première expérience d'une analyse comparée de la structure de la couverture sédimentaire de deux formations situées de part et d'autre de l'Atlantique (Amérique et Afrique), permet de supposer qu'en s'intéressant aux données géologiques et géophysiques relatives au plateau de Blake, on peut en tirer une aide appréciable dans l'estimation des perspectives de trouver du pétrole ou du gaz dans le plateau-limite guinéen.

BIBLIOGRAPHIE

- AUME J.M. (1965). The Senegal salt basin. On salt basins around Africa. Inst. Petroleum. London 83-90.
- DILLON W.P., SOUGY J.M.A. (1974). Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. In A. & M. Nairn and F.G. Stenli (Eds): The Ocean Basins and margins. Vol. 2. The North Atlantic. Plenum Press. London and New York, pp. 315-390.
- EMERY K.O., UCHUPI E., PHILLIPS J., BOWIN C., MASCLE J. (1975). Continental margin of Western Africa: Angola to Sierra Leone. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull 59, 2209-2265.
- GREKU P.X., NASIROV A.Y., MITSTCHUK I.T., FEDOROV V.N., GOUREVA T.B. (1985). The relief and tectonics of the continental margin of Guinea. Geol. journal. Kiev, V 45, No. 2, 36-43. (In Russian).
- JONES E.J.W., Mgbatogu C.C.S. (1982). The structure and evolution of the West African Continental margin of Guinea Bissau, Guinea and Sierra Leone. In Sewetton R.A. and Talwani M. (Eds): The ocean Floor. John Wiley and Sons Ltd. pp. 167-202.
- MCMASTER R.L., BOER J., AKRAF A. (1970). Magnetic and Seismic Reflection Studies on Continental Shelf of Portuguese Guinea, Guinea and Sierra Leone, West Africa. Am. Ass. Pet. Geol. Bull. 54, 158-167.
- ROUSSEL J., LIGER J.L. (1983). A review of Deep Structure and Ocean-continental Transition in the Senegal Basin (West Africa): Tectonophysics, 103-211.
- SHERIDAN R.E., HOUTZ R.E., DRAKE C.L., EWING M. (1969). Structure of Continental margin of Sierra Leone, West Africa. J. Geophys. Res., 74, 2512-2530.
- SPENGLER A. DE., CASTALAIN J., CAUVIN J., LEROY U. (1966). Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal. In: Bassins sédimentaires du littoral africain. Ass. Ser. Geo. Afr., 80-94.
- SYRSKY V.N., NUBARYAN Y.A., KOBZAR V.M., MALANOVA G.P. (1980). Structural features of the underwater margin of Guinea. Marine Hydrophysical Research (Complex Research in the Atlantic Ocean, No. 2 (89). Sebastopol, 61-67).
- SYRSKY V.H., Bah M.O. (1986). Relief et géomorphologie du plateau guinéen. Compte rendu annuel du CERESCOR.
- UCHUPI E., EMERY K.O., BOWIN C., PHILLIPS J.P. (1976). Continental margin of Western Africa: Senegal to Portugal. Am. Ass. Pet. Geol. Bull. 60, 809-878.

RAPPORTS DE L'UNESCO SUR LES SCIENCES DE LA MER

N°	Année	N°	Année
24 Les lagunes côtières de la Méditerranée du Sud (Algérie, Égypte, Libye, Maroc, Tunisie). Description et bibliographie Publié en arabe, anglais, et français	1985	43 Quaternary coastal geology of West Africa and South America Papers prepared for the INQUA-ASEQUA Symposium in Dakar, April 1986 Publié en anglais seulement	1987
35 Physical oceanography of the Eastern Mediterranean (POEM): A Research Programme Reports of the Organizing Committee Meeting, Paris, August 1984, and the Scientific Workshop, Lucerne, October 1984 Publié en anglais seulement	1985	44 Physical oceanography of the Eastern Mediterranean (POEM). Initial Results Unesco/IOC First POEM Scientific Workshop Erdemli, Turkey 16-20 June 1986 Publié en anglais seulement	1987
36 Méthodologie d'étude des lagunes côtières Résultats d'un atelier régional réuni à Abidjan du 6 au 11 mai 1985 Publié en français seulement	1986	45 Marine science teaching and training at first degree (undergraduate) level. Recommended guidelines from a Unesco workshop on university curricula Paris, November 1986 Publié en anglais, arabe, chinois, français, russe et espagnol	1987
37 Principles of Geological Mapping of Marine Sediments (with special reference to the African continental margin) Publié en anglais et en russe	1986	46 Comparison between Atlantic and Pacific tropical marine coastal ecosystems: community structure, ecological processes, and productivity. Results and scientific papers of a Unesco COMAR workshop University of the South Pacific, Suva, Fiji, 24-29 March 1986 Publié en anglais seulement	1987
38 Marine Sciences in CMEA countries Programme and results of co operation Publié en anglais et en russe	1986	47 Temperate coastal systems of Latin America. Report on meeting on COSALC Pilot Project No. VII, November 1986 Publié seulement en espagnol	1987
39 Les sciences de la mer dans les universités arabes Réunion d'experts tenue à la station marine d'Aqaba (Jordanie) en décembre 1985 Publié en anglais, arabe et français	1986	48 Coastal marine ecosystems of Africa Objectives and strategy of the COMARAF Regional Project Publié en anglais seulement	1988
40 Human induced damage to coral reefs Results of a regional Unesco (COMAR) workshop with advanced training Diponegoro University, Jepara and National Institute of Oceanology Jakarta, Indonesia May 1985 Publié en anglais seulement	1986	49 Eutrophication in the Mediterranean Sea. Receiving capacity and monitoring of long term effects Report and Proceedings of a Scientific Workshop Bologna, Italy, 2-6 March 1987 Publié en anglais seulement	1988
41 Caribbean coastal marine productivity Results of a Planning Workshop at Discovery Bay Marine Laboratory, University of the West Indies Jamaica, November, 1985 Publié en anglais seulement	1986		
42 The application of digital remote sensing techniques in coral reef, oceanographic and estuarine studies Report on a regional Unesco COMAR GBRMPA Workshop Townsville, Australia August 1985 Publié en anglais seulement	1986		

RAPPORTS DE L'UNESCO SUR LES SCIENCES DE LA MER

Titres des numéros épuisés

N°	Année	N°	Année
3 Benthic ecology and sedimentation of the south Atlantic continental platform Report of the seminar organized by Unesco in Montevideo, Uruguay, 9-12 May 1978	1979	13 Seminario Latinoamericano sobre Enseñanza de la Oceanografía Informe final del Seminario organizado por la Unesco en São Paulo, Brasil, 17-20 de noviembre de 1978	1981
7 Les écosystèmes côtiers de la Méditerranée du Sud, lagunes, deltas, marais maritimes Rapport d'une réunion d'experts, Tunis, 25-27 septembre 1978	1979	16 Marine and coastal processes in the Pacific: ecological aspects of coastal zone management Report of a Unesco seminar held at Motupore Island Research Centre, University of Papua New Guinea, 12-17 July 1980	1981
11 Programa de plancton para el Pacífico Oriental Informe final del Seminario-Taller realizado en el Instituto del Mar del Perú, El Callao, Perú, 8-11 septiembre 1980	1981	17 Les écosystèmes côtiers de l'Afrique de l'Ouest lagunes, estuaires et mangroves Rapport d'un atelier, Dakar, 11-15 juin 1979	1981
12 Geología y geoquímica del margen continental del Atlántico Sudoccidental Informe final del Taller de Trabajo organizado por la Unesco en Montevideo Uruguay, 2-4 décembre de 1980	1981		