

N° d'Enregistrement
au CNRS : A.O.4911

T H E S E
présentée

A L'UNIVERSITE DE PARIS VI

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ES - SCIENCES NATURELLES

par

Jean Pierre C A R B O N N E L

LE QUATERNAIRE CAMBODGIEN
Structure et stratigraphie.

Soutenu le

1970 devant la Commission d'Examen

<i>jury :</i>	M.M.	L. GLANGEAUD	}	Président	
		R. FURON		}	Examineurs
		H. FAURE			
		E. SAURIN		Rapporteur	

O.R.S.T.O.M. *Editeur*

PARIS

1970



à *Roseline*

REMERCIEMENTS

Je dois tout d'abord exprimer ma profonde reconnaissance à Monsieur le professeur L. GLANGEAUD pour avoir accepté de me prendre dans son laboratoire après un 3ème Cycle de Géologie sous-marine fait sous la direction de J. BOURCART, M. GLANGEAUD, par le soutien qu'il a toujours apporté à mes programmes de recherche, a contribué à me donner la confiance en soi qui est le ferment le plus sûr pour une recherche dynamique. Qu'il me permette, ici, de l'en remercier très respectueusement.

Monsieur le professeur E. SAURIN, par sa connaissance unique de la géologie indochinoise, m'a apporté la base même de mes travaux asiatiques, et les liens qui se sont développés au cours de tournées communes au Cambodge et au Sud Viet Nam, sont parmi les plus profonds que j'ai noués. Je lui dois en partie l'amour d'un pays qui est un des plus attachants qui soit.

Monsieur le professeur R. FURON, à la porte duquel on peut toujours frapper, a été pour moi l'infatigable conseiller, riche d'expériences vécues, qui a su, avec cet esprit critique et frondeur qui le caractérise, me donner le sens du concret et du travail méthodique. Qu'il trouve, ici, l'hommage de ma gratitude.

Monsieur le professeur H. FAURE a le rôle ingrat du quatrième membre de mon jury ; bien que cette thèse soit éloignée de ses préoccupations africaines, il a accepté de la lire, de l'annoter avec précision. Il a été pour moi l'élément modérateur de mon zèle et de mes sautes d'humeur ; je le prie de trouver, ici, l'expression de mes remerciements.

J'ai un devoir envers l'ORSTOM, celui de le remercier d'avoir pris à son entière charge ma deuxième mission au Cambodge et une grande partie de son dépouillement. C'est grâce à la compréhension de Monsieur CAMUS, Directeur Général et de Monsieur SEVERAC, Secrétaire Général de cet organisme que cette étroite collaboration a pu s'établir. Qu'ils trouvent, ici, l'expression de ma reconnaissance.

Depuis mars 1970, trop de changements politiques sont intervenus au Cambodge pour que je me permette de citer quelque nom que ce soit. Ils sont pourtant très nombreux les noms qui me viennent à l'esprit et pour lesquels je garde un souvenir ému. Mais qu'importe les noms, mes quatre ans de vie cambodgienne m'ont appris à aimer et à respecter un pays et un peuple.

Cette âme d'un peuple qu'on ressent au Cambodge peut-être plus que partout ailleurs en Asie, a été pour moi un enrichissement profond et de cela je remercie le peuple qui vit là-bas un tournant de sa destinée.

PLAN

LE QUATERNAIRE CAMBODGIEN

Structure et stratigraphie

Remerciements	p.	3
Avant-Propos	p.	9
Introduction	p.	13

Première Partie

LE CADRE STRUCTURAL	p.	17
Structure de l'Indochine méridionale	p.	21
Structure du delta du Mékong	p.	23
Structure du Cambodge médian	p.	27
Géochronologie des roches magmatiques	p.	35

Deuxième Partie

GEOLOGIE REGIONALE	p.	43
Le massif des Cardamomes	p.	45
Le Cambodge karstique	p.	59
La cuvette du Grand Lac	p.	77
Le Cambodge central	p.	103
Les Bas-Plateaux basaltiques	p.	113

Troisième partie

QUATERNAIRE CAMBODGIEN	p.	131
Les terrasses fluviatiles	p.	133
Le Quaternaire marin	p.	187
Le volcanisme	p.	197
La préhistoire	p.	223
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	p.	239
ANNEXES	p.	249
BIBLIOGRAPHIE	p.	277

COLLABORATION TECHNIQUE

Au cours de ce travail, j'ai été amené à collaborer avec un certain nombre de laboratoires spécialisés.

GEOCHRONOLOGIE :

L'ensemble des datations par C_{14} a été effectué au centre des faibles radioactivités de Gif-sur-Yvette, par Madame G. DELIBRIAS.

L'équipe de M. PELLAS et plus particulièrement G. POUPEAU a bien voulu appliquer aux zircons des basaltes indochinois la méthode nouvelle en France, des traces de fission de l'Uranium et ainsi contribuer aux premiers jalons de la chronologie absolue du Quaternaire de la région.

M. BOBIER a mesuré le paléomagnétisme des échantillons de basaltes cambodgiens et particulièrement ceux du massif des Cardamomes dont c'est le premier et seul essai de datation.

ANALYSES CHIMIQUES :

C'est le laboratoire de Spectrographie de l'ORSTOM dirigé par M. PINTA qui a effectué les analyses de roches.

Le laboratoire de chimie de l'Institut Pasteur de Phnom Penh a contribué à l'exécution d'un certain nombre d'analyses.

ARGILES :

Madame PERSEIL (Minéralogie du Muséum National d'Histoire Naturelle) a déterminé certaines argiles par spectrographie infra-rouge ; les autres furent déterminées classiquement par le laboratoire de sédimentologie d'Orsay et par M. MELIERES du laboratoire de Géodynamique de Paris.

MINERAUX LOURDS :

Mademoiselle S. DUPLAIX et ses collaborateurs ont déterminé toutes les fractions lourdes dont il est fait état dans ce travail.

DETERMINATIONS PALEONTOLOGIQUES :

La faune de Vertébrés du Phnom Loang a été déterminée , dans un premier temps par Monsieur le Professeur GUTH de l'Université de Poitiers. L'ensemble de cette belle faune est en cours d'étude approfondie par M. BEDEN, du même laboratoire.

C'est à Monsieur le Professeur E. SAURIN que nous devons la détermination des faunes d'Invertébrés (Gastéropodes et Lamellibranches) ; M. CHEVALLIER, de l'Institut de Paléontologie de Paris a déterminé les coraux associés au gisement de Loang.

PREHISTOIRE :

M. BIBERSON de l'Institut de Paléontologie humaine a bien voulu nous aider pour la description de l'Industrie osseuse paléolithique du Loangien.

Le chapitre "Préhistoire" a été relu et corrigé par Mme. C. ROUBET.

CALCUL ELECTRONIQUE :

L'ensemble des normes et paramètres des roches magmatiques a été calculé sur IBM 360 au CIRCE d'Orsay avec l'aide de Mme C. GAVEN, attaché de recherche.

DIVERS :

Les planches dessinées ont été faites au Service Hydrologique de l'ORSTOM sous la direction de M. GROTARD.

Les plaques minces ont été réalisées au laboratoire de Géodynamique de Paris par M. G.ROUGET.

C'est grâce au soutien de l'ensemble de ces laboratoires si ce travail a pu être mené à bien ; je tiens à remercier toutes les personnes nommées pour leur aide et bien souvent leurs conseils éclairés. Je tiens à associer à ces remerciements le personnel cambodgien dont l'aide sur le terrain m'a été si précieuse.

AVANT - PROPOS

Ce travail a été effectué au Cambodge au cours de deux missions de deux ans chacune, 1962-63 et 1966-67. La première, dans le cadre de la Coopération Technique Française, a eu pour objet essentiel l'étude hydrologique et sédimentaire du Grand Lac en vue de l'éventuelle implantation d'un barrage sur son effluent, le Tonlé Sap. Cette étude rentrait dans le programme général de l'aménagement du Mékong inférieur (Comité du Mékong, ECAFE, Bangkok) et était jumelée d'une étude ichthyologique du Grand Lac effectuée par le Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris. Au cours de cette mission, outre cette étude, j'ai commencé un certain nombre de travaux de terrain sur le Quaternaire grâce au concours de Monsieur le Professeur E. SAURIN qui m'a initié à la géologie indochinoise.

La seconde mission a été entreprise avec le concours de l'ORSTOM et du CNRS. Son objet était double : d'une part, établir un premier bilan de l'érosion chimique dans la cuvette centrale cambodgienne, bilan qui devait compléter les résultats de la première mission ; d'autre part, poursuivre l'étude du Quaternaire cambodgien.

L'aide financière qui nous a été accordée au cours de notre première mission était à l'échelle du problème posé ; le soutien matériel de la seconde (entièrement pris en charge par l'ORSTOM) a été plus restreint. En particulier l'absence de voiture tous terrains a limité notre exploration dans les zones nord et est du pays. Nous tenons cependant à exprimer ici toute notre gratitude à Monsieur CAMUS, Directeur Général de l'ORSTOM pour le soutien de cet organisme à notre mission qui sans lui n'aurait pu se faire.

Aux limitations dues au caractère non officiel de notre seconde mission et à nos possibilités matérielles de déplacement, se sont ajoutées des limitations d'ordre politique dues à la guerre du Viet Nam. Nous n'avons pu étendre nos observations à certaines zones du territoire cambodgien considérées comme dangereuses pour les étrangers : province d'Odar Meanchey, au nord du Grand Lac, provinces de Mondolkiri et de Ratanakiri à l'est du Mékong ; une première tournée nord-sud de la chaîne des Cardamomes n'a pu être complétée l'année suivante (1967) d'une seconde tournée qui aurait permis d'explorer plus efficacement des régions repérées lors de la première. Enfin le Sud Viet Nam, que nous avons pu traverser en 1963, nous a été interdit lors de notre seconde mission.

Ainsi nous avons dû restreindre notre aire de travail au Cambodge central et occidental, limité à l'Est par le Mékong et au Nord par la route de Siem Reap à Battambang. Une mission de trois semaines en Thaïlande a permis d'étudier quelques coupes quaternaires sur le plateau de Khorat ainsi que les zones des bassins tertiaires de la frontière birmane.

C'est pourquoi notre travail est essentiellement stratigraphique et structural et qu'aucune cartographie n'a pu être effectuée. Notre but a été d'extraire de l'ensemble de nos observations une vue aussi synthétique que possible sur le Quaternaire Cambodgien, en ne nous cachant pas combien un tel essai de synthèse est précaire et provisoire.

Ce mémoire se présente de la façon suivante :

- 1) Un rapide exposé du cadre structural de notre domaine d'étude faisant la synthèse des données actuellement connues. Nous proposons un schéma structural original dont nous présenterons l'ensemble des justifications dans la suite du mémoire.
- 2) Une étude régionale du Quaternaire cambodgien, structurale et stratigraphique, fondée sur une division naturelle du terrain et sur la spécificité des phénomènes quaternaires (domaine karstique par exemple).
- 3) Une étude générale du Quaternaire qui déborde le cadre régional : terrasses fluviales, préhistoire...

Malgré ce plan cohérent, il pourra paraître, à la lecture, mal équilibré, certains chapitres étant beaucoup plus importants que d'autres alors même que leurs objets sont comparables. Un certain nombre de raisons est la cause de cet état de faits :

- le découpage géographique que nous avons adopté, nous est imposé par les réalités géologiques ;
- pour chaque région la totalité des données analytiques disponibles est fonction de son intérêt économique ou humain (c'est le cas pour la densité des sondages dans une région donnée) et de ses possibilités d'accès (le massif des Cardamomes par exemple est particulièrement isolé et nous n'avons pu y effectuer qu'une seule tournée).

Cette thèse étant le premier document de ce genre pour la région, il nous a paru plus important de réunir le maximum de données disponibles au risque de donner trop d'importance à certains aspects du Quaternaire (morphologie, karst) par rapport à d'autres (quaternaire marin, basaltes) pour lesquels les documents sont moins abondants ou plus disparates.

Une bonne partie de ce mémoire a déjà fait l'objet de publications soit de détail soit de synthèses partielles, que nous reprenons en général dans leur totalité.

Un certain esprit a présidé à la rédaction :

- C'est tout d'abord une présentation qui s'attache à proposer les données analytiques significatives en éliminant les détails non directement utilisables parce que partiels ou sans possibilité actuelle de lien avec la synthèse proposée.

- L'analyse des faits de terrain s'est effectuée en fonction de deux critères méthodologiques importants :

- . l'exploitation maximale au point de vue de l'interprétation géologique des techniques d'analyse classiques ; c'est ainsi que nous avons voulu présenter une interprétation, rarement faite, de l'étude des minéraux lourds, par rapport au problème de l'altération climatique (voir III, 1, terrasse de Talat).
- . la recherche de moyens d'approche nouveaux pour des problèmes courants. Ainsi l'utilisation de la géochronologie des roches magmatiques de l'Asie du S-E comme outil pour la connaissance de sa structure géologique. De même l'utilisation des traces de fission de l'U pour la datation des roches magmatiques basiques récentes et celle de la spectrographie infra-rouge pour la détermination des argiles.

Enfin nous avons tenté d'éviter de tomber dans le piège des corrélations à longues distances considérant que pour le premier essai de synthèse sur le quaternaire cambodgien il était préférable de présenter des faits indiscutables ou tout du moins bien définis dans leur relativité plutôt qu'un schéma général cohérent qui aurait la prétention d'être utilisable pour l'Asie. Trop peu de travaux ont été réalisés dans cette partie du monde pour qu'on puisse espérer avoir déjà l'ensemble des clefs nécessaires à cette synthèse.

INTRODUCTION

Ce travail se propose deux buts complémentaires :

- établir un schéma structural du Cambodge et plus généralement de la partie méridionale de la Péninsule Indochinoise,
- définir une stratigraphie cohérente des formations quaternaires de cette région;

le premier point devant servir à expliquer et illustrer le second.

Au cours de ce mémoire nous serons amené à utiliser des termes, des notions propres à la géographie et à la géologie de cette partie de l'Asie du Sud-Est. Pour des raisons de clarté et pour ne pas encombrer notre texte de notes, nous renvoyons le lecteur aux ouvrages généraux antérieurs.

Pour la Géologie, les deux ouvrages de base restent :

- le mémoire de GUBLER (1935) qui a étudié le Cambodge occidental, à l'ouest du Mékong et du Grand Lac,
- la thèse de E. SAURIN (1935) qui a levé les cartes à 1/500 000ème situées à l'est du Mékong.

Pour la partie du Cambodge comprise entre le Grand Lac et le Mékong on ne possède pas d'ouvrage spécifique ; cette zone fut levée par BONELLI, mais ce dernier ne publia rien. Ses conclusions figurent dans les notices des feuilles de Khong et Saïgon et dans les synthèses de J. FROMAGET (1941).

La région que nous avons particulièrement étudiée intéresse les feuilles suivantes de la carte géologique à 1/500 000ème de l'Indochine :

SAIGON	(E et W)	n° 17
BANG KOK		n° 13
PAK NAM		n° 16
KHONG	(E et W)	n° 14

La réimpression de ces cartes en 1962 et les compléments aux notices antérieures, donnent une bonne synthèse de ce que l'on savait à cette date, de la géologie de la région.

Au point de vue géographique, il n'y a pas d'ouvrage général sur le Cambodge à part celui de TAN KIM HUON (1963) qui est un manuel scolaire.

On trouvera des renseignements très intéressants dans J. DELVERT (1961) pour le Cambodge médian ainsi que dans les monographies de province datant pour la plupart du début du siècle. Nous en donnons la liste dans la bibliographie. Les deux ouvrages de J. GUBLER et de E. SAURIN fournissent de même d'excellents renseignements géographiques.

Les cartes topographiques à notre disposition ont été les suivantes :

- 1/400 000ème Cartes routières de l'Indochine, IGN 1950 ;
- 1/250 000ème Indochina and Thailand. Service géographique des FARK, 1961;
- 1/100 000ème Cartes de l'Indochine. Service géographique de l'Indochine, 1915, partiellement remises à jour en 1952;
- 1/ 50 000ème Cambodia. U.S.Army map service, Far East, 1963.

De cette dernière carte, à l'époque non commercialisée, nous n'avons pu obtenir que certaines zones (centre du massif des Cardamomes, région des Bas-Plateaux).

Enfin, les photos aériennes à 1/40 000ème ont pu être utilisées principalement pour les Cardamomes centrales.

A part pour les cartes à 1/50 000ème, la qualité des documents sur lesquels nous avons travaillé, a été en général, très médiocre.

La carte géologique à 1/200 000ème en cours d'élaboration par le BRGM pour le compte du Ministère des Affaires Etrangères, n'a pas été utilisée dans ce travail, à part pour certaines régions déjà terminées en 1969.

Au cours du texte, nous avons été contraints de citer les anciennes divisions territoriales de l'ex-Indochine ; nous les avons conservées toutes les fois qu'elles étaient plus pratiques et surtout plus faciles à localiser que des noms de villes. La plupart du temps, nous avons de même conservé l'ancienne orthographe des noms de lieux. Par exemple, nous écrivons Donnaï plutôt que Dong Nai, Pursat plutôt que Pouthisat, ceci uniquement pour que le lecteur puisse retrouver plus facilement leur localisation sur les cartes à sa disposition.

Pour les noms cambodgiens il n'existe pas encore de translittération officiellement pratiquée entre kmer et français, alors que pour le vietnamien cette translittération existe depuis très longtemps mais l'abondance des accents, tirets, points ajoutés à notre alphabet, empêche son utilisation avec nos moyens de reproduction normaux.

Le terme Cambodge occidental comprend tout l'Ouest cambodgien jusqu'au Grand Lac et au Bassac, il déborde vers l'Est le massif des Cardamomes.

Le Cambodge médian comprend la Cuvette du Grand Lac et le Cambodge Central centré sur Phnom Penh.

Le Cambodge oriental est la région située à l'est du Mékong jusqu'à la frontière vietnamienne.

La zone comprise entre le Grand Lac et le Mékong limitée au Nord par la Chaîné des Dangreks sera appelée ici "môle cambodgien" sans lui at-

tacher le sens structural que lui donne E. SAURIN qui l'emploie pour désigner la partie cristalline du socle (région nord occidentale de Païlin et ses prolongements en Thaïlande).

TOPONYMIE SOMMAIRE

<i>Andong</i>	puits
<i>Anlong</i>	dépression
<i>Au (ou) Ô</i>	ruisseau
<i>Beng</i>	étang, lac
<i>Bokor</i>	la bosse du zébu
<i>Chamcar</i>	champ, jardin
<i>Chruoy</i>	pointe, cap
<i>Damrey</i>	l'éléphant
<i>Dangrêk</i>	fléau
<i>Kâs</i>	île
<i>Khnang</i>	dos (d'une montagne), crête
<i>Kompong</i>	port, embarcadère
<i>Leu</i>	amont, haute (terre)
<i>Phoc</i>	boue
<i>Phnom</i>	mont, colline (toute élévation en général)
<i>Prek</i>	rivière, canal (même artificiel)
<i>Prey</i>	forêt
<i>Sap</i>	douce (eau)
<i>Sé (en laotien)</i>	rivière
<i>Sré Ambel</i>	marais salant
<i>Stung</i>	rivière
<i>Tauch</i>	petit
<i>Toeuk</i>	eau
<i>Thmâr (Sâr)</i>	pierre (blanche)
<i>Thmâr Bay Krim</i>	latérite
<i>Thom</i>	grand
<i>Tonlé</i>	fleuve (Tonlé Thom = Mékong)
<i>Trapéang</i>	mare, étang
<i>Veal</i>	plaine
<i>Veng</i>	long, allongé.

Première Partie

CADRE STRUCTURAL

- Structure de l'Indochine méridionale.
- Structure du delta du Mékong.
- Structure du Cambodge médian.
- Géochronologie des roches magmatiques.

Entre la Sibérie, le "continent de Gondwana" (Indes-Birmanie) et l'Australie, l'Asie du Sud-Est s'est constituée autour de deux cratons : le bouclier chinois et l'Indosinia. C'est à partir de ces deux blocs consolidés que s'est formé, en couronnes successives, l'ensemble de la région.

Pour R.W. VAN BEMMELEN, (1948), c'est essentiellement à partir du géosynclinal de la Téthys, qui s'est développé au Dévonien et au Permo-Carbonifère, que deux groupes de méso-ondulations ont pu s'élaborer au cours de l'orogénèse triasique, l'un vers le bouclier asiatique, l'autre vers l'avant pays de Gondwana. Cette orogénèse, accompagnée d'intrusions granitiques, s'est alors définitivement soudée au continent asiatique, donnant à la région sa physionomie actuelle ; l'orogénèse himalayenne n'y aurait joué qu'un rôle accessoire.

Ce plan général est en accord avec les conclusions de J. FROMAGET (1941, p. 14) pour qui le plan structural de la péninsule indochinoise est commandé par l'édifice néotriasique. Il définit ce plan ainsi : "l'ensemble du plan de l'édifice néotriasique est donc celui d'une virgation forcée à l'Ouest, libre au moins en apparence au Sud et à l'Est et dont les arcs sont formés d'éléments continentaux disposés en guirlandes que séparent des dépressions marines d'origine évidemment disjonctive".

Dans ce schéma l'importance des intrusions granitiques est primordiale, puisque c'est par leur intermédiaire que s'est effectuée la consolidation, puis la soudure des unités structurales anciennes. La connaissance de diverses générations de granites permet d'apporter quelques éléments de solution à ce problème.

Les diverses unités structurales du bâti néotriasique ne seront pas détaillées ; on les trouvera, pour la péninsule indochinoise, dans FROMAGET (1941) et dans VAN BEMMELEN (1948) pour l'Indonésie.

Pour la partie de la péninsule indochinoise qui nous intéresse, l'élément principal est l'Indosinia, correspondant à la zone déprimée Thaïlande-Cambodge ainsi que sa bordure montagneuse : chaîne annamitique, bordure ouest du plateau de Khorat et Cambodge occidental. Il peut être considéré comme un "micro-craton" au sens de L. GLANCEAUD. Cet élément continental s'étend au sud du 20ème grade de latitude nord. Il est caractérisé essentiellement par son épaisse couverture sédimentaire dont l'origine continentale est attestée depuis la fin de l'orogénèse hercynienne (Moscovien supérieur). Cette couverture, les "Indosinias", est divisée en trois termes :

- une série inférieure, complexe, en discordance sur le matériel hercynien anté-moscovien. Elle se termine avec le Carnier inférieur. Au Cambodge oriental, l'Anisien est attesté par la présence de *Beyrichites khanicofi* et au Cambodge occidental par *Balatonites cf. zitteli* (FROMAGET, 1941). Le Carnien et le Norien sont présents au Cambodge oriental avec

Anodontophora munsteri, *Hanerites rarestriatus* et *Dydimites cf. augustilobatus*. Cette série est formée de grès verts et bleus ; elle s'étend sur l'ensemble de la partie tabulaire de l'Indosinia mais n'y débute pas partout au même niveau.

- une série moyenne, appelée "Terrain rouge" ou Indosinias norienne, qui appartient au Carnien supérieur et au Norien. Cette série, en discordance sur la précédente, est bien connue au nord de Quang Tri et au Sud Annam. Elle est représentée au Cambodge par des grès schisteux verts à *Aracariossylon*. Le "terrain rouge" et la série inférieure sont l'équivalent de ce que les auteurs thaïlandais ont appelé la série de Khorat qui, divisée en trois termes, couvre tout le Trias avec 1000 à 1300 m d'épaisseur de sédiments (P.E.LAMOREUX et al., 1959).

- une série supérieure, épaisse de près de 2000 m par endroits, qui occupe une large place dans le paysage actuel puisqu'elle affleure sur tout le Plateau de Khorat et la totalité de la chaîne des Cardamomes ; elle est composée de grès quartzeux clairs à intercalations d'argilites et de marnes rouges. Cette série, entièrement continentale, occupe tout le Jurassique et peut monter jusqu'au Crétacé supérieur. Sur le môle cambodgien (région d'Anlong Chan et de Ka Kek) la base de la série contient *Brachysyolon saurini*, connu dans le Jurassique moyen et le Crétacé inférieur (BOUREAU, 1950). Dans les Cardamomes, des données palynologiques non publiées, ont montré que le sommet de la série contient du Crétacé inférieur (in FLEURIOT de LANGRE et al., 1967).

Ainsi le Cambodge se trouve à la limite d'un bloc continental ancien, séparé des guirlandes insulaires du domaine indonésien par le plateau maritime de la Sonde dont on ignore la structure. Cette position particulière, aggravée par l'existence du delta du Mékong pour lequel on ne possède pas de sondage susceptible de nous renseigner sur la stratigraphie de son remplissage et sur la nature de son socle, rend particulièrement difficile l'établissement d'un modèle structural de cette partie de l'Asie.

Nous verrons successivement les différents modèles structuraux qui ont été proposés pour notre région en insistant plus particulièrement sur la définition des unités structurales ayant une incidence sur la répartition des sédiments quaternaires et sur leur néotectonique.

Chapitre Premier

STRUCTURE DE L'INDOCHINE MERIDIONALE ET DU DOMAINE MARITIME SITUE AU SUD.

C'est à MAINGUY (1968) qu'on doit la dernière synthèse générale sur la structure géologique de l'ensemble de la Péninsule Indo-Malaise et la partie septentrionale du Plateau de la Sonde. Cet auteur décrit (voir fig. 1) un certain nombre de "zones hautes" et de bassins sédimentaires.

Les quatre principaux axes de "zones hautes" sont les suivantes :

- l'axe de Khorat-Khol-Con Son de direction générale NW-SE paraît être l'axe centrale de part et d'autre duquel s'organise l'ensemble de la région. Cet axe a une justification géologique assez hypothétique.
- cet axe a son homologue plus au Sud dans celui des îles Natura qui se prolonge jusqu'à Bornéo.
- sensiblement perpendiculaire à ces axes on trouve le seuil bien connu de Mui Bat Bang-Kota Bharu et celui de Singapour-Natura, tous les deux de direction générale NE-SW.

L'ensemble de la région est limité à l'Est par une fracture sensiblement méridienne qui se trouve en tangente à la péninsule indochinoise au niveau de Nha Trang et se poursuit jusqu'à Bornéo. Cette faille sépare la zone proprement océanique de la Mer de Chine du Sud du bloc continental situé à l'Ouest.

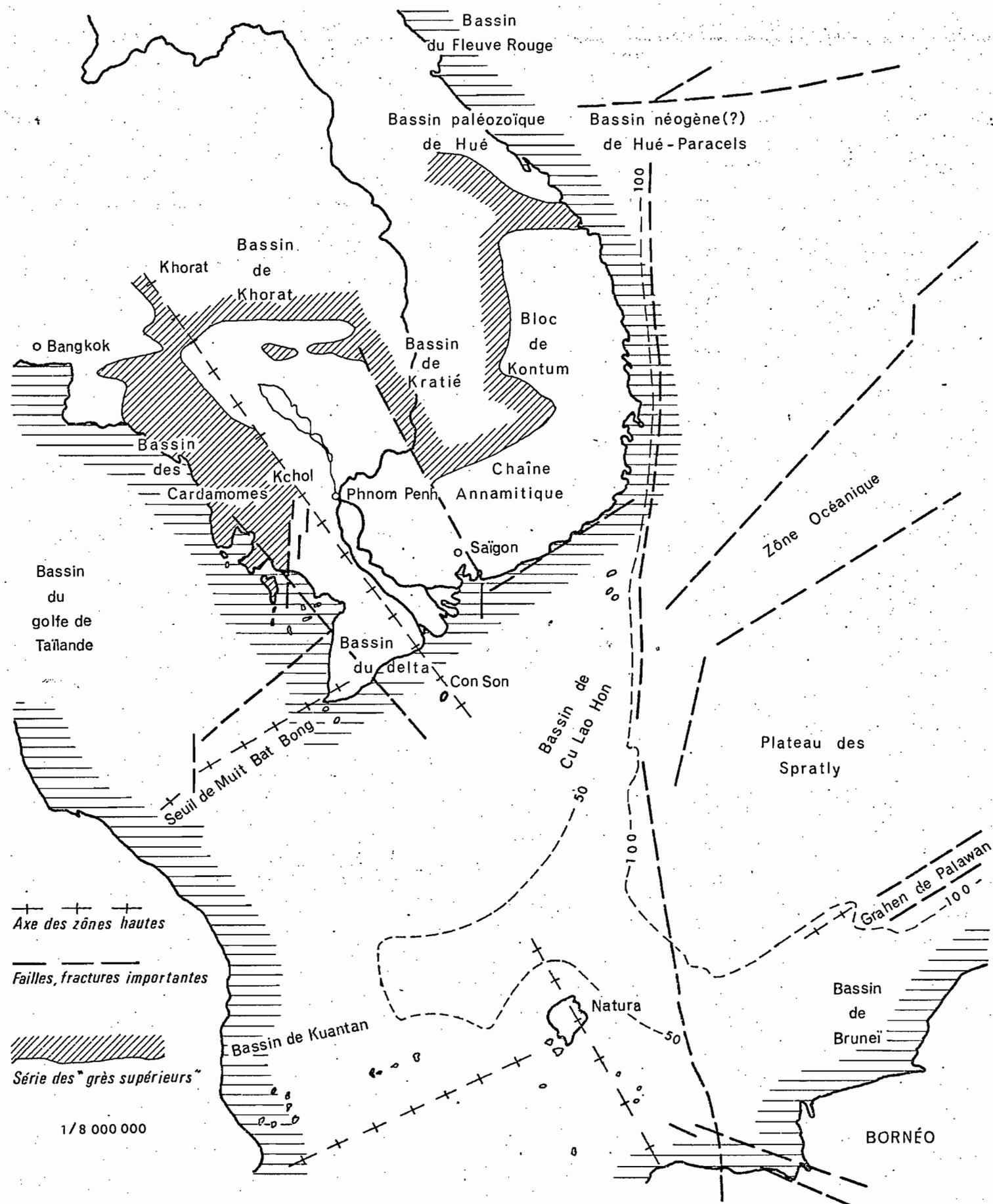
D'Est en Ouest, à partir de cette faille importante, on a les unités structurales suivantes :

- le bloc ancien de Kontum et la chaîne annamitique hercynienne.
- ce bloc ancien est limité à l'Ouest par une zone faillée NNW-SSE allant de Saïgon à Chhlong jusqu'aux Dangrek. Cette structure faillée limite la zone complexe du Grand Lac et du Mékong pour laquelle MAINGUY reprend notre interprétation structurale (CARBONNEL, 1965) en y ajoutant l'axe Khorat-Khol-Con Son.

- à l'Ouest, le massif des Cardamomes forme le pendant du bassin mésozoïque de Kratié à l'est d'une grande faille NNW-SSE. Les deux bassins sont reliés au Nord au bassin de Khorat.
- au sud du massif de Kchol, deux zones faillées N-S font apparaître le Paléozoïque. Cette structure rencontre une faille importante parallèle à l'axe Khorat-Kchol, qui sectionne l'extrémité sud du massif des Cardamomes, au niveau Veal Renh, et se prolonge à travers le delta du Mékong jusqu'en domaine maritime.
- l'ensemble de cette structure orientée NW-SE rencontre la dépression centrale de Thaïlande à l'ouest de laquelle la direction principale des axes de fractures devient sensiblement N-S.

Ce schéma, trop sommaire, introduit quelques confusions. En particulier l'auteur appelle "chaîne annamitique" la région qui fait suite au "bloc de Kontum", alors que pour FROMAGET (1941) et même DUSSAULT (1925) ce terme désigne la zone plissée bordant à l'Est et au Nord l'Indosinia jusqu'au Nord Viet Nam. De plus le bloc de Kontum et la chaîne annamitique de MAINGUY ne sont pas comparables. Cette dernière est une zone synclinale envahie de granites considérés comme hercyniens par E. SAURIN (1935) mais qui doivent être en grande partie secondaires, donc plus récents que le bloc de Kontum.

Cependant ce schéma fournit, à grande échelle, le cadre général dans lequel deux schémas plus détaillés du Cambodge médian et du delta du Mékong peuvent prendre place. Ce sont : l'esquisse structurale du delta par HO MAN TRUNG (1969) et notre propre schéma structural de la cuvette du Grand Lac.



Structure géologique simplifiée . d'après Manguy, 1968

Chapitre II

STRUCTURE DU DELTA DU MEKONG.

A l'occasion des problèmes structuraux soulevés par les recherches pétrolières, HO MAN TRUNG (1969) a tenté d'établir un plan structural du delta du Mékong, en s'appuyant essentiellement sur les profils aéromagnétiques réalisés au-dessus de la région (principalement le "projet Magnet" de la Compagnie Générale de Géophysique) et sur le modèle de MAINGUY.

C'est principalement l'interprétation du champ total effectué sur coupes des enregistrements du projet Magnet qui ont permis de mettre en évidence, dans la zone méridionale du delta (au sud d'une ligne passant par Saïgon et Rachgia -fig. 4), les éléments suivants :

- une zone synclinale d'orientation ENE-WSW occupe le centre de la région ; cette longue dépression aurait son socle magnétique (granite ou basalte?) entre -2000 à -3000 m.
- une remontée anticlinale borderait au sud la zone précédente ; elle lui serait parallèle et prolongerait sur plus de deux cents kilomètres les affleurements granitiques et basaltiques situés entre Saïgon et Phan Thiet.
- une remontée monoclinale au nord de la dépression centrale se dirigerait rapidement vers les affleurements granitiques situés au nord de Rachgia. Elle serait affectée vers le N-E par un bombement anticlinal de direction NE-SW.

HO MAN TRUNG (1969) extrait de ces éléments un schéma structural cohérent qui s'ordonne très bien avec le schéma que nous avons défini (CARBONNEL, 1965) plus au nord pour la cuvette du Grand Lac.

C'est ainsi qu'il reconnaît un certain nombre de directions structurales :

D i r e c t i o n S W - N E

C'est la direction majeure. Dans le massif annamitique, elle est donnée par la limite entre le plateau de Quang Duc (mésozoïque) et le plateau de Di Linh (paléozoïque) et par la ligne de rivage entre le Cap Padaran et les bouches du Donnaï. C'est la direction générale des "zones hautes" de Soc Trang et de Long Xuyen. Elle est encore présente dans le seuil de Mui Bang Dong - Khota Bharu de MAINGUY.

De même, il semble que le bord sud de la zone haute de Long Xuyen se prolonge en mer par une ligne de fracture de même direction mise en évidence par sismique-réfraction à environ 30 km au sud de Thô Chau. Enfin, les hauts fonds des îles Catwicks à Con Son s'ordonnent suivant un axe de direction identique.

D i r e c t i o n N - S

Cette direction est visible dans le prolongement de la chaîne de l'Eléphant et de l'île du Phu Quoc. C'est celle de la côte ouest du delta et surtout celle de la ligne de bordure est du plateau continental vietnamien sur plus de 1200 km. Nous avons là un panneau structural large de 500 km, compris entre deux directions structurales parallèles.

D i r e c t i o n S E - N W

C'est la direction du Bas Mékong - Bassac et de l'axe d'affleurement basaltique bordant à l'Est le delta. Les accidents dus à cette direction sont moins brutaux que ceux dirigés SW-NE et s'apparenteraient plus à des "flexures" qu'à des failles.

Cette direction est également celle de la limite entre "alluvions anciennes" et "alluvions récentes" correspondant à des failles profondes du socle. Elle serait aussi celle d'une faille qui partirait de la baie de Veal Renh au Cambodge et traverserait le delta jusqu'aux îles Hon Trung Lon et Hon Trung Nho, par Gia Rai.

De cette zonation que nous avons appelée "en damier" (1965) résulte une structure en zones hautes et en bassins. Les principaux sont les suivants :

Bassin de Ca Mau

Situé entre la zone haute de Hong Khoai bordant la côte ouest du delta et la faille NW-SE de Veal Renh, le bassin de Ca Mau forme un triangle s'ouvrant largement vers la mer.

Seuil de Long Xuyen - Quang Duc

Ce seuil, le plus méridional du Sud Viet Nam, paraît s'enfoncer vers le N-E sous le bassin mésozoïque de Phuoc-Long - Darlac, après avoir affleuré à l'ouest de Long Xuyen. Le socle anté-tertiaire présente au con-

traire une allure synclinale entre Long Xuyen et Tay Ninh.

Le bassin de Can Tho

Le plateau de Dalat (2000 m d'altitude) s'enfonce profondément vers le S-W et dans le bassin de Can Tho compris entre le seuil de Long Xuyen et celui de Soc Trang ; le socle magnétique y est recouvert de quelques milliers de mètres de sédiments. Le socle anté-tertiaire n'a pas été touché à 568 m dans ce bassin.

Le seuil de Soc Trang

Là aussi le socle paraît plonger vers le S-W mais de façon plus douce ; il ne serait enfoui que de quelques centaines de mètres et les sédiments anté-tertiaires y seraient peu épais.

Le bassin de Vinh Chau et le seuil des Catwicks

En milieu maritime le schéma structural est moins net. Il semble que le socle du delta et des hauts plateaux ait subi un effort d'extension vers le S-E et des efforts perpendiculaires ce qui l'a fracturé en blocs dirigés SW-NE. L'ensemble de ces blocs a, de plus, subi un basculement général vers le S-W. Ils se sont donc fracturés transversalement. Le socle du seuil des Catwicks, comme celui du seuil de Long Xuyen, paraît plonger vers le N-E, à l'inverse de la zone comprise entre eux deux où il plonge vers le S-W.

Nous avons ainsi une structure "en damier", de direction générale SE-SW, qui affecte une allure "en touche de piano", traduisant un basculement de grande amplitude tantôt vers le N-E, tantôt vers le S-W.

Chapitre III

STRUCTURE DU CAMBODGE MEDIAN.

Très peu d'études ont abordé le problème de la structure géologique du Sud indochinois pris dans son ensemble. SAURIN, (1935) pour l'est du Mékong et la chaîne annamitique, GUBLER, (1935) pour le Cambodge occidental, ont chacun proposé indépendamment un certain nombre d'unités structurales qui servent encore de base à tout raisonnement géologique pour la région. FROMAGET en 1934, puis en 1952 fit une synthèse surtout stratigraphique de l'ensemble de l'Indochine. De tout ceci peu d'éléments susceptibles de fournir une vue structurale générale du Sud indochinois, peuvent être utilisés. En particulier la zone deltaïque du Mékong et la cuvette cambodgienne du Grand Lac sont restées énigmatiques.

En 1930, GUBLER reconnaissait un certain nombre de directions structurales pour l'Ouest cambodgien alors que SAURIN (1935) définissait toute une série d'arcs disjonctifs structurellement importants à l'est du Mékong.

En 1965 nous avons proposé la première esquisse structurale de la cuvette du Grand Lac, considérée jusque là comme une "aire synclinale", puis comme une "zone affaissée lors d'une orogénèse récente" (SAURIN, 1962).

Depuis lors, la nécessité d'un modèle géologique de toute la région pour la prospection minière et pétrolière a permis un certain développement des études structurales. STRZETESKY et TOKARSKY (1965) pour le Cambodge, MAINGUY (1968) pour l'Asie du sud-est et principalement pour le domaine "offshore", enfin HO MANH TRUNG (1969) pour le delta du Mékong sud vietnamien, ont fourni depuis des schémas structuraux élaborés. Ces deux derniers ont fait l'objet des deux chapitres précédents.

Dans ce chapitre, nous commencerons par étudier le Cambodge médian pour lequel deux modèles géologiques ont été proposés, puis nous verrons comment ils peuvent s'inscrire dans un modèle plus général de l'ensemble de l'Asie du Sud-Est que nous limiterons au Nord au parallèle 14° N environ.

MODELES STRUCTURAUX GEOLOGIQUES DU CAMBODGE MEDIAN.

La clef de voûte de la structure du Cambodge est celle de la zone axiale de la cuvette cambodgienne. Cette zone qui comprend la cuvette du Grand Lac et son prolongement vers le Sud jusqu'à la frontière vietnamienne correspondant à la vallée du Mékong-Bassac, était considérée jusqu'en 1962 comme une aire "synclinale" comprise entre le môle cambodgien et la chaîne des Cardamomes. A cette notion, on a, à partir de cette date, préféré celle de "zone affaissée lors d'une orogénèse récente" (E. SAURIN, 1962).

Depuis, deux essais de synthèse structurale ont été proposés (mission polonaise, 1965 ; CARBONNEL, 1965). Entre ces deux modèles structuraux fort différents, on ne peut trancher, en l'absence de sondages profonds dans la cuvette du Grand Lac et dans la zone cambodgienne du delta du Mékong.

1 - 1 Mod è l e s t r u c t u r a l d'après STRZETESKI et TOKARSKI (1965).

Les auteurs polonais (R. STRZETESKI, A. TOKARSKI, 1965) divisent le Cambodge central en trois unités structurales limitées par deux accidents majeurs (Fig. 2) :

- ce qu'ils appellent la "Cicatrice du Mékong" suit une ligne qui longe le Bassac au sud de Phnom Penh, passe à l'est du Phnom Santuk près de Kompong Thom, puis au sud du Phnom Krom près de Siem Réap. Cette ligne limite à l'Ouest une zone dite "sud-ouest du Cambodge". Elle se prolongerait au Sud en longeant la côte occidentale du delta du Mékong.
- une seconde ligne de dislocation appelée "Dislocation orientale" part de la frontière est du pays, passe à l'est de Mimot et au nord de la coulée basaltique de Kompong Cham, puis par le phnom Barieng près de Kompong Thom par Beng Mealea et le phnom Krom. Cette deuxième ligne borde le "Bloc Est" qui correspond ainsi sensiblement au "Môle cambodgien".

Le "bassin central" correspond à la zone méridionale comprise entre ces deux dislocations.

Ce schéma ne repose sur aucun argument géologique sinon sur une impression générale d'ensemble qui ignore beaucoup de détails géomorphologiques, en particulier l'existence de nombreux affleurements rocheux de la Plaine centrale non signalés sur les cartes géologiques actuellement publiées. Cependant l'absence de sondages profonds dans cette région ne permet pas de rejeter en bloc un tel modèle structural qui a le mérite de la simplicité.

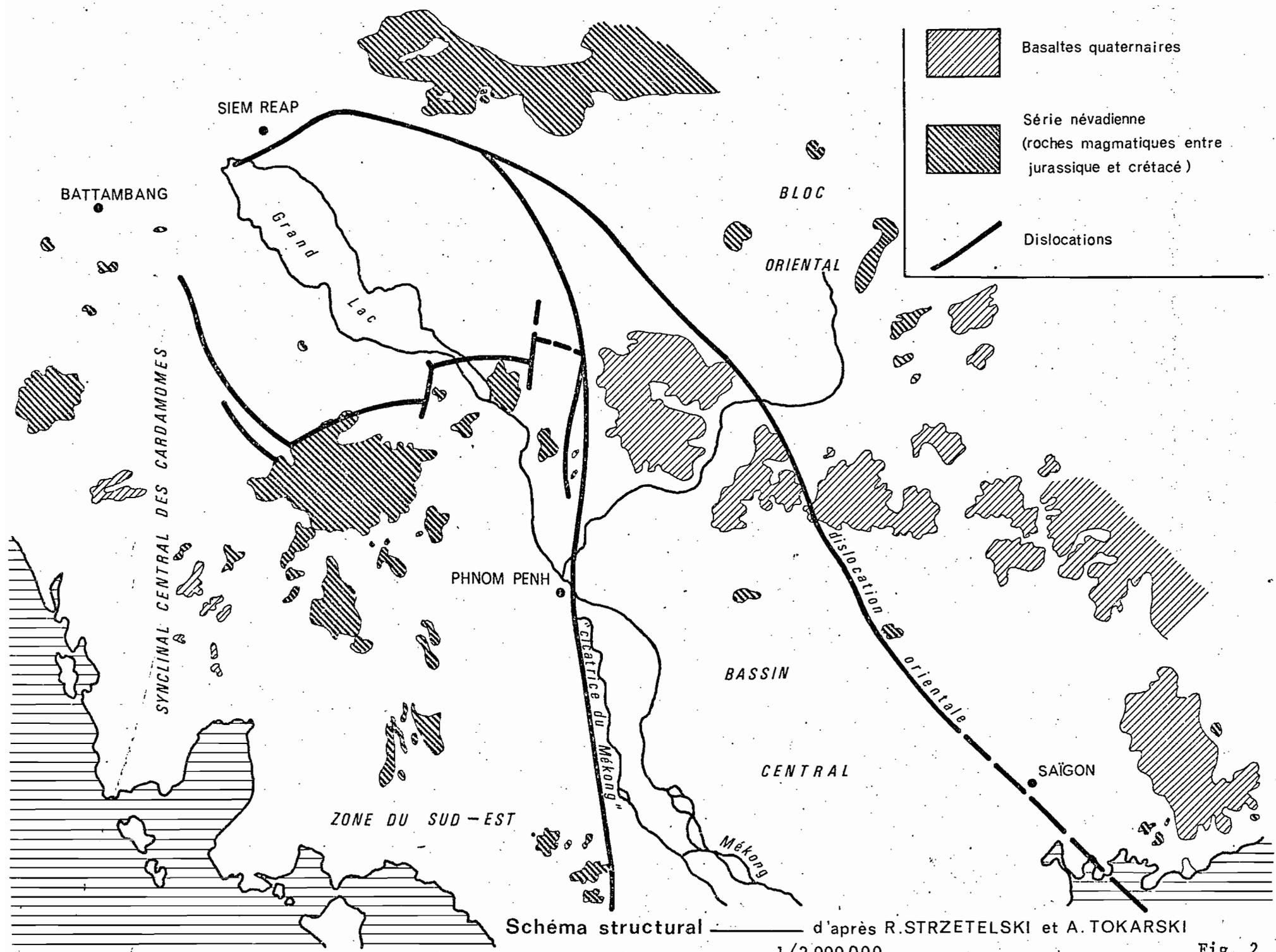


Schéma structural d'après R. STRZETELSKI et A. TOKARSKI

1/2 000 000

Fig. 2

1 - 2 Mod è l e s t r u c t u r a l d'après CARBONNEL (1965).

Ce modèle a été développé dans une note (CARBONNEL, 1965) que nous reprenons en grande partie. Elle a été publiée avant que nous ayons eu connaissance du rapport polonais non publié et considéré à l'époque comme secret.

On peut définir les grands traits structuraux au Cambodge à partir des grandes lignes morphotectoniques inscrites dans le paysage (Fig. 3).

1. 2. 1. *Les directions structurales*

a - Les directions NW-SE.

Cette direction apparaît nettement quand on regarde la carte géologique du Sud indochinois. On note ainsi le parallélisme entre :

- les côtes du Golfe de Thaïlande ;
- la bordure orientale de la chaîne des Cardamomes et du système de failles de cette bordure, failles bien reconnaissables dans le fossé d'effondrement compris entre la chaîne elle-même et le sud du massif de Kchol (région de P. Ampil-P. Kravéa) (GUBLER, 1930) ;
- la vallée du Mékong-Tonlé-Sap-Grand Lac qui limite à l'Est une bande de terrains anté-jurassiques ;
- à l'intérieur de la chaîne des Cardamomes, l'alignement des centres éruptifs qui, au cours du Quaternaire, ont produit les coulées basaltiques de Païlin à Kas Kong en passant par Kbal Stung et Veal Veng, correspondant à une ligne de fracture orientée NW-SE. Cette fracture se poursuit jusqu'à la mer où elle s'infléchit vers le Sud, de même que la bordure est des Cardamomes. En effet, l'alignement des centres éruptifs de la chaîne des Cardamomes correspond à la bordure occidentale du golfe de Sihanoukville (ou Kompong Som) qui a été créée par effondrement de la zone qu'il occupe actuellement (CARBONNEL, 1964) et de même le système de failles de la bordure orientale du massif des Cardamomes, que la vallée presque rectiligne de la rivière de Kampot emprunte, se poursuit jusqu'à la mer (CARBONNEL, 1968).

Cette direction NW-SE se retrouve à l'est du Grand Lac. En effet, dans la plaine d'inondation orientale du lac comprise entre celui-ci et la route de Kompong-Thom à Siem Reap, deux phnoms (collines) émergent des alluvions récentes ; ce sont le phnom Krom (143 m) au sud de Siem Reap et le phnom Chen Mus (68 m) à 47 km à l'ouest de Kompong-Thom. Le phnom Krom, bien qu'indiqué sur la carte géologique à 1/500 000ème comme étant un affleurement rhyolitique, est formé de niveaux gréseux, dont certains éléments sont rhyolitiques ; il est fortement fracturé et appartient à la base des "grès supérieurs" (jurassique inférieur et moyen). De même, le phnom Chen Mus est formé de tufs gréseux à éléments rhyolitiques, apparentés aux niveaux de phnom Krom et représentant là aussi la base des "grès supérieurs".

Or la partie supérieure et peut-être le sommet de cette série des "grès supérieurs" se retrouvent de l'autre côté du lac, face au phnom Chen Mus, dans les collines de Krakor. L'affleurement de la base de cette puissante formation gréseuse (plus de 1500 m d'épaisseur dans les Cardamomes) au phnom Chen Mus, ne peut s'expliquer que par une faille parallèle à la direction axiale du Grand Lac, qui aurait relevé le compartiment oriental de peut-être plusieurs centaines de mètres.

Cette faille rejoint celle du phnom Krom ; elle y fait affleurer le même niveau de base des "grès supérieurs" dont on retrouve le sommet plus au nord de Siem Reap dans les phnoms Koulen et la chaîne des Dangrek.

Cette faille se poursuit au S-E où elle est jalonnée par les coulées basaltiques de Chamcarloeu et de Mimot. Elle se prolonge certainement encore plus au Sud et se divise suivant deux directions divergentes l'une vers l'Est (coulée de Mimot et plateau de Djiring-Sud Viet Nam), l'autre vers le Sud en direction de Saïgon (bordure est de l'actuel delta du Mékong) (SAURIN, 1935). Entre cette faille et le phnom Koulen on retrouve une bande de terrain sensiblement NW-SE où affleurent les roches anté-jurassiques. La falaise du Phnom Koulen représente certainement le rebord d'une fracture parallèle à celle du phnom Krom-phnom Chen Mus, comme en témoigne un petit affleurement de terres rouges basaltiques situé à sa base. A ces directions structurales locales, il est intéressant d'ajouter de part et d'autre de la péninsule indochinoise les deux sillons qui l'encadrent : à l'Est le delta du fleuve Rouge, à l'Ouest le fond du golfe de Thaïlande qu'EMERY et HIROSHI NIINO (1963) interprètent comme un "géosynclinal" encore fonctionnel, datant du Tertiaire inférieur. Dans la seconde partie de ce travail nous verrons le détail de ces structures, et nous verrons qu'on les retrouve à plus petite échelle.

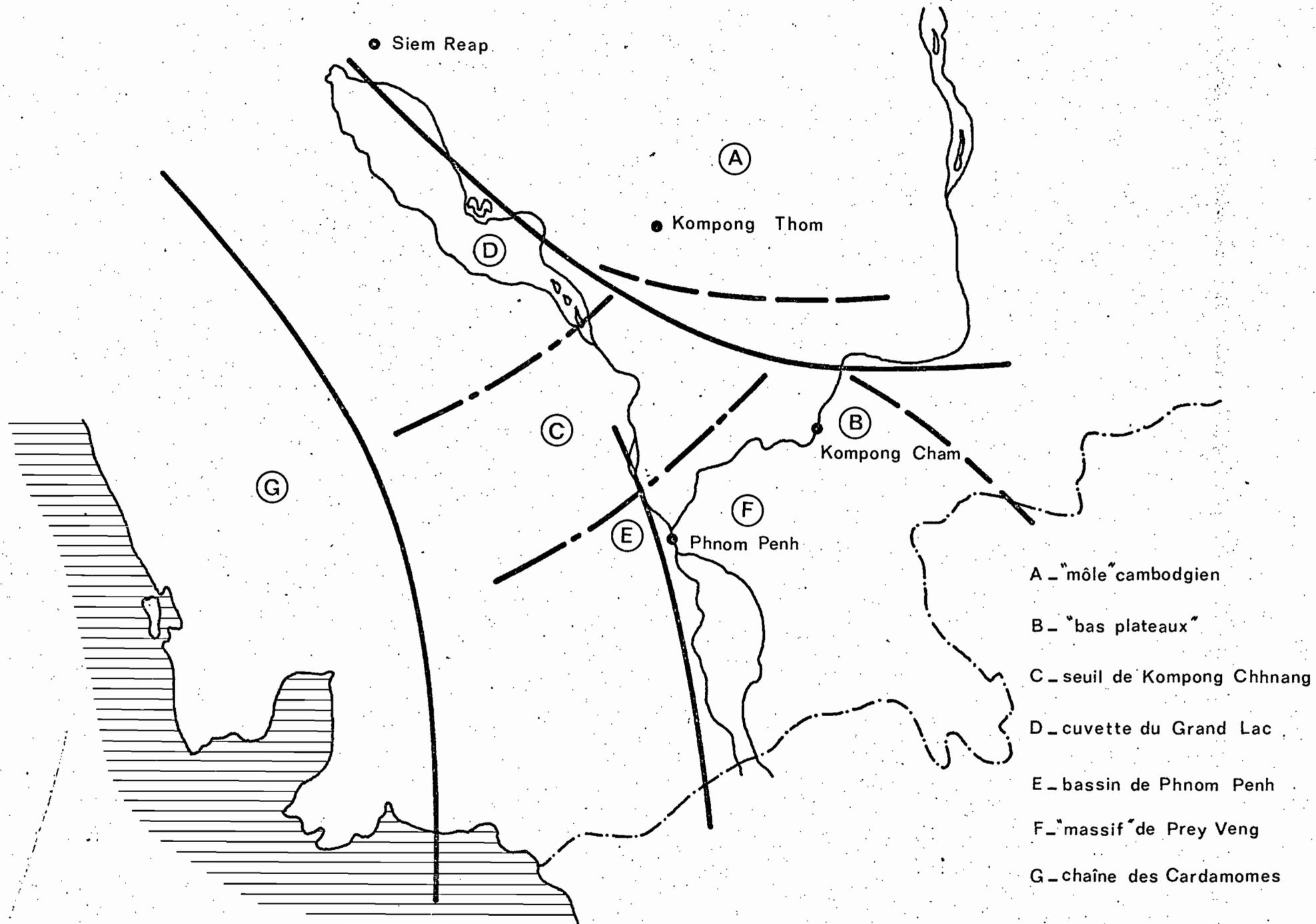
Cette direction NW-SE est donc un fait majeur pour la compréhension structurale de l'Indochine et plus particulièrement de la zone delta du Mékong-cuvette cambodgienne.

b - Les directions SW-NE.

On peut opposer aux directions NW-SE des directions SW-NE que nous appelons "seuils" pour ne pas préjuger de leur nature tectonique.

Ces seuils sont des zones de soulèvement perpendiculaires à l'axe du Grand Lac dont ils déterminent la morphologie. On peut en reconnaître trois principaux séparés par des zones effondrées, fonctionnant comme aires d'ennoyage plus ou moins marquées. Ce sont du Sud au Nord ;

- Le seuil de Kompong Chhnang, qui doit correspondre à toute la zone allant de Phnom Penh à Kompong Chhnang, limite au Sud le delta du Mékong proprement dit de la cuvette du Grand Lac. Il est limité au Nord par une faille qui est le prolongement de la cassure bordant au Nord le massif de Kchol.
- La zone du "Veal Phok" (plaine de boue), qui correspond à une zone d'ennoyage actuel très importante puisqu'une grande partie des dépôts provenant des eaux du Mékong dans leur remontée vers le Grand Lac se sédimentent dans ce "piège à sédiments"; (CARBONNEL, 1965).



- A - "môle" cambodgien
- B - "bas plateaux"
- C - seuil de Kompong Chhnang
- D - cuvette du Grand Lac
- E - bassin de Phnom Penh
- F - "massif" de Prey Veng
- G - chaîne des Cardamomes

Schéma structural

(d'après J-P CARBONNEL - 1965)

- Le seuil de Snoc Trou, moins marqué que celui de Kompong Chhnang, correspond à une remontée du socle couronné de dépôts actuels et récents, sans qu'aucune roche affleure réellement, bien que les "grès supérieurs" soient très près de la surface, puisque SAURIN (1962) dit avoir observé une dalle de ces grès à Snoc Trou même.
- Le Petit Lac, zone d'affaissement qui représente une aire d'envoyage actuel beaucoup moins important que celle du Veal Phok (CARBONNEL, 1964).
- Le seuil de Pursat, qui correspond à la bande de terrains allant du grand delta de la rivière de Pursat au Tonlé Chham. Cette dorsale sur laquelle s'est édifié le delta terminal de Pursat, présente la particularité d'avoir une extrémité orientale profonde et fonctionnant comme le Veal Phok vis-à-vis des sédiments actuels. C'est en effet dans cette région que la sédimentation actuelle est la plus forte.
- Le "Grand Lac" proprement dit, qui fait suite à ce seuil, est une zone très peu ou pas du tout affaissée. L'épaisseur de la "vase actuelle" diminue jusqu'à devenir nulle, quand on s'éloigne vers l'extrémité nord-ouest du lac. Les structures en gradins mises ainsi en évidence sont de moins en moins accusées du S-E vers le N-W, elles donnent à l'ensemble une allure d'anticlinal dont le flanc septentrional serait faillé et dont le flanc méridional plongerait sous le delta actuel du Mékong.

En résumé, le bâti structural de la cuvette cambodgienne et de ses pourtours montagneux met en évidence une séparation en compartiments. Ce dessin en échiquier a été créé à la faveur de deux systèmes de fractures rectangulaires. L'un de ces systèmes (NW-SE) est une direction structurale ancienne majeure du bâti indochinois. L'autre système (SW-NE), au contraire, semble relativement récent et avoir fonctionné principalement au cours du Quaternaire.

Ce schéma général que nous propose la morphotectonique du Cambodge s'oppose très nettement au cadre suggéré par les auteurs polonais en ce qui concerne principalement la "Cicatrice du Mékong" qu'ils font passer entre la cuvette du Grand Lac et le delta actuel du Mékong. Pour nous, on ne peut pas isoler l'évolution de la vallée du Mékong de celle de la cuvette lacustre que de nombreux faits tendent à rapprocher.

1. 2. 2. *Evolution de la vallée du Mékong*

Un autre ordre de phénomènes nous permet de mieux comprendre l'évolution de la cuvette cambodgienne. Depuis la fin du Trias, l'Indochine du S W offre une évolution de type continental ou subcontinental. Depuis cette époque s'est déposé un ensemble de grès très épais dont le groupe le plus récent est constitué par les "Grès supérieurs" ou "Indosinias supérieurs" qui débute au Jurassique inférieur ou moyen et se terminent certainement au Crétacé au Cambodge (SAURIN, 1962). Ces grès ont recouvert l'ensemble de l'Indochine du Sud-Ouest. Actuellement on ne les retrouve que dans la chaîne des Cardamomes, dans celle de l'Eléphant, ainsi que dans la chaîne des Dangrek où ils forment une falaise dominant la plaine cambodgienne de 400 à 500 m de hauteur. Des témoins de ces grès subsistent encore dans la

plaine cambodgienne : nous avons signalé les deux petits phnoms de l'est du Grand Lac où la base de cette série est représentée ; on peut encore signaler les phnoms Koulen au nord de Siem Reap, la colline de Santuk près de Kompong Thom, le phnom Bantheay sur la route de Phnom Penh à Kompong Thom, le phnom Chancy à l'ouest des chutes de Khônes, pour ne citer que ceux qui figurent sur la carte géologique à 1/500 000. Ces témoins prouvent la grande extension des Grès supérieurs et aussi le fait que leur quasi-absence sur le môle cambodgien est le résultat de l'érosion, ou celui de la tectonique pour les zones structurellement basse (plaine médiane).

Jusqu'ici la falaise des Dangrek était considérée à tort comme un rebord de faille. Une tournée géologique, faite en 1963 avec E. SAURIN dans la région de Choeum Ksan, nous a prouvé qu'il n'existait aucune discontinuité entre cette falaise et la plaine cambodgienne. Les Dangrek représentent une limite d'érosion et nous verrons qu'on peut même assimiler ce relief au rebord d'une large vallée fluviale. En effet, dans la région du môle ancien cambodgien comprise entre le Mékong à l'Est, le méridien de Kompong Thom et la chaîne des Dangrek, des coupes effectuées dans les dépôts de la terrasse de + 40 m (voir, III, chapitre 1), nous ont montré, sur un substratum érodé, un niveau constant de galets fluviaux de très grosse taille. Ce niveau prouve qu'au cours du Quaternaire inférieur, et peut-être même au Pliocène, cette région possédait un réseau hydrographique très important, de l'importance du Mékong actuel.

Or, le Mékong coule à partir de son entrée au Cambodge (chutes de Khônes et de Phapheng) dans une vallée relativement jeune, puisque celle-ci coupe, entre Kratié et Lompong-Cham, la coulée basaltique quaternaire de Mimot-Chamcarloeu. On en vient donc à l'idée que le Mékong a dû, antérieurement aux venues éruptives du Quaternaire, couler non vers le Sud mais vers l'Ouest. Et ainsi s'explique le dégagement par l'érosion des 400 à 500 m de "Grès supérieurs" qui recouvraient la cuvette cambodgienne à la fin du Secondaire. L'absence de sédimentation au cours du Tertiaire dans cette région, alors que cette époque est représentée dans le reste de l'Indochine par des dépôts lacustres, prouve d'autre part que, durant cette période, des phénomènes d'érosion ont prédominé.

L'absence de carte géologique détaillée pour l'actuelle Thaïlande nous empêche de savoir si ce Mékong coulant vers l'Ouest allait se jeter directement dans le Golfe de Siam ou s'il empruntait déjà l'axe Grand Lac-Tonlé-Sap. Quoiqu'il en soit, la cuvette du Grand Lac peut être interprétée comme une ancienne boucle du Mékong que ce dernier aurait dû abandonner lors du soulèvement anticlinal de Kompong Chhnang-Phnom Penh.

L'existence d'une vallée fluviale dans l'actuelle cuvette du Grand Lac est d'ailleurs prouvée par une coupe effectuée au travers du Petit Lac. Cette coupe au sondeur a permis de tracer le relief du sommet de "l'argile ancienne". Le profil ainsi mis en évidence est un profil de vallée fluviale typique. Il n'y a donc aucun doute sur l'existence d'un fleuve empruntant l'actuel couloir du Grand Lac-Tonlé-Sap antérieurement au dépôt de "l'argile actuelle" dont la base est datée de -5720 ans BP (CARBONNEL, 1963).

Ainsi, en conclusion, on peut schématiser la structure géologique du Cambodge médian suivant un modèle relativement simple :

Le Grand Lac occupe le centre d'une structure sensiblement méridienne, symétrique à l'Ouest et à l'Est, dont les éléments sont limités par des failles majeures.

Jouxtant directement le "fossé" du Grand Lac, on observe un premier compartiment formé de roches anté-mézoïques, relativement peu élevé, correspondant à ce que GUBLER appelle en terme géographique : la zone des collines ; assez large à l'ouest du Grand Lac, ce compartiment est plus réduit à l'est où il peut manquer, ou être recouvert d'une faible épaisseur d'alluvions. Ce compartiment, se poursuit en milieu maritime, principalement celui de l'Ouest.

De part et d'autre de ces compartiments encadrant le Grand Lac, on trouve un second type de compartiment, correspondant aux restes du bassin mésozoïque des "Grès supérieurs". A l'Ouest, c'est le massif des Cardamomes, alors qu'à l'Est c'est le "môle cambodgien" et ses vestiges de couverture secondaire dont le phnom Koulen est le témoin le plus important.

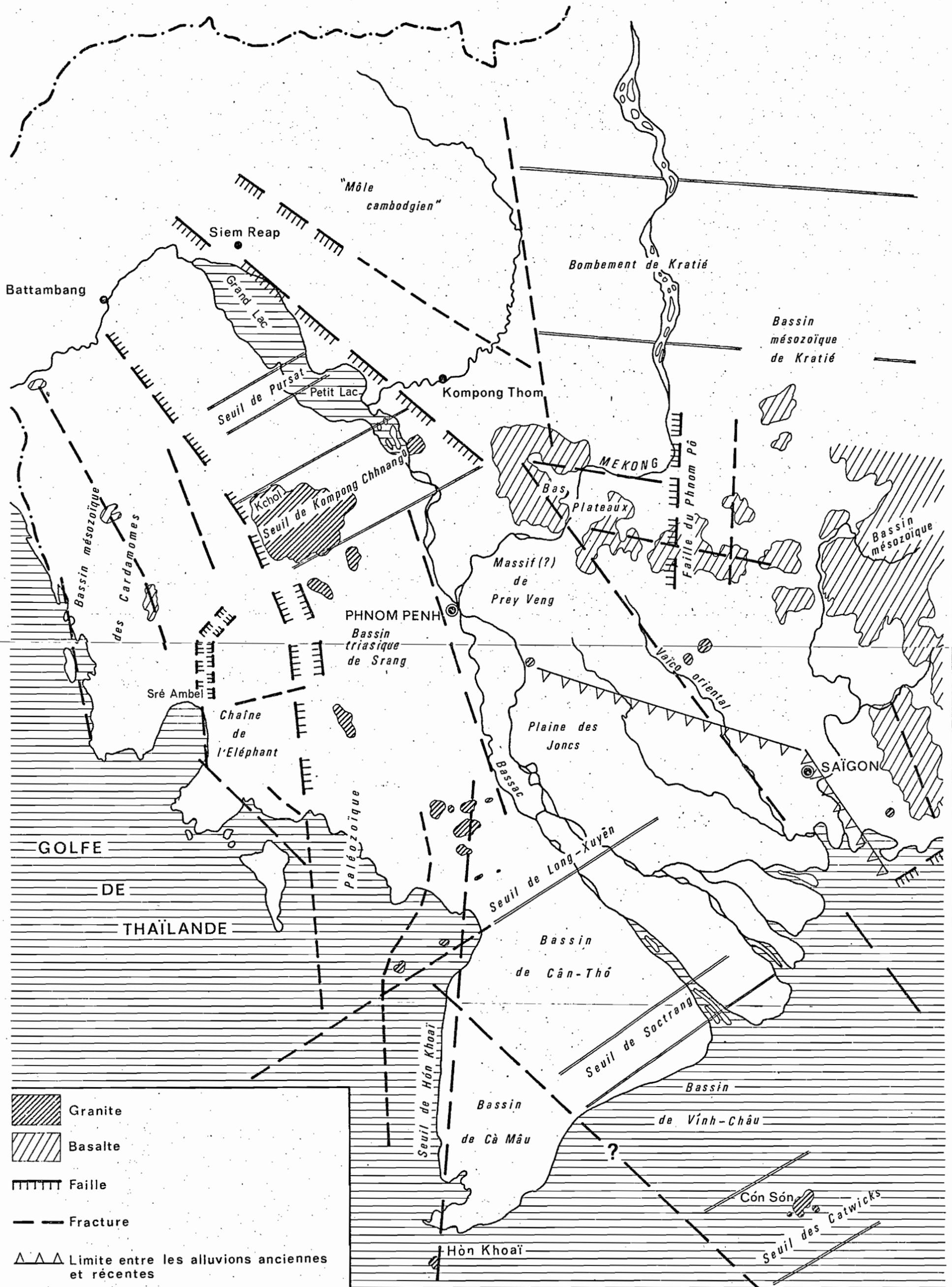
A l'Est, le prolongement de cette structure vers le Sud est mal défini parce que la mise en place des basaltes dits des "Bas Plateaux" a masqué les structures profondes et paraît avoir introduit des nouvelles directions structurales.

Nous détaillerons ces structures dans la seconde partie à l'occasion de l'étude de chaque région.

Sensiblement perpendiculaires à la zonation décrite plus haut, on trouve des unités structurales formant "seuils" dont le plus important est celui que nous appelons seuil de Kompong Chhnang-Phnom Penh. Son bord septentrional paraît limité par une faille qui prolonge celle du nord du massif de Kchol.

Esquisse structurale de l'Indochine méridionale

1/2 500 000



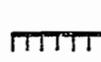
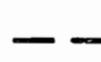
-  Granite
-  Basalte
-  Faille
-  Fracture
-  Limite entre les alluvions anciennes et récentes

Fig. 4

Chapitre IV

GEOCHRONOLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES .

Dans l'hypothèse où le bâti structural actuel de la péninsule indochinoise et malaise résulte de la consolidation progressive d'un bloc continental primitif anté-cambrien, la connaissance des diverses générations d'intrusions granitiques dans ce socle présente un intérêt primordial pour la reconstitution de ce bâti.

A l'heure actuelle les données géochronologiques sur les granites et roches intrusives de la région commencent à devenir substantielles et nous avons tenté d'en faire la synthèse et de voir les hypothèses qu'elles permettaient d'induire.

J. FROMAGET en 1930 reconnaissait trois générations principales de granites :

- une génération anté-cambrienne,
- une génération anthracolitique inférieure (sommet moscovien)
- une génération post-liasique.

Les granites antécambriens ont constitué toute l'infra-structure de l'Indochine, formant la vieille plateforme qui, morcelée, a permis l'invasion des mers paléozoïques. C'est dans les sillons formés à partir des cassures de cette vieille plateforme que se sont mis en place les granites moscoviens. Avec leur consolidation se termine l'orogénèse hercynienne. Quant aux granites post-liasiques, ils correspondent à l' "ultime effet des écrasements tangentiels des géosynclinaux".

L'auteur admet qu'il n'y a pas d'affleurements de granites contemporains des mouvements néotriasiques.

Ainsi, pendant longtemps, on a considéré que la très grande majorité des granites était hercynienne bien que, petit à petit, on accumulât les observations de terrain tendant à prouver l'existence de granites beaucoup plus jeunes.

Depuis, un assez grand nombre de données géochronologiques ont été fournies, aussi bien au Nord Viet Nam qu'en Thaïlande, en Malaisie et en Indochine méridionale.

L'ensemble des données géochronologiques dont nous présentons ici la synthèse a été replacé dans l'échelle chronologique appelée : "Geological Society Phanerozoic time-scale 1964" (Quart. J. Geol. Soc. Lond. 120 S 260-262), dont les principales limites sont les suivantes :

base du Tertiaire	65 M.a.
base du Crétacé	136 M.a.
base du Jurassique	190-195 M.a.
base du Trias	225 M.a.
base du Permien	280 M.a.
base du Carbonifère	345 M.a.
base du Dévonien	395 M.a.
base du Silurien	430-440 M.a.
base de l'Ordovicien	500 M.a.
base du Cambrien	570 M.a.

1.- LES DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES.

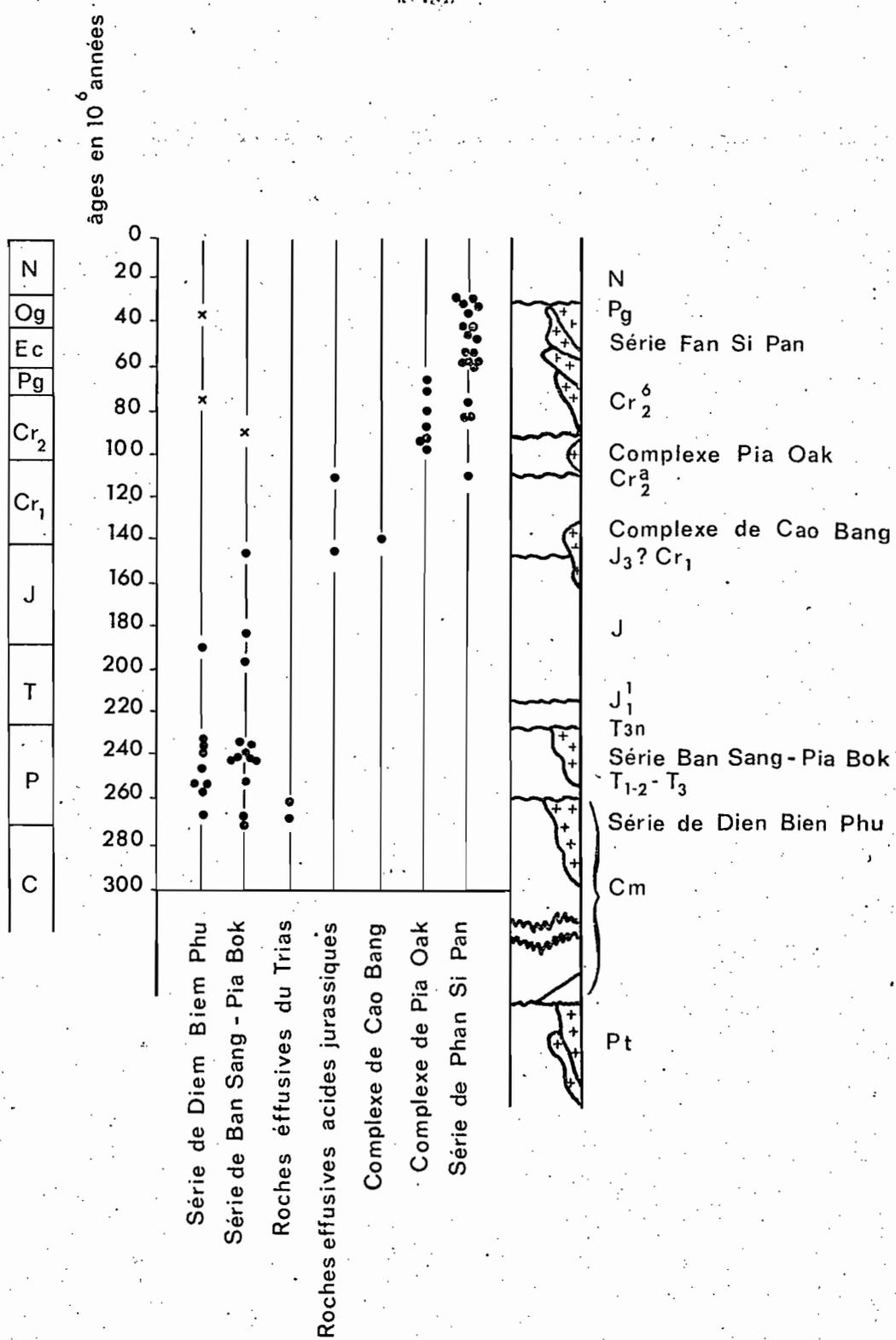
1 - 1 Au Nord Viet Nam.

A l'occasion de la révision de la carte géologique à 1/500 000ème du Nord Viet Nam, POLEVAJA et al. (1964) ont présenté 57 datations Ar/K de roches intrusives de cette région. Les auteurs ont pu ainsi établir la succession des principales phases intrusives post-cambriennes que nous avons résumées dans la fig. 5.

On a ainsi successivement :

- la série de Dien Bien Phu dont la moyenne des âges est de 250 ± 20 M.a. que les auteurs russes placent à la limite Trias moyen - Trias inférieur. En réalité les âges absolus varient de 231 à 266 M.a., ils sont donc compris entre l'Artinskien et le Tatarien.
- la série de Ban Sang - Pia Bok est comprise entre 220 et 240 M.a. (fin du Carnien - début du Norien pour les auteurs russes) soit Trias inférieur.
- le complexe de Cao Bang qui va de la fin du Jurassique au début du Crétacé. Age moyen : 138 M.a. (extrême fin du Jurassique).
- le complexe de Pia Oak du Crétacé supérieur. Age moyen : 80 ± 10 M.a. (Santorien).
- la série du Fan Si Pan comprenant le sommet du Crétacé et tout le Paléogène : de 81 à 29 M.a.

Ces datations absolues bouleversent les idées antérieures sur l'âge des granites de la Péninsule indochinoise puisqu'il n'y a plus d'intru-



Echelle stratigraphique des roches magmatiques
du Nord Viet Nam

(d'après POLEVAJA et col. 1964)

sions paléozoïques (hercyniennes) et que la majorité des roches intrusives date du Crétacé supérieur et du Paléogène. On a ainsi deux périodes principales pour lesquelles le magmatisme a été intense : le Trias (en réalité Permien et Trias inférieur) "se rapportant aux stades terminaux de la formation des structures géosynclinales et le Crétacé supérieur et le Paléogène correspondant au contexte d'une zone plissée entièrement consolidée". Les auteurs ne font pas la critique de leurs données analytiques mais nous noterons cependant que sur les 58 datations Ar/K, 35 ont été effectuées sur biotite seule et 4 sur muscovite. Or on sait combien ces minéraux sont sensibles à l'histoire thermique de la masse intrusive dont ils font partie (R.L. ARMSTRONG, 1966) et on connaît les surprises que peuvent apporter des datations effectuées sur roche totale et sur muscovite ou biotite. En Asie du Sud-Est même, BURTON et BIGNELL (1969) ont montré qu'un même échantillon daté par Ar/K sur biotite et par Rb/Sr sur roche totale pouvait passer de 50 à 186 M.a.! Aussi, malgré l'importance des données géochronologiques fournies par les auteurs russes pour le Nord Viet Nam nous devons considérer leurs conclusions avec beaucoup de prudence et surtout ne pas négliger les données classiques antérieures.

1 - 2 A u S u d V i e t N a m

Récemment C. FAURE et H. FONTAINE (1969) ont présenté la totalité des datations du Viet Nam méridional. Sept datations absolues de granite ont été publiées, elles figurent à la fig. 6 et dans le tableau suivant :

Lieu	Méthode	Age en M.a.	Epoque
Dinh Quan	Rb/Sr biotite	98 et 199	Crétacé sup.
Hon Trung Lon	Ar/K r.totale	70 ± 3	fin Crétacé
Nui Sam	Ar/K biotite	6,7 ± 0,3	Pliocène
Ba-Ngõi	"	101 ± 3	Crétacé sup.
Hõn Khoai	"	183 ± 2	Jurassique inf.
Da Lat	"	191 ± 4	Jurassique inf.
Dak To	"	398 ± 7	Dévonien

Tableau n° 1

Ces quelques datations, jointes à de nouvelles données de terrains, font abandonner l'idée d'un magmatisme prédominant au Moscovien et les auteurs soulignent l'existence de deux phases principales de magmatisme au Jurassique inférieur (et non au Trias) et au Crétacé. Nous aurons la même attitude que pour les données au Nord Viet Nam et ce, d'autant plus qu'ici une date de 6,7 M.a. est donnée pour le granite de Nui Sam toujours par la méthode Ar/K sur biotite. Les auteurs d'ailleurs soulignent les traces de contraintes tectoniques subies par toutes ces roches et admettent la

possibilité d'un âge radiogénique dû à un rajeunissement au cours d'une phase tectonique récente.

1 - 3 A u C a m b o d g e

Si, à l'heure actuelle, d'assez nombreuses datations sont en cours on ne possède qu'une seule date publiée (LASSERRE et al., 1968) ; c'est celle du granite de Bo Kham (province de Ratamakiri). La datation effectuée sur muscovite, feldspath potassique et roche totale donne 227 M.a., soit le sommet du Permien.

Récemment une digitation du massif de Kchol vient de se voir attribuer un âge Sinémurien.

1 - 4 L a p é n i n s u l e t h a ï l a n d o - m a l a i s e

Dans cette zone on possède un assez grand nombre de datations dues essentiellement aux problèmes posés par la "ceinture de l'étain" dans la péninsule. Une controverse entre HILDE et ENGEL (1967) et BURTON et BIGNELL (1969) a permis d'éclaircir le problème que nous soulevions plus haut de la valeur des datations Ar/K sur biotite ou muscovite et sur roche totale.

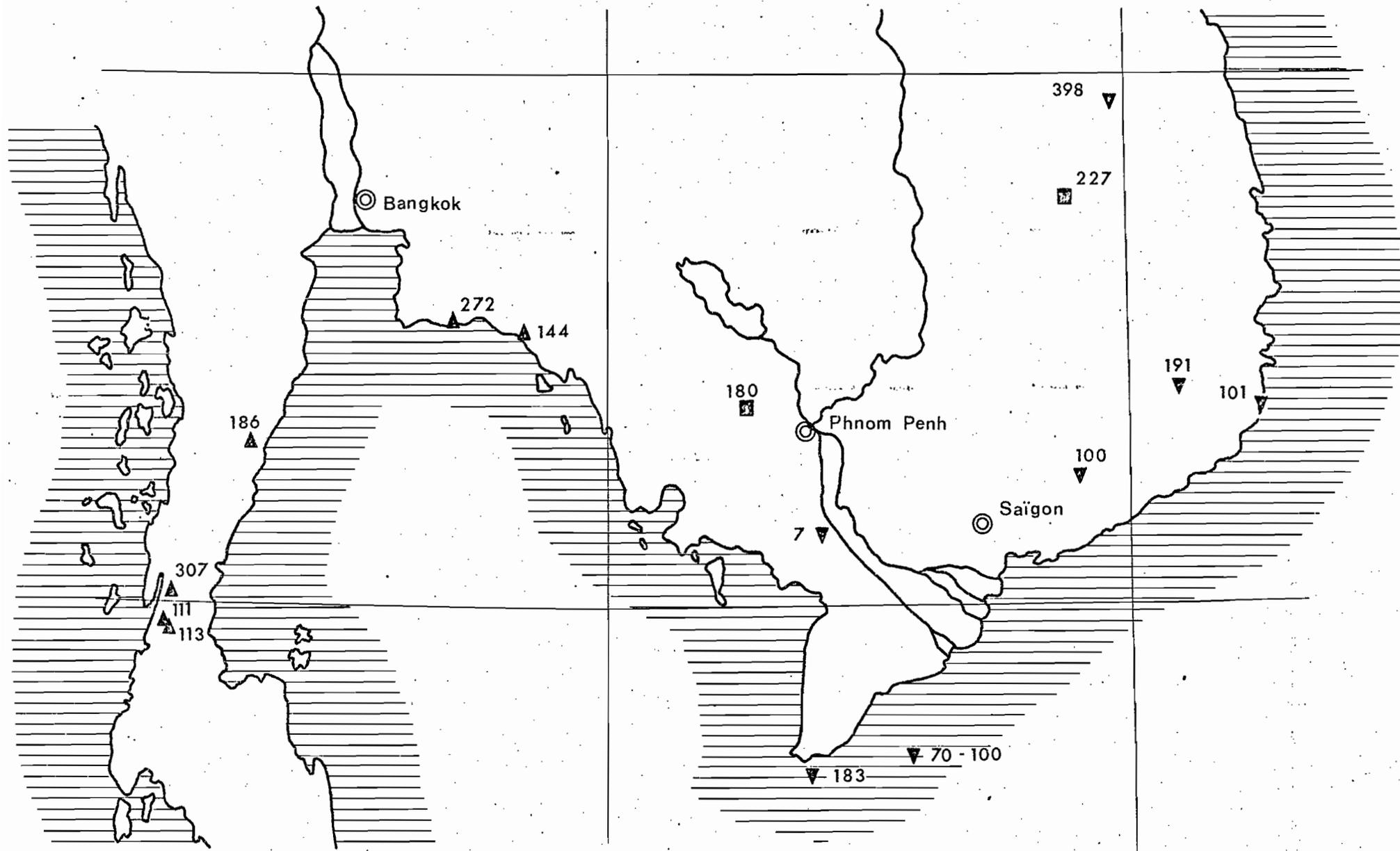
HILDE et ENGEL (1967) ayant daté par cette méthode le granite de l'île de Hon Trung Lon située au sud du delta du Mékong à 70-100 M.a., soit Crétacé supérieur, en déduisaient "a previously unrecognized period of intrusion in the region" ; extrapolant vers le N-W le long de la côte est du Golfe de Thaïlande ils ont cru mettre en évidence une bande d'affleurements granitiques crétacés distincts des granites triasiques et jurassiques de la côte ouest et de la ceinture de l'étain.

S'attaquant à ce problème, BURTON et BIGNEL (1969) ont pu prouver que les âges fournis par Ar/K différaient des âges par Rb/Sr dans des proportions souvent importantes.

L'âge Ar/K fournit essentiellement le moment de refroidissement de l'intrusion puisqu'il existe une température critique à partir de laquelle les minéraux commencent seulement à retenir l'argon (HURLEY et al., 1962). De plus l'argon est beaucoup plus sensible aux effets du métamorphisme qui induisent dans les minéraux et la roche totale une perte de ce gaz.

A l'inverse, les âges fournis par Rb/Sr ne dépendent que de la rétention des ions Sr^{87} qui sont moins enclins à migrer que les atomes d'Ar. Et même dans le cas où l'on assiste, par métamorphisme par exemple, à une telle migration, le système peut être considéré comme clos, la migration ne se faisant pas avec perte absolue globale (au niveau de la roche totale).

C'est ainsi que les auteurs de cette mise au point ont montré que sur six datations de granites du sud de la Thaïlande, six (272 à 111 M.a.)



Géochronologie des granites

(âges en millions d'années)

donnent un âge atteignant au maximum le Crétacé inférieur par la méthode Rb/Sr sur roche totale ; ces mêmes granites se retrouvent tous au Crétacé supérieur et au Paléogène (50 à 73 M.a.) si on applique uniquement la méthode Ar/K sur biotite, muscovite ou hornblende. Ceci amène BURTON et BIGNELL à penser que la phase principale d'intrusion granitique dans le N-E du Golfe de Thaïlande est triasique ou plus ancienne (Carbonifère supérieur).

Ces résultats confirment les conclusions de KLIMPE (1962) pour qui les traits structuraux de la Thaïlande sont dominés par l'orogénèse cimmérienne et la mise en place de granites syntectoniques. Pour lui, la Thaïlande est grossièrement séparée en deux au niveau de la vallée de la Ménam suivant une ligne méridienne : à l'Est les granites sont du Trias supérieur alors qu'à l'Ouest ils datent du Jurassique supérieur ; les granites orientaux sont à hornblende et biotite alors que les granites occidentaux sont caractérisés par muscovite et biotite. Entre ces deux bandes d'affleurements granitiques se situerait une zone structurellement faible où se sont mis en place des intrusions datant du Tertiaire terminal et du Pléistocène (basaltes).

1 - 5 E n M a l a i s i e

SNELLING, BIGNELL et HARDING (1968) ont pu mettre en évidence le même phénomène. A partir de trente déterminations d'âge par Rb/Sr sur roche totale, ils ont pu montrer qu'il existait en Malaisie trois générations principales de granites :

- au Carbonifère supérieur, une période d'intrusion granitique connue grâce à quinze datations comprises entre 280 et 300 M.a. principalement sur la côte est de la péninsule malaise. Aucune datation Ar/K n'a fourni de telles dates. Les micas des granites de cette époque donnent des âges de 60 à 260 M.a.
- au Trias moyen et inférieur, (11 échantillons de 200 à 230 M.a.) on a une double phase d'intrusion, l'une aux alentours de 200 M.a., l'autre vers 230 M.a. Les micas de ces granites donnent des âges apparents compris entre 50 et 205 M.a. Ces granites sont associés à l'orogénèse triasique, importante dans la péninsule.
- au Crétacé supérieur, on possède 4 datations aux alentours de 70 M.a.

1 - 6 A B o r n é o

Neuf datations absolues de la côte nord-ouest de Bornéo ont été groupées par HILDE et ENGEL (1967), d'après les travaux de ROE (1965), WOLFENDEN et HAILE (1963), KIRK (1964), et WILFORD et KHO (1965). Ces dates s'étendent de 1,3 à 210 M.a. Parmi elles on note trois dates pliocènes,

deux miocènes, deux crétacés supérieurs et deux triasiques. L'ensemble de ces dates ont été obtenues par la méthode Ar/K ou Pb.

2.- AGE DES GRANITES

Sur l'ensemble des données que nous venons d'exposer, nous pouvons faire les commentaires suivants :

- A travers les datations absolues de l'Asie du Sud-Est se pose le problème de l'existence de granites crétacés supérieurs, postérieurs à 100 M.a., dont la série de Fan Si Pan au Nord Viet Nam serait l'exemple. On ne peut, a priori, rejeter l'hypothèse d'une mise en place de granites à cette époque ; pour les raisons que nous avons exposées précédemment, il paraît raisonnable d'attendre de nouvelles mesures plus complètes pour se prononcer. Cependant dès maintenant et compte tenu principalement des résultats fournis par BURTON et BIGNELL (1969) et SNELLING. BIGNELL et HARDING (1968), il est permis d'affirmer que durant le Crétacé supérieur et tout le Paléogène les granites antérieurs à cette époque ont pu subir des contraintes tectoniques et peut-être un métamorphisme général tel que leur âge radiogénique a été "rajeuni" par perte d'argon. Ce rajeunissement pourrait être dû à la mise en place de nouveaux granites d'âge crétacé. En effet le test de FISCHER appliqué sur les cinquante sept échantillons datés au Nord Viet Nam nous permet d'affirmer que l'on a 99,9 % de probabilités pour que les datations comprises entre 29 et 170 M.a. et celles comprises entre 180 et 270 M.a. fassent partie de deux ensembles distincts sans solution de continuité. Cela confirme non pas la mise en place de granites crétacés mais la spécificité du ou des phénomènes qui sont la cause des âges radiogéniques de cette époque.

Il est permis aussi de supposer que ce "rajeunissement" est dû à une mise à l'affleurement et, par suite, un refroidissement total des intrusions à cette période seulement, grâce à un décapage de leur couverture sédimentaire au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur. Cette mise à jour progressive d'intrusions granitiques mises en place très profondément, ne peut s'expliquer que par un soulèvement puissant de toute la péninsule au cours du Jurassique, principalement au Nord. Cette hypothèse qu'aucune preuve réelle directe ne vient étayer aurait le mérite d'expliquer les 2000 à 3000 mètres de grès continentaux qui ont recouvert l'ensemble du pays au cours du Jurassique et du Crétacé. Cette série appelée "série des Indosinias" par les géologues de l'ex-Indochine, "série de Khorat" en Thaïlande (BROWN et al., 1951), "Gagan Group" (PATON, 1959) en Malaisie, serait le résultat de cette érosion.

La réalité de ces phases de surrection, sinon l'époque de leur mouvement, est attestée par l'altitude à laquelle ont été portées les roches intrusives de la chaîne du Fan Si Pan (Nord Viet Nam) qui, datées par Ar/K sur biotite du Crétacé, culminent à 3.142 m d'altitude.

- Ce soulèvement aurait pu continuer postérieurement au Paléogène en certaines régions particulièrement peu consolidées, si on considère par exemple les datations du NUI SAM à la frontière kméro-vietnamienne (6,7 M.a.) et du nord-ouest de Bornéo (1,3 - 1,7 - 9 M.a.). Il faudrait évidemment avoir beaucoup plus de mesures géochronologiques de ces régions pour l'affirmer mais on peut déjà noter que le NUI SAM est situé à un noeud structural, au croisement de la zone haute du seuil de Hon Khoai, du seuil de Long Xuyen et de la faille supposée longeant le Tonlé Sap-Bassac. Nous avons là une structure favorable à un important soulèvement récent.
- Malgré le faible nombre de données géochronologiques antérieures à 270 M.a. (anté-permien), les quinze dates groupées entre 280 et 300 M.a. en Malaisie ainsi que deux dates en Thaïlande prouvent la réalité des granites du Carbonifère supérieur (Moscovien) et justifient l'existence de granites hercyniens même s'ils n'ont pas l'extension que leur donnait J. FROMAGET.

Par ailleurs, la date de 399 M.a. (base du Dévonien) du granite de Dak To (Sud Viet Nam) considérée comme un minimum par FAURE et FONTAINE (1969) prouve l'existence de granites antérieurs. Les auteurs russes ont donc tort de considérer qu'il n'existe pas de magmatisme primaire. De plus au Nord Viet Nam il est probable que l'ensemble des groupes magmatiques décrits ont subi un rajeunissement généralisé dû soit à l'orogénèse norienne, soit aux orogénèses postérieures.*

- En considérant la dispersion des dates postérieures au Carbonifère fournies pour l'ensemble de l'Asie du Sud-Est et en supposant que la majorité de ces données sont les âges apparents du dernier phénomène tectonique ou métamorphique que les roches analysées ont subi, on peut être amené à penser qu'on a affaire à un phénomène continu étalé sur les 270 derniers M.a.

La grande variété des techniques géochronologiques employées et la dispersion dans l'espace des données obtenues ne permettent pas de traiter l'ensemble de façon statistique, aussi n'avons-nous pu effectuer le traitement statistique que des 57 mesures du Nord Viet Nam. Nous en avons donné plus haut le principal résultat, à savoir : les mesures du Nord Viet Nam ne peuvent être considérées comme une suite continue dans le temps. Le

test de FISCHER $(T = \sqrt{\frac{2(\bar{X}_1 - \bar{X}_2)^2}{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}}$ prouve que l'on a au moins deux

populations distinctes (29-170 M.a. et 180-270 M.a.). En termes géologiques on peut en déduire que l'ensemble des séries magmatiques du Nord Viet Nam ne sont pas le résultat d'une mise à jour progressive d'un même magma mis en place profondément au cours d'un seul épisode, mais que, si c'est le même magma primitif qu'on retrouve partout, il y a eu plusieurs phases distinctes de rajeunissement, dont les causes ont pu être diverses (tectoniques, métamorphiques, érosion de la chape sédimentaire).

- Dans le contexte actuel des données géochronologiques de l'Asie du Sud-Est et compte tenu de l'analyse critique que nous avons présentée, il nous paraît que la base la plus sérieuse pour définir les différentes phases de magmatisme est celle présentée par SNELLING et al. (1968) pour la Malaisie, à partir de datations Rb/Sr sur roche totale :

- Phase du Carbonifère supérieur (280-300 M.a.) (Stéphanien-Autunien),
- Phase du Trias inférieur (200 et 230 M.a.),
- Phase Crétacé supérieur (70 M.a.)

avec certainement une ou plusieurs phases antérieures au Moscovien ; au Nord Viet Nam, I. ROZANOV (1966) reconnaît une phase magmatique au Cambrien tardif.

Par rapport au schéma de J. FROMAGET, la différence fondamentale réside dans l'existence de deux phases triasiques, non mises en évidence jusqu'ici et qui paraissent prédominantes en Malaisie

La phase du Crétacé supérieur en Malaisie est peu importante, alors qu'elle semble dominante au Nord Viet Nam, où nous préférons cependant parler non pas d'une phase de magmatisme mais plutôt d'une phase "thermique" donnant un âge radiogénique apparent.

- Au point de vue structural, l'image quelque peu confuse pour l'instant que nous donne l'ensemble des âges radiogéniques des roches magmatiques de l'Asie du Sud-Est permet cependant de voir que, principalement à l'ouest du pays, les granites se sont mis en place grossièrement en auréoles successives contre le bloc consolidé de l'Indonésie ; les granites étant de plus en plus récents d'Est en Ouest.

Cependant les différents "feuilletts" ainsi accolés ont laissé entre eux des zones structurellement faibles au travers desquelles se sont mis en place des magmas plus jeunes que le feuillet le plus récent. C'est le cas pour la zone qui sépare les granites triasiques des granites jurassiques ou crétacés en Thaïlande. Cette constatation est peut-être, en dernière analyse, l'explication des âges excessivement jeunes de certains magmas (Nui Sam au Sud Viet Nam, nord-ouest de Bornéo) : ils se trouveraient dans les joints de moindre résistance du bâti général et jalonnent ainsi les "lignes disjonctives" où s'est jouée la néotectonique de la région.

Deuxième Partie

GEOLOGIE REGIONALE

- Le massif des Cardamomes.
- Le Cambodge karstique.
- La cuvette du Grand Lac.
- Le Cambodge central.
- Les Bas-Plateaux basaltiques.

Chapitre Premier

LE MASSIF DES CARDAMOMES .

Nous groupons sous ce terme l'ensemble de la chaîne gréseuse des Cardamomes jusqu'à la frontière thaïlandaise. Cette région, très peu connue tant géologiquement que géographiquement, a été parcourue durant les années 30 par J. GUBLER et c'est essentiellement son travail (1935) qui sert de base à la connaissance géologique de cette région. Nous avons pu en 1966 traverser cette chaîne du parallèle de Pursat jusqu'au plateau de Kirirum sur un parcours d'environ 400 km. Cette tournée de trois semaines, à dos d'éléphant, jointe à plusieurs tournées au sud de la chaîne, par mer, a permis de récolter un certain nombre de documents sur le Quaternaire que nous présentons ci-dessous. Une partie de ces résultats a déjà été publiée (CARBONNEL, 1967).

1.- STRUCTURE GENERALE D'ENSEMBLE

Le massif des Cardamomes est la zone montagneuse, orientée SSE-NNW, occupant tout l'Ouest cambodgien. Son altitude est moyenne (200 à 1000 m), mais elle forme cependant un véritable barrage géographique entre la basse vallée du Mékong et celle de la Ménam. J. GUBLER (1935), dont on ne saurait assez louer le travail dans cette région, en a fourni un très bon aperçu géographique.

On peut diviser le massif en quatre zones principales (Fig. 7) :

1 - 1 La zone côtière

Elle s'étend de Réam à la frontière thaïlandaise. C'est une région de collines gréseuses (100 à 300 m) isolées par des zones alluviales plus ou moins marécageuses en voie d'engraissement vers la mer (région de Khémarak Phouminville, Kâs Kapick, Kâs Moul (îlot cône des auteurs français). Cette zone forme principalement le massif carré limité à l'Est par le Golfe de Kompong Som.

1 - 2 Les Cardamomes méridionales

Elles sont composées de deux massifs distincts : d'une part la chaîne de l'Eléphant qui se termine sur la mer au Bokor en falaise verticale de 1000 m et d'autre part l'Aur Molau ou plateau du Kirirum qui lui fait suite au Nord.

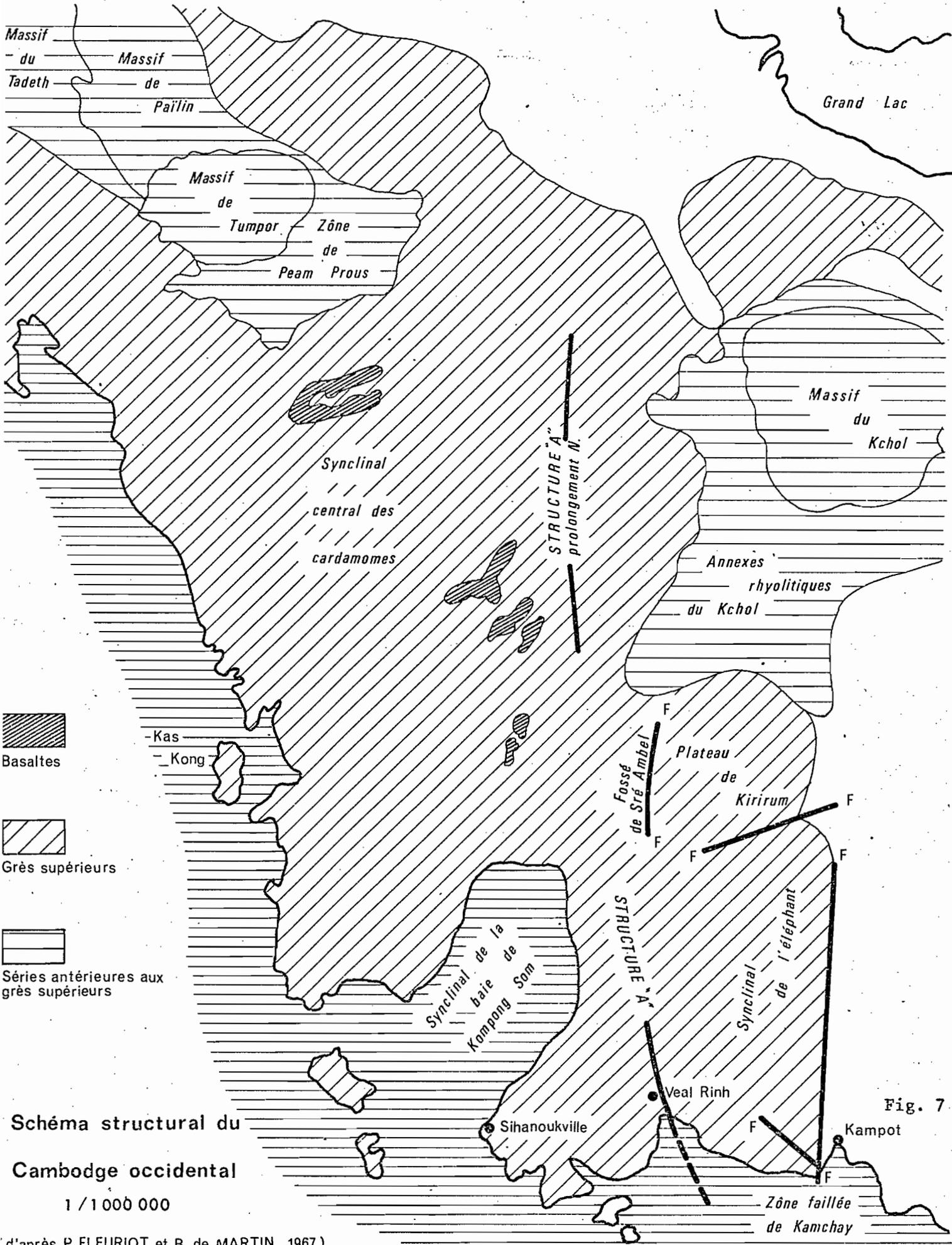
- La chaîne de l'Eléphant, orientée N-S et longue d'environ 65 km, s'étend de la falaise du Bokor au col de Pich Nil. C'est un plateau élevé, d'allure tabulaire, qui culmine aux alentours de 1000 m, isolé de la chaîne principale à l'Ouest par la vallée de Veal Rinh. La rivière de Kampot le limite à l'Est. La chaîne de l'Eléphant paraît divisée en deux ensembles par la vallée de Kamchay qui emprunte certainement un accident majeur de direction NW-SE.

La série continentale post-triasique dite "des Grès supérieurs" qui constitue la falaise du Bokor dessine, dans la chaîne de l'Eléphant, un vaste synclinal limité à l'Est par un grand accident N-S. Un autre accident majeur de direction NE-SW le limite au Nord au niveau du col de Pich Nil.

- Le plateau de Kirirum qui fait suite au Nord, à partir de la faille du col de Pich Nil, est limité au Nord par une dépression latitudinale reliant la haute vallée du Prek Thnot (rivière de Kompong Speu) au "fossé" de Sré Ambel. Ce dernier constitue la limite ouest du plateau. Le plateau du Kirirum est violemment attaqué par l'érosion et son sommet est découpé en collines irrégulières, recouvertes de forêts de conifères.

1 - 3 Les Cardamomes centrales

Elles s'étendent de l'Aur Molau jusqu'à la vallée de la rivière de Pursat. C'est un ensemble montagneux atteignant 1000 à 1500 m d'altitude (massif du Pan, Knang Trapéang) très profondément incisé par les rivières allant se jeter dans le Golfe de Thaïlande : stung Chay Areng, Stung



Massif
- du
Tadeth

Massif
de
Païlin

Massif
de
Tumpor

Zône
de
Peam Prou

Grand Lac

Massif
du
Kchol

Synclinal
central des
cardamomes

STRUCTURE "A"
prolongement N.

Annexes
rhyolitiques
du Kchol

Basaltes

- Kas
- Kong

Fossé
de Sré Ambel

Plateau
de
Kirirum

Grès supérieurs

Synclinal de la
baie de
Kompong Som

STRUCTURE "A"

Synclinal
de l'éléphant

Séries antérieures aux
grès supérieurs

Veal Rinh

Fig. 7

Schéma structural du
Cambodge occidental

1 / 1 000 000

Zône faillée
de Kamchay

(d'après P. FLEURIOT et B. de MARTIN, 1967)

de Russey Chrum, Stung Kep. Ces rivières, très profondément encaissées et étroites, isolent les différents massifs, ce qui rend leur traversée très difficile. Certaines zones du massif sont encore inexplorées, les rares zones habitées se concentrent sur les taches de terres rouges basaltiques de Veal Veng, Tatey, Chomsla, Thmar Bang... ou au coeur même des plus grandes vallées (Russey Chrum).

Les Cardamomes centrales peuvent être interprétées comme une zone synclinale plongeant vers le S-W, hachée par un système complexe de fractures. Cette structure serait bordée à l'Est par un bombement N-S faillé (tectonique en panneaux) faisant affleurer des roches éruptives diverses (FLEURIOT de LANGUE et de MARTIN de VIVIES, 1967).

1 - 4 Les Cardamomes septentrionales

Cette zone s'étend de Pursat-Leach jusqu'à la plaine de Battambang. On sort là de la partie purement gréseuse de la chaîne pour aborder une zone complexe où affleure le socle cristallin : Peam Prous, Païlin et l'immense massif rhyolitique de Tumpor qui culmine au Phnom Samkos à 1744 m. Le massif du Tadeth qui borde à l'Ouest la "fenêtre" de Païlin, correspond à un affleurement très important de grès triasiques. Les Cardamomes septentrionales pourraient être interprétées comme une remontée anticlinale du socle dégagé de sa couverture gréseuse, pour le massif du Tumpor et la zone de Peam Prous, alors qu'avec le massif du Tadeth, celui de Païlin et la zone de Battambang, on passerait à une zone beaucoup plus complexe dont la structure reste encore à analyser.

2.- LE QUATERNAIRE DE LA CHAÎNE DES CARDAMOMES

Les deux aspects principaux du Quaternaire de la chaîne des Cardamomes sont : les surfaces d'aplanissement, les coulées basaltiques ; nous les étudierons successivement :

2 - 1 Les surfaces d'aplanissement

J. GUBLER (1935) note un système de terrasses sur la rivière de Russey Chrum, ainsi que dans les vallées des stung Areng, à Chomsla, et Tatey, à Selsuos, mais ne donne aucune précision quant à leur altitude. Il figure deux de ces terrasses comme de légers replats bien marqués sur les

flancs de la vallée du Tatey. De plus, il signale que l'une de ces terrasses est recouverte par la coulée basaltique de Tatey. Ces surfaces sont considérées par J. GUBLER comme étant des surfaces d'origine fluviatile. Nous y reviendrons.

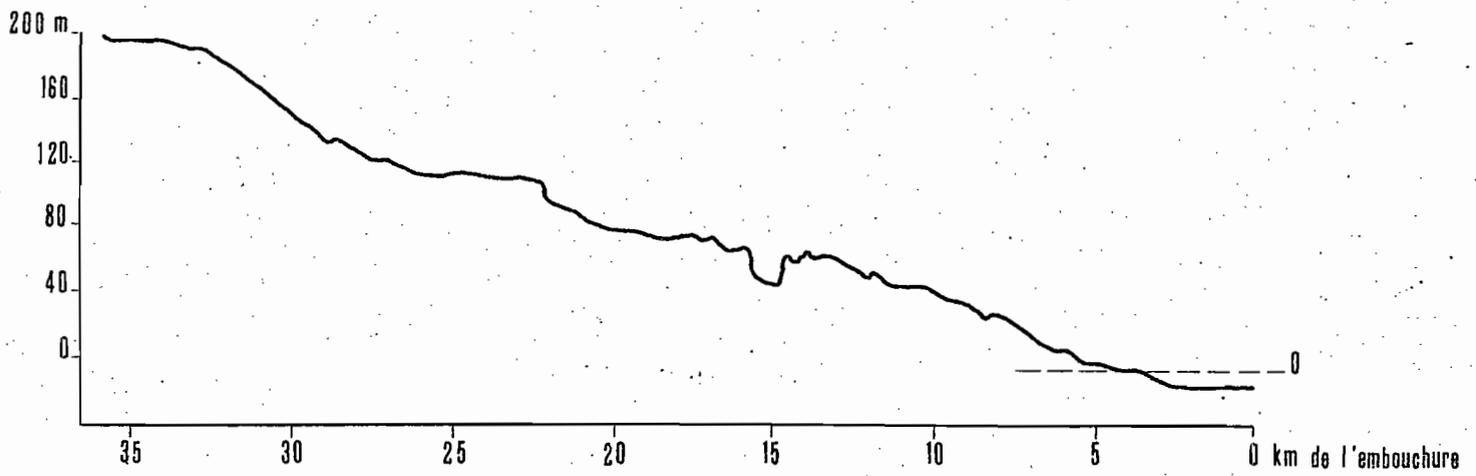
Pour l'ensemble des rivières tributaires du Golfe de Thaïlande, dont les principales sont celles de Russey Chrum, Tatey, Kep et Areng, on peut reconnaître les surfaces d'aplanissement suivantes (Fig. 9, 10 et 11) :

- une surface supérieure, relique d'une ancienne surface morphologique, située entre 1200 et 1400 m d'altitude, est visible dans le massif du Pan et au sommet du Knang Trapéang, entre Russey Chrum et Tatey, ainsi qu'au sommet du massif du Bokor. Cette surface se trouve 800 à 1000 m au-dessus des thalwegs principaux de la région.
- une autre surface morphologique, bien reconnaissable entre Sré Prang et Russey Chrum, culmine aux alentours de 600-700 m ; elle correspond à une dénivellée d'environ 250-300 m au-dessus des thalwegs. Cette surface est très étendue au nord de Russey Chrum et est limitée à un assez faible replat sur le flanc sud de la vallée. Elle est recouverte de cendres volcaniques altérées en terre rouge, sans alluvions.
- une surface de 100-150 m bien visible dans les vallées de Russey Chrum et Tatey où elle forme un promontoire bien marqué, ainsi que dans la vallée du Chruos (torrent) stung Dâ, entre Chamsla et Kamlot, où elle est recouverte de terre rouge basaltique ou directement par la coulée basaltique.
- une terrasse de 50 m peu marquée mais bien visible dans la vallée de Russey Chrum, où elle est recouverte d'éboulis.

Le fait que toutes les rivières aient un profil en long en "marches d'escalier" (Fig. 8), que leur cours soit coupé de rapides et de chutes (celle de Kbal Prek Kaspour sur le stung de Russey Chrum, par exemple) tendrait à faire supposer que les variations du niveau marin au cours du Quaternaire n'ont pas eu de répercussion sur le profil en long de ces rivières ainsi jalonnées par des niveaux de base locaux. Nous expliquons mal, par exemple, la surface à 250-300 m des thalwegs si nous ne faisons pas appel à des phénomènes tectoniques (épirogenèse ?). C'est ainsi que la surface de + 100 m dans le cours inférieur du stung de Russey Chrum, directement au nord du nouveau village de Khêmarak Phouminville, est limitée par une faille au pied de laquelle coule la rivière. Il semble là que la faille soit postérieure à la formation de la "terrasse". La présence de coulées basaltiques récentes sur ces surfaces témoigne de même de l'existence de ces phénomènes tectoniques.

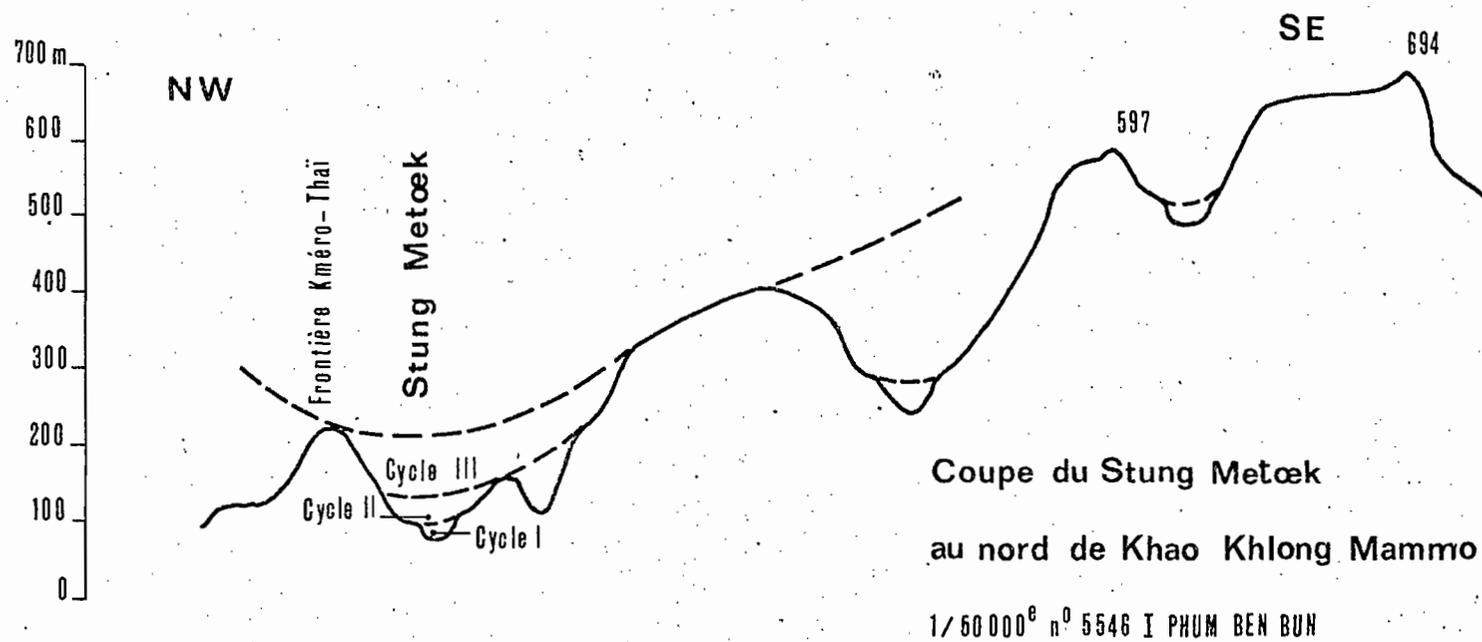
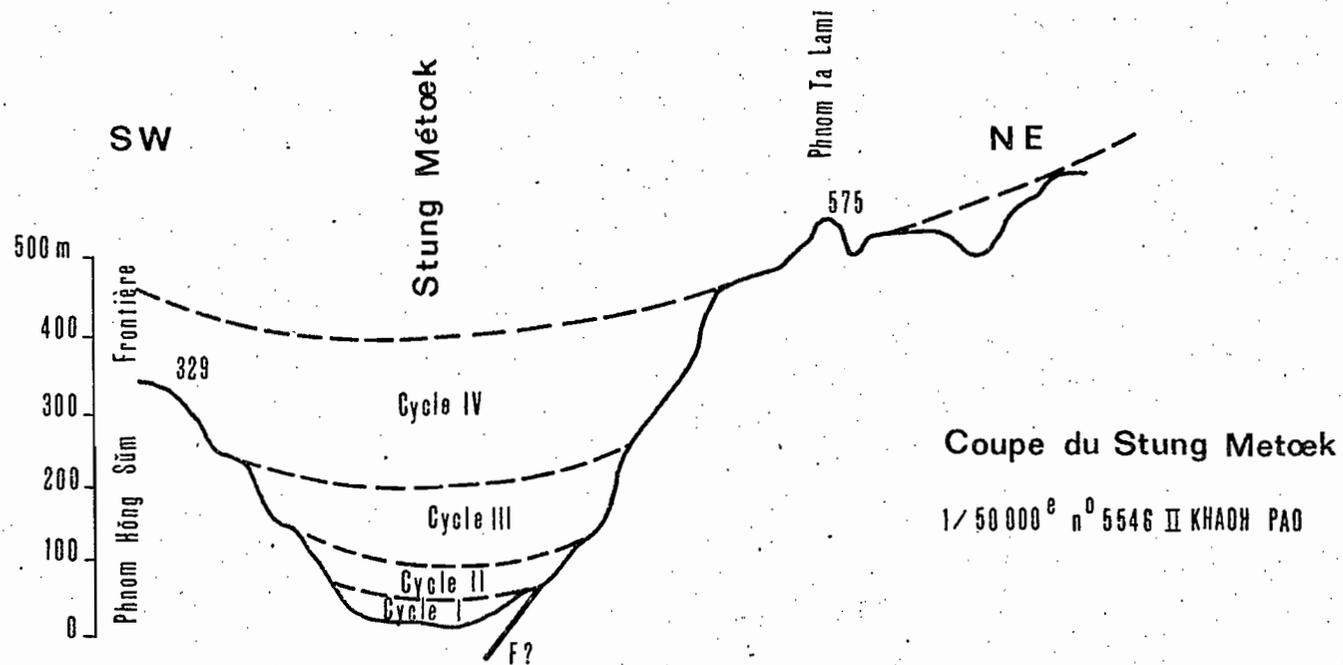
C'est pourquoi nous préférierions voir dans ces surfaces des "surfaces d'aplanissement d'origine tectonique", tout du moins pour ce qui est des surfaces supérieures à celle de + 100 m, puisque nous verrons que la terrasse fluviale de + 100 m du Mékong (part. III, 1) a subi des mouvements postérieurs à son élaboration.

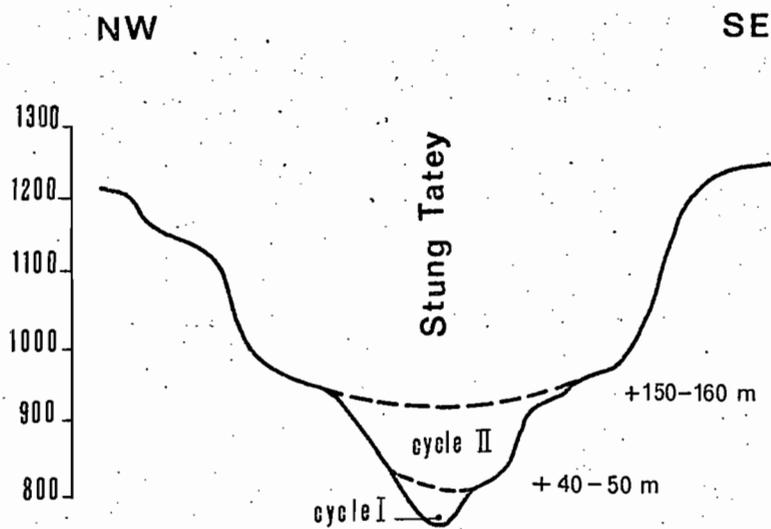
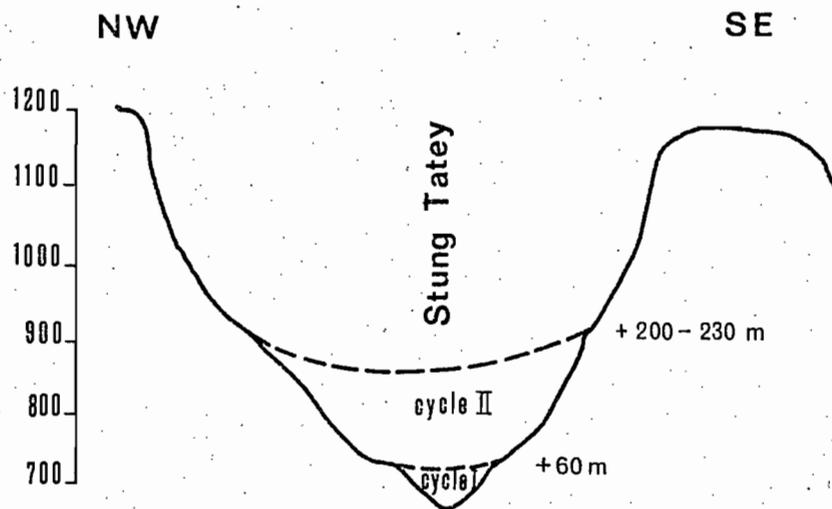
Cette interprétation nous semble d'autant plus justifiée qu'aucun sédiment corrélatif n'a pu être retrouvé sur ces surfaces. Elles se concrétisent uniquement par des replats morphologiques coupant souvent les couches subhorizontales des "Grès supérieurs" suivant un angle aigu. Ces surfaces



Rivière de Kamchay-Kampot

profil en long

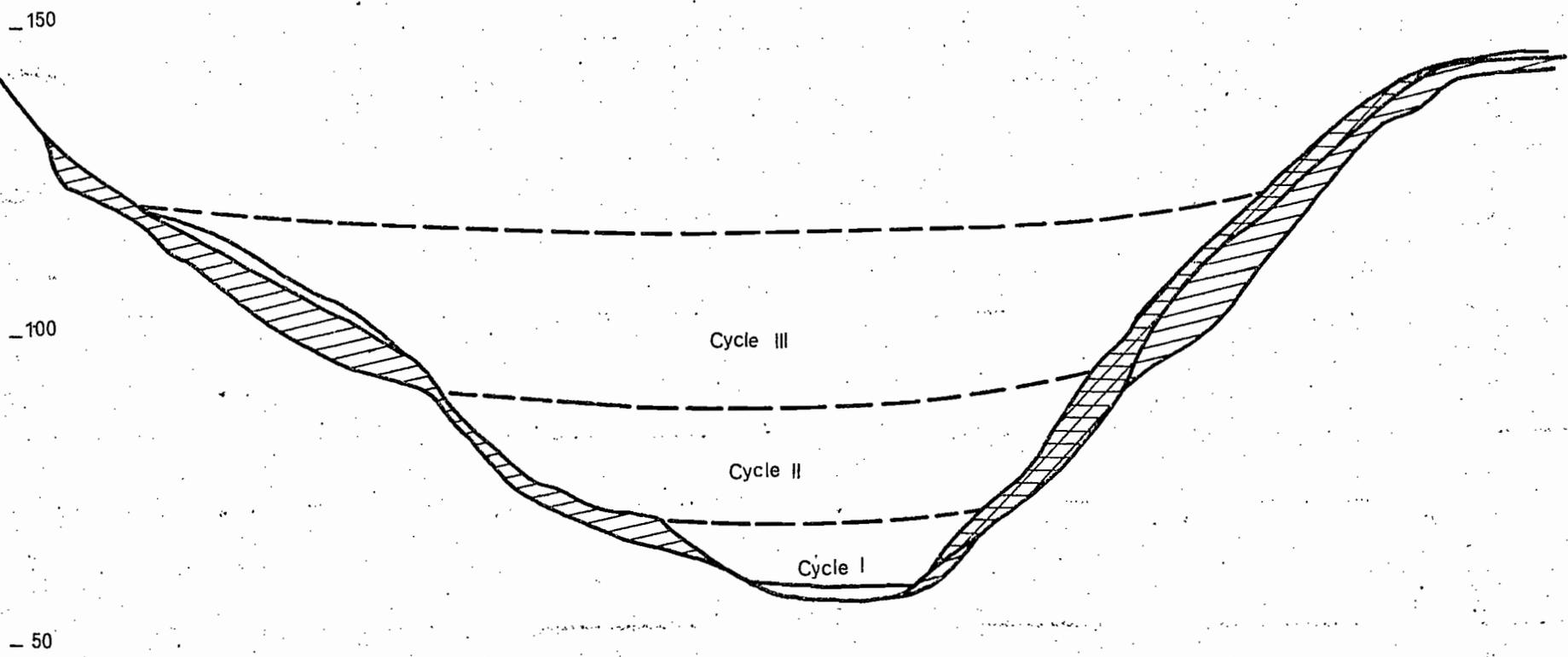




Coupes du Stung Tatey - cours supérieur

1/50.000 n° 5746 IV Phnom Bakan

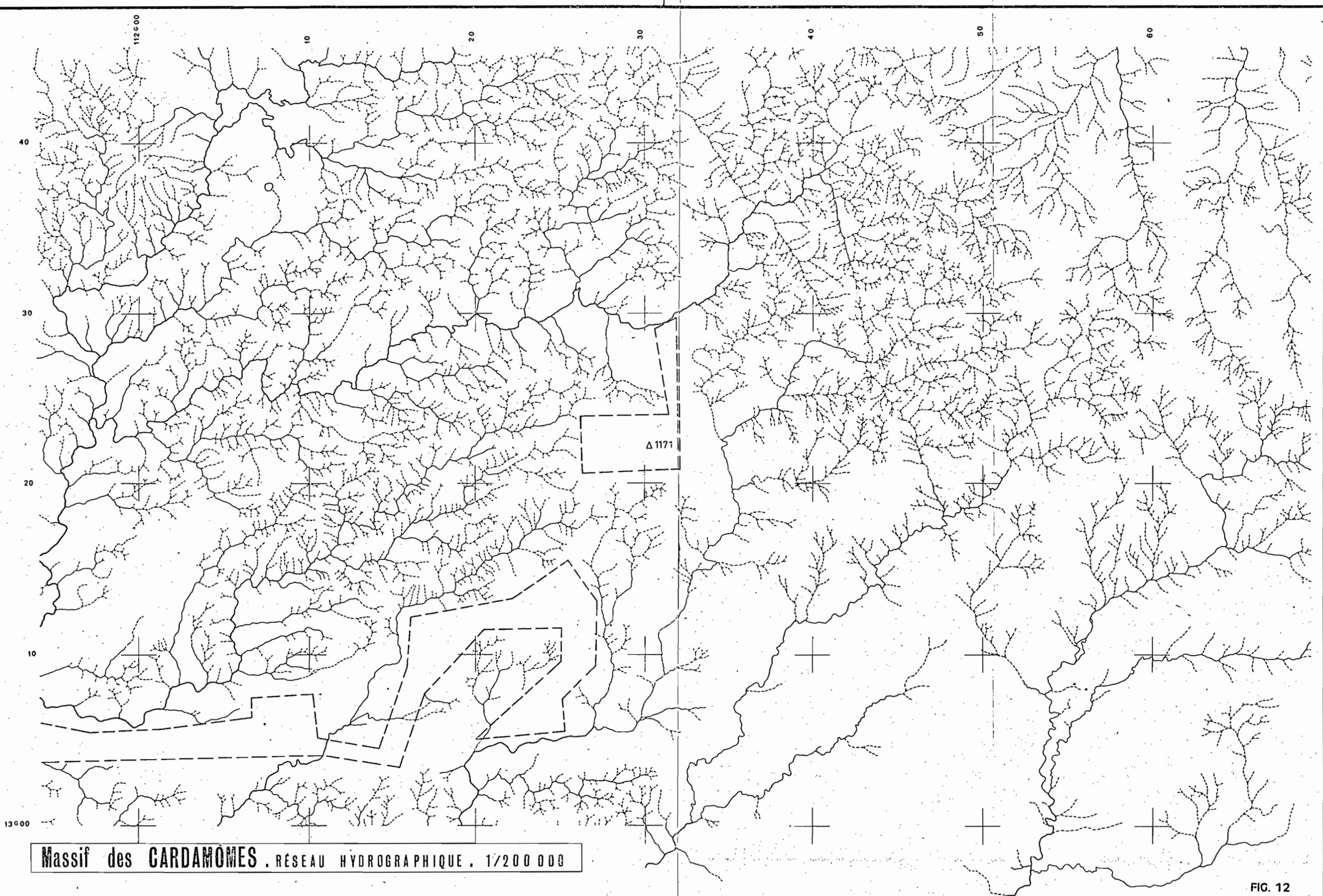
La coupe du haut est située en amont de celle du bas



Rivière de Kamchay-Kampot

profil transversal

cycle d'érosion



Massif des CARDAMOMES . RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE . 1/200 000

FIG. 12

Chaîne des CARDAMOMES

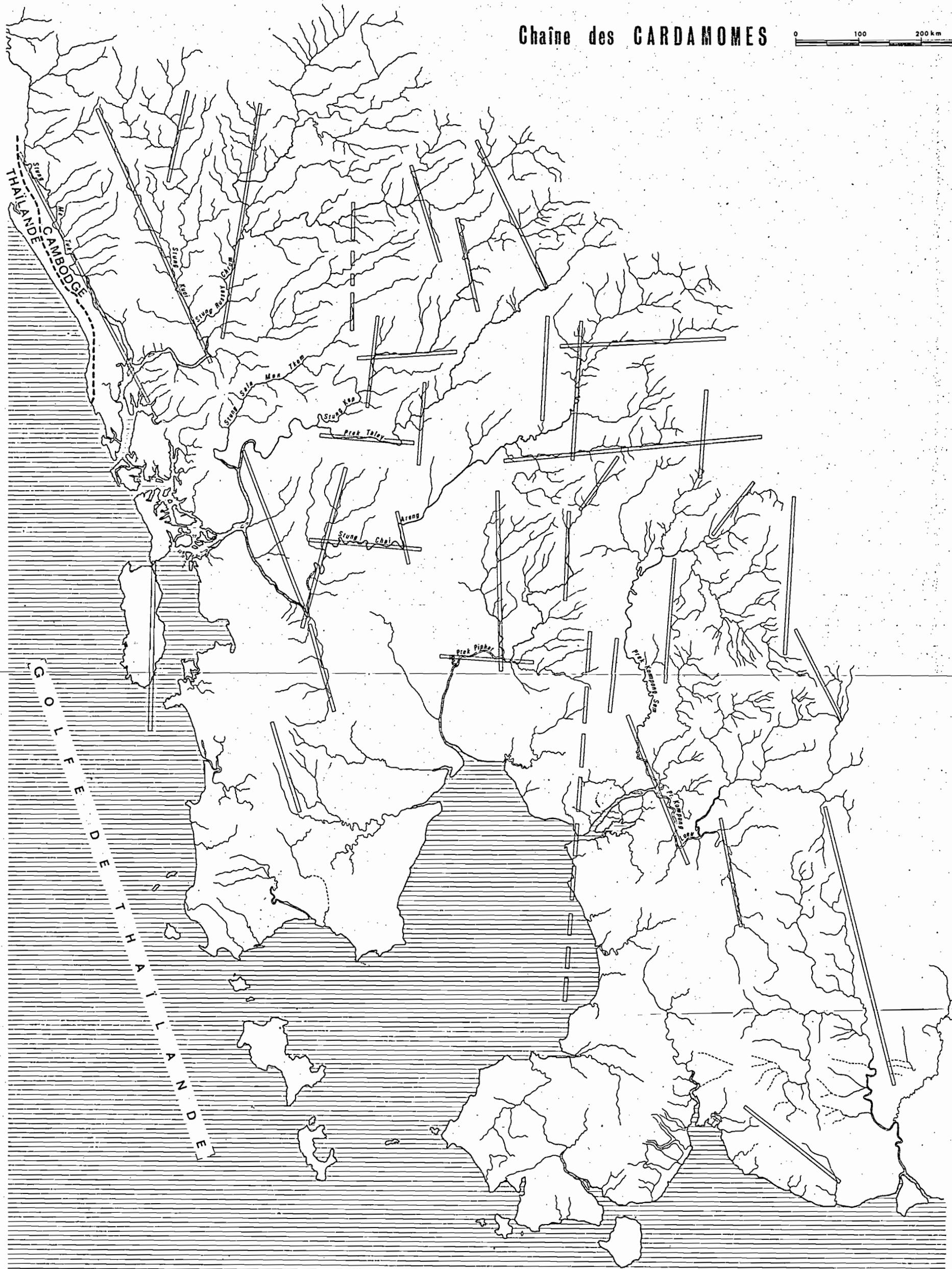
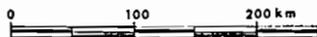


FIG. 13

sont ou bien vierges de tout dépôt (les grès affleurant directement sous une maigre couverture pédologique), ou bien encombrées d'éboulis locaux reposant directement sur les grès; l'érosion postérieure a pu évidemment être responsable de cet état de fait.

Si nous voulons comprendre la formation de ces surfaces il nous faut revenir sur la structure générale du massif des Cardamomes et sa tectonique. Cette tectonique est très peu connue.

Les grès qui forment l'ensemble du massif sont post-triasiques et forment un ensemble complexe de sédiments continentaux pouvant atteindre le Crétacé. Ils sont subhorizontaux mais paraissent avoir subi les mouvements himalayens et post-himalayens. Ces mouvements se sont poursuivis jusqu'à l'époque actuelle (SAURIN, 1966 ; CARBONNEL, 1965, 1966). Aux mouvements himalayens peut être rattaché le basculement général de l'immense table gréseuse des Cardamomes vers le S-W et S. Ce basculement s'est accompagné de la formation d'un réseau de fractures qui n'ont encore fait l'objet d'aucune cartographie. En l'absence de carte topographique précise à grande échelle au moment de notre travail de terrain, nous nous sommes servi du dessin du réseau hydrographique (Fig. 12) ainsi que d'une partie des photos aériennes pour tracer les grandes lignes de ces dislocations. La fig. 13 présente un essai de localisation de ce réseau très serré de fractures pour le centre de la chaîne.

Quatre directions principales sont à retenir :

- les fractures subméridiennes (350 à 10°)
- les fractures sublatitudinales (270 à 300°)
- les fractures nord-est (40 à 50°)
- les fractures nord-ouest (330 à 34°)

Récemment une étude effectuée par l'Institut Français du Pétrole a permis de tracer le diagramme de répartition du réseau de fractures, pour les grès de la feuille à 1/100 000ème de Tuk Sok. Le réseau de fractures repéré sur photos aériennes est soumis à un filtrage optique qui permet d'évaluer en pourcentages les "intensités de failles" tous les 20°. Ce diagramme est représenté fig. 14. Il donne une bonne image à une petite échelle du réseau de fractures ; il faudrait l'étendre à l'ensemble du massif pour en obtenir une qui soit plus isolée des conditions locales.

Ces failles sont rectilignes, la plupart ont un très faible rejet ; elles se rencontrent à toutes les échelles (quelques mètres à l'affleurement, plusieurs kilomètres à l'échelle régionale) ; leur pendage est en général subvertical (80 à 90°).

A l'échelle du massif, les failles subméridiennes et nord-ouest semblent imposer leur direction à la structure de l'ensemble. Il semble d'ailleurs que les fractures nord-sud passent aux fractures NW-SE du sud au nord du massif, comme si l'ensemble des lignes de dislocations formait une vaste courbe à convexité tournée vers le N-E.

Toutes ces fractures ne représentent pas un même épisode tectonique. Diverses observations permettent de les hiérarchiser dans le temps. Pour P. LACOMBE (1964), la première fracturation des "grès supérieurs", de direction N-S (150-200°), a eu lieu au cours de l'orogénèse himalayenne.

Antérieurement à cette orogénèse deux fracturations (la première N-S, la seconde E-W) ont affecté le socle antéjurassique. Nous-même (1965) avons mis en évidence au niveau de la cuvette du Grand Lac une structure en damier résultant de deux systèmes tectoniques orthogonaux : des fractures NW-SE, correspondant à celles N-S de la région sud, sont antérieures à des fractures et aires de soulèvement NE-SW. Nous sommes donc assuré que postérieurement à la phase majeure (N-S) himalayenne tertiaire, le massif des Cardamomes a dû subir de nouveau des contraintes tectoniques ayant créé le réseau de fractures est-ouest. Nous placerions cet épisode secondaire au Quaternaire ancien parce que l'on observe au cours de cette période une érosion très importante sur l'ensemble du Cambodge, érosion dont la cause majeure nous paraît être d'origine tectonique. Notons qu'ensuite se sont peut-être produites de nouveau des fractures nord-sud par où se sont épanchés les basaltes de vallée du massif (CARBONNEL, 1967).

Quoiqu'il en soit, il semble bien que la continuation des phases post-himalayennes se poursuive jusqu'à l'Actuel puisque J. GUBLER (1935) considère que "toute la portion occidentale du Cambodge tributaire du Golfe de Siam a continué et continue peut-être encore son mouvement de descente".

Ainsi nous nous trouvons devant une série de surfaces d'aplanissement qui ne recèlent aucun sédiment capable de fournir des indices quant à leur origine, et qui ont certainement subi une tectonique presque continue depuis le Tertiaire. Nous ne sommes pas en droit de leur donner une origine purement fluviale et auraient-elles cette origine que leur étude altimétrique ne nous fournirait aucun élément de stratigraphie comparative. Nous pensons en particulier à la très belle étude morphologique du Tonkin et du Yunnan de DEPRAT (1915) dans laquelle l'auteur décrit cinq cycles de planation qu'il serait, à l'heure actuelle, prématuré de vouloir comparer avec les cinq surfaces du Cambodge occidental (4 surfaces et le "cycle actuel").

2. 1. 1. *Les bas niveaux.*

Au-dessous de la surface de + 50 m on observe au moins deux autres terrasses assez générales dans le Cambodge (+ 8-10 m, + 2 m) que nous étudierons avec l'ensemble des terrasses fluviales au chapitre I de la troisième partie.

Nous voudrions simplement attirer l'attention sur une formation assez curieuse que les rares géologues à avoir traversé la chaîne des Cardamomes ont tous notée (de LAMOTHE, 1926 ; GUBLER J., 1935). Nous-même l'avons observée dans le Stung Takong au gué de la piste reliant Russey Chrum à Tatey par le Knang Trapéang. Sur les bords de la rivière, au niveau de l'eau, gisent des blocs d'un conglomérat sub-en place dont nous n'avons pu trouver l'affleurement originel. Ce conglomérat à petits galets essentiellement de quartz et de rhyolite très altérée a un ciment sablo-argileux. De LAMOTHE le considérait comme un niveau interstratifié dans les "Grès supérieurs". Or GUBLER (p. 160), y ayant observé de rares éléments de "Grès supérieurs" anguleux, le considère comme le reste du démantèlement d'un niveau très récent situé au niveau actuel de la rivière.

Diagramme en "intensité de fractures" dans les grès de la feuille
de TUK-SOK au 1/100.000^{ème}

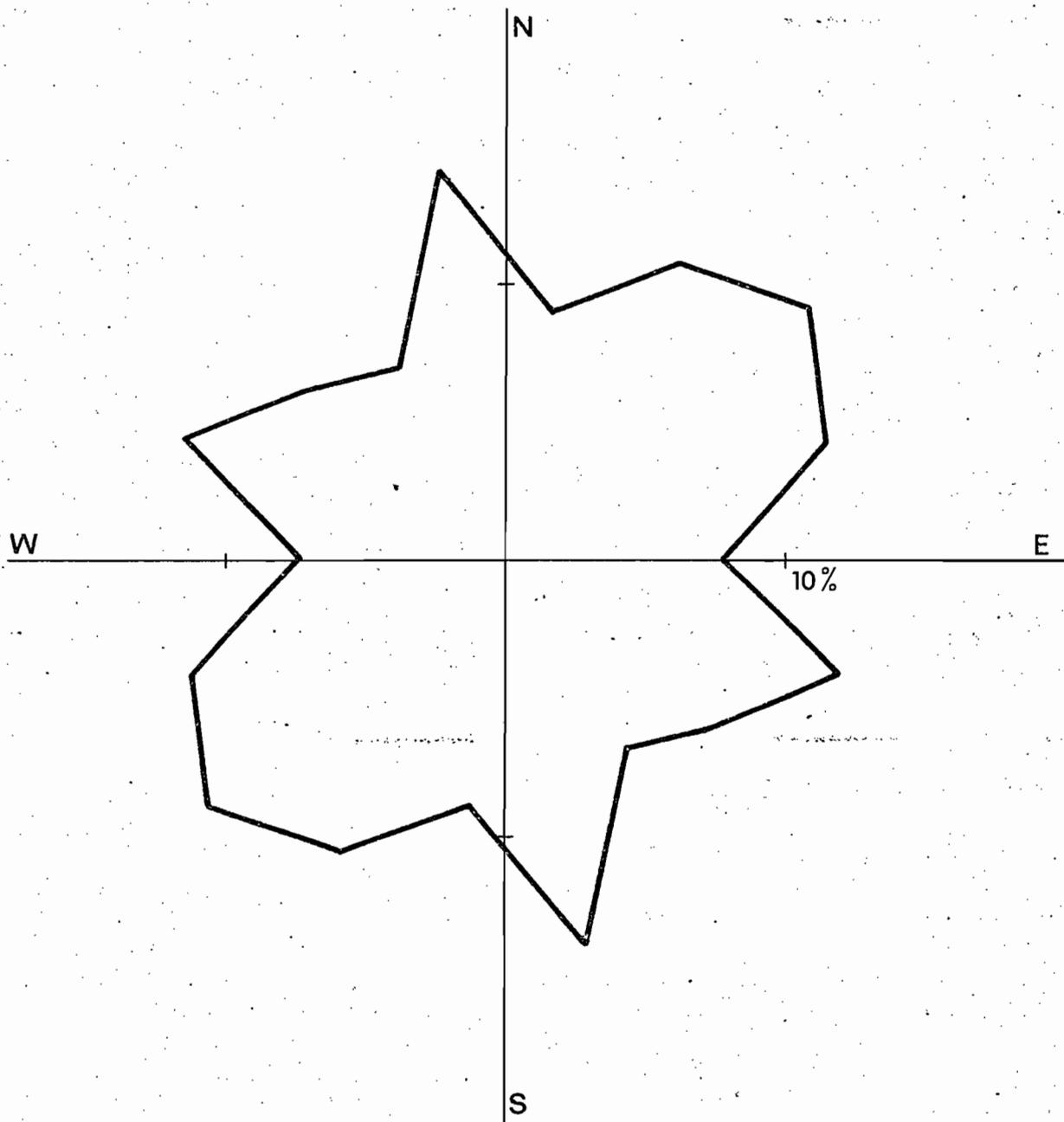


Fig. 14

Notons que cet affleurement est situé directement en aval d'un affleurement de rhyolite que la rivière traverse en une gorge suivie d'une cascade. La rhyolite est ici nettement intrusive dans les "Grès supérieurs" puisque le sommet de son affleurement est situé au moins 10 mètres au-dessus de l'affleurement de ces grès dans le fond de la rivière.

Cette proximité des rhyolites explique leur présence dans le conglomérat ; de même que les morceaux de grès supérieurs non roulés plaident en faveur d'une origine très proche des éléments de cette roche. Cette dernière correspond certainement à la cimentation des sédiments grossiers de fond de rivière à une époque où la nappe était inexistante ou sporadique, c'est-à-dire au cours d'une période tendant vers l'aride. L'emplacement morphologique de ce niveau, dans le lit même de la rivière actuelle, prouve qu'il correspond à un épisode climatique très récent, d'autre part la présence proche de rhyolite permet de supposer que la silice qui a cimenté le niveau, provient des eaux de lessivage de cet affleurement.

2 - 2 Les Basaltes

Les basaltes de la chaîne des Cardamomes ont été étudiés par J. GUBLER (1935) et associés aux "basaltes de vallées" qui correspond dans la chronologie relative de ces roches en Indochine, aux plus récentes. Pour GUBLER l'ensemble des petites coulées basaltiques du Cambodge occidental se répartit, de Païlin à la mer, le long d'une ligne continue de direction NW-SE, et représente un seul épisode éruptif.

2. 2. 1. Stratigraphie.

Nous avons vu plus haut que nous avions des coulées basaltiques ou des cendres sur deux surfaces d'aplanissement des vallées : sur celle de 600 m située à 250-300 m au-dessus des thalwegs et sur celle de 100-150 m.

- La plus haute surface morphologique sur laquelle nous avons trouvé des terres rouges d'origine basaltique est située à environ 700 m d'altitude ce qui correspond à une surface de + 300 m au-dessus de la rivière de Russey Chrum. Cette surface est recoupée par la piste de Veal Veng à Russey Chrum aux lieux dits : Phnom Rodan Muy Doeum et Phnom Knang Ronteu. Cette surface forme "l'interfluve" entre le stung Tachan et celui de Russey Chrum ; elle oscille entre 700 et 760 m d'altitude, et correspond sensiblement au Phnom Bang Kohr de la feuille à 1/50 000, n° 5646 I.

La proximité du volcan de Veal Veng (11 km au NNW à vol d'oiseau) nous inclinerait à penser que nous avons là affaire à des cendres projetées de ce volcan beaucoup plus qu'à une coulée locale et ce, d'autant plus qu'aucun basalte massif ne semble exister sur cette surface. Dans ce cas le volcan de Veal Veng avec son très beau lac de cratère (Sra Bang Dong) serait postérieur à la surface d'aplanissement de + 300m.

- la plupart des basaltes du coeur de la chaîne des Cardamomes (région de Tatey, Chamsla) repose directement sur la "terrasse" de + 100 m.

Le plus bel exemple nous est fourni par le plateau qui va du Stung Areng au village de Chamsla. Ce plateau qui s'élève en pente douce vers Chamsla est couvert de terre rouge et d'une savane arbustive secondaire témoignant que ces sols ont été défrichés et utilisés par l'homme de façon intensive, alors que maintenant seul le petit village de Chamsla existe avec sa minuscule piste d'atterrissage. Un lac de cratère de quelques ares de surface occupe, au lieu-dit Veal Trapéang Chambâk, le centre du plateau à quelques kilomètres du village.

- un troisième groupe de basaltes et cendres volcaniques se place morphologiquement plus bas que les deux précédents : ce sont les trois nouvelles coulées du graben de la rivière de Sré Ambel et les coulées de Païlin. Dans le chapitre réservé à l'étude des basaltes, nous approfondirons le problème de l'âge de ces roches.

a - Coulées du graben de la rivière de Sré Ambel (CARBONNEL, 1967 a).

Deux reconnaissances géologiques de la vallée de Sré Ambel (stung de Kompong Som) nous ont permis de localiser trois nouveaux centres éruptifs placés le long des deux zones de fracture nord-sud encadrant le graben de cette rivière. Ce graben large de 11 km environ dans sa partie médiane (11° 25' de latitude nord) présente un rétrécissement dans sa partie sud par avancée de son rebord ouest. Il est encadré au Nord et au Sud par deux systèmes de failles nord-sud.

Au Nord, il se poursuit en obliquant vers le N-E où il rejoint la haute vallée du Prek Thnot et les annexes rhyolitiques du Kchol.

Alors que dans sa partie N-S, aucune roche éruptive autre que des basaltes n'affleure dans son tronçon terminal NE-SW, on assiste à un grand développement des rhyolites.

À Kamlot (37 km au nord de Sré Ambel), à la jonction des deux tronçons du graben, le Trias affleure. Il est représenté par une alternance de grès et schistes plissés (pendage 60° au 340, direction des couches 240) recouverte en discordance par l'épaisse série des "Grès supérieurs" qui forme les fronts est et ouest du graben (600 m d'épaisseur à l'Est).

Les trois coulées basaltiques (Fig. 15) qui jalonnent ce fossé d'effondrement sont :

- au Nord-Ouest, la coulée du Knang Saam, comprise entre 80 et 50 m d'altitude, a une largeur d'environ un kilomètre ; elle est située à la base de la descente du complexe montagneux du Phnom Sral entre Chamsla et Kamlot et se trouve à environ 7 km au nord-ouest de Kamlot. Cette coulée orientée NE-SW paraît en relation avec une faille de même direction qui longerait sa bordure nord-ouest.
- au sud du couloir, la coulée du ô Pean Tanéang se trouve à 15 km au sud de Kamlot entre deux petits affluents de gauche de la rivière de Sré Ambel. Cet affleurement se trouve aux environs de 50 m d'altitude et occupe une bande de terrain orientée nord-sud d'un kilomètre de large sur environ 6 km de long.

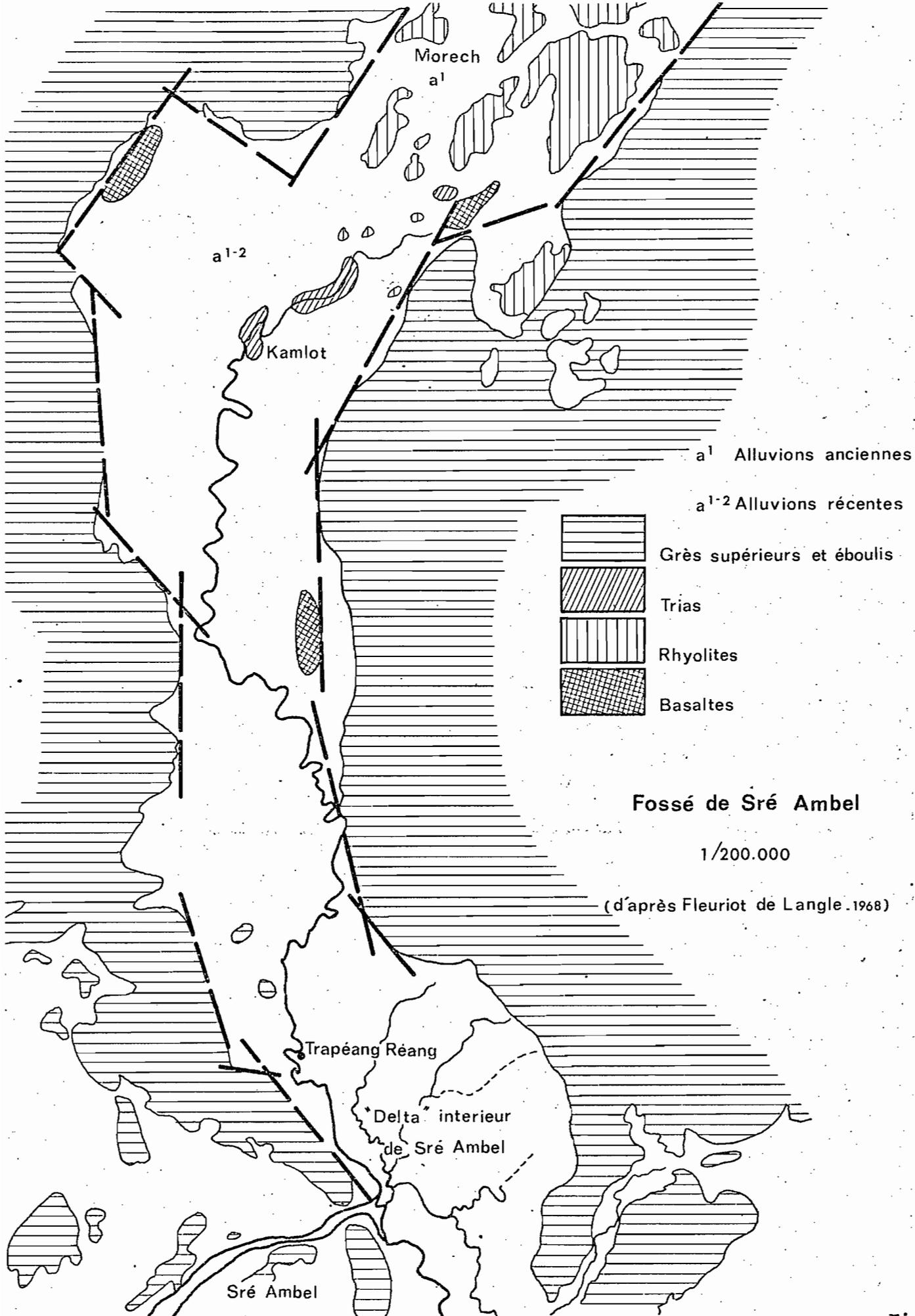


Fig. 15

- dans la partie septentrionale NE-SW du fossé, la coulée du Phnom Dei Kraham (colline des terres rouges) est située à environ 6 km à l'ENE de Pô Beng ; elle est comprise entre 90 et 140 m d'altitude. La coulée paraît s'être mise en place au milieu de rhyolites qui affleurent largement entre Pô Beng et Ô Roun.

Ainsi ce fossé semble avoir eu une histoire relativement complexe puisque nous notons que, d'une part ses deux tronçons de direction différente ont vu la mise en place de deux épisodes éruptifs distincts : des rhyolites qui sont à rattacher à l'histoire du massif de Kchol et de ses annexes de roches effusives, des basaltes postérieurs à la morphologie actuelle, donc très récents, que d'autre part ces deux épisodes éruptifs paraissent bien localisés : les rhyolites dans le tronçon NE-SW du fossé, les basaltes dans la partie nord-sud qui lui fait suite. On en vient ainsi à l'idée que la création de "graben" s'est fait en deux temps :

- le tronçon NE-SW se serait ouvert lors de la mise en place des rhyolites, c'est-à-dire juste après le début du cycle de dépôt des "grès supérieurs" puisque l'on sait par ailleurs qu'elles sont intrusives dans cette série.

Cette direction structurale serait donc relativement ancienne. On peut remarquer à cet égard qu'elle est sensiblement de même direction que la grande faille du col de Pich Nil, séparant la chaîne de l'Eléphant du plateau de Kirirum et que c'est aussi la direction morphologique des bords du Golfe de Kompong Som.

- à l'opposé, le tronçon principal N-S ne contient pas de rhyolites mais uniquement des basaltes, ce qui est en faveur de son origine beaucoup plus récente. Si même sa direction correspond à une direction structurale plus ancienne, il ne paraît pas faire de doute que la phase de fracturation majeure qui a fait s'effondrer le fossé est récente. Nous en voulons pour preuve une discordance très nette dans les alluvions anciennes de la rivière de Sré Ambel. Cette discordance est bien visible dans les berges de la rivière au niveau de Trapéang Réang (8 km au nord de Sré Ambel). Elle intéresse un sédiment fluvio-deltaïque noir (sable argileux) dont la surface est couverte de racines végétales ferrugineuses (ancienne mangrove ?). Ce sédiment a un pendage de 5 à 7° au 120 ; il est recouvert de 1,50 m de sédiments fluviatiles : sable brun et argile à pseudogley.

Cette discordance est le témoin de l'effondrement à la faveur duquel le delta de la rivière de Sré Ambel a pu s'édifier. Si on considère que cet effondrement a affecté de façon continue l'ensemble des sédiments quaternaires en aval de Trapéang Reang, il serait de l'ordre de 1600 m au niveau du Golfe de Kompong Som, 20 km plus au Sud. Si même ces chiffres sont hors de proportions avec la réalité, il n'en reste pas moins qu'ils mettent en évidence l'importance de la néotectonique de la région.

Outre l'effondrement nord-sud dont nous venons de voir l'amplitude, il semble que la structure ancienne, NE-SW, du fossé ait joué à la même époque, la coulée basaltique du Phnom Dei Kraham dans cette partie du graben en est la preuve ; de plus, on sait que le Golfe de Kompong Som a été créé relativement récemment (CARBONNEL, 1964 ; voir aussi chapitre "Quaternaire marin"), or, sa direction structurale est aussi NE-SW, il se trouve dans le prolongement de cette direction du fossé. On sait par ailleurs qu'associée à la

grande faille NE-SW du col de Pich Nil se trouve une coulée basaltique quaternaire (GUBLER, 1935).

Il reste à déterminer si ces deux directions structurales N-S et NE-SW qui ont fonctionné au Quaternaire représentent deux phases distinctes de la tectonique récente. Seule une étude géochronologique de détail des diverses mises en place basaltiques pourra trancher le problème.

b - Les coulées de Païlin.

La figure 16 représente la carte géologique des trois coulées de la région de Païlin.

Les coulées basaltiques de Païlin présentent un très grand intérêt économique puisqu'elles sont actuellement les principaux lieux d'extraction des saphirs en Asie du Sud-Est. Ce gisement a fait l'objet de quelques études géologiques et économiques dont la première remonte à 1920 (FILEAU de SAINT HILAIRE).

La région même de Païlin possède deux coulées basaltiques principales : celle de Païlin et celle de Bar Yakkar. Sensiblement à mi-chemin entre les deux, une minuscule tache basaltique affleure.

Ce sont principalement dans les terres d'altération de la coulée de Païlin et dans les alluvions de l'ô Tavao, affluent du stung de Païlin, que les exploitations actuelles de gemmes sont les plus intenses.

Le contact entre la coulée de Païlin et le socle ancien ne se fait pas directement ; sur le bord est de la coulée, on peut observer un niveau conglomératique alluvial qui sépare les deux formations. Ce niveau, formé essentiellement de galets de "Grès supérieurs" et de galets triasiques, correspond à une terrasse de l'ô Tavao d'environ + 10-15 m. La coulée repose nettement sur cette terrasse ; elle lui est donc postérieure.

Un autre argument d'ordre chronologique nous est donné par la localisation stratigraphique des gisements alluviaux des gemmes. Ces gemmes, dont on ne discutera pas ici la genèse, sont associées au basalte et on les retrouve dans les alluvions provenant du lessivage de ses terres d'altération. Or ces gemmes sont étroitement localisées dans les "alluvions actuelles" et plus particulièrement les alluvions des terrasses de + 5 et + 2 m.

La coulée de Bar Yakkar semble reposer, elle, sur une terrasse de + 25 m du stung de Païlin ; le plateau de Bar Yakkar est en effet jonché par endroits de galets d'Indonisia supérieurs qui permettent de l'assimiler à un niveau de terrasse.

Les coulées de Païlin ainsi que celles de la région de Samlot au Sud, paraissent donc relativement jeunes et se placent stratigraphiquement après les coulées reposant sur la surface de + 100 m du massif des Cardamomes.

Au total, nous sommes assuré d'avoir au moins deux phases d'éruption volcanique dans le Cambodge occidental : celle qui a scellé la "terrasse" de + 100 m et un épisode beaucoup plus récent dont les coulées de Sré Ambel et de Païlin seraient les témoins.

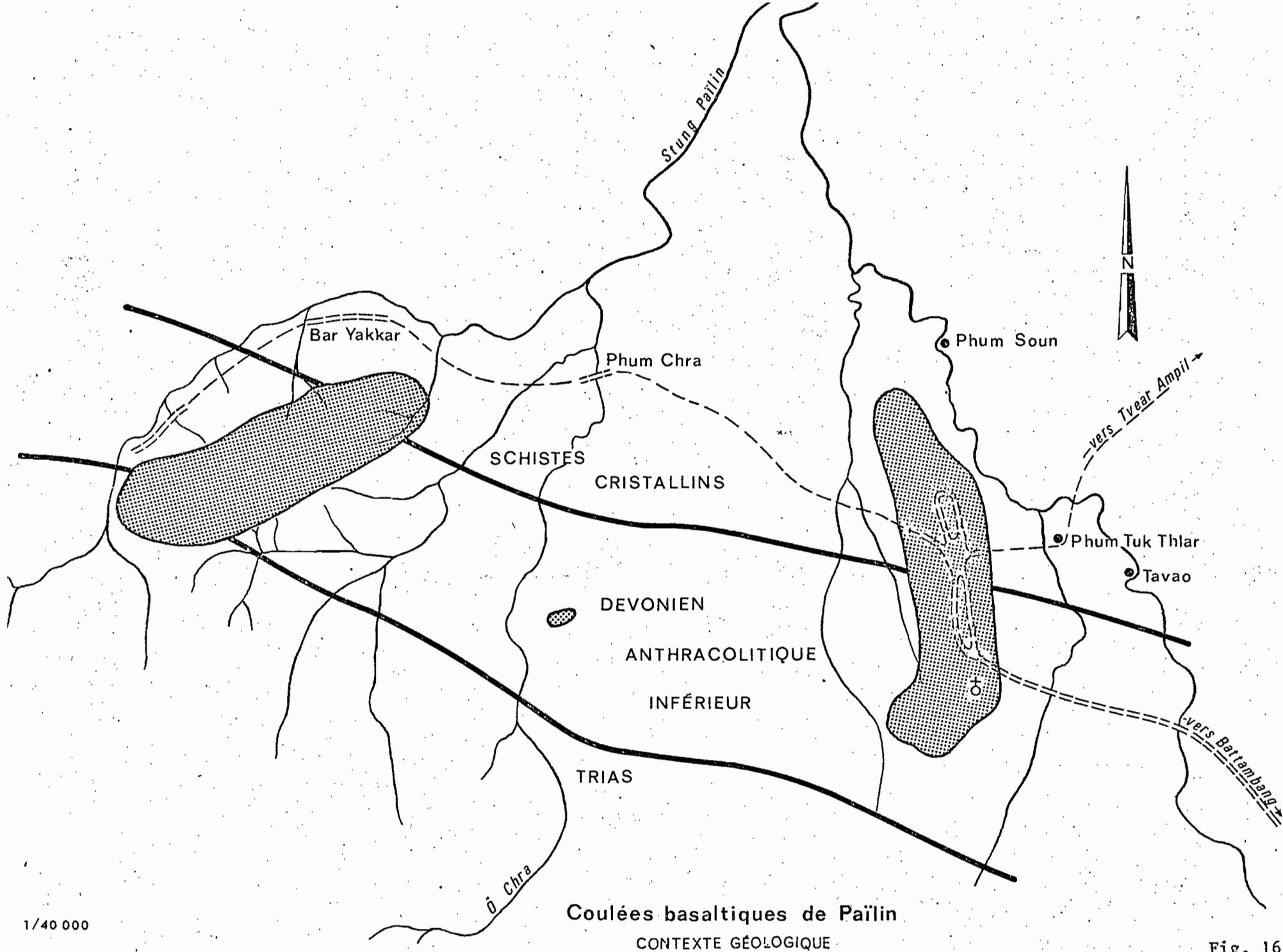


Fig. 16

L'épisode ancien correspondant aux cendres de la surface de + 700 m qui est certainement à rattacher à la coulée de Veal Veng, est peut-être différent des deux suivants, mais nous n'avons pas de preuve directe qu'il ne fait pas partie du même épisode que celui de la surface de + 100 m.

Nous reprendrons ce problème au chapitre III de la troisième partie.

2 - 3 Les latérites et les cuirassements

Le terme de "latérite", dans ce contexte représente un ensemble de matériaux ferrugineux développés soit à partir des coulées et cendres volcaniques soit directement sur les grès. Ces roches peuvent être meubles, pisolithiques ou vacuolaires (cuirasse). Ils n'ont en commun que leur forte teneur en fer; leur faciès sédimentaire dépendant des conditions locales de leur formation.

GUBLER (1935) signale qu'aucune latérite n'a été observée dans la région montagneuse des Cardamomes et que les latérites se trouvent cantonnées sur la plateforme de 50 à 200 m d'altitude comprise entre la zone deltaïque et le pays montagneux ("zone des collines").

Si, en effet, c'est essentiellement entre ces deux altitudes que se trouve la majorité des latérites, nous avons pu en observer dans des régions plus élevées, même en pays purement gréseux.

Nous laisserons de côté les latérites formées à partir des couches d'altération basaltique, en particulier les carapaces formées sur terre rouge ayant subi un défrichement anthropique et actuellement vierge de toute culture (la cuirasse de l'ô Trao à Tatey Leu par exemple).

2. 3. 1. Latérites.

S'il est vrai qu'en pays gréseux les latérites sont rares en dehors des zones basaltiques, il en existe cependant quelques exemples. Notons tout d'abord que l'ensemble des hauts sommets, ce qu'on appelle les "knang" c'est-à-dire les "dos" des montagnes, est en général à nu : leur surface n'a retenu aucun sol et partant aucune végétation, la roche y affleure partout. Cette dernière est incisée d'un réseau de cannelures d'érosion chimique actuelle. Si ces sommets ont eu une carapace latéritique, la violente phase d'érosion (à notre avis ancienne) qui a décapé les sommets, l'a enlevée et il semble qu'aucun lambeau n'ait été protégé.

C'est seulement vers 600 m d'altitude qu'on commence à voir apparaître les premières latérites : la plus belle se trouve au nord de Veal Veng, à 2,5 km de Sré Prang environ vers 630 m d'altitude. Là, le grès est recouvert directement par une carapace latéritique très ferrugineuse, principalement au lieu-dit Veal Trapéang. Cette cuirasse s'est développée dans un sol limoneux à pisolithes ferrugineux relativement peu épais. On se trouve là sur un lambeau de la surface morphologique proche de 600-700 m de la-

quelle on peut rapprocher d'ailleurs les curieux "veal" (plaines) d'altitude de Sré Prang et de Veal Veng.

Entre Veal Veng et Russey Chrum on retrouve semble-t-il, avant la zone de terre rouge basaltique dont nous parlions précédemment, une cuirasse latéritique vers 600 m d'altitude, reposant directement sur les grès. Cette cuirasse qui coiffe le phnom Chrang Thmay (3 km environ au sud de Veal Veng) se prolonge jusqu'au stung Tachan. Cette cuirasse est l'équivalent morphologique de la couche de terre rouge de l'interfluve entre le stung Tachan et celui de Russey Chrum. Nous ne croyons pas qu'elle corresponde à l'altération puis au cuirassement de ces cendres volcaniques car nulle part ailleurs nous n'avons trouvé sur cette surface des terres rouges identiques à celles situées au sud du Stung Tachan. Les deux formations sont cependant morphologiquement contemporaines.

Nous ne retrouvons ensuite des latérites que sur les berges de l'ô Kroniou entre Thmâr Bang et le Stung Areng vers 300 m d'altitude. Là nous nous trouvons entre deux coulées basaltiques, celle de Thmâr Bang (altitude = 400 m) et celle qui commence à affleurer à l'ô Moeun Chan (altitude = 150 m) et se continue par les basaltes du Stung Areng (altitude = 150 m). Bien que nous n'ayons pas de preuve que cette cuirasse ne soit pas le stade ultime de latérisation de cendres volcaniques, nous sommes obligé de constater que cette cuirasse repose directement sur les grès et qu'elle est séparée des terres rouges basaltiques qui l'encadrent, par de larges bandes d'affleurements uniquement gréseux. Nous devons donc la considérer comme une formation distincte des terres rouges (par ailleurs souvent cuirassées, celles de l'ô Moeun Chan en donne un bon exemple). Cette cuirasse se trouverait à environ 75-80 m au-dessus du lit du Stung Areng.

Plus bas, nous tombons sur les bas niveaux de latérites dont le niveau le plus important dans la chaîne des Cardamomes se situe aux alentours de 170 m d'altitude. Ce niveau dans la région du Stung Areng paraît faire suite au niveau de 300 m de l'ô Kroniou, sur les pentes du Phnom Chrang Tralach, environ à mi-chemin entre l'ô Kroniou et l'ô Moeun Chan. Il est situé à environ 50 m au-dessus du lit de cette dernière rivière.

Nous retrouvons ce même niveau à l'est du graben de la rivière de Sré Ambel entre le village de Pô Bang et l'ô Bek Chet à 175 m d'altitude, bien au-delà de la coulée basaltique du Phnom Dei Krâhum. Ce niveau se trouve aussi à la même altitude relative par rapport au lit de l'ô Thmâr Rung, alors que par rapport au fossé de Sré Ambel, il se situe environ 100 m plus haut. Cette différence paraît due à l'effondrement du fond du graben postérieurement à la surface d'aplanissement de + 50 m.

Au total, nous nous trouvons devant au moins trois surfaces morphologiques ayant subi un cuirassement ferrugineux : la surface de 600-700 m d'altitude, celle de l'altitude 300 m (80-100 m au-dessus des thalwegs), celle située à + 50 m au-dessus des rivières.

Les caractéristiques principales de ces cuirasses sont : leur épaisseur relativement faible, 50 cm en moyenne, leur contact direct avec les grès sous-jacents, leur absence de relation latérale avec les terres rouges et cuirasses d'origine basaltique dont elles sont toujours séparées par des zones d'affleurements gréseux.

2. 3. 2. Cuirassements.

Nous entendons par ce terme un cas particulier de ferruginisation des surfaces des grès assez général dans le massif des Cardamomes et auquel nous attachons un sens paléoclimatique.

Un fait est frappant dans les paysages du massif : c'est d'une part le nombre relativement élevé de zones où les grès sont à nu, d'autre part, le caractère excessivement dur et résistant de ces surfaces de grès. Il apparaît rapidement que la surface des grès a subi une imprégnation superficielle ferrugineuse très importante, de l'ordre de quelques centimètres d'épaisseur. Cette imprégnation semble s'être faite par migration en surface du fer dispersé dans la roche. Ce fer a épigénisé le ciment des grès, cuirassant ainsi leur surface. L'érosion postérieure n'a entamé cette pellicule résistante que très faiblement et uniquement dans les zones d'eau courante : lit des rivières, sommet dénudé des montagnes. Sur ces derniers l'érosion n'a, la plupart du temps, qu'à peine entamé la surface alors que dans le lit majeur des rivières l'érosion a réussi à mettre en léger relief cet horizon ferrugineux et à pénétrer dans le grès sous-jacent d'une dizaine de centimètres au maximum. Cette érosion se poursuit actuellement. On est donc en droit de dire que ce cuirassement représente le dernier épisode de ce type dans le massif. Il représente la dernière oscillation climatique à tendance aride du Quaternaire de la région. Cet épisode a dû être immédiatement précédé d'un déboisement général, ce qui expliquerait les "trous" de végétation du sommet des montagnes. La flore actuelle ne serait pas antérieure à cet épisode.

Il est tentant de vouloir corréler dans le temps ce cuirassement et le conglomérat du lit actuel du stung Takong qui paraissent représenter le même processus paléoclimatique. Aucune preuve directe ne nous permet de le faire. Cependant nous devons remarquer que l'une et l'autre de ces formations paraissent très "jeunes" et qu'elles semblent toutes deux précéder immédiatement l'Actuel. Nous préférons donc en faire un même épisode paléoclimatique sans nous prononcer sur leur place stratigraphique exacte.

Ainsi on peut résumer l'échelonnement des phénomènes géologiques qui intéressent le massif des Cardamomes de la façon suivante :

Cycle I (actuel)	Phase aride : conglomérat du Stung Takong dénudation des sommets. Basaltes du fossé de Sré Ambel phase tectonique (discordance de Trapéang Réang).
Cycle II	surface de + 50 m phase tectonique postérieure au Cycle III .
Cycle III	surface de + 100-150 m recouverte de Basalte (coulée de Cham Sla).
Cycle IV	surface de + 250-300 m recouverte de Basalte (volcan de Veal Veng).
Cycle V	ancienne pénéplaine de 1200 à 1400 m.

Tableau n° 2

Les basaltes qui recouvrent les cycles III et IV sont peut-être synchrones. Cependant, nous le verrons plus loin, il est prouvé que le volcanisme des Cardamomes centrales s'est effectué en plusieurs phases et il semble bien que les deux coulées principales, celles de Veal Veng et de Cham Sla, soient distinctes.

Chapitre II

LE CAMBODGE KARSTIQUE.

Le Cambodge karstique est limité à deux zones d'affleurements de calcaires permians : une zone nord comprenant principalement les massifs calcaires de l'ouest et du nord-ouest de Battambang et une zone sud comprenant les collines de l'est de Kampot et principalement, celles de la région de Tuk Meas.

Nous étudierons successivement ces deux zones relativement bien connues à cause : - de l'intérêt économique qu'elles présentent : phosphates, indices de bauxite, calcaires ; - de leur intérêt paléontologique puisque c'est là que se localisent les seuls gisements fossilifères du Cambodge occidental.

1.- REGION DE BATTAMBANG

Les affleurements permians de la région de Battambang (fig. 17) se présentent de façon discontinue, sous forme de collines émergeant en "chicots" d'une plaine alluviale qui est le prolongement de celle du Grand Lac. Les affleurements permians se placent stratigraphiquement du Koun-gourien inférieur au Tartarien. Le Permien inférieur manque dans le Cambodge occidental (E. SAURIN, 1962). Le Permien est essentiellement calcaire (calcaire oolithique, à entroques, à Fusulines, à Zoanthaires, brèches calcaires) avec de rares intercalations de roches détritiques (grès, phanites, schistes siliceux), apparemment plus abondants vers le sommet de la série, annonçant déjà le Trias détritique.

Le calcaire est recristallisé en de rares zones, cependant l'ensemble du Permien ne paraît pas avoir été très touché par le métamorphisme de contact. Pourtant la série entière est traversée et recouverte par des

rhyolites (phnom Tippedey au sud de Battambang, phnoms Bannam) (: GUBLER, 1935 ; E. SAURIN, 1962).

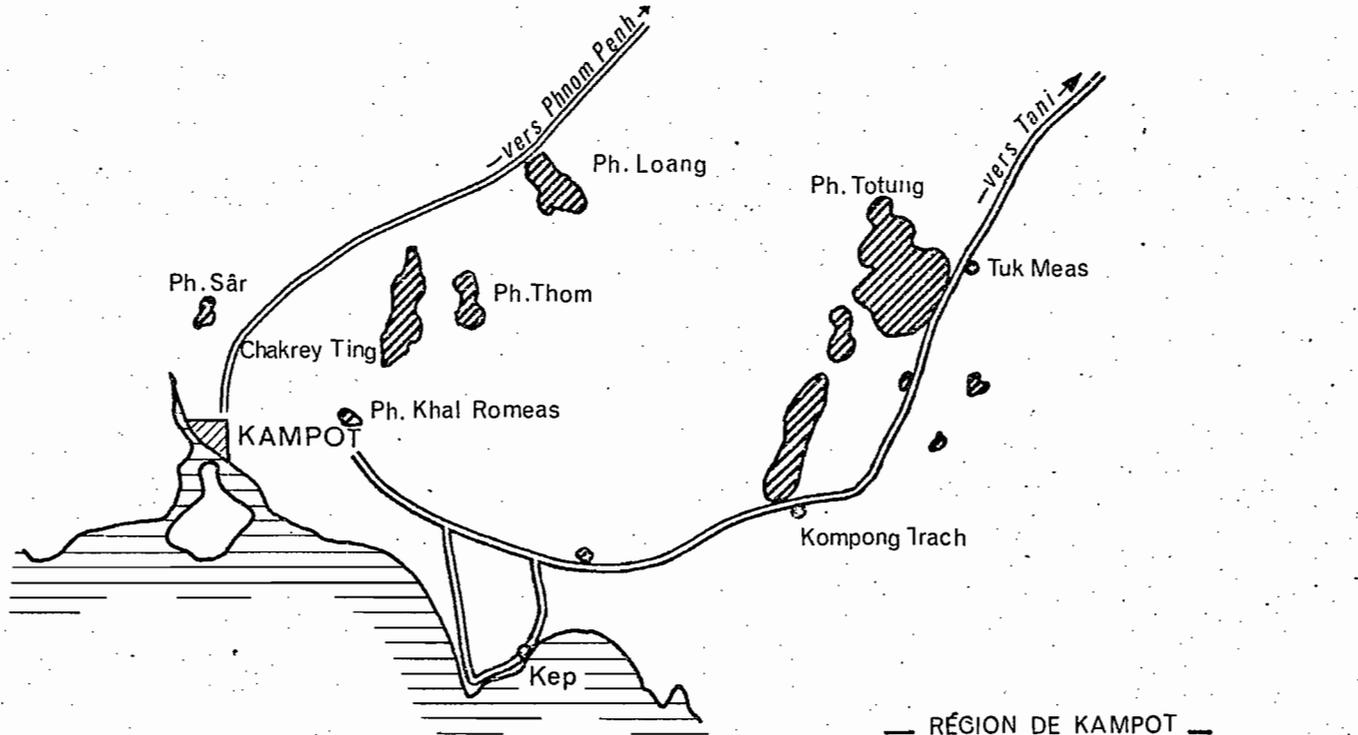
1 - 1 Structure et tectonique

Le Permien de la région de Battambang a été affecté dans son ensemble par des plis à grand rayon de courbure, formant ainsi une série d'anticlinaux dirigés NW-SE, séparés par des zones synclinales de "Grès supérieurs" ou par des zones alluviales. Dans le détail, la couverture permienne paraît avoir subi un plissement dysharmonique par rapport à son substratum qui s'est cassé et fracturé. Outre ces ondulations, de nombreuses failles ont haché les calcaires suivant deux directions principales dont le rôle pour l'érosion karstique a été prédominant ; elles ont contribué à isoler encore plus les zones d'affleurement.

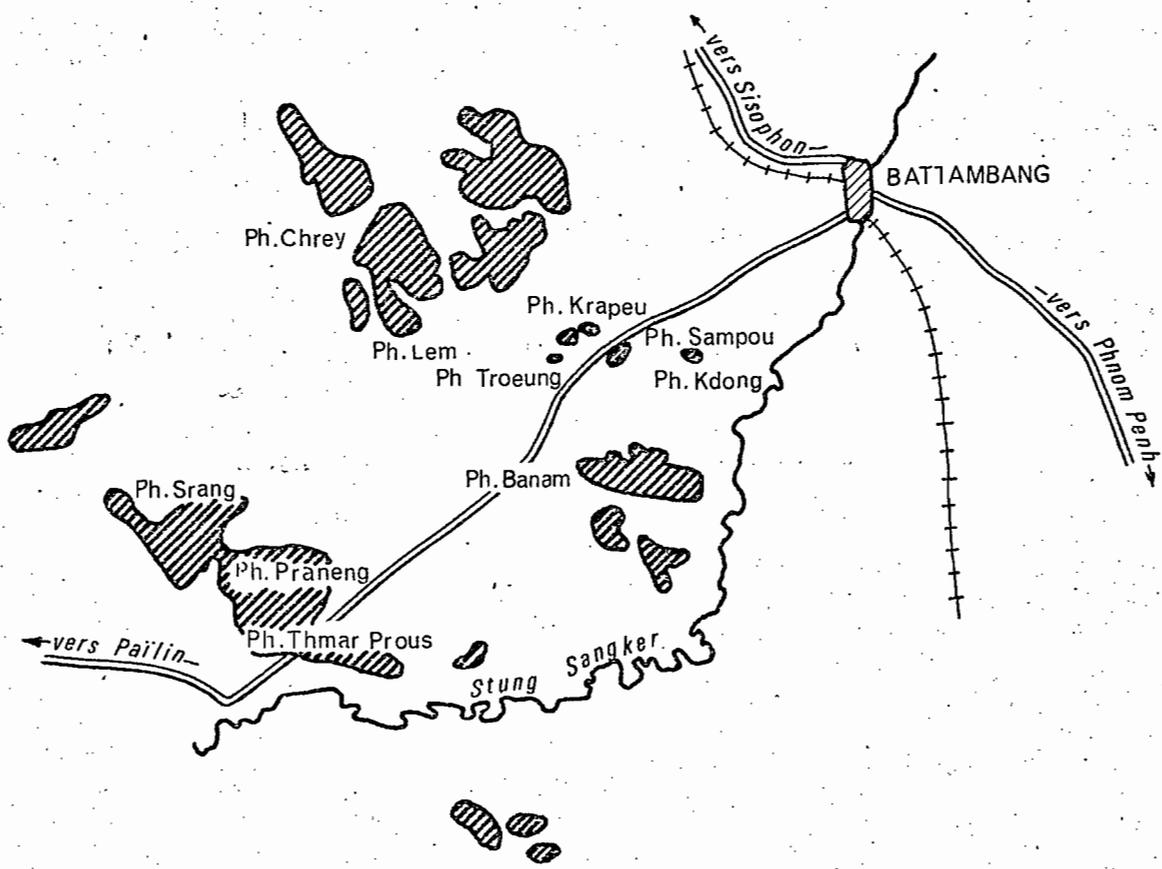
Cette tectonique a eu sa phase majeure au cours du cycle orogénique post-hercynien, essentiellement triasique. Mais les contre-coups des phases ultérieures (himalayennes) sont certainement responsables de nombre de fractures dont les deux directions privilégiées sont les suivantes : un premier groupe de failles présente la direction générale 110° - 120° E ; dans un second groupe qui paraît lui être postérieur les fractures ont une direction sensiblement méridienne et plus généralement NE-SW. Notons que la direction 110° - 120° E est celle de l'ensemble des affleurements permien de la région ; il semblerait donc que ce soient les failles de cette direction qui sont responsables de la disposition structurale de cet étage.

1 - 2 Karst

Le karst cambodgien ne possède pas le développement de celui du Nord Viet-Nam (baie d'Along, Bacson, Hoa Binh) et du Laos car l'ensemble du modelé des collines de la région de Battambang n'est pas dû uniquement à l'érosion karstique. Bien que leur aspect déchiqueté permette de les distinguer du premier coup d'oeil dans le paysage, l'érosion chimique seule n'a modelé que le détail de ces collines ; leurs formes élémentaires paraissent dues essentiellement aux facteurs tectoniques (failles limitant les flancs de la plupart des collines par exemple). Quoiqu'il en soit, le Permien de Battambang possède grottes, karst, dolines, lapiez toutes les formes dues au modelé karstique et si elles n'ont jamais l'ampleur même de celles de la région de Kampot, elles en possèdent de très beaux exemples. Nous limiterons notre exposé aux collines situées le long de la route de Battambang à Païlin et principalement aux phnoms Sampou, Kdong, Krapoeu et Troung entre les km 13 et 15 de cette route.



RÉGION DE KAMPOT



RÉGION DE BATTAMBANG

Principaux affleurements permien

1/40 000

1. 2. 1. *Le karst de ces collines est lié à leur système de fractures.*

Le phnom Krapoeu (colline du Crocodile) a sa face sud limitée par deux failles majeures orientées respectivement 115° E et 125° E. C'est à partir de ces deux accidents que se sont accumulés les phosphates complexes actuellement exploités. Ces accumulations sont réparties d'une part sur l'extrémité ouest d'une des failles majeures et d'autre part sur des chenaux perpendiculaires à cette fracture sur le flanc sud du phnom, dans la zone broyée comprise entre les deux failles.

Les deux collines de Sampou et Kdong forment un ensemble orienté sensiblement NNE-SSW (30° E) dont le système de fractures affecte deux directions principales ; l'une est 115° E, l'autre SW-NE lui semble postérieure (P. CARREL, 1966). Le système karstique de ces collines, beaucoup plus complexe que celui du phnom Krapoeu, paraît lui aussi suivre les fractures principales mais en plus se développer suivant les axes synclinaux dans les zones où les contraintes tectoniques ont été les plus fortes. Les remplissages phosphatés suivent là aussi ces fractures où la dissolution du calcaire a été maximum, avec une nette prédominance, semble-t-il, pour les directions NE-SW.

Enfin, le petit phnom Troeung, isolé dans la plaine entre le Krapeu et le Sampou, est un synclinal orienté suivant la direction générale du Permien ; il ne présente pas un karst très développé mais son sommet plat est très lapiézé ainsi que ses pentes. Nous reviendrons sur le remplissage de ce lapiéz.

1. 2. 2. *Éléments de stratigraphie du remplissage karstique.*

La stratigraphie du remplissage karstique étant en général fort complexe, nous ne nous arrêterons qu'aux faits précis. A cet égard, le phnom Troung est très intéressant, car il nous montre une stratigraphie très nette et très bien interprétable. Le lapiéz du sommet de la colline (61 m d'altitude) et de ses pentes, est formé de cavités sub-circulaires pratiquement jointives ménageant entre elles de minces arêtes de calcaire aux bords aigus (Fig. 18). Ce lapiéz présente des marques d'une érosion secondaire sur les pentes de la colline, les cavités ayant été comme rabotées obliquement en sens inverse du pendage, principalement sur la pente sud.

A l'intérieur du lapiéz lui-même, on peut distinguer deux types de formations distinctes :

a. Un premier remplissage brêchique cimenté. C'est une brêche à éléments très anguleux brun rougeâtre de "bauxite très ferrugineuse" provenant d'un niveau permien dont les éléments sont cimentés par un sédiment très peu calcaire de couleur beige rosé, très fin. On peut, outre ces éléments, y reconnaître d'autres éléments : morceaux d'un grès plus ou moins argileux, petits éléments noirs plus ou moins altérés pouvant être des concrétions manganésifères, petits morceaux de calcaire d'aspect travertineux, petites plaquettes d'allure stratifiée noir et blanc pouvant être phosphatées, calcite en microgéodes. L'ensemble est parcouru de très fines veinules de calcite.

- b. Ce niveau a été érodé par dissolution et n'est conservé que dans les zones où les cavités primitives s'étaient anastomosées. Au cours de son érosion, il paraît s'être comporté comme le calcaire permien, puisque l'érosion chimique n'a pas été différentielle : dans les cavités, la paroi calcaire et la brèche sont dans le prolongement l'une de l'autre, contribuant à l'élaboration des mêmes formes en creux (voir fig. 18).
- c. Le lapiez actuel est rempli d'une argile brun rouge à éléments très grossiers de calcaire et de blocs de "bauxite" rougeâtre provenant d'un niveau local interstratifié dans le Permien de la colline.
- d. La surface actuelle du calcaire est sculptée de fines cannelures profondes au maximum de 2 à 3 cm qui sont dues à l'érosion chimique actuelle.

Le phnom Troung nous prouve donc que le remplissage karstique de la région ne s'est pas effectué en une seule fois, mais qu'il a subi au moins une érosion importante entre deux phases de sédimentation. La topographie horizontale du lapiez a permis de conserver cette histoire plus sûrement que dans les autres collines où le relief plus tourmenté a favorisé une érosion plus complète.

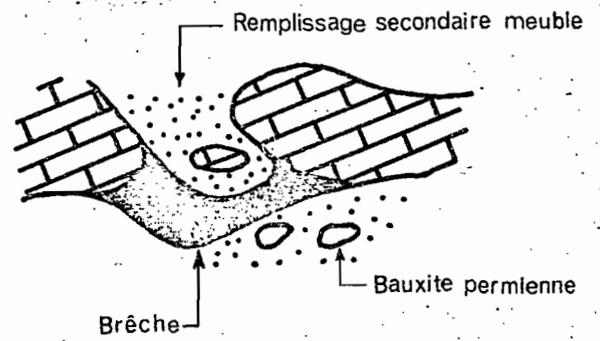
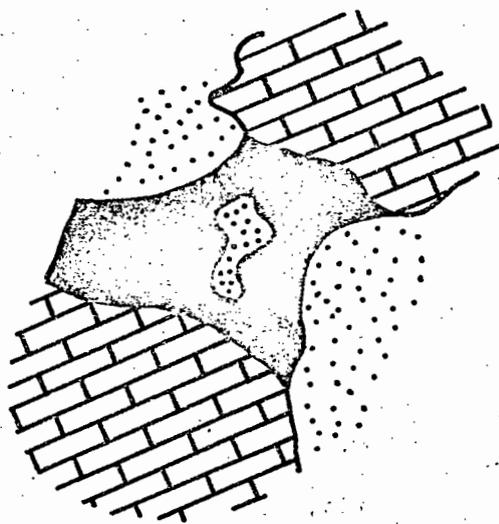
1. 2. 3. Le remplissage phosphaté.

Quelques observations de caractère génétique peuvent éclairer la stratigraphie.

Parmi les échantillons phosphatés provenant du phnom Sampou, dont nous possédons les analyses chimiques (de BELINKO, 1960), nombreux sont ceux qui présentent deux faciès différents imbriqués. C'est le cas d'un échantillon brêchique à ciment vacuolaire phosphaté englobant des nodules d'argile microquartzreuse légèrement manganésifère. L'analyse chimique du ciment vacuolaire (1) d'une part et des nodules (2) d'autre part, est très explicite à cet égard :

	(1)	(2)
P ₂ O ₅	27,5	2,45
CaO	45,66	----
CO ₂	10,02	0,36
SiO ₂	8,69	60,95
Fe ₂ O ₃	1,96	11,76
Al ₂ O ₃	3,10	18,64
MnO	1,68	1,24

Tableau n° 3



Lapiez du Phnom Troung
remplissage karstique et phases d'érosion

(d'après photos J-P CARBONNEL)

Il en est de même pour d'autres échantillons où apparaissent nettement au moins deux cycles de précipitation chimique de phosphates complexes. En particulier, les phosphates concrétionnés ont toujours un aspect vacuolaire, dont les vides sont remplis partiellement de calcite secondaire bourgeonnante, microcristalline. Cet aspect des phosphates prouverait qu'après leur précipitation, ils ont subi une phase de dissolution qui a entraîné une partie de leurs constituants et les a concentrés lors des précipitations suivantes.

Signalons la présence de pisolithes dans le ciment des brèches phosphatées dont le noyau est silicoferrugineux et les couches périphériques phosphatées témoignant ainsi de deux phases de précipitation antérieures à la brèche elle-même.

Des phosphates de bas de pente de la face nord-est du phnom Sampou présentent de même deux faciès distincts : un faciès de couleur beige d'aspect homogène et compact d'où paraît découler un second faciès concrétionné, vacuolaire, situé plus bas morphologiquement.

Tous ces faits prouvent que ces phosphates ont eu une histoire longue et complexe qui doit refléter les variations climatiques du Quaternaire.

A la lumière de ces observations, nous pouvons esquisser le schéma paléogéographique suivant :

- formation du karst (dont nous discuterons l'âge plus loin),
- remplissage de ce karst par des éléments anguleux de son toit et par des argiles de décalcification,
- précipitation au sein de cette argile de pisolithes silico-ferrugineux (dont les solutions nourricières provenaient peut être de l'altération chimique des rhyolites recouvrant le Permien),
- cimentation de ce remplissage par des précipitations complexes de phosphates (essentiellement représentées par une manganoapatite de formule générale $(PO_4)_6 (Ca, Mg)_g (F, OH)_2 (Ca)$,
- érosion chimique de la brèche précédente : départ de calcaire des phosphates,
- précipitation de calcite et de phosphates concrétionnés en aval de la brèche et dans la brèche elle-même.

1. 2. 4. Remblaiement de la plaine entre les phnoms Sampou et Krapoeu.

Une campagne de sondages fut effectuée en 1965-1966 entre les phnoms Sampou et Krapoeu dans le cadre d'une mission de recherche de bauxite (P. CARREL, 1966).

Le substratum du remplissage alluvial est constitué par une ancienne surface topographique tourmentée correspondant à une surface karstique avec "runs" étroits et profonds, avens, etc... Ce remplissage a une épaisseur de 10 à plus de 54 m par endroits ; il est constitué de matériaux locaux.

L'étude de ces sondages a montré que le remplissage de la plaine s'est effectué en deux périodes bien distinctes séparées peut-être par une lacune de sédimentation. Le premier remblaiement a apporté essentiellement des matériaux grossiers, sables et graviers, alors que le second épisode de sédimentation est caractérisé par des boues calcaires pulvérulentes et en général par des matériaux fins.

1. 2. 5. *Région de Banam-Treng.*

A l'occasion d'un projet de construction d'un barrage sur la rivière de Battambang (Stung Sangker) un certain nombre de sondages dans la région de Treng et Banam, ont permis de connaître certains éléments du Quaternaire de la région (H. FONTAINE, 1963, 1964).

a - Tuf calcaire quaternaire.

Aux environs de Banam et plus particulièrement dans le lit du Stung en amont et au droit du village de Banam (20 km au sud-est de Battambang), affleure de façon discontinue un tuf calcaire blanc, grumeleux, contenant des fragments de calcaires permien et de rhyolites. Ce tuf qui a été retrouvé par sondages peut atteindre 17 à 20 m d'épaisseur et s'étend sur environ 2 km de longueur. Il se localise soit directement sur le "terrain rouge" jurassique, sous les alluvions, soit au sein même de ces alluvions.

Ce tuf est le témoin local d'une violente érosion chimique des calcaires de Phnom Banam qu'il paraît difficile à l'heure actuelle de synchroniser avec l'une ou l'autre des phases d'érosion décrites précédemment en milieu purement karstique.

b - Recouvrement alluvial.

Plus au Nord, directement au sud du village de Treng, les alluvions sont assez bien connues grâce à de nombreux sondages. Le recouvrement alluvial est en général peu épais, de 7 à 14 m. Essentiellement constitué d'éléments fins argileux, de couleur jaune à brun, ces alluvions présentent à leur base un niveau discontinu de galets et de graviers noyés dans de l'argile. Ce niveau qui affleure sur les berges du Stung Sangker près de Phum Leao a une épaisseur maximum de 3,5 m et semble correspondre à une ancienne terrasse voisine de l'altitude + 60 m. Cette terrasse serait de 10-15 m au-dessus du niveau actuel de la rivière.

Au sein même des alluvions qui surmontent ce niveau se rencontrent des concrétions calcaires qui sont soit l'équivalent du tuf calcaire soit le résultat postérieur de son érosion chimique dans la région.

1. 2. 6. *Age du karst de la région sud-est de Battambang.*

Dans la région de Banam, H. FONTAINE (1964) émet l'hypothèse d'une première karstification des calcaires de la région avant le dépôt du "terrain rouge", c'est-à-dire avant le jurassique.

Il est tout d'abord prouvé que les collines ne sont pas des buttes témoins sans solution de continuité entre elles, les alluvions qui remplissent les plaines entre ces collines ont enfoui une ancienne topographie ; cela a été prouvé aussi bien pour la plaine entre les phnoms Sampou et Krapoeu que pour celles des environs de Banam. Or dans cette dernière région, la présence reconnue par sondage de "terrain rouge" au pied même de certaines collines calcaires, peut être interprétée comme la preuve d'une érosion karstique ayant donné un karst à tourelles maintenant colmaté par du "terrain rouge". De ce fait la première érosion du Permien serait contemporaine de son émergence à la fin du Trias. Quoiqu'il en soit, en l'absence de preuve directe en surface il paraît hasardeux de vouloir trancher ce problème. L'absence de Tertiaire au Cambodge et de "Villafranchien", nous fait admettre que cette période a été dominée par les phénomènes d'érosion ; de ce fait, il est fort probable que les traces de la très longue histoire des calcaires de la région aient été définitivement gommées de leur surface et que seules restent lisibles les traces de son passé quaternaire.

Nous considérerons donc que cette histoire quaternaire commence avec le premier remplissage karstique.

2.- REGION DE KAMPOT - TUKMEAS

Dans cette seconde zone calcaire, c'est aussi le Permien moyen et supérieur qui est représenté, comme en Battambang. Ce Permien est transgressif sur le Dévono-Carbonifère plissé et est recouvert par le Trias transgressif. Il est essentiellement constitué par des calcaires organiques, des calcaires détritiques et oolithiques. De rares intercalations s'y observent ; conglomérats, grès, principalement au sommet de la série, lits de silex, de rares phtanites.

Les affleurements permien de la région de Kampot (Fig. 17) se développent suivant une bande de terrain allant du massif du Bokor jusqu'à la frontière sud vietnamienne. Quoique se présentant aussi en buttes émergent de la plaine comme au Nord, les affleurements calcaires paraissent moins isolés. Avec le socle primaire, ils forment un ensemble sensiblement aligné NW-SE.

Notre étude a porté essentiellement sur deux collines : le phnom Loang dont le remplissage karstique a été étudié en détail par nous (CARBONNEL et GUTH, 1968) et le phnom Totung dont l'exploitation actuelle de phosphates a favorisé l'étude.

Nous ne reviendrons pas sur la structure du Permien de cette région ni sur sa tectonique (qui peuvent être calquées sur celles de Battambang).

2 - 1 E l é m e n t s d e s t r a t i g r a p h i e d u
r e m p l i s s a g e k a r s t i q u e .
S o n c o n t e n u p a l é o n t o l o g i q u e

Nour prendrons pour exemple celui du phnom Loang, situé à 20 km au nord de Kampot.

2. 1. 1. *Karst.*

Le karst de la région de Kampot présente un très beau développement, à tel point que certaines collines viennent de voir leur site protégé par le Ministère cambodgien des Beaux Arts.

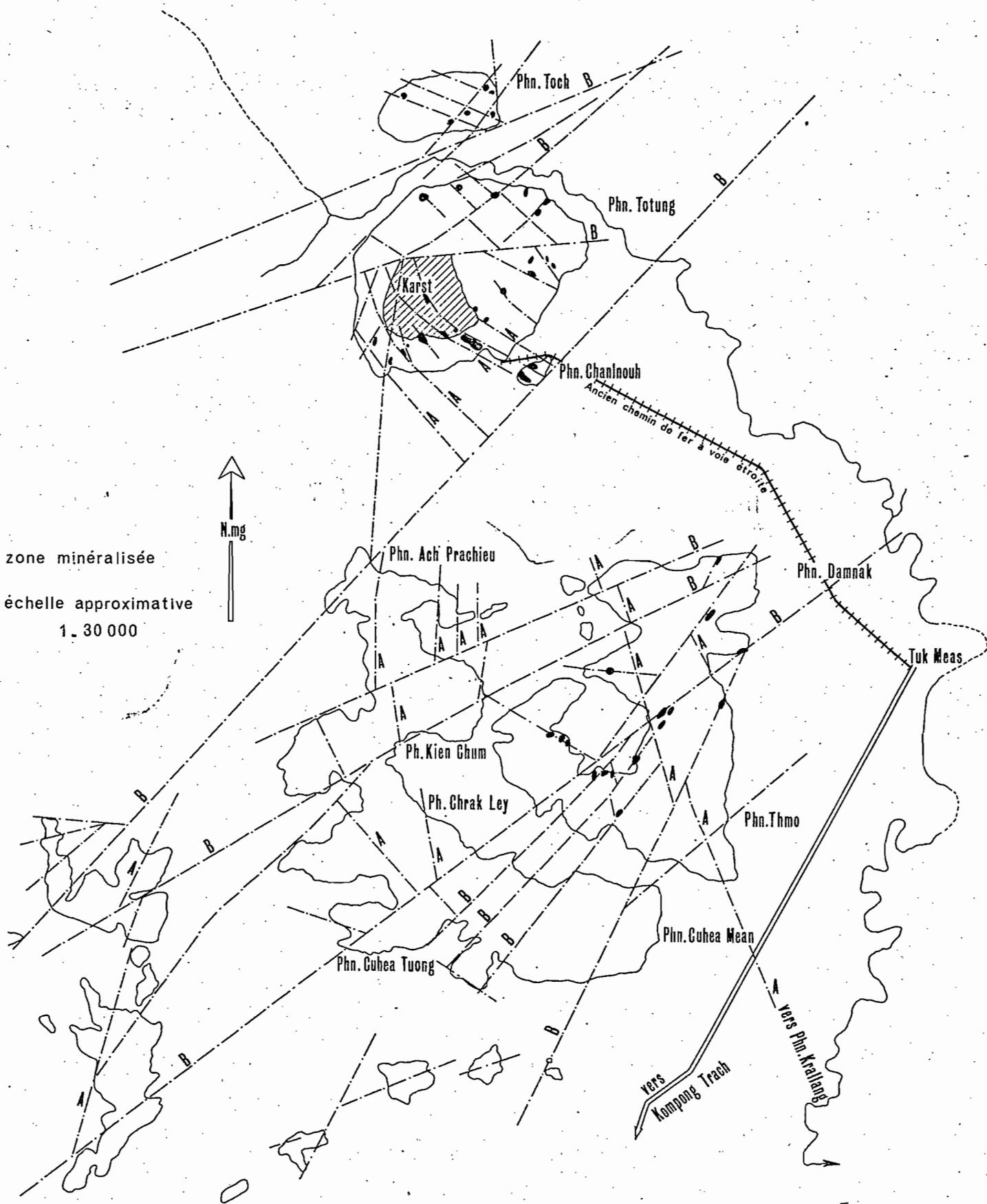
L'étude par photos aériennes ainsi que les observations de terrain montrent que les calcaires de la région sont fracturés suivant deux directions privilégiées : - l'une dominante, est orientée sensiblement NNW-SSE, mais peut avoir des orientations diverses oscillantes autour du Nord ; - l'autre lui est perpendiculaire par endroits avec une orientation préférentielle NE-SW. Cette seconde famille de fractures paraît postérieure à la première, puisqu'on peut observer par endroits le décalage des failles du premier réseau par celles du second. Ainsi, dans la région du Tuk Meas, au phnom Totung et Thmo en particulier (Fig. 19).

A défaut d'une cartographie détaillée de l'ensemble du réseau karstique, on peut se servir des zones minéralisées en phosphates pour caractériser ce réseau et voir ses relations avec ces systèmes de fractures.

C'est essentiellement le long du trajet des fractures les plus anciennes que les grottes et crevasses diverses se sont produites dans le calcaire et c'est le long de ces chenaux que les gites phosphatés sont localisés. Nous reviendrons sur l'âge de ces phosphates ; quoiqu'il en soit nous pouvons déjà affirmer que l'érosion karstique majeure et son remplissage phosphaté sont antérieures à la seconde fracturation (direction générale NE-SW).

2. 1. 2. *Stratigraphie.*

Les recherches actuelles de guano de chauves-souris et de terre servant à amender les rizières ont bouleversé quelque peu les niveaux superficiels de beaucoup de cavités karstiques. Ce qui apparaît actuellement en lambeaux ne doit en général pas être regardé comme le résultat d'un ancien niveau érodé postérieurement, mais comme le reste des déblaiements actuels. Une grande prudence doit être observée vis-à-vis des niveaux supérieurs dont certains manquent peut-être définitivement, aucune grotte n'ayant été épargnée.



Massifs calcaires de TUK MEAS

Tectonique et minéralisation

En général, on peut reconnaître dans le remplissage karstique, deux niveaux distincts, peut-être séparés par une lacune stratigraphique. Cette lacune est très difficilement observable et seul le degré de diagenèse plus élevé du niveau inférieur la laisse le plus souvent deviner.

La coupe stratigraphique type (Fig. 20) est prise dans la grotte C.57 ; elle présente au sommet un niveau (noté PV. I) de sable limoneux brun rougeâtre, meuble, épais en moyenne d'une vingtaine de centimètres, apparaissant en lambeaux dans la plupart des grottes ; il semble cependant avoir recouvert uniformément l'intérieur de celles-ci. Ce niveau P.V. I, dans toute l'épaisseur duquel on trouve des vestiges néolithiques, datés de 4370 ans BP (CARBONNEL et DELEBRIAS 1968), contient de petites concrétions manganoferrugineuses, sphériques, noires, de diamètre ne dépassant que rarement 50 mm. Une analyse partielle d'une d'entre elle fournit les résultats suivants :

	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
%	42,18	2,03	6,73	13,64	8,91	6,88

Actuellement les eaux karstiques sont très chargées au point de vue chimique (voir ci-dessous), cependant nous ne croyons pas qu'il puisse y avoir précipitation actuelle dans le milieu très grossier du niveau PV. I, mais plutôt dans le milieu argileux situé au-dessous.

mg/l	HCO ₃	CO ₃	SiO ₃	PO ₄	Ca	Fe	Mg	Mn	S
(1)	234,2	N	17,0	0,2	76,8	0,5			
(2)	126,9	N	3,5	N	55,2		3,9	N	N

(1) : eau stagnante du karst (25 août 1967).

(2) : eau de stalactite, première pluie (19 avril 1967).

Tableau n° 4

Aussi nous pencherions plutôt pour l'hypothèse d'une érosion partielle du niveau argileux comme origine des concrétions de surface. Il est cependant à noter que des os de ce niveau présentent un enduit noir de précipitation chimique, ce qui atténue notre affirmation. Mais on sait que de tels enduits de Mn se déposent de nos jours sur les temples (Banteay Sré).

Ce niveau recouvre une argile plastique blanchâtre à grise, retenant l'eau même en saison sèche (dans la grotte C.57, observation du 20 avril 1967) à structure polygonale, à cassure lisse et luisante. Cette argile (niveau noté PV. II) est fortement imprégnée d'un dépôt discontinu, stratiforme, noir, d'aspect charbonneux, mais ne tachant pas au doigt, représentant un autre aspect des précipitations chimiques ayant donné des concrétions, contient aussi des concrétions de tailles diverses (certaines ont presque 10 cm de diamètre). Ces concrétions se présentent soit isolées sous forme de pisolithes au sein de l'argile, soit sous forme d'enduits concentriques autour de blocs de calcaire se trouvant dans l'argile, soit

encore sous forme de rognons plus ou moins arrondis attachés aux parois du karst, en lignes horizontales continues ou non. Dans ce dernier cas, elles paraissent marquer un ancien niveau "phréatique". Ce niveau PV. II a une épaisseur variable, il peut atteindre 5 à 6 mètres dans certaines grottes (C. 14 par exemple, dans laquelle cette argile est très limoneuse) mais a en général de 2 à 3 mètres (grotte C 57.)
Il contient une faune de vertébrés.

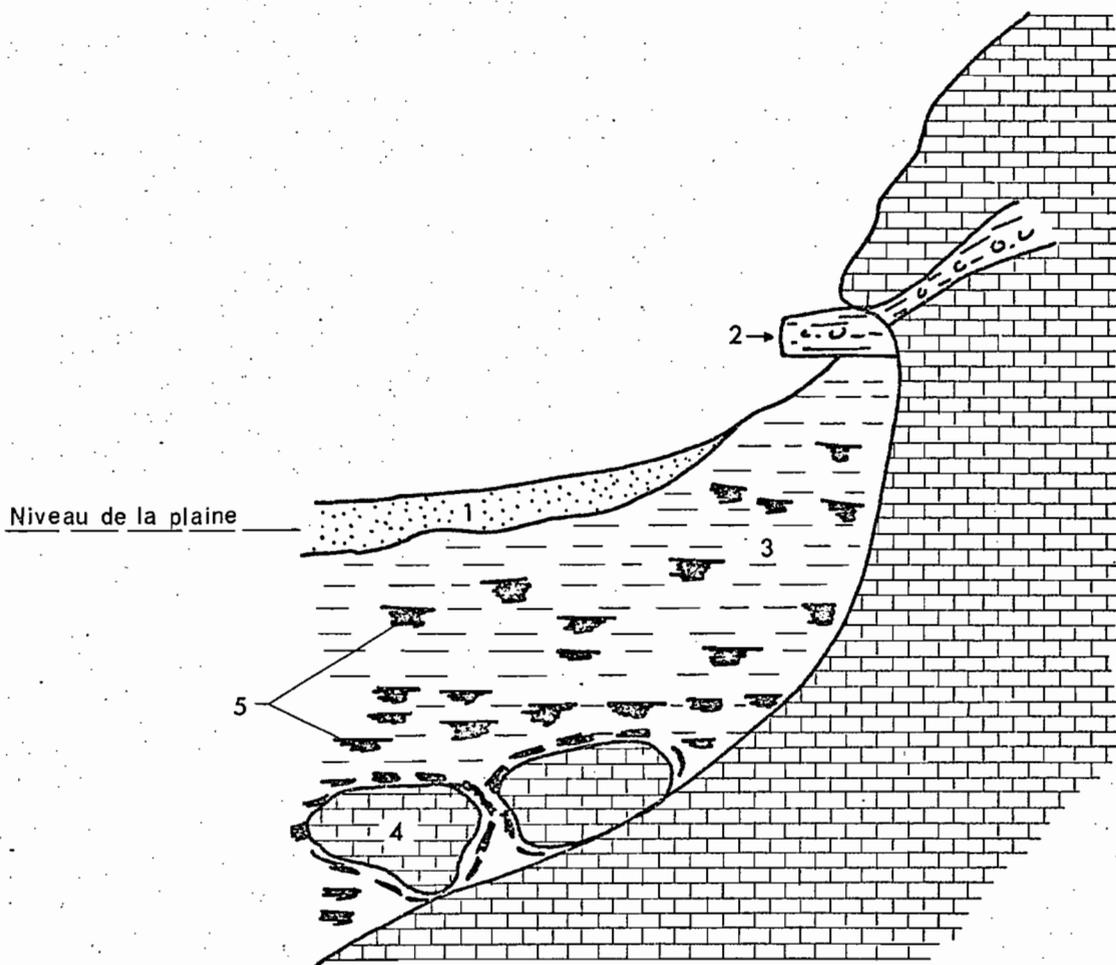
Le sommet de PV. II est, par endroit, surmonté d'une brèche beige rosé, épaisse de 0,20 à 1,50 m, litée, massive, à petits gastéropodes terrestres (*Cyclophorus* sp., *Macroclhamys* sp.) qui peut devenir osseuse par endroits ; elle est très indurée ; elle peut être au contact direct avec l'argile PV. II, ou bien manquer complètement, ou bien ne subsister qu'à l'état de lambeaux horizontaux accrochés sur les parois (la grotte C. 14 en particulier en possède de bons exemples). Très souvent l'érosion a amené un vide entre brèche et niveau PV. II, vide par lequel les eaux s'écoulaient rapidement. Le niveau PV. I, pourrait ainsi provenir de cette partie érodée du niveau PV. II. La brèche peut remplir des fissures. Elle semble se trouver à un niveau situé deux mètres au-dessus de la plaine et correspondre à un niveau d'érosion ayant laissé une marque en creux sur les parois du karst. La base du niveau PV. II est, de plus, encombrée de gros blocs calcaires tombés des voûtes, témoins d'une phase d'active érosion antérieure au cycle de dépôt de ce niveau.

Au total, nous avons ainsi de bas en haut :

- un niveau de blocs, témoin d'un effondrement de la voûte,
- une masse argileuse très fortement imprégnée de précipitations d'origine chimique, avec des concrétions plus ou moins pisolithiques, de même origine. Ce niveau présente en un seul endroit une faune de Mammifères très abondante et variée,
- une brèche à gastéropodes, plus ou moins continue, deux mètres au-dessus de la plaine actuelle,
- un niveau superficiel de sable limoneux brun rougeâtre à matériaux néolithiques presque constants.

2. 1. 3. La faune fossile.

L'élément dominant de la faune recueilli dans le niveau PV. II, est un Rhinocéros qui a pu être déterminé comme *Rh. mercki*, à l'aide d'une denture supérieure quasi complète. Cette denture provient d'un individu relativement jeune : en effet, les P⁴ ne montrent absolument aucune trace d'usure et devaient encore supporter les dents de lait correspondantes ; celles-ci sont probablement représentées par deux lactéales que l'on retrouve tout près dans le gisement. Ont été mis au jour des métapodes médiains antérieurs au nombre de trois, deux gauches et un droit. Ces trois os sont de tailles nettement différentes, de sorte qu'on peut affirmer la présence de trois individus distincts. Remarquons que le plus grand des trois métapodes d'un aspect plus sombre semble plus fossilisé. S'agit-il d'une espèce différente plus ancienne ou d'une variation individuelle, l'aspect



- 1 . Niveau sableux PV I
- 2 . Brèche à gastéropodes
- 3 . Argile grise PV II
- 4 . Blocs calcaires
- 5 . Concrétions ferromanganésifères

Coupe stratigraphique schématique
du remplissage karstique du Phnom Loang

pouvant être dû à des conditions particulières de fossilisation ? Les recherches en cours permettront simplement peut-être de le préciser.

Outre le crâne de *Crocota crocota* décrit par J. BOUCHUD (1968) cinq dents provenant certainement du même individu (P_3 et P_4 sup. droit, M_1 inf. droit, I_3 sup. gauche et I_2 inf. droit) peuvent être rapportées à la même espèce. Indiquons cependant que le protocône de la carnassière est légèrement déjeté vers l'avant, disposition qui semble assez exceptionnelle.

Un certain nombre de dents peuvent être ou sont rapportées aux espèces suivantes : *Cervidés*, *Hydropodes* sp. (M_3 inf.), *Pseudoaxis greyi*, espèce décrite par C.C. YOUNG (1932) dans la faune de Chou Kou Tien ; Antilope : *Spirocerus* sp. déterminée à l'aide de deux M_1 ; Bovidé : *Bubalus* sp. Un scapho-lunaire droit provient d'un Félidé de taille moyenne. Quatre vertèbres dorsales et trois caudales, sont à rapporter au genre *Varanus*. Enfin, le matériel comporte de très nombreux restes de squelette axial et de membres de Rhinocéros, de Bovidés et de Cervidés. Pour les Cervidés les restes de bois permettent d'indiquer la présence dans le gisement de deux espèces de taille très différente. Notons que parmi les vertèbres et les os longs nombreux sont ceux qui, par leurs ossifications, encore incomplet témoignent du jeune âge de la plupart de ces animaux.

LA FAUNE A STEGODON-ORANG-OUTANG.

La faune du Phnom Loang est l'élément le plus important comme repère chronologique de la stratigraphie de ces grottes, aussi nous attarderons-nous à fixer sa place dans la suite des faunes quaternaires d'Asie.

Les premières découvertes de Mammifères quaternaires en Indochine datent de 1916 avec le site de Lang Son (MANSUY H., 1916). MANSUY décrit une première liste d'espèces parmi lesquelles : *Ursus* sp., *Félis* sp., *Hystrix* sp.(?), *Nesokia* sp.(?) *Elephas* sp.(?) aff. *E. namadicus* Falc. et Cautley, *Stegodon Cliftii* Falc. et Cautley, *Stegodon insignis* Falc. et Cautley, *Bibos* sp., *Buffelus* sp., *Cervus (rusa)* sp., *Sus* sp., aff. *S. cristatus* Wagner, *Sus* sp. aff. *S. brachygnathus* Dubois, *Tapirus* sp., *Aceratherium* (?) *Blanfordi* Lydekker mut. *hipparionum* Koken. Cette faune est incluse dans une brèche tuffique formant placages dans les grottes des calcaires permien de la région. Ces placages d'après la description qu'en fait Mansuy ressemblent étrangement à ceux du Phnom Totun (voir plus loin) et à ce que nous avons appelé "Brèche calcaire à ciment argileux phosphaté". Ces placages sont situés à 12-15 m au-dessus des thalwegs de la région. MANSUY assimile la faune de Lang Son à celle dite "à Stégodontes" de Chine et lui attribue un âge 'Néogène supérieur, peut-être le plus récent", suivant la succession des faunes décrites par SCHLOESSER M.(1903) qui a établi pour l'Asie quatre associations faunistiques du Miocène au Pléistocène.

En 1928, PATTE comparant la faune de Lang Son à celle du Se Tchouen (Chine) assimile les deux faunes tout en reconnaissant quelques variantes et l'attribue au "Quaternaire inférieur plutôt qu'à la base du Quaternaire moyen".

En 1934, les découvertes de J. FROMAGET (1936) dans le Nord Laos vont permettre de préciser la stratigraphie de ce type de gisements et d'établir une liste faunistique plus complète (ARAMBOURG et FROMAGET, 1938). FROMAGET, dans les tufs de Tham Hang reconnaît deux niveaux différents marqués par la présence de certaines espèces uniquement présentes dans le niveau inférieur. Ce sont : *Sus* cf. *brachygnathus nemorrhaedus* cf. *Goral*, *Cervus* cf. *leptodus*, *Proboselaphus* sp., *Ursus kokeni*, *Cuon* cf. *alpinus*, *Canis* cf. *cynoïdes*, *Hyaena crocuta* var. *ultima*, *Paradoxurus* sp., *Felis* sp. I de Chou Kou Tien, *Felis* cf. *micotis*, *Simia satyrus*. La liste des espèces rencontrées sur toute l'épaisseur des tufs s'établissant ainsi : *Stegodon sinensis*, *Elephas namadicus*, *Rhinoceros sivalensis*, *Megatapirus augustus*, *Sus Lydekkeri*, *Sus* sp. I, (?) *Bibos giron*, (?) *Bubalus theilhardi* Bovidé de petite taille, *Cervus (rusa) orientalis*, *Cervulus*, aff. *Montjac*, *C.* cf. *Montjac*, *Spirocercus* sp. I, *Nemorrhaedus* cf. *cincreus*, *N.* cf. *Edwardsi*, *Ursus angustidens*, *Felis leo* cf. *indicus*, *F.* aff. *issidiorensis*, *Arctonyx rostratus*, *Hystrix* cf. *subcristata*, *Rhizomys troglodytes*, *Macacus robustus* *M. Rhesus*, *M.* cf. *Andersonni*.

Le passage du niveau inférieur au niveau supérieur se faisant par l'apparition de *Ursus praemalayanus*, von Koenigswald. L'ensemble est daté de Pléistocène inférieur.

D'autres gisements de cette faune (SAURIN, 1942, 1950) toujours localisés en Indochine septentrionale vinrent confirmer et étendre légèrement cette liste. Les faunes du Haut Laos font partie d'un vaste ensemble faunistique qu'on retrouve en Chine du Sud (Szechouan, Yunnan, Kouang Si) et à Java. Elle serait contemporaine des couches à Pithécantropes de Java et des dépôts à Sinanthropes de Chine (SAURIN, 1951).

Par comparaison avec ces gisements du Haut Laos et de Chine, la faune du Phnom Loang présente un certain nombre d'espèces identiques essentiellement *Crocuta crocuta* qu'on retrouve au Szechouan et qui est certainement présente à Tham Hang (Haut Laos), la *Hyaena crocuta* var. *ultima* de FROMAGET pouvant sûrement lui être assimilée; *Pseudoaxis greyi* est présente à Tham Hang (FROMAGET, 1936) et à Chou Kou Tien (C.C. YOUNG, 1932).

Enfin le *Rhinoceros mercki* du Phnom Loang est certaine-

ment identique ou très proche du *R. sivalensis* de Tham Pong (SAURIN, 1964) et de Than Hang (ARAMBOURG et FROMAGET, 1936). En effet nous avons pu avoir un certain nombre de pièces (dents essentiellement) provenant des fouilles de FROMAGET dans le Haut Laos, avec leur détermination originelle par l'auteur ; ce que FROMAGET a déterminé comme *R. sivalensis* est identique à *R. mercki* du Phnom Loang

L'ensemble de la faune de Loang dont l'étude de détail est en cours, présente suffisamment d'affinité avec celles connues par ailleurs en Indochine pour que, dès maintenant, on ne puisse hésiter à les paralléliser. De plus la présence de *Crocota crocota* à Loang tendrait à prouver que l'on se trouve en présence de l'équivalent du niveau inférieur de Tham Hang, s'il s'avère exacte que la *Crocota* cambodgienne est identique à la *Hyaena crocota* var. *ultima* de Tham Hang.

Les mammifères du Phnom Loang sont donc un jalon supplémentaire dans l'extension géographique de cette association faunistique considérée comme Pléistocène inférieur.

En effet, COLBERT et HOOIJER (1963) reprenant l'étude complète des mammifères des remplissages karstiques du Szechouan arrivent à la conclusion que cette faune est synchrone de celle de Chou Kou Tien et daterait du sommet du Pléistocène inférieur.

2. 1. 4. Le Phnom Kbal Romeas (Kampot).

Le phnom Kbal Romeas est situé sur la route de Kampot à Kep. Signalé déjà par A. PAVIE (1881), ce dernier avait cru reconnaître dans un niveau de coquillage marins de cette colline une terrasse marine de + 10 m. En réalité, ce niveau correspond à un *kjokkenmodding* au devant d'un abri sous roche, témoignant d'un ancien habitat humain.

L'abri sous roche de Kbal Romeas se trouve sur la face SW de la colline (appelée phnom Slap Taon sur la feuille 226 E, Kampot Est, à 1/100 000 de la carte de l'Indochine) à quelques mètres au-dessus de la plaine. Nous pouvons établir la stratigraphie du site comme suit (fig. 21).

a. Le *kjokkenmodding* qui affleure est entièrement constitué de coquilles marines parmi lesquelles on reconnaît : *Anadax granosa*, *Cyrena sumatrensis*, *Telescopium telescopium*, *Llobium* sp. tous ces organismes vivant actuellement en milieu côtier saumâtre. Seule *A. granosa* vit en mer ouverte. L'épaisseur de l'amas coquillier est en moyenne de 40 à 50 cm, mais paraît se terminer en biseau vers l'abri sous roche au sud-est. Outre ces coquilles, une première fouille sommaire nous a permis d'y reconnaître quelques menus débris de charbon, et des morceaux de poteries atypiques sans décor, témoignant ainsi du caractère intentionnel de l'amas. Le Carbone 14 date ce niveau de 3420 ans P.P. (CARBONNEL et DELIBRIAS, 1968).

b. Sous ce niveau, se place un horizon d'environ 50 cm d'épaisseur d'un sable fin jaune brun, légèrement argileux au sein duquel on rencontre des amas cimentés par des phosphates ou du calcaire, présentant de rares concrétions ferrugineuses sphériques et quelques granules de calcaire altérés.

c. Le niveau sous-jacent est masqué à l'affleurement par des éboulis peu épais. Ce niveau est composé d'une terre argileuse enrobant des blocs de calcaire massif et de travertin phosphaté rose ; elle contient des concrétions diverses, concrétions calcaires travertineuses, blanchâtres, concrétions phosphatées jaune sale. Nous y avons reconnu quelques débris osseux pouvant atteindre 5 à 6 cm de long mais qu'il nous a été impossible de rapporter à aucune espèce animale, ainsi qu'un coprolithe de hyéridé assez identique à ceux du niveau supérieur (PV.I) du phnom Loang. Du sommet de notre kjokkenmodding à la base accessible de cette argile, l'épaisseur de la coupe est d'environ 1,55 m. A 1,20 m de la surface, dans l'argile de base s'observe une fine intercalation sableuse de quelques centimètres.

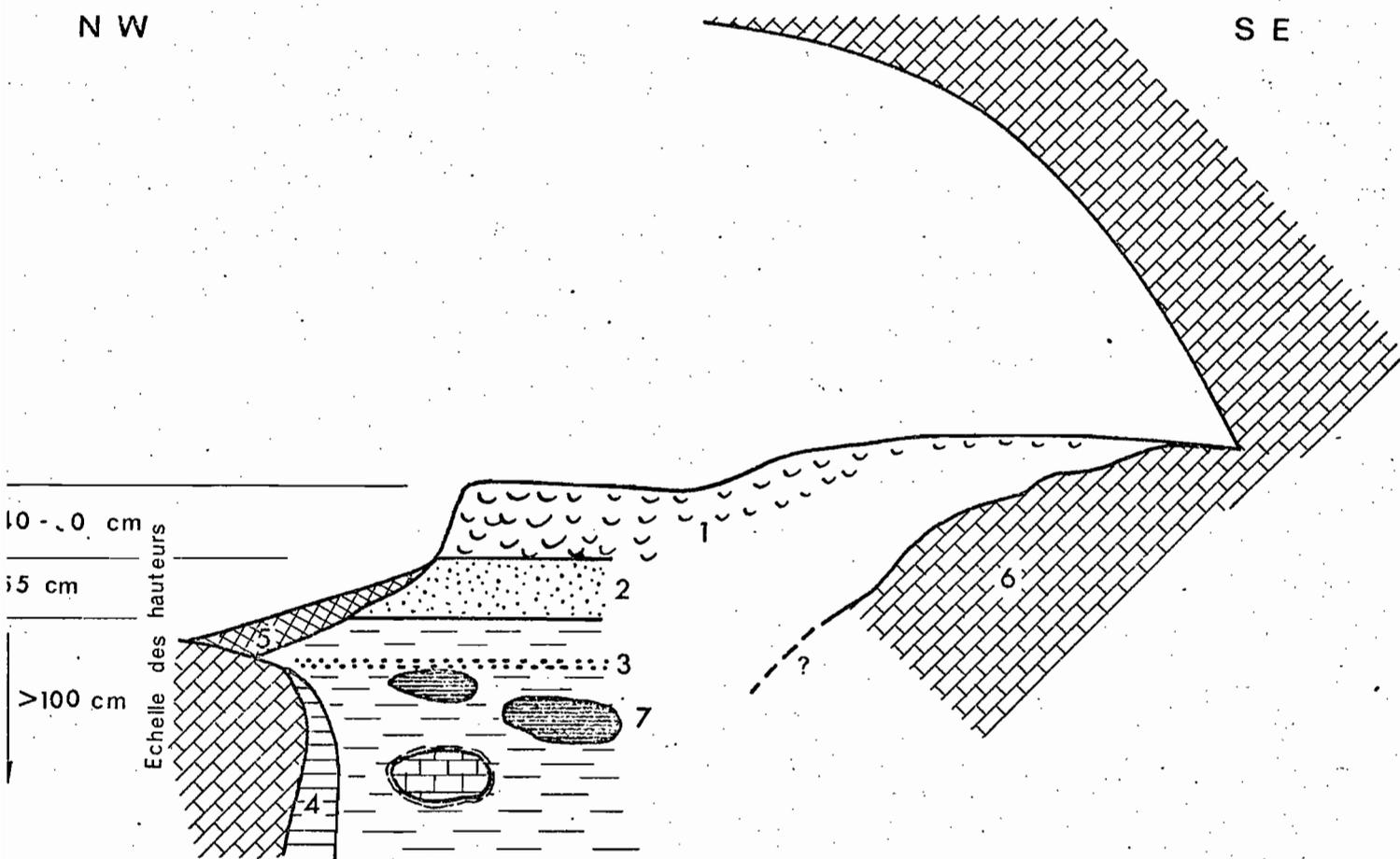
Les gros blocs de calcaire et de travertin qui encombrent la base de cette argile sont recouverts d'un travertin feuilleté phosphaté. Ces blocs témoignent d'une phase d'active érosion antérieurement au dépôt de l'argile.

2. 1. 5. *Les phosphorites.*

C'est dans l'ensemble des collines de la région de Tuk Meas et principalement au Phnom Totung qu'a lieu actuellement l'exploitation la plus active des phosphorites pour la fabrication des engrais. Au phnom Totung une galerie d'exploitation coupée d'un travers-banc, permettent de suivre à partir du calcaire en place, la stratigraphie du remplissage phosphaté qui, dans le cas de ce gisement serait plutôt un dépôt alluvial de pente à l'état de lambeau. On peut y reconnaître deux horizons bien nets (fig. 22).

a. un horizon de base directement au contact du calcaire permien. Son pendage de dépôt (30 à 35°) correspond sensiblement à la pente structurale du calcaire dans ce vallon. On peut y distinguer une couche d'argile dure, compacte, directement au contact du calcaire suivie d'une argile phosphatée et d'une série de couches alternativement claires et sombres de phosphates d'apparence litée.

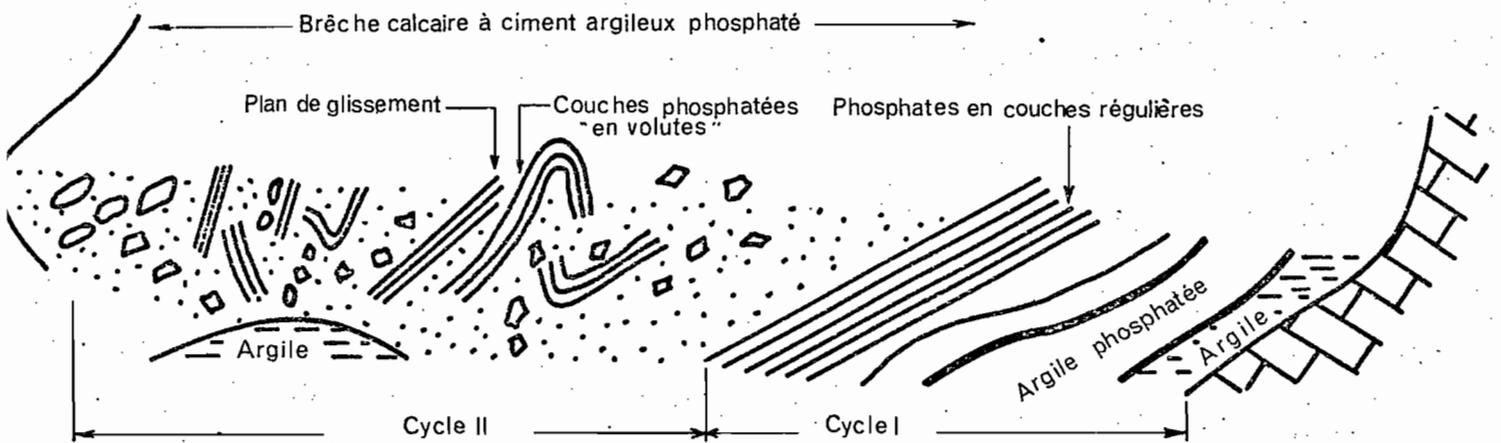
Comme les analyses qui suivent nous le montrent cette différence de couleur est due uniquement à un fort pourcentage de manganèse dans les strates sombres :



- 1 - kjøkkenmödding
- 2 - niveau sableux fin
- 3 - Argile noir à bloc
- 4 - Travertin phosphaté
- 5 - Eboulis
- 6 - Calcaire massif
- 7 - Concrétions

Abri sous roche du Phnom Kbal Roméas

Stratigraphie



Coupe de la galerie d'exploitation de Phmom Totung

	(1)	(2)
P ₂ O ₅	32,95	35,17
CaO	40,16	50,96
CO ₂	5,32	4,26
Fe ₂ O ₃	0,35	0,26
Al ₂ O ₃	1,10	0,57
Mn	4,23	1,83
(1) : Strates sombres, (2) : Strates claires.		

Tableau n° 5

Cette alternance de couleur correspond donc certainement à des modifications de caractère périodique dans l'alimentation des eaux d'infiltration, quant à leur volume et leur capacité de dissolution des terrains traversés. On aurait donc là un repère de variation paléoclimatique.

Quant aux argiles de base, elles peuvent s'interpréter comme l'accumulation d'anciens sols résiduels de dissolution du calcaire provenant des parties hautes de la colline.

b. l'ensemble du reste de la coupe, est caractérisée par une brèche calcaire à ciment phosphaté. Cette brèche est composée de blocs pouvant atteindre 3/4 de m³ de calcaire gris ; les blocs sont anguleux et non classés. Le contact entre le calcaire de ces blocs et le ciment est net, les blocs ne sont ni altérés ni recouverts de concrétionnements concentriques.

Le ciment est formé d'une pâte tendre, assez grossière, composée essentiellement de phosphates en grains et d'argile. Au sein de ce ciment, on observe des volutes d'aspect lité de couches discontinues ainsi que de nombreux plans de glissements témoignant sans doute du tassement par glissement sur la pente de ce sédiment hétérogène.

Quelques récurrences d'argile affleurent à la base de la galerie, sous cette brèche, ce qui suppose que le plancher de ce boyau se trouve tout près du calcaire massif.

A l'inverse de l'horizon de base, cette brèche a des teneurs en P₂O₅ relativement faibles, de l'ordre de 3 à 5 %, pouvant atteindre 14 % dans le cas où elle est ossifère.

Age des phosphates.

Se fondant sur le fait que les dépôts phosphatés présentent des indices de tectonisation au croisement avec les fractures les plus récentes

G. de BELINKO (1960) considère que ces dépôts sont anté-quatérnaires. Tel-
le n'est pas notre opinion.

En effet, d'une part tous les restes fossiles trouvés au sein
des phosphates, des argiles phosphatées et autres dépôts karstiques, sont
quatérnaires (brèches à Gastéropodes et faune à Orang Outang du Phnom Lo-
ang), d'autre part, certains remplissages karstiques sont complets et ne
portent aucune trace de tectonisation ou d'inconformité, ce qui serait cu-
rieux si certains de leurs dépôts étaient tertiaires par exemple.

Ce que nous pouvons affirmer est :

- les phosphorites sont antérieures au dernier système de fractures des
calcaires,
- certaines coupes stratigraphiques montrent un arrêt de la sédimentation
ou une érosion au-dessus de la couche caractérisée par la faune à Orang
Outang datée du sommet du Pléistocène inférieur.

Nous pouvons rattacher ces indices de mouvements tectoniques aux
mouvements qui, à Java ont plissé les couches de Trinil, à la limite du
Pléistocène moyen et du Pléistocène supérieur. Les phosphorites seraient
antérieures à ces mouvements (qui seraient ainsi responsables du système
de fractures récentes des calcaires) et dateraient du Pléistocène moyen.

3.- CONCLUSIONS

De l'ensemble de faits que nous venons d'exposer se dégage une
stratigraphie générale cohérente si même les détails de celle-ci demandent
à être précisés.

a. L'ensemble des coupes présente toujours à leur base un amas de
blocs calcaires provenant de l'effondrement des voûtes du système
karstique. Ce fait paraît général et a été observé hors du Cambod-
ge dans les grottes du Nord indochinois (COLANI H., 1931 ; FROMAGET, J.
1940). Il témoignerait d'une phase d'érosion très importante datant du
Pléistocène inférieur, ce qui expliquerait en partie l'absence de dépôt
pour cette période.

Les niveaux d'argile indurée qu'on retrouve en placage sur les
pentes des collines calcaires (Ph. TOTUNG) seraient l'équivalent dans le
temps de ces amas de blocs. L'érosion des terres d'altération des calcaires
a favorisé leur accumulation en bas de pente ou leur piégeage dans les ca-
vités karstiques.

b. A cet épisode, fait suite une phase de sédimentation régulière,
caractérisée par un épais recouvrement d'argile ou de limon ainsi
que par des dépôts phosphatés complexes (apatite plus ou moins

manganifère, apatite calcique...) mais en général massifs. Cette sédimentation est associée à une faune synchrone de celle dite à "Orang Outang", elle pourrait donc avoir débuté au sommet du Pléistocène inférieur.

c. A ce cycle de dépôt relativement calme fait suite une période d'érosion active consécutive à une tectonique cassante qui a fracturé l'ensemble des calcaires. Ce cycle se caractérise soit par une lacune stratigraphique possible et une brèche comme au phnom Loang, soit par des dépôts bréchiques comme au phnom Totung ou des dépôts sableux comme à Kbal Romeas. Jusqu'à ce que nous ayons plus de précisions d'ordre chronologique, nous placerons cet épisode au cours du Pléistocène moyen. On peut comparer cet épisode aux mouvements tectoniques qui ont plissé à la même époque les couches de Trinil à Java, dont la faune paraît synchrone de celle du phnom Loang.

d. Vient ensuite un cycle d'origine chimique, caractérisé par des dépôts phosphatés diffus imprégnant les sédiments antérieurs (phosphates concrétionnés en grains du phnom Totung), des dépôts ferrugineux : pisolithes et concrétions ferromanganifères du phnom Loang. Ce cycle paraît correspondre à tout le Pléistocène supérieur.

e. Nous observons de nouveau un épisode d'érosion qui détruit en grande partie la brèche du phnom Loang, dont les éléments iront alimenter les dépôts suivants. Nous placerions cette érosion au sommet du Pléistocène supérieur.

f. Enfin, l'Holocène avec son Néolithique inférieur à affinité bacsonienne (Loang) est représenté par des limons et sables brun rougeâtre qui tapissent uniformément les grottes du phnom Loang. Cet Holocène paraît représenté à Kbal Romeas par un petit cône d'éboulis.

Ainsi, nous pouvons affirmer que nous nous trouvons en présence, au cours du Quaternaire, de trois épisodes principaux d'érosion séparés par des épisodes de sédimentation. Le premier épisode d'érosion, très général, daterait du Pléistocène inférieur.

On peut résumer ainsi la succession des phénomènes géologiques en milieu karstique au cours du Quaternaire :

Holocène	limons et sables	faune actuelle
Pléistocène supérieur.	violente	
Pléistocène moyen		
Pléistocène inférieur	Sédimentation PV. II très violente	Faune de Loang.

Tableau n° 6

Chapitre III

LA CUVETTE DU GRAND LAC.

La cuvette du Grand Lac a posé depuis très longtemps un problème structural très important. Dans la première partie, nous avons esquissé un schéma structural de cette région : nous ne le reprendrons pas ici.

Nous nous attacherons essentiellement à l'étude des quelques sondages existants actuellement dans la cuvette et sur ses pourtours, et à l'étude stratigraphique des dépôts récents du Grand Lac proprement dit. Cette dernière étude a fait l'objet d'un rapport de mission imprimé par les soins du Ministère des Affaires Etrangères (CARBONNEL et GUISCAFRE, 1965).

Le Grand Lac occupe le centre d'une région subcirculaire, plate dont l'altitude moyenne oscille autour de + (15 - 20 m) (fig. 23). Elle est limitée au Nord par la chaîne des Dangreks, rebord méridional abrupt du plateau de Khorat, à l'Ouest et au Sud par la chaîne des Cardamomes et son avant-pays de collines, au Sud le "seuil" de Kompong Chhang la ferme alors qu'à l'Est, la cuvette passe progressivement à la région du "Môle cambodgien".

On possède relativement peu de documents sur la profondeur et la nature des dépôts qui colmatent ce bassin. En particulier, il n'existe pas de sondage profond au centre de la cuvette qui permettrait d'établir la stratigraphie complète du remplissage. C'est ainsi que le problème de la présence ou de l'absence de Tertiaire à la base de ce remplissage n'est pas résolu et de ce fait, on ne peut tenter d'établir des corrélations avec les bassins tertiaires du nord de la Thaïlande (Lampang, Mae Fang, Mae Sot) ou du Laos (vallée de la Nam Beng, SAURIN, 1942). On doit donc, pour l'instant, se contenter d'hypothèses à partir des documents que l'on possède.

1.- LES SONDAGES AUTOUR DU LAC

Nous donnons en annexe onze coupes de sondages tels qu'ils figurent dans les archives du Service des Travaux Publics cambodgien.

1 - 1 Sondages à l'ouest du Grand Lac

Le sondage principal est le n° 56, fait à Battambang et dont on ne possède aucun échantillon. Ce sondage a atteint la profondeur de -293 m avec au moins 250 m d'alluvions. La dernière couche traversée, épaisse de 43 m est composée de "sable dur" ; en absence d'échantillon, il est impossible de savoir si ce niveau est un niveau alluvial composé de sable à début d'induration ou si on a affaire aux "Grès supérieurs" qui présentent très souvent ce faciès. Dans ce dernier cas, le niveau de 43 m représenterait le socle de la cuvette et les niveaux supérieurs, la totalité de son remblaiement. Il est important cependant de noter l'épaisseur minimum élevée de cet ennoyage, 250 m, qui traduit nettement la "subsidence" ou tout du moins l'affaissement de cette partie septentrionale de la cuvette depuis le début de la sédimentation.

Cette dernière s'est faite apparemment en deux temps bien distincts : - dans un premier temps dominant les éléments grossiers (cailloux, galets ?, sable ayant subi une cimentation postérieure à leur dépôt) plus ou moins mélangés à des argiles et limons ; il semblerait qu'on ait affaire là à une sédimentation violente avec apports périodiques de galets (?) et graviers témoignant d'un renforcement du régime pluviométrique.

- dans le second temps, comprenant les 119 premiers mètres de la coupe, les éléments fins (argile et peut-être limons) seuls sont déposés. Les diverses colorations observées pouvant témoigner soit de sources d'apports différents, soit de paléoclimats successifs ayant développés des sols différents sur le bassin versant.

Quoiqu'il en soit, cette stratigraphie en deux ensembles nettement séparés, met en évidence le passage d'un régime de sédimentation violent à un régime sédimentaire beaucoup plus calme de type lacustre ou deltaïque. On peut donc avoir là un argument pour soutenir l'existence d'un réseau hydrographique important différent de l'actuel, empruntant la cuvette du Grand Lac, au cours du Quaternaire.

Des deux autres sondages de la côte ouest du Grand Lac, si le sondage de Moung nous prouve que les alluvions ont au moins 110 m d'épaisseur à cet endroit, le plus intéressant est celui de Pursat où le socle paraît avoir été atteint à -56 m. Cette relative faible épaisseur des alluvions est corrélative à l'avancée vers l'est du massif gréseux des Cardamomes à partir de la

rivière de Pursat. Il semblerait ainsi que la cuvette proprement dite du Grand Lac doive être limitée, au Sud, au niveau de cette rivière et qu'en définitive ce qu'il est convenu d'appeler le "Petit Lac" n'est qu'un appendice structurellement peu important de la cuvette.

Notons de plus que la majorité des alluvions du sondage de Pursat est grossière et comporte peu d'argile, ce qui tendrait à prouver la pérennité de l'axe fluvial formé par la vallée du Stung Pursat depuis le début du dépôt de ces alluvions.

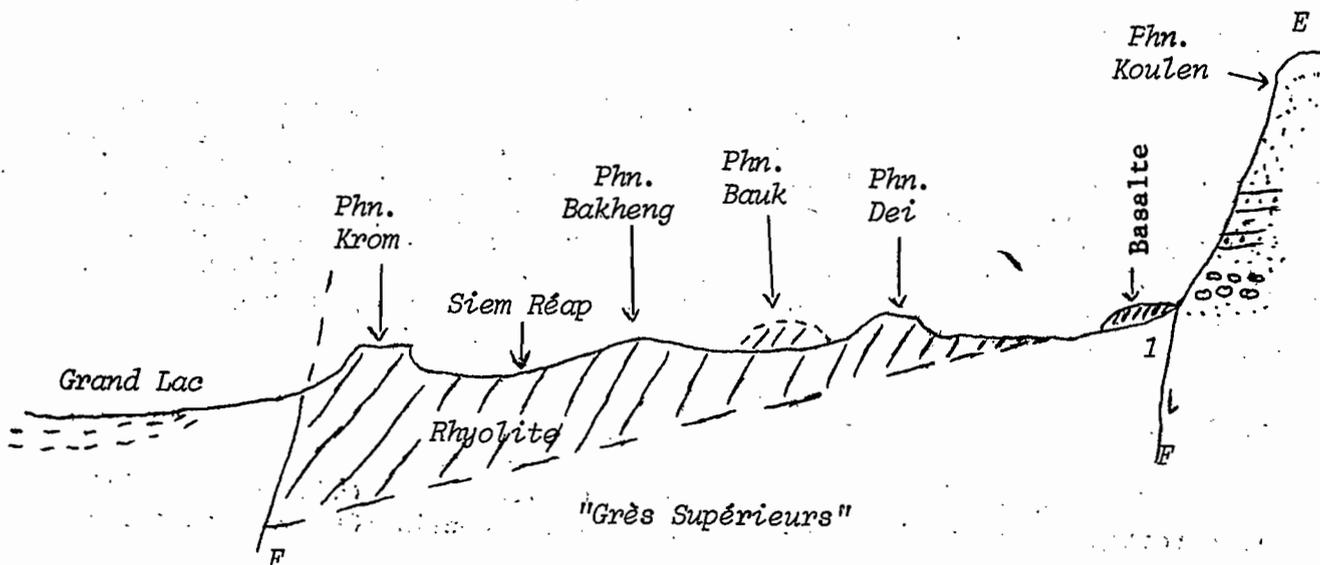
1 - 2 Sondages à l'est du Grand Lac

Apparemment il semblerait que le long de la route contournant par l'Est le Grand Lac, de Skoun à Siem Réap, les alluvions soient peu épaisses.

En effet, à Baray et à Kompong Thom, le socle a été atteint entre 30 et 80 m. Il faut cependant remarquer que la surface de ce socle paraît tourmentée, puisqu'à Kompong Thom, sur quelques centaines de mètres de rayon, trois sondages ont touché le socle à -30, -61 et -80 m. Les alluvions ont remblayé une ancienne topographie et là, comme à Pursat, on est en droit de penser qu'il s'agit de l'ancienne vallée du Stung Kompong Thom actuellement la plus grande rivière de la cuvette du Grand Lac (bassin versant de 13.600 km²).

Si à Siem Réap, le socle n'a pas été touché à -58 m, il n'est certainement guère beaucoup plus profond ; en effet, la plaine qui sépare le Grand Lac de la chaîne des Koulen est parsemée d'affleurements rocheux souvent très importants (Phnom Krom, Bakheng, Bauk, Dei...) qui culminent à + 100 m et plus.

Au niveau de Siem Réap, on peut schématiser la structure géologique de la bordure est du Grand Lac de la façon suivante :



Le remblaiement de cette structure paraît s'être effectué par une alternance de niveaux sableux et argilo-limoneux. A Kompong Thom, (sondage 221) où l'on a la coupe complète, on note un premier épisode important suivi d'un second encadré par deux épisodes d'apports beaucoup plus fins.

On doit remarquer et ne pas oublier que ce remblaiement intéresse essentiellement la zone de transition, apparemment comprise entre deux fractures parallèles, séparant la cuvette proprement dite du Grand Lac, du môle cambodgien ; de ce fait l'histoire inscrite dans ce remblaiement ne préjuge en rien de celle de la cuvette elle-même.

2.- LES SEDIMENTS DU GRAND LAC

L'étude sédimentologique du Grand Lac qui suit a été effectuée par nous lors de notre première mission au Cambodge, dans le cadre de la Coopération technique française. Elle a fait l'objet d'une publication du Ministère des Affaires Etrangères (1965) que nous reprenons en grande partie ici.

2 - 1 P r é l è v e m e n t s e f f e c t u é s

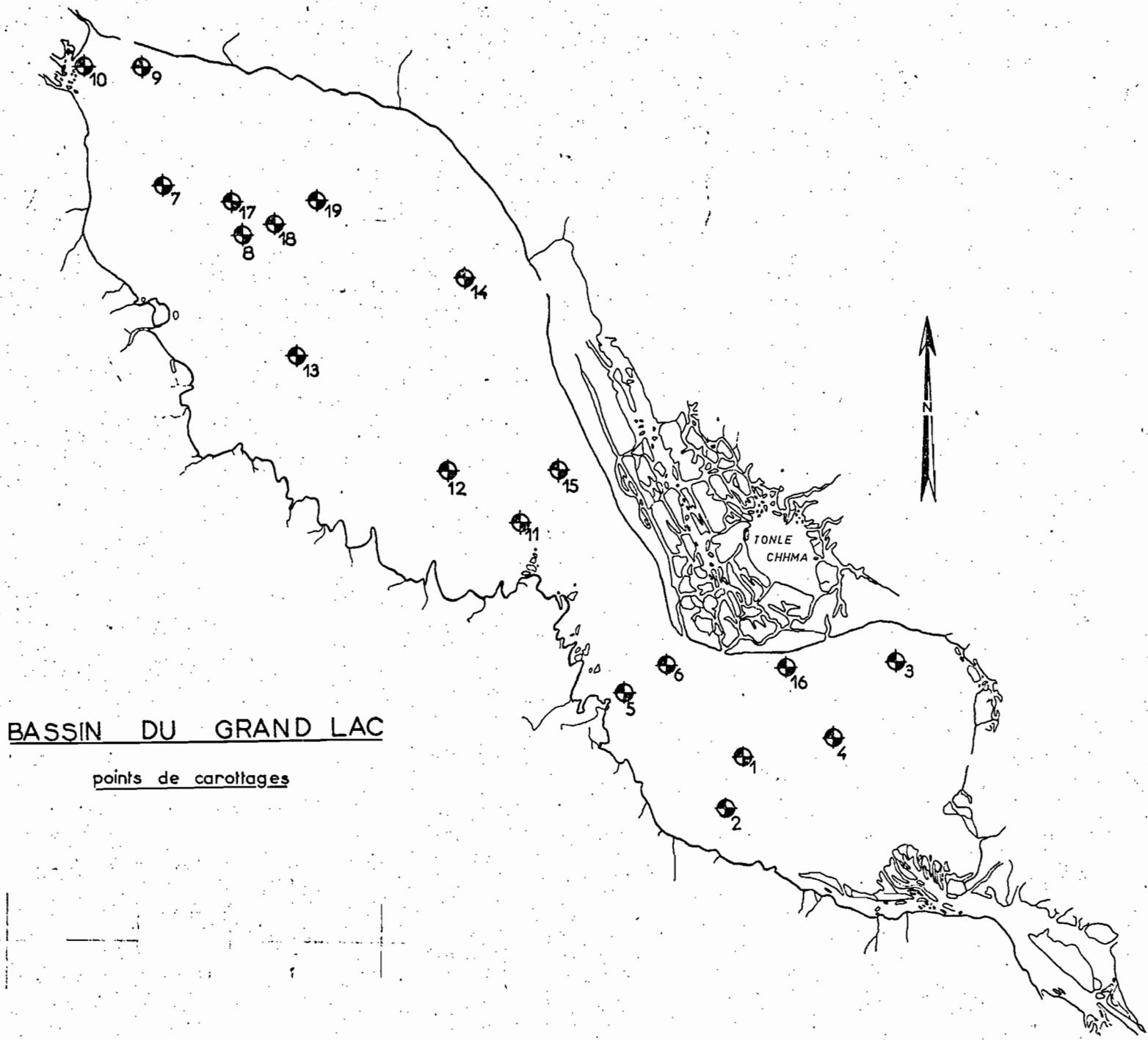
Tous les prélèvements de sédiments, soit à la benne, soit par carottages, furent faits durant l'année 1962. Ce travail de terrain a comporté deux phases :

2. 1. 1. *Phase de reconnaissance.*

Les principales zones sédimentaires du Grand Lac furent prospectées et des petits carottages effectués en vue de l'implantation des grands carottages qui font l'objet de la deuxième partie de ce travail. C'est ainsi qu'une cinquantaine de carottes de moins d'un mètre ont été réunies et étudiées souvent même sur place. Les zones de forte sédimentation ont été recherchées et localisées (Tonlé Chhma, centres du Petit et du Grand Lac). Enfin à cause de la grande maniabilité du carottier quelques coupes ont été effectuées dans les sédiments sableux du Stung Sen.

2. 1. 2. *Les carottages.*

En se fondant sur les données fournies par l'étude préliminaire 19 carottages ont été implantés en des endroits considérés comme caracté-



BASSIN DU GRAND LAC

points de carottages

Fig. 24

ristiques (Fig. 24).

Ces carottages se répartissent ainsi : 7 dans le Petit Lac et 12 dans le Grand Lac.

Caractéristiques générales.

N°	Date de Prélèvement	Date d'ouverture	Coordonnées géographiques		Longueur m/m
			phi (en grades)	L (en grades)	
GC 1	23. 8.62	25. 8.62	13.977	4.217	3145
GC 2	23. 8.62	29. 8.62	13.927	4.207	1140
GC 3	24. 8.62	31. 8.62	14.063	4.367	3240
GC 4	24. 8.62	4. 9.62	13.993	4.305	1480
GC 5	6. 9.62	10. 9.62	14.032	4.107	1190
GC 6	6. 9.62	13. 9.62	14.057	4.150	1795
GC 7	20. 9.62	25. 9.62	14.515	3.686	946
GC 8	20. 9.62	25. 9.62	14.468	3.750	3850
GC10	21. 9.62	19.10.62	14.625	3.595	690
GC11	11.10.62	5.11.62	14.197	4.012	2790
GC12	10.10.62	23.10.62	14.247	3.942	997
GC13	11.10.62	14.11.62	14.355	3.800	800
GC14	15.11.62	19.11.62	14.430	3.960	2765
GC15	15.11.62	29.11.62	14.242	4.045	2840
GC16	25.11.62	6.12.62	14.060	4.262	3230
GC17	19. 1.63	19. 1.63	14.490	3.752	875
GC18	20. 1.63	20. 1.63	14.475	3.775	2980
GC19	20. 1.63	20. 1.63	14.493	3.806	825

CAROTTES DU GRAND LAC

Tableau n° 7

2 - 2 Stratigraphie

L'homogénéité et la constance des niveaux sédimentaires rencontrés dans toutes les coupes effectuées dans le Grand Lac (Fig. 25) permettent l'établissement de la coupe type suivante : de haut en bas, nous trouvons :

- en surface : une vase fluide, gorgée d'eau, qui au démoulage de la carotte s'écoule sans conserver la forme du tube qui la contient ; (ce qui est un grave inconvénient pour l'observation de sa longueur). Cette

vase est facilement remise en suspension; en particulier quand la hauteur d'eau du Grand Lac est inférieure à deux mètres et que l'action des vagues dues au vent se fait sentir sur le fond. C'est une vase floculée en cours de dépôts, très sensible au moindre courant : sa partie supérieure flotte littéralement sur le fond.

On passe insensiblement de cette vase fluide à la vase plus compacte qui lui fait suite.

Le temps nécessaire au dépôt de cette vase est difficile à évaluer ; il dépend essentiellement de la granulométrie du matériel en suspension, des conditions physico-chimiques du milieu et du temps plus ou moins long durant lequel le milieu n'est pas agité. La période du cycle hydrologique la plus favorable au dépôt définitif de cette vase semble être celle des hautes eaux alors que la hauteur d'eau est maximum (non remaniement du fond) et que le courant est faible ou nul.

L'épaisseur exacte de cette couche est très difficile à évaluer, on peut cependant l'estimer à 10 ou 15 cm.

- sous cette couche fluide existe ce qu'on peut appeler la "vase actuelle" C'est une vase très fine, gris bleu, plus ou moins oxydée en surface, à grande teneur en eau (de 80 à 300 % d'eau par rapport au poids sec). Ce niveau présente des niveaux coquilliers ou des coquilles isolées d'espèces identiques à celles qui existent actuellement. La matière organique y est abondante, le plus souvent concentrée en lits ou en tâches dispersées dans la masse de la vase. Ce niveau est homogène macroscopiquement, on n'y trouve pas de niveaux sableux ou coquilliers constants qui puissent servir de repère d'une carotte à une autre.

Son épaisseur est variable. La couche peut même être inexistante, dans ce cas la vase fluide précédente flotte sur un substratum sableux induré ou sur la "vase ancienne" (c'est par exemple le cas du carottage n°9).

Quatre sondages n'ont pas réussi à atteindre la base de ce niveau en particulier dans la région de Meat Kla, le long de la région marécageuse du Tonlé Chhma.

Les quinze autres carottages l'ont traversé en entier. Dans ces carottes son épaisseur moyenne est de 1,15 m.

Ce niveau représente la sédimentation actuelle du Grand Lac au sens géologique du terme. Il correspond à des conditions climatiques et hydrologiques identiques aux conditions actuelles.

- au-dessous de cette masse de vase à faible proportion de fraction sableuse on peut trouver un petit niveau tout-à-fait différent de ce qu'il surmonte et de ce qui le surmonte : un sédiment à granulométrie grossière par rapport au reste de la coupe : sable, limon, granules plus ou moins roulés, remaniement de la couche inférieure. Ce niveau, d'une épaisseur maximum de dix à quinze centimètres, n'est bien représenté que dans la moitié environ de nos carottes. Cependant on peut trouver dans toutes les carottes son équivalent à la base de la "vase actuelle" dans une vase gris clair, généralement poreuse qui paraît être le résultat du remaniement sur place de la couche inférieure.

Cette couche représenterait un dépôt sous des conditions climatiques et hydrologiques tout-à-fait différentes des conditions actuelles : débit torrentiel des rivières, érosion violente et fort charriage de fond.

- sous ce niveau se trouve ce que nous avons appelé la "vase ancienne".

C'est un sédiment vaseux très fin pratiquement sans fraction grossière, à très faible teneur en eau (15 à 50 % d'eau par rapport au poids sec), de texture souvent grumeleuse et dont la caractéristique dominante est la présence de concentration de fer.

Ces concentrations se présentent sous deux formes :

- en grains circulaires ou subcirculaires assez durs mais s'écrasant entre les doigts, dispersés sans ordre apparent dans la masse du sédiment. Ces grains semblent en relation avec des taches de matière organique auxquelles ils passent insensiblement dans le sens vertical. Il semble qu'il y ait remplacement de la matière organique par le fer. Il doit s'agir d'un phénomène d'absorption d'ions ferreux, absorption augmentée par la présence de matières organiques. On sait en effet que la capacité d'échange de bases d'une vase fine est augmentée par la présence de matière organique.

- en traînées plus ou moins continues, parallèles à la stratification, Le même phénomène d'absorption, dans ce cas, a pu jouer, la matière organique étant concentrée en lits, cependant le fait qu'on trouve cette disposition vers la base du niveau et de plus en plus accentuée au fur et à mesure qu'on s'enfonce dans le sédiment, nous fait penser qu'il doit s'agir d'un phénomène d'ordre diagénétique dont nous ignorons encore le mécanisme.

Quoiqu'il en soit, ce niveau, si l'on s'en tient aux conceptions classiques des géologues français de l'Indochine, devrait correspondre à ce qu'ils ont appelé les "alluvions anciennes".

Ces concentrations de fer passent en certains endroits à de véritables concrétions ferrugineuses, à une "latéroïde" au sens de Lacroix, citons en particulier la carotte n° 11 où ce phénomène est typique. Dans ce cas il ne semble pas devoir faire de doute que ce niveau a subi une émergence avant le dépôt du "niveau intermédiaire".

Cette stratigraphie relativement simple et facilement "lisible" est très difficile à rattacher à la stratigraphie générale du Quaternaire du fait de l'absence d'une part de fossile et du fait du hiatus stratigraphique entre "niveau intermédiaire" et vase "ancienne".

2 - 3 Caractères physico chimiques des sédiments

2. 3. 1. *Épaisseur de la "vase actuelle".*

Nous avons résumé sur la figure 26 ce que nous savons sur l'épaisseur de la "vase actuelle".

Du fait que la topographie sous lacustre nous est inconnue dans le détail, les chiffres que nous donnons ne peuvent être rattachés à aucun repère absolu. Cependant nous savons que le fond du Grand Lac est très monotone, sans fosse ni seuil élevé et que ses dénivellations ne dépassent guère quelques décimètres, encore que ces dénivellations s'étendent sur de longues distances, ce qui atténue considérablement leurs effets. Nous pouvons donc considérer le fond du Grand Lac comme plat.

Les épaisseurs très variables de "vase actuelle" représentent donc le colmatage d'une ancienne topographie, celle du sommet de la "vase ancienne" qui présentait un relief assez fort.

C'est ainsi que nous pouvons distinguer plusieurs zones sédimentaires dans le Grand Lac :

- Les fonds où la "vase actuelle" s'est accumulée sur plus de deux mètres d'épaisseur. Trois régions présentent cette particularité : les centres du Petit Lac et du Grand Lac et la région du Tonlé Chhma.

Les deux centres du lac par leur grande épaisseur de "vase actuelle" tendraient à prouver que le Grand Lac était déjà formé, durant la période d'érosion qui a précédé le dépôt de la "vase actuelle", de deux cuvettes distinctes.

Ces zones centrales sont assez étroites et forment deux petites taches allongées dans le sens du lac. La région bordière du Tonlé Chhma est elle aussi parallèle à l'axe du lac ; elle longe le Tonlé Chhma, vaste marais qui forme la pointe orientale séparant les deux parties du lac, et une partie de la côte au droit du village de Kompong Kleang. Nous avons là une vaste aire de sédimentation dans laquelle la "vase actuelle" dépasse par endroit cinq mètres d'épaisseur. Dans cette zone la surface de la "vase actuelle" se trouve nettement en-dessous du niveau de la mer actuelle ; il faut donc imaginer que cette zone a subi un ennoyage progressif au cours de la période de dépôt de la "vase actuelle". Cette région semble avoir fonctionné comme un véritable piège à sédiments au cours de cette période.

- Entourant ces anciennes "fosses", d'étroites bandes de terrain présentent des épaisseurs de "vase actuelle" variant de un à deux mètres. Ces zones entourent les deux taches centrales et assurent, au niveau du "détroit" séparant les deux parties du lac, le raccord de la tache centrale du petit lac à la zone ennoyée du Tonlé Chhma.
- Tout le reste du Grand Lac présente des épaisseurs de "vase actuelle" inférieure à un mètre. Du seuil de Snoc Trou à l'extrême pointe nord-ouest

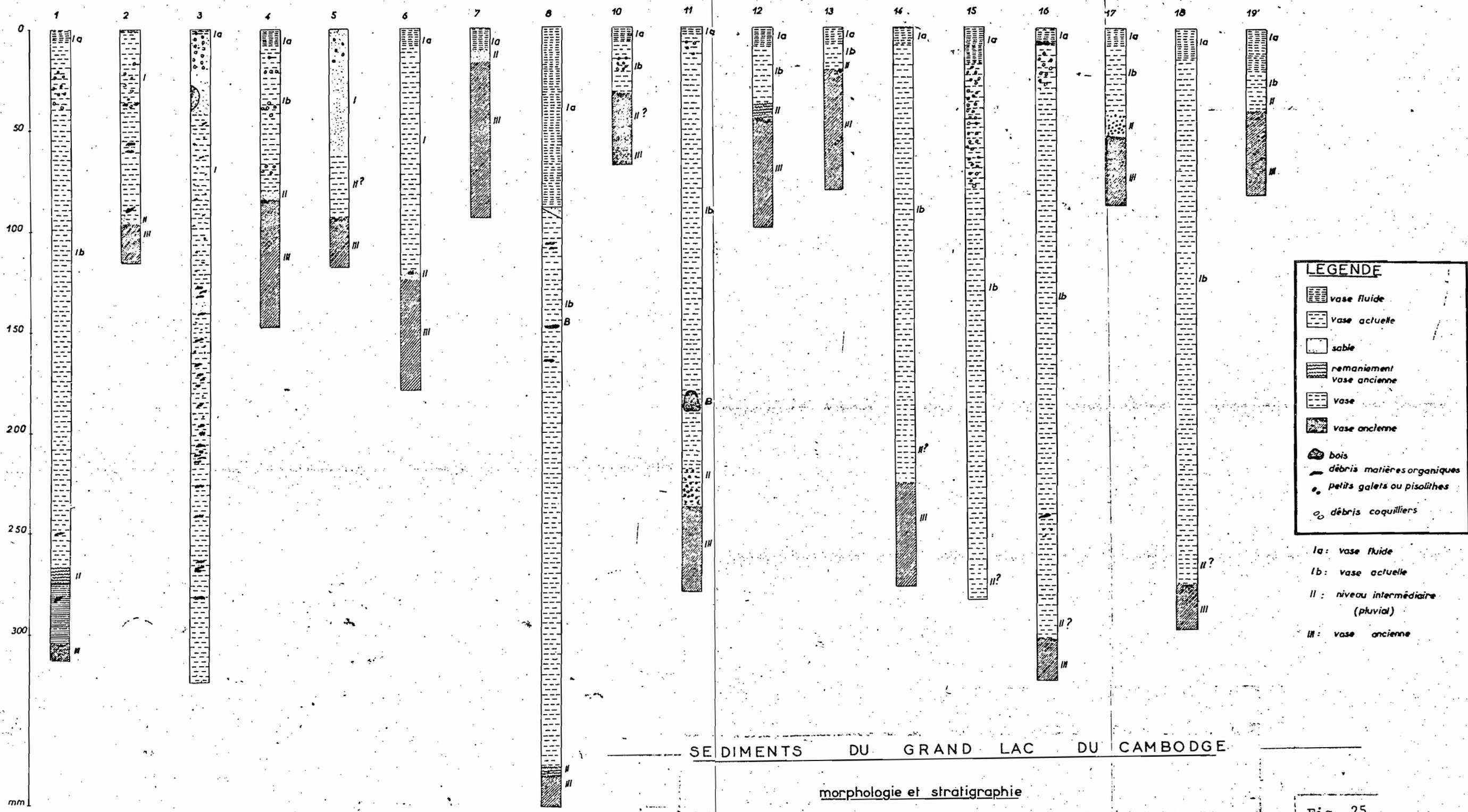


Fig. 25

BASSIN DU GRAND LAC

épaisseur de la vase actuelle
en mètres

hachures obliques : >2m.

hachures horizontales : entre 1 et 2m.

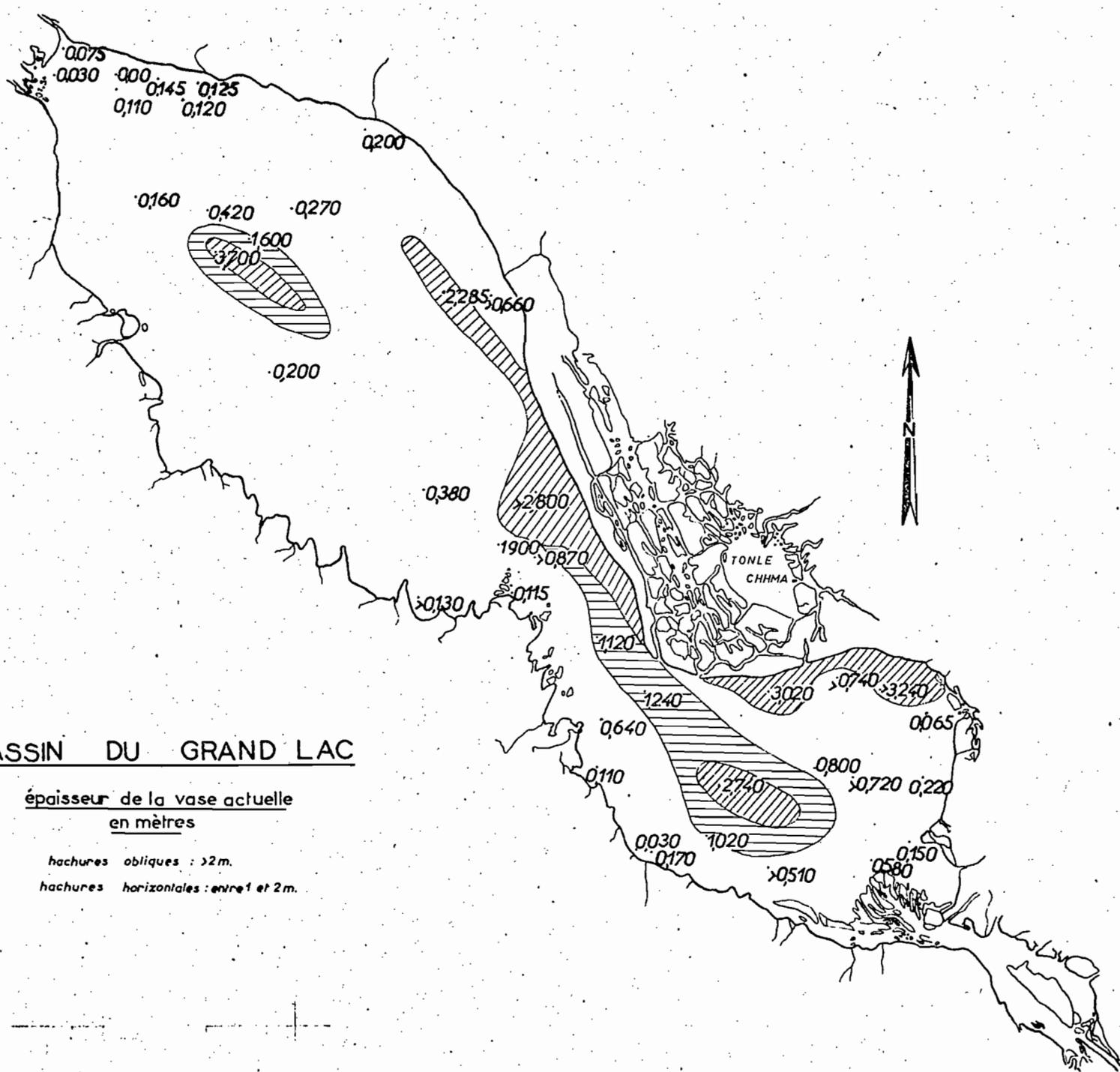


Fig. 26

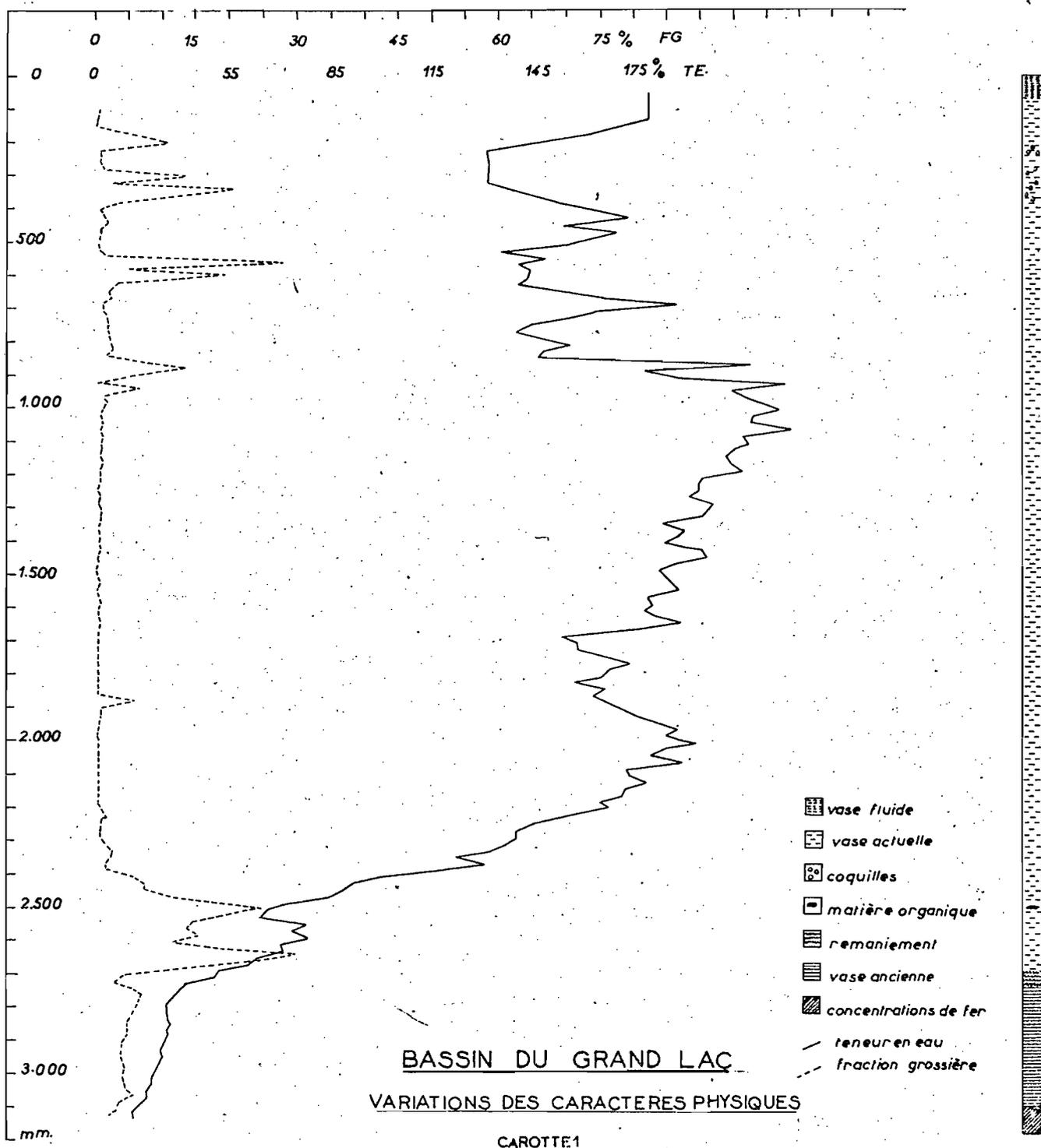


Fig. 27

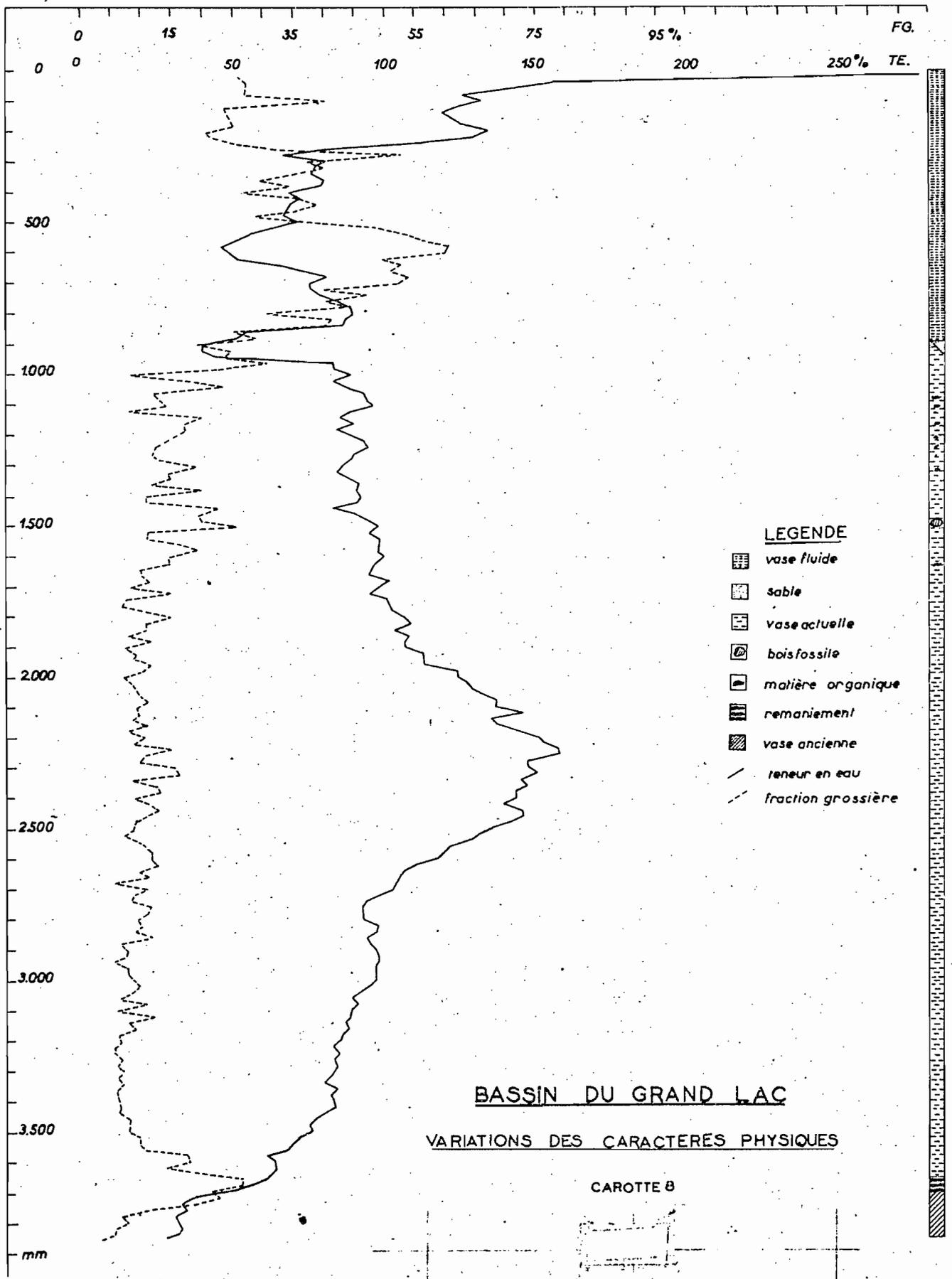


Fig. 28

du lac, cette épaisseur décroît assez régulièrement pour être pratiquement nulle dans la région face au Phnom Krom (province de Siem Réap).

Une coupe au sondeur acoustique, effectuée par le Service de l'Hydraulique et de la Navigation, entre le centre du Petit Lac (Limmigraphe I) et Peam Bang sur sa rive est, a permis d'obtenir non seulement l'écho de la surface de la vase "actuelle" mais aussi celui du sommet de la vase ancienne. Cet enregistrement a mis en évidence la présence d'une dépression de type vallée fluviale sous les alluvions du lac. Cette "vallée", large de 250 m, a une profondeur maximum d'environ 10 m et est recouverte de 7 à 8 m de sédiments. Le talweg de cette "vallée" se trouverait à environ -12, 70 m d'altitude absolue. Ainsi, ou cette vallée a été creusée au cours d'une régression marine (wurmienne ?) ou la région a subi un affaissement postérieurement à son dégagement.

On aurait là une structure qui serait dans le prolongement du Tonlé Chhma ce qui nous donne la direction de l'axe fluvial ancien dans cette région.

Ainsi, la vase "actuelle" remblaie uniformément une ancienne topographie représentant une surface d'érosion. On peut ainsi délimiter deux zones structurales dans la région du Grand Lac : le Petit Lac et le Grand Lac représentent deux cuvettes séparées par un seuil. Ces deux zones seraient les "bengs" du fleuve mis en évidence à l'Est.

Cette structure associée à celle de la région comprise entre Kompong Chhmang et Snoc Trou illustre et explique l'histoire géologique du Grand Lac dont l'existence ne remonte pas plus loin que la période qui a vu le début du dépôt de la "vase actuelle".

2. 3. 2. *Etude des teneurs en eau.*

a - Technique utilisée

La teneur en eau est faite sur la moitié de la carotte et sur des tranches de 2 cm d'épaisseur. L'autre moitié de la carotte étant réservée au tamisage sous l'eau.

Aussitôt découpé, le sédiment est pesé : poids humide, puis il est mis à l'étude à 95 °C durant 24 heures. De nouveau, le sédiment est pesé : poids sec. La remise à l'étuve jusqu'à obtention d'un poids constant n'est pas appliquée le sédiment étant au bout de 24 heures d'étuve pratiquement arrivée à ce stade. Le calcul de la teneur en eau se fait toujours par rapport au poids sec.

b - Résultats

La teneur en eau est faite systématiquement sur toutes les carottes.

Un fait frappant pour tous les échantillons est la très nette discontinuité des teneurs en eau entre la "vase actuelle" et la "vase ancienne". Les teneurs en eau du "niveau intermédiaire" ne sont pas caractéristiques; ce niveau étant en général grossier et hétérogène au point de vue granulométrique.

La "vase actuelle" à des teneurs en eau oscillant entre 300 et 80 %. Il ne semble pas y avoir de brusque variation entre la vase fluide de surface et la "vase actuelle", ce qui prouve bien qu'il y a passage graduel de l'une à l'autre et que la vase fluide est en cours de dépôts. Par contre un fait très curieux est observable dans les graphiques des teneurs en eau de toutes les carottes : c'est l'augmentation de ces teneurs en eau sur une épaisseur d'environ 70 à 100 cm, à des niveaux variables dans chaque carotte, mais toujours en-dessous de la vase fluide, à l'intérieur de la "vase actuelle" (fig. 27 et 28).

Les teneurs en eau, au lieu de suivre une courbe décroissante, régulière, reflétant la compaction progressive de la vase, présentent une décroissance rapide, ce qui est normal, puis une vaste augmentation et de nouveau décroissance. Ce phénomène semble bien refléter les conditions naturelles et non être dû au mode de prélèvements puisque nous l'observons avec le petit carottier à main que nous possédions.

La composition granulométrique étant la plupart du temps homogène sur toute la hauteur de "vase actuelle", elle ne peut être prise pour cause de cette augmentation anormale. Il doit s'agir plutôt d'un phénomène indépendant de la vase elle-même. S'agit-il d'un niveau phréatique sous-lacustre, passant latéralement au niveau phréatique normal ? Nous avouons ne pouvoir nous prononcer. Quoiqu'il en soit c'est un phénomène constant dans les sédiments du Grand Lac et qui lui est caractéristique.

La vase ancienne est caractérisée par des teneurs en eau très homogènes, à décroissance lente et régulière. Ces teneurs en eau oscillent de 20 à 50 %. Ces faibles valeurs justifient bien le terme d'"ancien" que nous lui avons appliqué, car, en effet, les vases fines se compactent très lentement et il faut beaucoup de temps pour qu'elles arrivent à perdre la plus grande partie de leur eau ; "il n'est pas certain qu'en plusieurs siècles elles se tassent beaucoup" (PARDE, lettre personnelle). A titre d'exemple, les vases pliocènes des têtes de canyons sous-marins de la Côte Méditerranéenne (région de Nice) ont des teneurs en eau moyenne de 25 % ; c'est-à-dire qu'elles sont, par ce caractère, presque identiques aux "vases anciennes" du Grand Lac...

c - Conclusions

Les teneurs en eau des sédiments du Grand Lac sont homogènes et leurs variations se retrouvent dans toutes les carottes. La "vase actuelle" présente un curieux phénomène d'augmentation de cette teneur en eau entre 70 et 100 cm.

La "vase ancienne" présentant des faibles teneurs en eau prouve la discontinuité dans le temps qui sépare ce niveau de la "vase actuelle".

2. 3. 3. *Tamissage sous l'eau.*

a - Technique utilisée

Le tamissage sous l'eau est effectué sur les mêmes échantillons que la teneur en eau.

Après délitation complète du sédiment, celui-ci est tamisé, sous l'eau, sur un tamis de 50 microns d'ouverture. Après séchage à l'étuve les deux fractions ainsi isolées sont pesées et leur poids est rapporté à 100 grammes d'échantillon.

b - Résultats

Dans la coupe stratigraphique que nous venons de décrire, deux niveaux peuvent servir de repère d'une carotte à une autre ; ce sont d'une part le sommet des sédiments actuels et d'autre part le contact entre "vase actuelle" et "niveau intermédiaire" ou "vase ancienne". L'espace entre ces deux niveaux représente dans toutes les carottes un temps de dépôt identique. L'épaisseur de sédiments entre ces deux niveaux variant d'un point à un autre, on peut affirmer que le taux moyen d'accumulation des sédiments varie dans l'espace.

Aussi ne peut-on pas comparer par superposition pure et simple les graphiques de variations des diverses carottes étudiées.

Nous avons fait les logs de variations des pourcentages en fraction grossière de six carottes ; ce sont les carottes n° 1, 2, 3, 5, 6 et 8.

Le premier fait qui ressort est la parfaite mise en évidence du "niveau intermédiaire" qui tranche sur le reste de la coupe par de fortes proportions en fraction grossière.

La "vase ancienne" est peu sableuse en général, entre 5 et 10 % de fraction grossière, souvent moins, sablonneuse, sans variation brusque, et homogène sur la faible épaisseur que nous avons étudiée (du fait de sa grande compaction, cette vase est très dure à traverser et le carottier s'arrête après 10 à 20 cm de pénétration dans ce niveau).

La "vase actuelle" est beaucoup moins homogène et présente toutes les variations possibles depuis la vase presque pure jusqu'au sable à peine vaseux. De la base de la "vase actuelle" jusqu'à environ un mètre sous la surface du fond, on a une vase sableuse (moins de 30 % de fraction grossière) qui présente des variations dont les amplitudes semblent augmenter dans le temps mais dont les valeurs moyennes restent autour de 15 à 20 % de fraction supérieure à 50 microns.

Dans le premier mètre supérieur de la "vase actuelle" le pourcentage de fraction grossière augmente sensiblement et les variations dans le temps de cette fraction sont plus nettes. Ce phénomène est bien représenté dans deux carottes principalement (Fig. 27 et 28) ; l'une est située dans le milieu du Petit Lac (carotte n° 1), l'autre dans le milieu du Grand Lac (carotte n° 8), c'est-à-dire pour chacune, le plus loin qu'il soit de toute influence côtière.

La carotte n° 1 présente quatre maxima de fraction grossière dans le premier mètre, dont trois sont doublés d'un maximum secondaire. Le log de variation de la carotte n° 8 est moins facile à lire, cependant les quatre mêmes maxima s'y retrouvent dans le premier mètre.

Ces quatre maxima correspondent sûrement à des phénomènes hydrologiques exceptionnels.

Que savons-nous des crues antérieures du bassin ? depuis 1894 les hauteurs d'eau sont lues à Phnom Penh sur le Tonlé Sap ; on a donc une idée de la répartition des crues. La crue la plus forte enregistrée à Phnom Penh est celle de 1894 qui atteignit une hauteur d'eau de 11,78 cm puis viennent les crues classées "très fortes" (11 à 11,5 cm) et qui semblent avoir une périodicité de 10 ans. Peut-on appliquer l'intensité de ces crues aux affluents du Grand Lac ? A priori il serait hardi de le faire car le bassin du Grand Lac possède son individualité propre vis-à-vis du Mékong dont les crues sont tributaires de la fonte des glaciers tibétains. Cependant on s'aperçoit qu'une crue exceptionnelle à Phnom Penh ne correspond pas nécessairement à une crue de même importance à Vientiane. Donc un fort pourcentage des eaux du Mékong doit provenir des trois fleuves : Sésan , Sékong et Srépok. Or ceux-ci sont influencés, comme le bassin du Grand Lac, par la pluviométrie de l'Indochine méridionale. De ce fait, on peut s'avancer à dire qu'à une crue forte du Mékong à Phnom Penh risque de correspondre une crue forte elle aussi des rivières du bassin du Grand Lac.

Envisageons cette hypothèse, et considérons la crue exceptionnellement forte de 1894. Parmi les quatre maxima de fraction grossière des carottes n° 1 et 8, faisons correspondre cette crue aux deux maxima extrêmes -le plus proche de la surface du fond et celui situé à 60 cm-. On obtient des taux d'accumulation moyens annuels de 2 mm environ dans le premier cas et de 8 mm environ dans le second. Ces deux chiffres doivent représenter les valeurs extrêmes entre lesquelles peut se situer la réalité. Ceci en ce qui concerne le milieu du Grand Lac.

c - Conclusion

L'étude des variations des pourcentages en fraction grossière des sédiments du Grand Lac nous montre :

- la variation dans le temps et dans l'espace du taux d'accumulation des sédiments ;
- la difficulté d'interprétation et de synchronisation des niveaux sableux des carottes ;
- dans le premier mètre de sédiments un taux d'accumulation possible de 2 à 8 mm par an, si la synchronisation que nous avons établie entre les niveaux sableux et les crues exceptionnelles du bassin est exacte.

2. 3. 4. *Le fer dans les sédiments.*

L'étude du fer contenu dans les eaux de rivière (CARBONNEL, 1965) nous a habitué à observer des quantités souvent assez élevées de fer ; nous avons voulu voir comment ce fer se comporte dans les eaux du Grand Lac, s'il précipite dans les sédiments et dans quelles proportions. Dans ce but, deux carottes sont étudiées.

a - Carotte n° 1 (milieu du Petit Lac)

Sur cette carotte de 3,12 mètres, une série de dosages du fer total est effectuée tous les 30 cm environ sur la fraction granulométrique

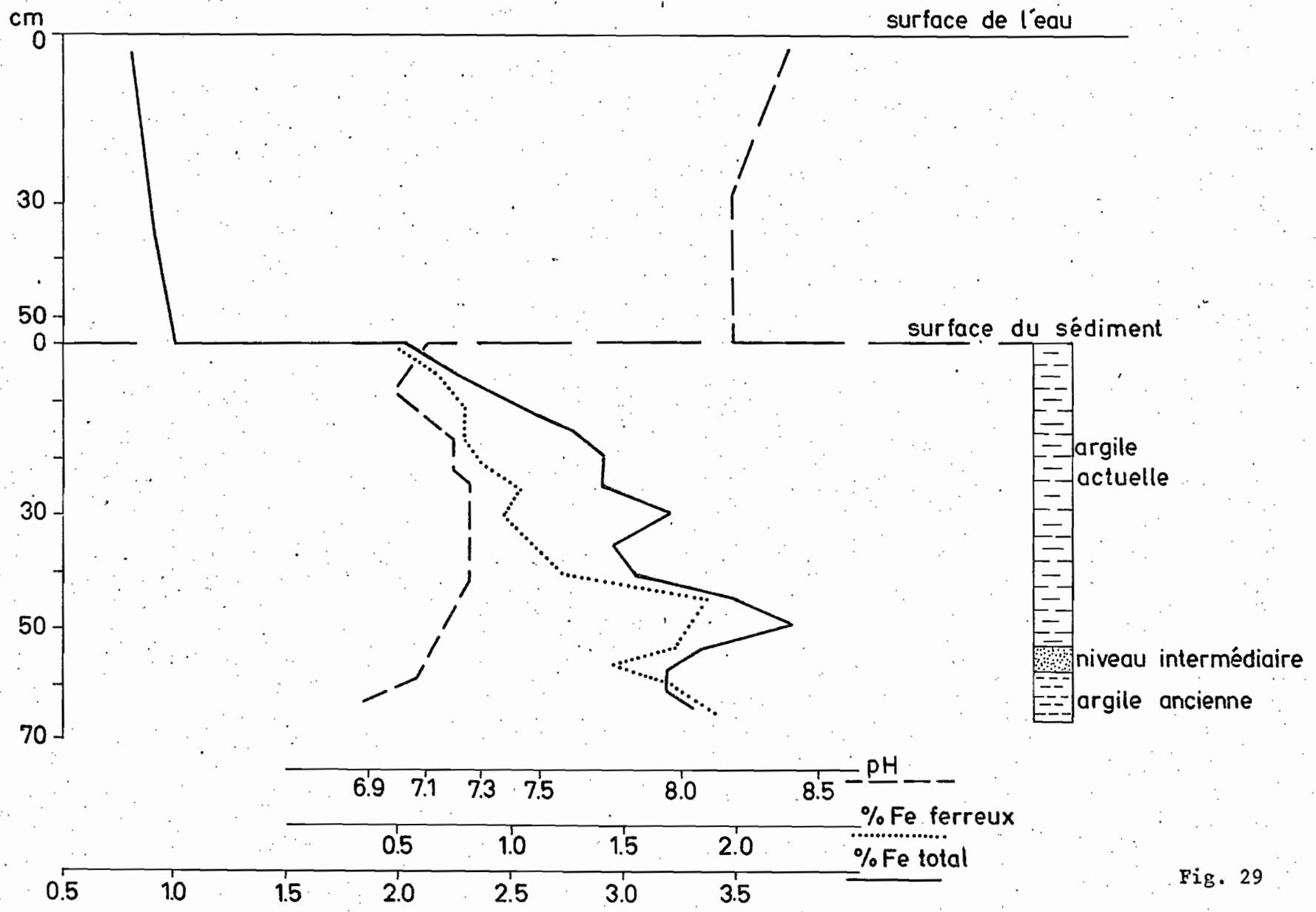


Fig. 29

inférieure à 50 microns. Les résultats rapportés à un gramme de sédiment sont les suivants :

Profondeur en mm.	fer en mg	% fer
0-2	50,2	5,02
420-440	55,8	5,58
720-740	56,4	5,64
1160-1180	44,4	4,44
1320-1340	38,5	3,85
1620-1640	35,7	3,57
1920-1940	40,5	4,05
2210-2225	58,6	5,86
2505-2525	29,3	2,93
2805-2825	28,5	2,85
3105-3125	36,5	3,65

Tableau n° 8

Notons tout d'abord la relative abondance de fer qui arrive à dépasser 5 % de la fraction fine du sédiment.

Le maximum de fer se trouve à la base de la "vase actuelle".

Entre 0,75 et 2,00 mètres de profondeur, le pourcentage de fer décroît. Il est curieux de constater que cette décroissance est synchronisée d'une augmentation de la teneur en eau dans le sédiment pour cet intervalle.

Ce qui est important, c'est la concentration de fer à la base de la "vase actuelle" qui prouve une migration du fer à l'intérieur du sédiment par l'intermédiaire de son eau d'imprégnation.

La "vase ancienne" bien que présentant à l'observation normale des traces de fer sous forme de concentrations ou de traînées ferrugineuses a de faibles teneurs en fer comparées à celles de la "vase actuelle".

b - Autre carotte du Petit Lac

Sur une carotte de 64 cm dans laquelle la "vase actuelle" a une épaisseur de 50 cm, 15 dosages de fer total et de fer ferreux sont effectués ainsi que les pH in situ. Les résultats d'analyse exprimés en pourcentage par rapport à la totalité du sédiment sec, sont les suivants :

Profondeur en mm.	Nature du sédiment.	Fer ferreux		Fer total		pH
		Feo	Fe	Fe	Fe ₂ O ₃	
0 - 5	argile fluide	0,54	0,42	2,09	3,00	7,10
5 - 10		0,90	0,70	2,32	3,19	
10 - 15	"vase actuelle"	1,02	0,80	2,51	3,59	7,00
15 - 20		1,06	0,82	2,79	4,00	7,20
20 - 25		1,11	0,86	2,93	4,18	7,20
25 - 30		1,35	1,05	2,93	4,18	7,25
30 - 35		1,25	0,97	3,21	4,58	
35 - 40		1,41	1,09	2,93	4,18	7,25
40 - 45		1,52	1,18	3,07	4,38	7,25
45 - 50		2,44	1,90	3,49	4,98	
50 - 52	"niveau intermédiaire"	2,30	1,79	3,77	5,38	7,20
52 - 56		2,27	1,76	3,35	4,78	
56 - 60	"vase ancienne"	1,82	1,42	3,21	4,58	7,10
60 - 64		2,24	1,74	3,21	4,58	
		2,41	1,88	3,35	4,78	6,90

Tableau n° 9

A l'époque où fut prélevée cette carotte (1er mai 1963), le Grand Lac présentait sa côte minimum d'étiage et n'avait que 60 cm de profondeur. Trois échantillons d'eau furent prélevés sur lesquels le pH et le dosage du fer total furent effectués.

Les résultats sont les suivants :

Profondeur	pH	Fer total en mg/litre
surface	8,4	8,3
30 cm	8,3	9,0
60 cm	8,3	10,2

Tableau n° 10

Ces résultats et ceux obtenus sur les sédiments sont groupés sur le graphique de la figure 29.

Par rapport aux pourcentages du fer observés dans les sédiments, la teneur en fer des eaux qui les surmontent est faible et cependant c'est le maximum que nous ayons observé pour les eaux du lac. On peut donc affirmer que le fer contenu en solution dans les eaux du lac précipite d'une fa-

çon irréversible sur le fond et ce processus tend à accroître continuellement la quantité de fer contenu dans les sédiments.

Le pH basique des eaux, ainsi que la faible hauteur d'eau qui permet une oxygénation complète du milieu sont très favorables à la précipitation des sels ferreux en hydroxyde ferrique par hydrolyse des sels ferriques. De plus comme ce phénomène semble se produire en étiage c'est-à-dire au moment où les débits chimiques sont maxima, la quantité de fer disponible est maximum. Tous ces faits favorisent une précipitation massive de fer.

Signalons enfin que malgré de nombreux essais sur le terrain même, aussi bien en étiage qu'en hautes eaux, nous n'avons jamais réussi à mettre en évidence la plus petite trace dosable de fer ferreux dans les eaux du Grand Lac ce qui tendrait à prouver qu'il est instantanément oxydé et précipité dès que les conditions physico-chimiques sont favorables : elles doivent donc l'être très souvent.

Dans les sédiments au contraire le fer ferreux existe à l'état libre, dans la "vase actuelle" toujours en quantité moindre que le fer ferrique, dans la "vase ancienne" en un peu plus grande quantité. La variation verticale du fer ferreux suit sensiblement celle du fer ferrique.

c - Conclusions

Au point de vue stratigraphique cette étude met en évidence les faits suivants :

- les grandes quantités de fer contenues dans les sédiments par rapport aux quantités contenues dans les eaux qui les surmontent ;
- l'augmentation de la teneur en fer en fonction de la profondeur dans la "vase actuelle". Cette augmentation est peut-être en relation avec l'eau d'imprégnation du sédiment entre 0,75 et 2,00 mètres dans la carotte n° 1.

Au point de vue chimique, les faits à retenir sont :

- l'absence de fer ferreux dans l'eau du lac,
- et les conditions physico-chimiques des eaux très favorables à une précipitation du fer durant la période d'étiage.

2. 3. 5. Analyse roentgenographique des argiles (Fig. 30)

a - Carotte n° 4 (2, 3, 4) (sédiment superficiel)

Sept diffractogrammes ont été effectués pour l'analyse de ce sédiment (fraction < 32 μ).

La composition minéralogique de la vase constituant la carotte n° 4 (2, 3, 4) est la suivante :

- illite dominante,
- kaolinite moyennement abondante,
- montmorillonite et chlorite assez abondantes,
- probablement de petites quantités de minéraux interstratifiés irréguliers.

b - Carotte n° 11 (2, 3, 4) (sédiment superficiel)

Les sept diffractogrammes ont permis de fixer la composition minéralogique de la façon suivante : le sédiment de surface de la carotte n° 11 est constitué par de la montmorillonite et de l'illite auxquelles s'ajoutent une proportion moyenne de kaolinite, une petite quantité de chlorite et peut être des traces de minéraux interstratifiés.

c - Carotte n° 11 (130-131) (sédiment profond "vase ancienne")

Sept diagrammes ont été, là aussi, nécessaire pour déterminer la composition minéralogique qui s'établit ainsi :

Le sédiment profond de la carotte n° 11 se compose de kaolinite abondante, d'une assez grande quantité de quartz fin (de l'ordre du micron) et d'une certaine proportion de minéraux interstratifiés irréguliers qu'il n'a pas été possible de caractériser plus nettement : il n'est pas exclu qu'il se trouve parmi eux de l'allevardite, le seul indice en faveur de cette hypothèse étant la réduction par la cuisson à 530° de l'écart réticulaire de la raie à 20 Å passant à 19,5 Å encore que ces valeurs ne soient pas déterminables d'une manière précise (BROWN indique un écart réticulaire de 19,24 Å après 24 heures de cuisson à 560°).

Ce sédiment renferme aussi probablement un peu de chlorite et une très petite quantité d'illite ainsi qu'en témoignent les raies très faibles à 10 et 4,95 Å visibles dans certains des diagrammes exécutés. Notons d'ailleurs que dans tous les spectres donnés par le sédiment de la carotte n° 11 (130-131) le rapport des intensités des raies à 3,34 Å et 4,25 Å est voisin de 100/20 alors que le rapport des intensités des mêmes raies données par du quartz pur est 100/35, ce qui confirme la présence de l'illite (raie à 3,33 Å).

d - Conclusion

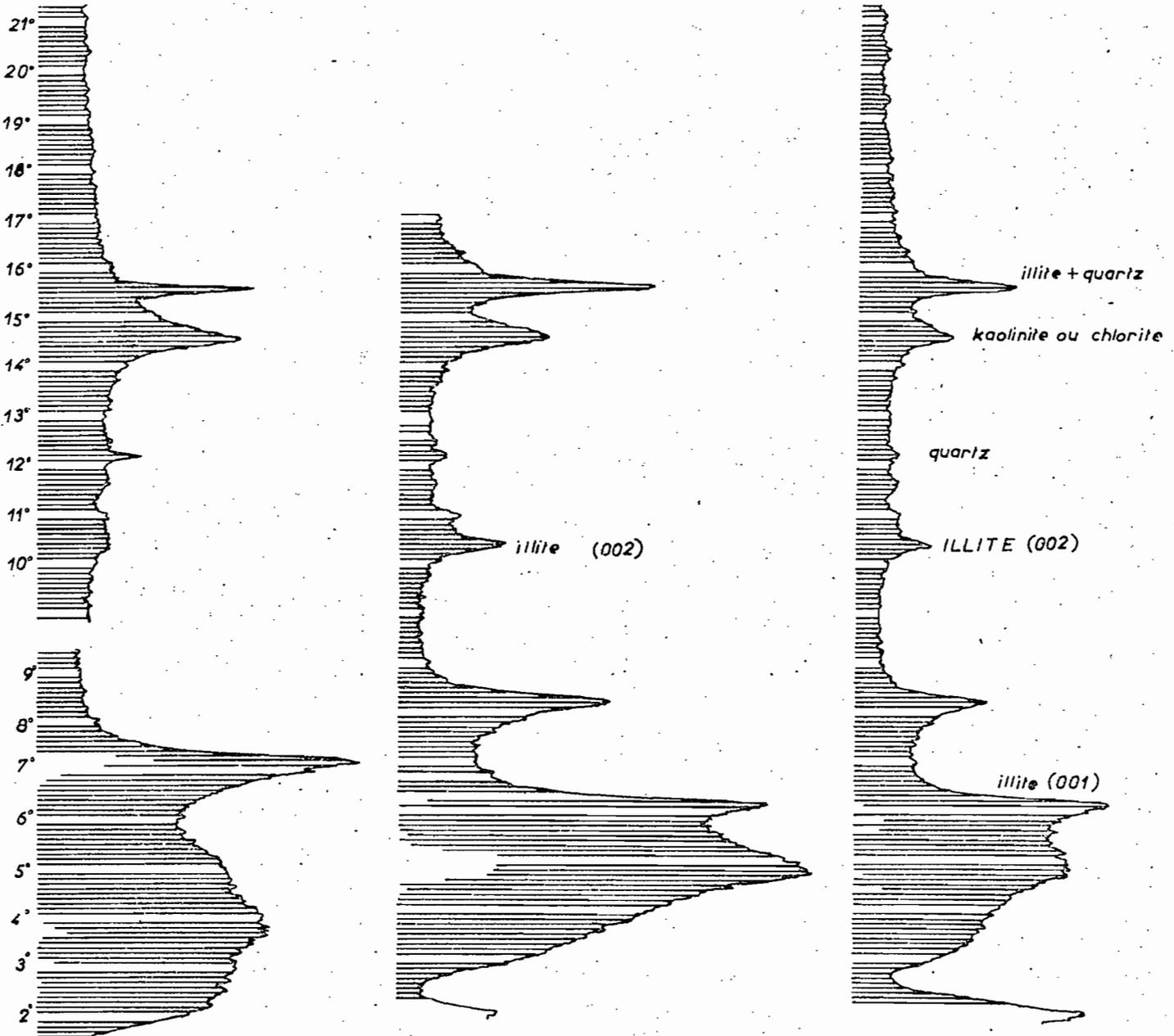
La conclusion de cette étude est la suivante : les sédiments superficiels étudiés diffèrent peu l'un de l'autre. Ils sont constitués par les mêmes minéraux argileux : illite, kaolinite, montmorillonite, chlorite et peut-être minéraux interstratifiés en petites quantités. Toutefois, la montmorillonite est nettement plus abondante dans la vase de la carotte n° 11 que dans celle de la carotte n° 4. On observe l'inverse en ce qui concerne la chlorite, le sédiment de la carotte n° 11 en contenant un peu moins que celui de la carotte n° 4.

Par contre le sédiment profond de la carotte n° 11 diffère totalement des échantillons de surface par sa composition minéralogique. Alors que les sédiments de surface sont essentiellement constitués d'illite (dominante dans la carotte n° 4) et de montmorillonite (dominante dans la carotte n° 11), minéraux auxquels s'ajoutent une quantité moyenne de kaolinite, le sédiment profond de la carotte n° 11 comporte une quantité de kaolinite dominante, probablement pas de montmorillonite vraie et seulement une très petite quantité d'illite. Les proportions de minéraux interstratifiés diffèrent également beaucoup. Ils ne semblent exister qu'en traces plus ou moins nettes dans le sédiment profond. Enfin, dernier caractère distinctif de ce sédiment, le quartz est très abondant dans la fraction fine (1 micron) tandis que les autres échantillons étudiés n'en renferment qu'une très petite quantité dans la même fraction granulométrique.

carotte 11
argile ancienne

carotte 11
argile de surface

carotte 4
argile de surface



BASSIN DU GRAND LAC
ANALYSE ROENTGENOGRAPHIQUE
DES ARGILES

agrégats orientés sans traitement particulier

Fig. 30

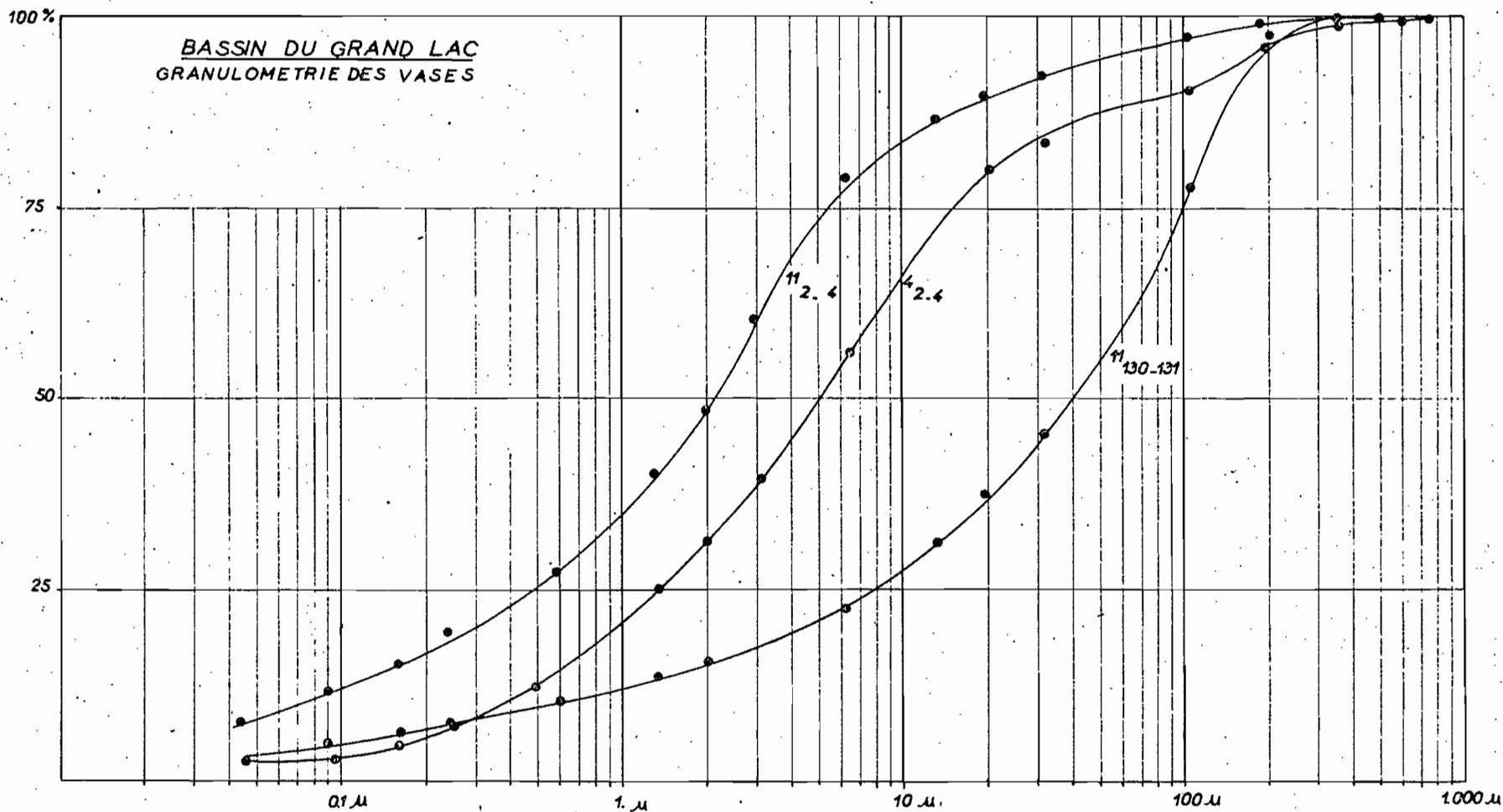


Fig. 31

BASSIN DU GRAND LAC
granulométrie des sables

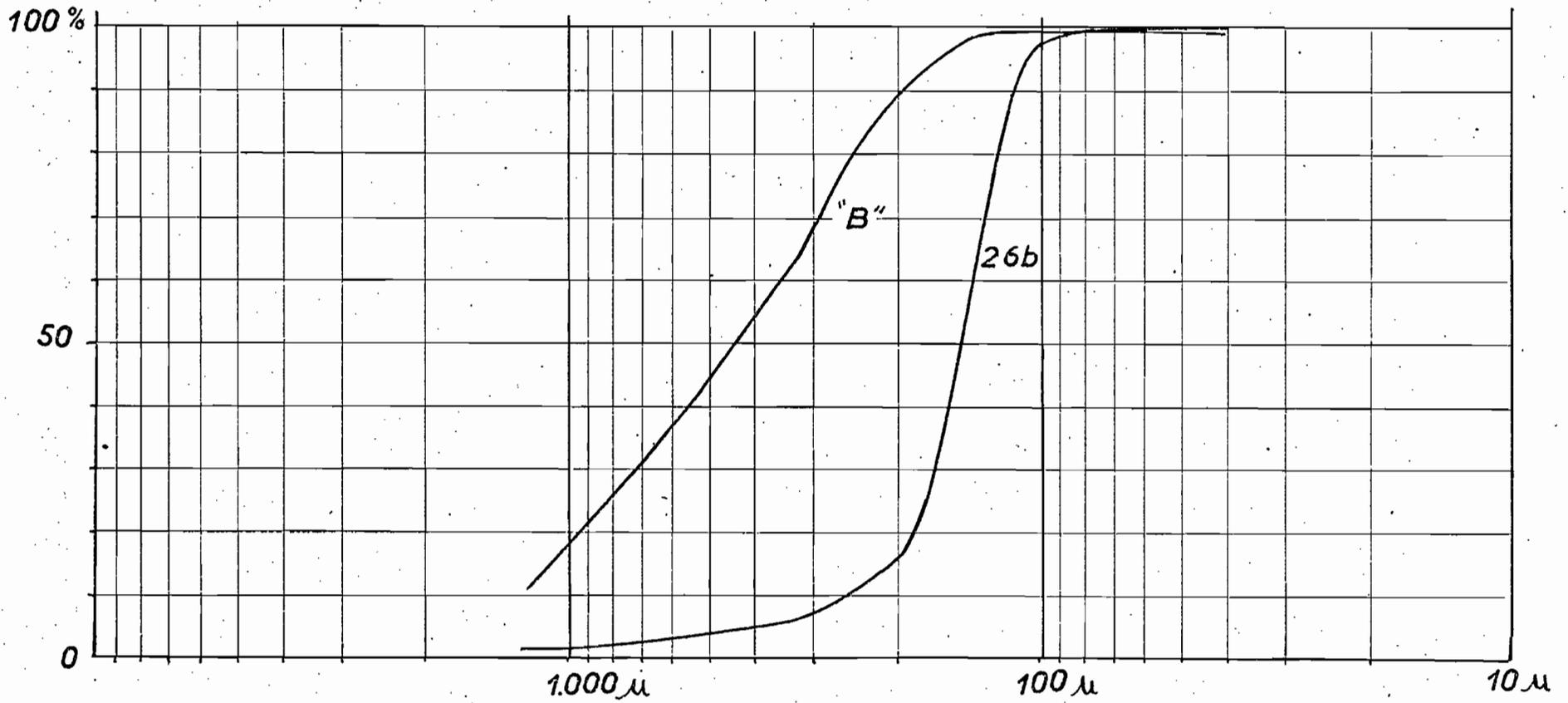


Fig. 32

La prédominance de la kaolinite dans la "vase ancienne" semble assez bien indiquer que l'environnement de ce dépôt était profondément altéré.

2. 3. 6. Analyse granulométrique.

a - Techniques utilisées

Pour l'étude granulométrique des vases on utilise la méthode classique de la pipette d'Andreassen raccourcie. Les analyses granulométriques sont faites sur les mêmes échantillons que l'analyse roentgenographique.

Pour l'analyse granulométrique des sables on utilise une série de tamis de 1,25 à 0,05 mm d'ouverture (série norme AFNOR).

b - Etude des sédiments

1.- Granulométries des vases.

. Carotte n° 4 (2, 3, 4) (Sédiment superficiel)

La granulométrie du sédiment superficiel de la carotte n° 4 est relativement fine : la fraction restant sur le tamis (maille = 32 microns) est égale à 17 % du matériel total, la médiane se situe à 5 microns, mais il y a peu d'ultra-fins, seulement 2,5 % de particules égales ou inférieures à 1/10 de micron.

La courbe cumulative construite en coordonnées semi-logarithmiques (fig. 31) a une forme générale en "S" indiquant que le sédiment qu'elle représente a subi des actions de transport alternatives.

La construction des courbes en ordonnées de probabilité rapportées à une puissance n de x , montre qu'en réalité le sédiment est constitué de trois stocks granulométriques : un stock fin compris entre 0,05 microns et 6,5 microns dont la répartition granulométrique est gaussienne logarithmique ($e.N_g = 0$ très voisins d'une droite) -un stock moyen compris entre 6,5 microns et 100 microns dont la répartition granulométrique est assez voisine d'une distribution de Gauss par rapport à $N =$

$-0,21$ ($N_g = -0,25 - G = \frac{DM}{dm} = \frac{100}{6,5} = 15,384 - g = \log. G = 1,187$ d'où $N = -0,21$) -un stock grossier indépendant compris entre 100 μ et 750 μ correspondant à environ 10 % de la masse totale du sédiment.

Les indices d'évolution "n" ont été calculés par le moyen des courbes canoniques. Les valeurs trouvées sont : $n = -0,29$ caractéristique du faciès parabolique (faciès parabolique : $0 \leq n \leq 1$) pour le stock fin et $n = -1,63$ caractéristique du faciès hyperbolique (faciès hyperbolique : $-1 \leq n \leq -2$) pour le stock moyen.

Tous ces caractères granulométriques sont ceux d'un sédiment lacustre appartenant à un domaine de faible ou moyenne profondeur et soumis à l'action alternative des vagues.

Carotte n° 11 (2, 3, 4) (sédiment superficiel)

Dans l'ensemble ce sédiment est plus fin que celui étudié précédemment ; la fraction restée sur le tamis n'est que de 7,5 % du matériel total, la médiane se situe aux environs de 2 microns et la proportion d'ultrafins ($< 1/10$) est égale à 12 %.

Comme la courbe précédente, la courbe cumulative semi-logarithmique (fig. 31) a une forme en "S" caractéristique d'un sédiment soumis à des actions de transport alternatives, mais les courbes du graphique construit en ordonnées de probabilité et en abscisses x^n montrent que ce sédiment est constitué de deux stocks granulométriques (un stock fin compris entre $0,045\mu$ et $2,8\mu$ - un stock grossier entre $2,8\mu$ et 500μ) s'éloignant assez l'un de l'autre, d'une distribution de Gauss (pas de courbe voisine d'une droite). Ce fait est probablement dû à des actions secondaires différentes des actions alternatives auxquelles est habituellement soumis le sédiment.

Les indices d'évolution sont les suivants : $n = -0,51$ (faciès parabolique) pour le stock fin, $n = -1,67$ (faciès hyperbolique) pour le stock grossier. Ils indiquent une granulométrie un peu plus évoluée que celle du sédiment de la carotte n° 4.

Comme le sédiment de la carotte n° 4, le sédiment superficiel de la carotte n° 11 est lacustre et appartient à des fonds de faible profondeur soumis à l'action des vagues.

Carotte n° 11 (130-131) (sédiment profond)

Le sédiment profond de la carotte n° 11 est très nettement plus grossier que ceux étudiés en surface. La fraction restée sur le tamis atteint 55 % du matériel total et la médiane se situe à 40 microns.

La courbe cumulative semi-logarithmique (fig. 31) correspond à une fonction granulométrique parabolique avec un indice d'évolution $n = -0,35$. L'extrémité de la courbe correspondant aux particules les plus grossières et ne représentant que 27,5 % du sédiment total, est hyperbolique avec un indice d'évolution $n = -1,95$; la répartition granulométrique de cette fraction est gaussienne logarithmique. La fraction fine est une distribution de Gauss par rapport à $N = 0,21$ ($N_g = 0,5$ g = 2,33 d'où $N = 0,21$).

Les caractères granulométriques du sédiment profond de la carotte n° 11 sont ceux d'un sédiment transporté par un courant assez violent et déposé par excès de charge.

2.- Granulométries des sables.

Deux échantillons de sable du Grand Lac sont étudiés : un sable de la région deltaïque du Stung de Pursat (n° 3), un sable (n° 29 b) provenant de la pointe de Tuol Pros (est du seuil de Snoc Trou) (Fig. 32).

. Delta du Stung de Pursat

La courbe cumulative construite en coordonnées semi-logarithmique est très inclinée et débute de façon abrupte : 11 % du stock granulométrique sont constitués de grains ayant plus de 1,25 mm de diamètre. C'est un sable moyen (médiane : 0,45 mm). Son indice de classement ("Sorting coefficient") est de 1,75 ce qui le range selon Trask, parmi les sédiments bien classés.

La courbe de fréquence, construite à partir de la courbe cumulative, présente un mode principal vers 0,30 mm et deux petits modes secondaires pour des valeurs supérieures. Ce sable présente donc plusieurs stocks granulométriques, dont les stocks grossiers doivent provenir du remaniement, non loin du lieu de dépôt, de niveaux anciens grossiers comme on en trouve tout autour du lac.

. Pointe du Tuol Pros (29 b)

La courbe cumulative est presque verticale. La médiane étant de 0,15 mm le sable est un sable fin. Son indice de classement de 1,17 en fait un sédiment très bien classé.

Enfin la courbe de fréquence ne présente qu'un seul mode bien individualisé.

Ce sable doit donc provenir du Stung Sen quand celui-ci présente une très forte crue associée à une faible crue -ou à une crue en retard- du Tonlé Sap. Il a de plus subi les actions alternatives des vagues en saison sèche, ce qui explique sa très faible répartition granulométrique, et la quasi disparition des particules inférieures à 0,100 mm.

3.- - Conclusion.

Les granulométries des vases superficielles sont assez voisines et indiquent une sédimentation en moyenne profondeur soumise à des actions alternatives de transport plus ou moins prolongées.

Les granulométries de la "vase ancienne" sont tout-à-fait différentes ; la forme très parabolique de la courbe cumulative semi-logarithmique montre une granulométrie peu évoluée qui implique soit un dépôt par excès de charge à faible distance de la région d'apport, soit un dépôt à très faible profondeur.

Les granulométries des sables sont différentes, le sable de la région deltaïque du Stung Pursat indique le remaniement par le fleuve de niveaux anciens grossiers, tandis que le sable de Tuol Pros indique le long vannage du sable, provenant exceptionnellement du Stung Sen, par les courants dus au vent.

2. 3. 7. *Etude des minéraux lourds des sédiments.*

Sont étudiés : cinq échantillons de sable du Grand Lac ; ce sont : 198, 11 (111, 118), 2 (45-51), tous les trois des sables du "niveau intermédiaire" ; et "B" et 27 b les deux sables qui nous ont servi d'exemples dans l'étude granulométrique.

De plus, onze sables de rivières ; ils font l'objet d'une étude minéralogique (tableau n° 11).

Les sables du "niveau intermédiaire" sont caractérisés par la présence des minéraux du cortège granitique auxquels viennent s'ajouter peu ou pas d'épidote, d'amphidole ou de pyroxène monoclinique et par l'absence de minéraux de métamorphisme.

L'échantillon 198 (face au Phnom Krom - province de Siem Réap) a une composition minéralogique identique à celle des alluvions descendant actuellement des phnoms Koulen ; ceci prouve la constance des apports dans cette région depuis l'époque du dépôt du "niveau intermédiaire".

Les échantillons des carottes 11 et 2 sont assez semblables entre eux, mais diffèrent complètement des sables actuels de la même région, ce qui tendrait à prouver que le "niveau intermédiaire" est le résultat du drainage d'une région qui pétrographiquement est différente de l'actuelle.

Les deux sables "actuels", B et 27 b, sont caractérisés par les mêmes minéraux du cortège granitique avec un peu de minéraux de métamorphisme et un peu plus de minéraux de roches vertes (surtout l'échantillon B). En comparant les spectres minéralogiques des alluvions actuelles des rivières avec les spectres de ces deux échantillons on s'aperçoit que les sables de ces rivières ne sont pas les sources des sables superficiels du Grand Lac. C'est ainsi qu'entre le sable 27 b et le sable du Stung Sen prélevé en amont de Patsanday, il n'y a aucune corrélation minéralogique. Il en est de même entre l'échantillon B et le sable du Stung Pursat.

Le fait que les sables charriés par les rivières affluentes du Grand Lac n'arrivent pas jusqu'à ce dernier est très important quant à ses conditions de colmatage. D'autre part, il est fort probable qu'il faille rechercher la source des sables actuels du Grand Lac dans le remaniement d'alluvions anciennes dont la composition minéralogique, nous l'avons vu pour le "niveau intermédiaire", est différente des alluvions charriées dans la même région.

a - Conclusion

Bien qu'effectuée sur peu d'échantillons, cette étude permet les conclusions suivantes :

- les sables du "niveau intermédiaire" sont identiques aux sables actuels dans la région du phnom Krom (nord-est du Grand Lac) mais différents des sables drainés actuellement pour les sondages 11 et 2 ;
- les sables superficiels du Grand Lac ne trouvent pas leur source dans les sables actuels des rivières mais dans le remaniement des niveaux anciens qui ceinturent le lac. Les sables charriés par les rivières afflu-

MINÉRAUX LOURDS DES SABLES

BASSIN DU GRAND LAC

Minéraux lourds	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Sphène	Staurolite	Andalousite	Epidote	Amphibole	Pyroxène mon.	Hyperstène	Topaze	Poids M. L. rapporté à 100 g de sable brut	Teneur pondérale
Echantillons																
RIVIÈRES																
Phnom Koulen (119)	57	33	1	2	6					1					0,020	0,04
Stung Puok (114)	59	36		1	4										0,015	0,24
Stung Raluos (121)	53	32		5	10										0,084	0,09
Stung Stong (124 ₂)	38	42		7	10			1	2						0,168	0,18
Stung Stong (200B)	34	40	6	6				1	2	10	1				0,210	0,28
Stung Stong (200A)	39	19	1	9	2				1	27	2				0,052	0,18
Stung Sen (34 1.4)	18	16	2	3	3				2	29	17				0,060	0,07
Stung Sen (201)	15	34	3	3	2				2	32	8	1			0,074	0,08
Piste de Snoc Trou (173)	19	15			2				1	46	16	1			0,027	0,12
Stung Babour (108)	6	36	1	1	4					32	20				0,001	0,16
Stung Pursot (111 ₁)	20	12	2	3	5					52	2	2	1	1	0,021	0,07
GRAND LAC																
Po Peye (198)	82	11	1	2	4										0,020	0,04
Carotte n° 11 (111-118)	19	56		8	16							1			0,035	0,07
Carotte n° 2 (47-51)	37	52		2	9										0,044	0,06
Echantillon "B"	49	27	1	4	3					8	6	1		1	0,011	0,04
Echantillon 27 b	50	41		4	1				3	1					0,038	0,05

NOTA : Le signe + indique que le pourcentage est inférieur à 0,50 %

La teneur pondérale est égale au poids des minéraux lourds extrait de 100 g de sable compris entre 0,5 et 0,05 mm.

entes du Grand Lac n'arrivent donc pas jusqu'au Grand Lac.

2 - 4 D o n n é e s h i s t o r i q u e s

2. 4. 1. *Macrofossiles de la "vase actuelle".*

La "vase actuelle" contient des niveaux coquilliers parfois très abondants en certains endroits. Ces niveaux coquilliers peuvent se rencontrer à n'importe quelle profondeur dans ce niveau.

Les déterminations que nous avons obtenues, dues au Professeur Saurin que nous remercions de son aimable contribution, prouvent que toutes les espèces rencontrées sont identiques aux espèces actuelles.

Deux sites furent particulièrement explorés, l'un situé sur une île du seuil de Snoc Trou, l'autre sur une île du Veal Pok : Kas Taloch.

Les espèces suivantes ont été reconnues :

Snoc Trou

Gastéropodes

Canidia sp.
Melania grangeri (Watebled)
Melania schomburgki (Hanley)
Melania rudicostis (Moussom)
Melania scabra (Muller)
Melania tuberculata
Viviparus speciosus (Deshayes)
Viviparus frauenfeldi (Deshayes)
Ampullaria turbinis (Léa)

Kas Taloch

Melania schomburgki (Hanley)
Viviparus obscuratus (Deshayes)
Viviparus speciosus
Viviparus fischrianus (Mabille et
Le Mesle)
Ampullaria turbinis (Léa)

Lamellibranches

Modiola siamensis (Morelet)
Dreissensia crasseana (Morelet)
Unio crossei (Deshayes)
Unio gravidus (Léa)
Unio scobinatus
Unio ingallsianus (Léa)
Corbicula moreletiana (Prime)
Corbicula sp
Corbicula fluminea (Muller)

Corbicula sp

Cette faune ne présente aucune particularité et bien qu'elle ne soit certainement pas complète, nous ne croyons pas qu'elle ait évolué au cours du dépôt de la "vase actuelle".

L'identité de ces espèces avec les espèces vivant actuellement

dans la région prouve que les données écologiques n'ont pas varié depuis le début de la sédimentation "actuelle".

Le "niveau intermédiaire" et la "vase ancienne" n'ont livré à l'heure actuelle aucune trace de débris animaux.

Conclusion

Cette absence d'évolution parmi les espèces limniques ne nous donne aucune indication sur le temps de dépôt de la "vase actuelle".

L'absence de macrofaune dans la "vase ancienne" est un argument de plus mettant en évidence les conditions d'apports et de sédimentation très différentes du niveau par rapport à la sédimentation actuelle.

2. 4. 2. *Datation par le carbone 14 de débris végétaux.*

La vase actuelle est très riche en matières organiques qui proviennent en grande majorité des débris végétaux de la forêt inondée que la crue "nettoie" chaque année. Les premières crues enlèvent les débris végétaux des sols forestiers en même temps que de nombreux produits organiques entrent en solution (l'acide butyrique par exemple) ce qui a pour effet de rendre putride ces eaux et de leur donner une acidité relativement élevée. En période de hautes eaux, juillet et août, de nombreux troncs d'arbres morts flottent en bordure de forêt inondée et à l'embouchure des rivières Le Stung Sen par exemple charrie beaucoup de ces troncs.

Or, il est curieux d'observer que les sédiments du Grand Lac contiennent extrêmement peu de débris végétaux suffisamment gros pour être reconnaissables. A quoi est due cette absence de débris ligneux dans les sédiments ? Nécessairement à leur disparition par décomposition. Or les bois morts se gorgent rapidement d'eau et se déposent sur le fond assez vite ce qui devrait les isoler des actions oxydantes. Nous avons vu dans l'étude du fer des sédiments qu'on pouvait considérer le Grand Lac comme ayant des eaux très oxygénées. L'oxydation des débris ligneux se fait donc sur le fond comme à l'air libre. Pour se soustraire aux actions d'oxydation les bois qui tombent sur le fond du Grand Lac devraient donc être enfouis dans le sédiment, c'est-à-dire que l'accumulation des sédiments devrait être suffisamment rapide pour que les bois gardent leur individualité.

L'absence de bois indique donc que le taux d'accumulation des sédiments est suffisamment faible pour permettre la destruction complète des débris végétaux avant leur enfouissement.

Nous avons réussi cependant à trouver des débris ligneux qui avaient échappé à ces conditions et cela en quantité suffisante pour qu'une datation par le Carbone 14 fut possible.

La zone dans laquelle furent trouvés les débris fossiles se trouve au niveau du "détroit" séparant ce qu'il est convenu d'appeler le Petit Lac du Grand Lac.

A cet endroit, il y a 180 cm de "vase actuelle". C'est à la base de cette vase, entre 180 et 190 cm que se trouvent les bois en question. Viennent ensuite le "niveau intermédiaire" et la "vase ancienne".

Cette position stratigraphique non seulement donne le temps nécessaire pour le dépôt des 180 cm de vase à l'endroit considéré, mais de plus date la base de l'argile "actuelle" ou le contact entre le "niveau intermédiaire" et la "vase actuelle".

Les débris végétaux ont un âge de $5,720 \pm 300$ ans B.P.

a - Commentaires

Cette datation nous permet les commentaires suivants :

1.- Au point de vue stratigraphique

Le bois ne peut provenir d'une couche antérieure puisque les traces de ferruginisation de la "vase ancienne" supposent une émergence de cette dernière avant le dépôt du bois. L'état de "fraîcheur" de l'échantillon suppose un enfouissement rapide l'isolant des conditions oxydantes de surface qui autrement n'auraient pas manqué de le détruire.

Le bois ne peut provenir d'une couche postérieure par enfoncement progressif car les bois flottés qui tombent sur le fond du lac sont gorgés d'eau (200 à 300 % d'eau par rapport au poids sec) ce qui leur donne une densité apparente sensiblement égale à celle de la vase qui les entoure.

Nous pouvons donc considérer que le bois n'a pas subi de remaniements antérieurs ou postérieurs à la place stratigraphique qu'il occupe actuellement.

2.- Vitesse de colmatage. Erosion spécifique

Pour plus de sûreté nous considérons que l'âge donné par C 14 est de 5000 ans avant le présent. L'épaisseur moyenne de la "vase actuelle" étant au maximum de 1,5 mètre sur l'ensemble du Grand Lac, la vitesse moyenne d'accumulation est donc de 0,30 mm par an pour l'ensemble du bassin.

Pour une valeur de 0,3 mm de dépôt par an et en prenant 1,5 pour densité de la vase, nous arrivons à deux chiffres extrêmes pour l'érosion spécifique de l'ensemble des bassins versants : 20 tonnes/km²/an et 60 tonnes/km²/an suivant qu'on considère la superficie du lac à l'étiage ou aux hautes eaux. Une moyenne de 40 tonnes/km²/an paraît être une valeur correcte pour l'érosion spécifique. Rappelons que l'ensemble des bassins versants du Grand Lac totalise une surface de 68.000 km².

En supposant une densité de 2,4 pour le matériel sec, la hauteur de terre annuellement érodée depuis 5.000 ans serait en moyenne de 0,0165 mm/an pour l'ensemble des bassins.

3.- CONCLUSION

Si au terme de ce chapitre, l'étude du remblaiement de la cuvette du Grand Lac n'a pas permis de résoudre complètement le problème qu'elle pose, un certain nombre de faits donnent de cette région une image géologique plus cohérente.

3 - 1 A u p o i n t d e v u e s t r u c t u r a l

Il semble que la cuvette du Grand Lac soit limitée à l'est par une zone à très faible remblaiement alluvial ; cette zone de transition comprise entre le "môle cambodgien" et le Grand Lac, est bordée de deux failles parallèles de direction générale NW-SE.

A l'ouest, de l'embouchure du Tonlé Sap à la rivière de Pursat, l'avancée du massif gréseux (Phnom Toeuk, Kbal Khla, Krâbau) au sud du Petit Lac, ainsi que la faiblesse du remblaiement alluvial à Pursat même, font de cette région une zone structurellement peu profonde. Plus au nord, le socle paraît s'envoyer plus profondément jusqu'à Battambang où on a au moins 250 m d'alluvions. Ce serait là, la cuvette proprement dite, le Petit Lac ainsi que la plaine du Véal PhoK au sud n'en seraient que des appendices structurellement peu importants. Cette augmentation de la profondeur du socle du SE au NW de la cuvette serait corrélatif au bombement anticlinal de Kompong Chhnang.

3 - 2 A u p o i n t d e v u e s é d i m e n t a i r e

Sur le socle se sont déposées deux séquences sédimentaires principales :

- La première séquence, correspondant à ce que nous avons appelé les "vases anciennes" comprend des argiles et graviers plus ou moins intimement liés et cimentés par des oxydes de fer. L'argile largement dominante étant la kaolinite.

L'épaisseur maximale connue de cette couche est de 119 m à Battambang ; si on lui applique le taux moyen d'accumulation trouvé pour les "alluvions actuelles", sa base daterait d'environ 400 000 ans.

- Sur cette séquence, dont nous verrons plus loin l'interprétation possible, s'est développé un réseau hydrographique important qui a modelé sa surface. Nous retrouvons les traces de ce réseau dans la région du Tonlé Chhma et dans sa partie méridionale vers le Petit Lac. Ce réseau a introduit une la-

cune stratigraphique entre les deux séquences.

- La seconde séquence commence avec un dépôt de sable fin qui paraît toujours tapisser la surface des "vases anciennes", là où nous les avons atteintes. Elles se poursuivent par des argiles plus ou moins sableuses et fines. Ce sont les "vases actuelles" dans lesquelles illite et montmorillonite sont les argiles dominantes. La base de cette sédimentation date de 5 720 ans B.P. On assiste à un début de diagenèse de ce sédiment par migration du fer à la base du niveau.

Chapitre IV

LE CAMBODGE CENTRAL

Le Cambodge central comprend toute la région centrée sur Phnom Penh, correspondant sensiblement à la province de Kandal et à une partie de celle de Kompong Speu. Nous la limiterons au Nord aux collines d'Oudong et au Sud à la rivière de Kompong Speu ou Prek Thnot.

Cette région est à la limite de deux zones structurales différentes : au Nord, la cuvette du Grand Lac et ce que nous avons appelé le seuil de Kompong Chhnang-Phnom Penh ; au Sud, le delta du Mékong.

A l'Ouest le Cambodge central vient buter sur une ligne d'affleurements discontinus que le cours du Tonlé Sap-Bassac jalonne. A l'Est, une grande partie de la province de Préy Veng est à inclure dans cette zone.

L'ensemble de cette région est une plaine très basse, d'altitude moyenne 10 à 20 m, aussi son étude ne peut être faite que grâce à des sondages. Nous avons réuni l'ensemble de la documentation à ce sujet, soit parmi les sondages effectués pour les recherches d'eau dans la province, soit parmi les sondages effectués à l'occasion de la construction d'ouvrages d'art. Certains de ces sondages nous ont été communiqués et grâce à eux, nous avons pu avoir une connaissance précise du remblaiement alluvial.

1.- EPAISSEUR DES ALLUVIONS ET NATURE DU SOCLE

La figure 33 permet de se faire une idée de la morphologie du socle principalement à l'ouest du Tonlé Sap-Bassac.

Dans cette région, on peut isoler deux groupes d'affleurements du socle situés au nord et au sud d'une zone sensiblement E-W où aucune

roche n'affleure en surface et où le socle est situé entre 20 et 60 m de profondeur.

- Au Nord se situe la zone d'Oudong-Basset dans laquelle pointent une série de collines souvent assez hautes (phnom Basset : 139 m), le recouvrement alluviale y est faible, de l'ordre de quelques mètres, le plus souvent de 3 à 6 m (une série de sondages dans la région d'Oudong a touché le socle vers 4-5 m de profondeur maximum). Dans cette zone, en s'approchant du Tonlé Sap, le socle paraît plonger légèrement vers l'Est, ainsi à Pontéa Lu, il est à 16 m de profondeur, comme si l'actuelle vallée du Tonlé Sap était antérieure aux alluvions sur lesquels elle se trouve.
- Au Sud de cette zone, dans le centre de la région, une bande de terrain coupée longitudinalement par le cours inférieur du Prek Thnot ne présente aucun affleurement rocheux et apparaît comme une aire importante d'ennoyage. Phnom Penh fait partie de cette zone. Un grand nombre de sondages, dont nous ne figurons que les principaux, ont touché le socle dans cette zone. Les côtes de ce socle permettent de voir qu'il a la forme d'un demi-cône dont le sommet serait à l'Ouest. Nous sommes là en présence d'une ancienne morphologie fluviale correspondant à l'actuelle "vallée" du Prek Thnot remblayée par des alluvions quaternaires.
- Enfin, au Sud de la région réapparaissent de nouveau quelques affleurements rocheux (Phnom Saang, Phnom Openou respectivement composés de granite et de Trias) avec un recouvrement alluvial peu important et la plupart du temps limité à l'altération superficielle du socle principalement triasique (grès et phanites).

A l'est de la vallée du Tonlé Sap-Bassac, on peut de même isoler deux régions morphologiquement différentes :

- La région comprise entre le Tonlé Sap et le Mékong qui vient se terminer vers le sud, en pointe aigüe à la presqu'île de Chroy Chang Var au niveau du Phnom Penh ; le sommet du triangle que dessine cette zone est occupée par un ensemble de collines assez élevées (104 m d'altitude pour le Phnom Chea formé de rhyolite) ; le sud de ces collines correspond à l'aire de sédimentation des deux fleuves à leur confluence. Aucun sondage n'a été fait, à notre connaissance, dans cette zone, à part ceux du pont Monivong (voir plus loin), aussi n'avons nous qu'une idée vague de l'épaisseur des alluvions. La pointe de la presqu'île de Chroy Chang Var est en continué accroissement ; depuis cinquante ans elle aurait progressé d'une centaine de mètres. Il en est de même du centre de la presqu'île qui est inondé à chaque crue du Mékong et dont les "bengs" se colmatent petit à petit des suspensions du fleuve. Nous sommes là dans une zone de sédimentation actuelle importante qui fonctionne un peu comme le Véal Phok au sud du Grand Lac.
- La seconde région de l'est du Cambodge médian comprend la vaste zone comprise dans la boucle du Mékong entre Kompong Cham et Phnom Penh et centré sur la ville de Prey Veng. A l'exception d'un pointement granitique (Ba Phnom) à son extrême sud, cette région est entièrement alluviale. Si l'on observe une carte de cette partie du cours du Mékong, on est frappé de voir que le fleuve, entre Kompong Cham et Banan, a ses cours inférieurs et supérieurs dans le prolongement l'un de l'autre et qu'entre Phnom Penh

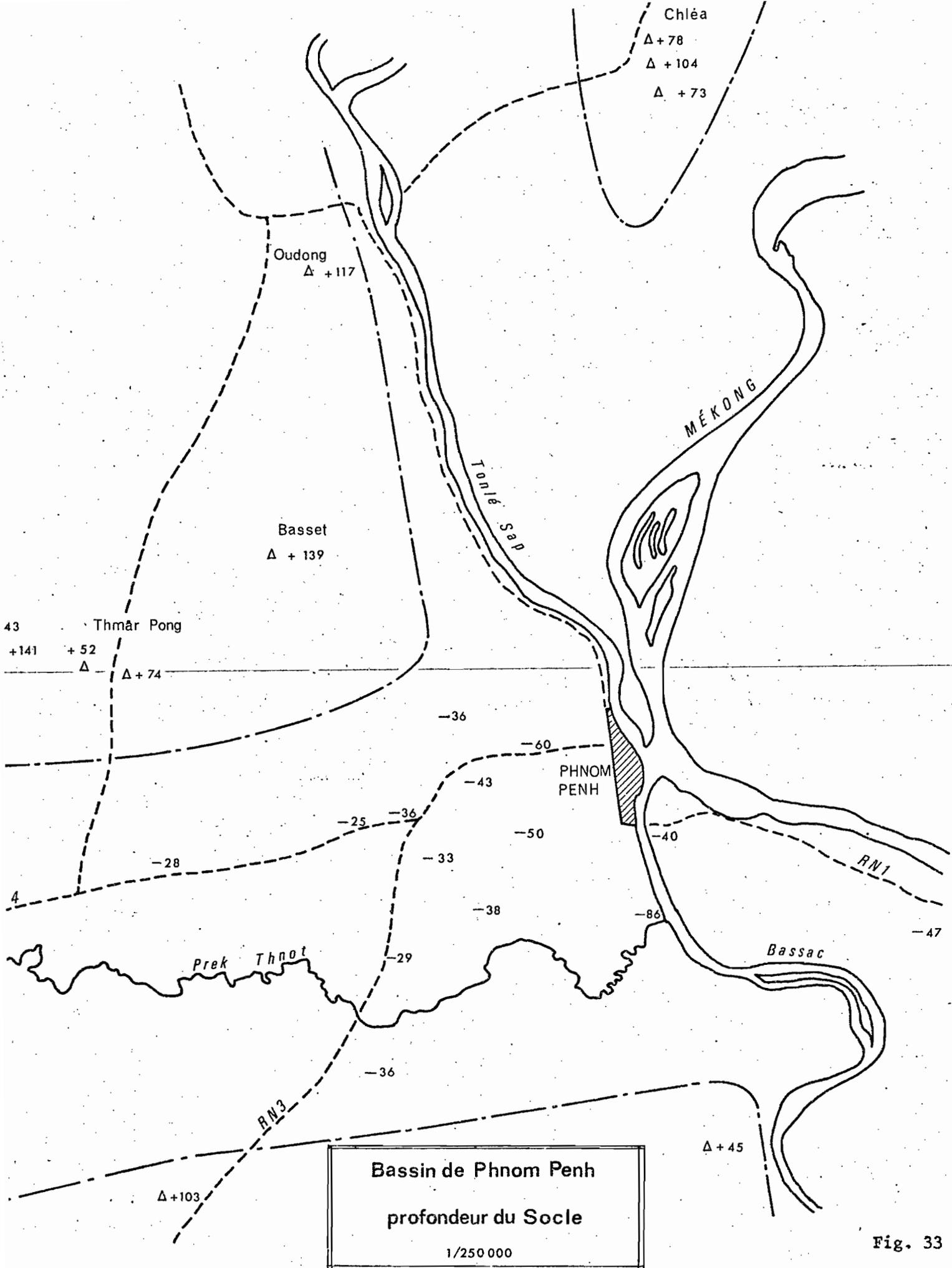


Fig. 33

et Kompong Cham il décrit une vaste boucle comme s'il "contournait" un obstacle grossièrement circulaire. Aucun sondage n'ayant traversé la totalité des alluvions dans cette région, on en est réduit aux hypothèses.

A notre avis la seule hypothèse actuellement viable nous est donnée par un sondage de recherche d'eau à Prey Veng, que nous étudierons plus loin, et qui suggère la présence d'un massif granitique enterré sous quelques dizaines de mètres d'alluvions, que la vallée du Mékong aurait dû contourner.

Ainsi, le fait majeur qui ressort de ces quelques considérations est que l'ensemble de la région n'a pas du tout un caractère deltaïque, nous sommes encore sur le prolongement des structures situées au Nord, principalement du seuil de Kompong Chhnang, qui font ainsi le raccord avec le delta du Mékong essentiellement situé en territoire sud vietnamien. De plus, les alluvions de cette région fossilisent là aussi une topographie ancienne qui paraît suivre les principaux traits morphologiques actuels.

2.- LES SONDAGES

A Phnom Penh même, à l'occasion de la construction des ponts sur le Bassac et sur le Tonlé Sap, de très bons sondages ont pu être effectués, la plupart ayant atteint le socle. Nous étudierons donc plus particulièrement ceux du Pont "Monivong" sur le Tonlé Sap et deux du Pont du Bassac.

2 - 1 Sondages Pont " Monivong " à Phnom Penh

La figure 34 présente le log figuré de ces sondages à leur emplacement sur le profil de la rivière.

2. 1. 1. Le socle.

Huit sondages ont été réalisés dont cinq ont touché le socle. Ce dernier est essentiellement composé de grès bleu vert triasiques, recouverts d'une chape plus ou moins épaisse d'altération : grès plus ou moins poudreux ("soft sandstones") et argile. Dans ces sondages dont on ne possède pas les échantillons et malgré leur bonne description, il est difficile d'ailleurs de faire la part de l'altération argileuse, du socle et des argiles alluviales le recouvrant.

Les roches du Trias ont été touchées entre -12,5 m et -27 m d'altitude, près de la rive est.

A part pour le sondage 4, il semble que les niveaux du socle touchés soient toujours une roche décomposée.

2. 1. 2. *Stratigraphie.*

Le socle triasique altéré est recouvert d'un manteau d'argile jaune brunâtre à traînées blanchâtres, mélangé à des sables et graviers parmi lesquels on rencontre des débris de calcaire massif. Cette argile est très compacte et ferme ; elle remblaie la topographie du socle et présente de ce fait une grande variation d'épaisseur : un mètre au sondage 3 pour atteindre 10 m au sondage 5 et 15 m au sondage 7. Outre une légère dépression entre les sondages 6 et 8, la surface de cette argile paraît plonger doucement vers l'Ouest.

Cette argile mélangée de débris grossiers, ferruginisée dans sa masse, ne semble pas être en place et provenir de l'altération du socle ; la présence de graviers et sables en est la preuve ; cependant ce mélange intime d'éléments fins et grossiers n'est pas non plus une bonne image d'un dépôt sédimentaire classique. Nous l'interpréterions assez facilement comme le résultat d'un remaniement local de sols d'altération remblayant une surface topographique non pénéplainisée. La présence de matériaux grossiers dans cette argile plaide en faveur d'une telle origine et d'autre part suggère l'idée de dépôts non triés, entraînés sur les pentes par gravité. On retrouverait là le même phénomène que nous décrivons pour les niveaux à "paléosols" de la terrasse de + 20 m de Talat (voir troisième partie). La masse de cette argile a subi une érosion avant le dépôt suivant.

Elle est surmontée d'une couche sableuse, puissante de plusieurs mètres de part et d'autre du talweg actuel du Tonlé Sap et réduite à quelques décimètres sous ce talweg. Cette couche sableuse contient de petits blocs et graviers de grès bleu vert triasiques ainsi que des grès des Indosinias supérieurs, des quartz et quelques rares calcaires (FONTAINE, H. 1965).

La quasi absence de ce niveau dans le milieu du talweg et en particulier dans les sondages 4 et 5 et sa grande épaisseur au sondage 1 sur la rive ouest, prouve que ce niveau aussi a subi une érosion intense après son dépôt.

La coupe stratigraphique se termine par un manteau de limons argileux brun foncé qui fait le joint avec les dépôts de berges actuels. Là aussi nous avons des épaisseurs très variables : 11 m sur la rive ouest, 19 m sur la rive est et souvent moins d'un mètre dans le centre du talweg.

Ainsi nous sommes en présence d'un groupe stratigraphique de trois termes séparés par deux phases d'érosion principales. Cette coupe est à rapprocher de celle établie par nous dans la cuvette du Grand Lac. L'argile de base surmontant les grès du Trias étant apparemment l'équivalent de ce que nous avons appelé "l'argile ancienne" la couche sableuse correspondant au "niveau intermédiaire" et les limons argileux à "l'argile actuelle".

W - côté Phnom Penh

côté Chruy Changvar - E

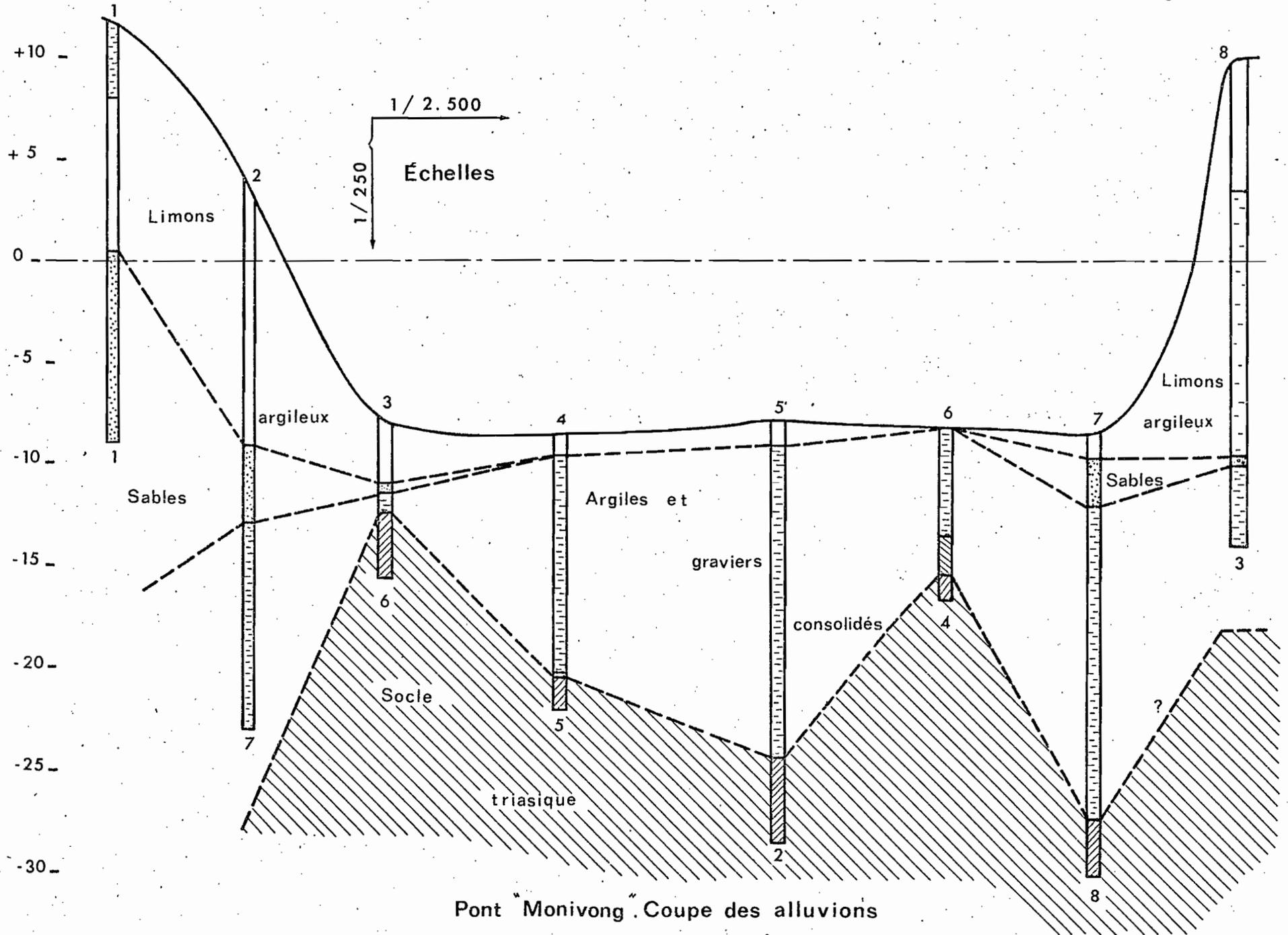


Fig. 34

Si cette corrélation s'avère exacte et seul un sondage complet dans la cuvette du Grand Lac tranchera la question, il est hors de doute que le socle antéquatenaire de la cuvette est relativement proche de la surface et que le Tertiaire n'y est pas représenté.

2 - 2 Sondages Pont du Bassac à Phnom Penh

A l'occasion de la reconstruction du pont enjambant le Bassac au niveau de la route Phnom Penh-Banam-Saïgon, emportée en 1963 par une crue du fleuve, quatre sondages ont été réalisés sous chaque appui du pont actuel. Ces quatre sondages ont atteint le bed rock, on possède donc la coupe complète des alluvions le recouvrant (Fig. 35).

2. 2. 1. Stratigraphie.

La stratigraphie générale extraite de ces sondages peut-être résumée ainsi : o - le substratum est composé de schistes assez fins plus ou moins gréseux et calcaires par endroits. Ce substratum représente apparemment un faciès du Trias local et se rapproche de certains niveaux du massif de Srang, situés plus au Sud. En réalité les sondages sont surtout restés dans la zone d'altération de ces schistes qui sont très fracturés et diaclasés.

De la rive gauche à la rive droite, ce socle remonte progressivement, passant de la côte -33 au sondage 3 à -28,5 m au sondage 4.

- le substratum est surmonté d'une argile compacte claire, jaune ocre en général, souvent bariolée et plus ou moins sableuse. Ce niveau peu épais (1 m environ) n'existe pas en rive gauche.
- vient ensuite un niveau de sable plus ou moins épais, situé pratiquement à la même côte pour les sondages 2, 1 et 4 (- 26 m) mais absent là aussi pour le sondage 3.
- le niveau qui fait suite est composé essentiellement d'argiles consolidées plus ou moins sableuses, de couleur plus foncée que les argiles de base et contenant des produits organiques oxydés. Ce niveau est graveleux par endroits ; il présente une ferruginisation généralisée.
- le remblaiement "récent" qui est épais de 30 m sur la rive droite et inexistant au fond du talweg (sondage 1), est composé d'argiles à intercalations sableuses. Sur les rives et principalement sur la rive droite (l'érosion progresse actuellement de la rive gauche vers la rive droite); les remaniements contemporains (lors de la construction du premier pont surtout) ont perturbé les premiers mètres de cette sédimentation récente.

2. 2. 2. Analyse des argiles.

Sur le sondage 4, cinq échantillons de sédiments ont eu leurs argiles analysées (laboratoire de Géologie dynamique. M. MELIERES). Ces sédiments correspondent de haut en bas aux côtes suivantes : + 5,70 m , + 1,70 m , - 6,20 m , - 14,50 m et - 28,30 m.

Le tableau ci-dessous donne les pourcentages estimés d'argiles reconnues (à ± 10 % relatif) :

n°	M	Il	Cl	K	Couleur code Munsell
2971	13	54	6	27	7.5YR/6/2
2974	30	34	0	36	2.5Y /7/2
2978	10	58	5	27	10. YR/6,5/2
2981	10	52	3	35	10. YR/6,5/2
2994	76	17	0	7	2.5Y /8/2

argiles : M = montmorillonite ; Il = Illite ;
Cl = chlorite ; K = kaolinite.

Tableau n° 12

Les quatre premiers échantillons sont tous localisés dans les "sédiments récents" au-dessus de la côte -20 m. Le dernier échantillon correspond aux argiles directement en contact avec le socle.

Alors que dans les sédiments "récents", l'illite est l'argile dominante, associée à la montmorillonite et à la kaolinite, dans l'argile de base la montmorillonite est très largement prépondérante avec de faibles quantités d'illite et de kaolinite. Signalons de plus la présence de petites quantités de calcaire dans ce dernier sédiment.

La proportion des différentes argiles des quatre échantillons de surface sont sensiblement identiques, ce qui témoigne de la constance des apports au cours du dépôt de ce niveau et de leur homogénéité (aire de drainage identique).

Il est à ce propos significatif de comparer la composition de ces sédiments à ceux du Grand Lac. On s'aperçoit ainsi que les sédiments de surface dits "actuels" du Grand Lac (carotte n° 4, chapitre sur le Grand Lac) sont eux aussi caractérisés par l'illite dominante et kaolinite, montmorillonite et chlorite.

A l'inverse, les sédiments "anciens" du Grand Lac sont caractérisés par la prédominance de la kaolinite alors que c'est la montmorillonite pour les argiles recouvrant le socle à Phnom Penh. Il y a là un problème de corrélation stratigraphique que nous étudierons plus loin.

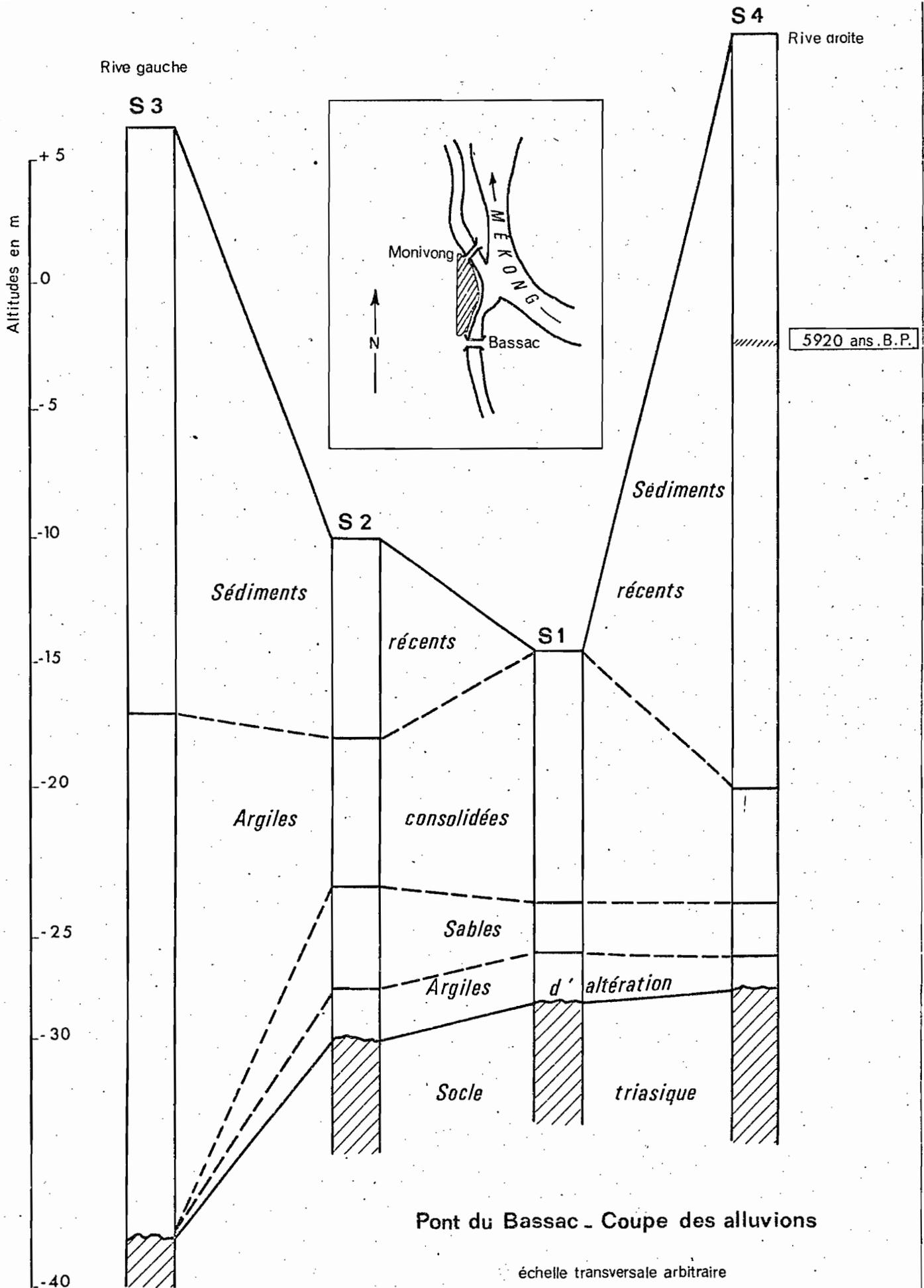
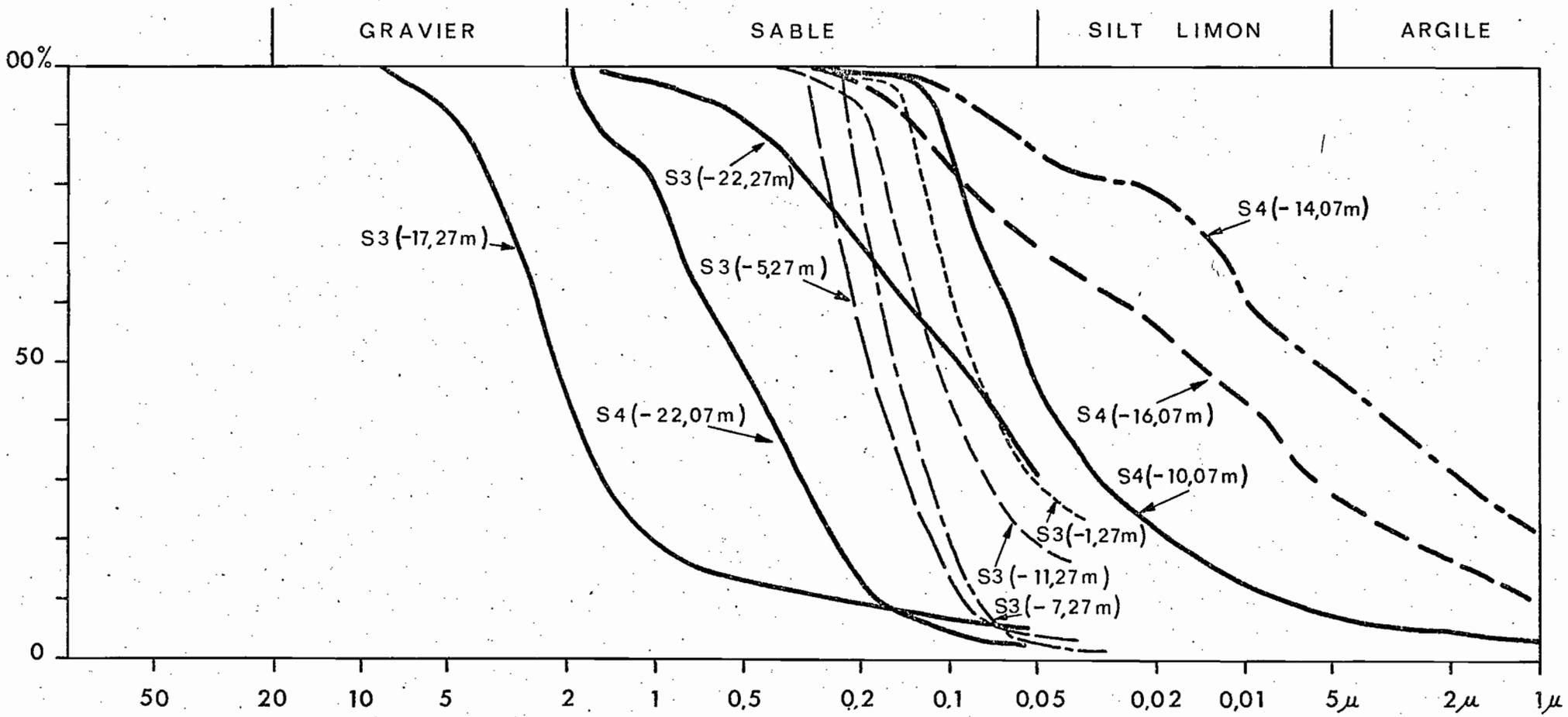


Fig. 35



ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES
 Sondages 3 et 4 du pont du BASSAC

2. 2. 3. Granulométrie.

La figure 36 présente quelques courbes granulométriques effectuées sur des niveaux des sondages 3 et 4.

On s'aperçoit que les sédiments les mieux classés, dont les courbes sont les plus verticales, sont ceux du niveau supérieur des "sédiments récents". Les sables sous-jacents et principalement ceux du niveau de sable au-dessus des argiles d'altération du socle, sont grossiers et très mal classés, présentant un spectre granulométrique très étendu. L'étude microscopique de ce niveau de sable confirme cette observation ; en outre les grains de quartz formant ces sables sont très peu roulés et n'ont dû subir qu'un transport peu important. Il en est de même pour les passées graveleuses du niveau des "argiles consolidées" (niveaux aux côtes -22,27 m et -17,27 m du sondage 3, côte -22,07 m du sondage 4). Nous aurions tendance à considérer ce fait comme résultant d'une origine non fluviatile pour ces niveaux. L'ouverture du réseau hydrographique actuel ne débiterait donc qu'avec le dépôt du niveau que nous appelons "sédiments récents". Les sédiments antérieurs pourraient représenter une sédimentation du type de celle que nous décrivons (voir partie III, chapitre II) dans la terrasse de + 20m de Talat : épandage sans tri de matériaux d'altération sur une surface déjà fortement pénéplainisée.

2. 2. 4. Donnée géochronologique.

Dans le sondage 4, vers la côte -2,50 m, un niveau de bois présentant une transformation en lignite, a été daté par Madame DELIBRIAS du CNRS de Gif-sur-Yvette, à 5920 ± 300 ans, soit 3970 ans B.C.

Cette datation est intéressante à plus d'un titre. Se trouvant à plus de 12 m de profondeur de la surface, sur la rive droite, il y a de bonnes probabilités pour que ce niveau soit en place et n'ait pas subi de remaniement dû à la construction du premier pont, mais la possibilité d'un remaniement superficiel nous empêche de calculer à partir de cette date, le taux d'accumulation des sédiments dans la région, taux que nous aurions pu comparer à celui du Grand Lac.

Au point de vue stratigraphique, le niveau de lignite du Pont du Bassac est presque contemporain de la base des alluvions "actuelles" du Grand Lac (5270 ans B.P., voir chapitre III). Or dans le Grand Lac, cette date correspond sensiblement à la côte -1,80 m (le sommet des alluvions actuelles étant aux alentours immédiats du niveau de la mer). On doit donc imaginer pour cette époque une topographie assez identique à l'actuel.

Cependant si pour le Grand Lac, le dernier cycle sédimentaire débute voici 5720 ans, dans le sondage 4 du Bassac, antérieurement à cette date, il s'était déjà déposé 15 m d'alluvions appartenant à ce même dernier cycle. Cela met en évidence le fait que la surface des "alluvions anciennes" du Grand Lac correspond à une surface de non dépôt, sinon d'érosion et que tandis que s'effectuait cette érosion, la région de Phnom Penh était une aire de sédimentation relativement importante.

On retrouve là cette même loi qui veut qu'à une lacune stratigraphique corresponde un dépôt sédimentaire à la même époque. A une grande échelle d'observation temporelle, le couple érosion-sédimentation se partage entre domaines continentaux et marins, alors qu'à l'échelle relativement fine de l'étude des dépôts quaternaires continentaux, aire d'érosion et aire de dépôt peuvent rester dans le même milieu et se trouver très près l'un de l'autre. C'est une des raisons majeures des difficultés de corrélations stratigraphiques entre les niveaux quaternaires continentaux.

3.- COMPARAISON DES DEUX COUPES : PONT MONIVONG ET PONT DU BASSAC.

CONCLUSIONS.

Les deux coupes du Pont Monivong et du Pont du Bassac sont séparées par la longueur de la ville de Phnom Penh, soit un peu plus de 6 km ; elles sont presque parallèles.

Les corrélations entre les deux coupes posent un certain nombre de problèmes. Tout d'abord, la nature du socle est différente, d'un côté on a des grès bleu-vert de faciès typiquement triasique, de l'autre des schistes plus ou moins gréseux qu'on peut assimiler à certains niveaux du massif triasique de Srang. Une telle variation de faciès sur une si faible distance est facilement explicable si l'on considère que le trias régional est très plissé et qu'en particulier, dans le massif de Srang, où il affleure largement, les couches sont subverticales. Dans ce massif, le Trias est disposé en synclinaux étroits de direction générale NW-SE, bordés de dévono-carbonifère et traversés par des granites à grain fin qui apparaissent dans le massif même ou qui sortent en "chicots" de la plaine alluviale (Phnom Basset, au nord-ouest de Phnom Penh, Phnom Saang au Sud). La présence de Trias dans le sous-sol de Phnom Penh et la réapparition du dévono-carbonifère plus au Nord (Oudong) prouve la continuité de cette structure au moins jusqu'au Tonlé Sap-Bassac.

Pour ce qui est des sédiments recouvrant ce Trias, l'observation des deux coupes de Phnom Penh met en évidence le fait principal suivant : une grosse masse d'argile et graviers consolidés remblaie la topographie des roches triasiques. Cette couche de 10 à 20 m d'épaisseur repose soit directement sur le socle (Pont Monivong) soit sur des argiles d'altération et des sables (Pont du Bassac). Cette dernière position stratigraphique pose un problème car, si dans le cas du Pont Monivong on peut interpréter la masse d'argiles et graviers comme une chape d'altération plus ou moins remaniée, ce n'est plus le cas pour la coupe du Pont du Bassac.

En particulier, la position stratigraphique de la couche principale de sable qui coiffe ces argiles et graviers au Pont Monivong et qu'on retrouve sous ces sédiments au Pont du Bassac, est difficilement interpré-

table. Une chose est certaine, c'est la corrélation qu'on est en droit d'effectuer entre les deux niveaux d'argile et graviers consolidés. Si au Pont Monivong il n'existe pas de couche de sable sous ce niveau, c'est qu'elle y a été enlevée ou qu'à l'époque de son dépôt, le site du Pont Monivong était morphologiquement plus haut que celui du Pont du Bassac, ce qui a favorisé le dépôt de sable à cet endroit.

Dans cette optique, nous aurions tendance à restreindre le nombre de séquences sédimentaires à deux.

- Une première séquence grouperait l'ensemble des sédiments depuis le socle jusqu'au sommet des argiles et graviers consolidés. Pour nous cette séquence correspondrait à un réseau hydrographique de la région nettement différent de l'actuel. Le socle triasique s'étant altéré sur une grande épaisseur (voir terrasse de + 20 m de Talat, 3ème partie, chapitre II), la chape d'altération aurait subi des remaniements locaux au cours des phases climatiques différentes qui se sont succédées au Quaternaire. L'histoire de cette séquence serait donc assez identique à celle que nous décrivons pour la terrasse de + 20 m de Talat qui est situé 60 km au sud-ouest de Phnom Penh. L'hétérogénéité du matériel, la présence de niveaux de graviers et de sables mal triés et non roulés témoignent en faveur d'une telle interprétation.

- La seconde époque voit l'établissement du réseau hydrographique actuel et le dépôt des limons argileux et sables fins formant les "sédiments récents".

Avant ce cycle de dépôt "actuel", une couche de sable (fluviatile ?) s'est déposée sur la première séquence. Elle a été ensuite, en partie, érosée au site du Pont Monivong et complètement enlevée au Pont du Bassac.

Si cette interprétation est correcte, mais l'absence d'échantillon pour les sondages Monivong laisse planer quelques doutes, on peut beaucoup mieux paralléliser les niveaux de la région de Phnom Penh avec ceux du Grand Lac. On aurait ainsi la corrélation stratigraphique suivante :

GRAND LAC		REGION DE PHNOM PENH
"alluvions actuelles"		limons argileux et sédiments récents
EROSION	-	NON DÉPÔT
"sables intermédiaires"		sables du Pont Monivong
EROSION	-	NON DÉPÔT
"alluvions anciennes"		argiles et sables consolidés
Socle ?		Socle triasique.

Tableau n° 13

Ce schéma a le privilège de faire apparaître un fait saillant : les alluvions anciennes du Grand Lac peuvent ainsi être considérées comme l'accumulation dans une dépression d'un manteau d'altérite, composés essentiellement de kaolinite, qui peut très bien être en place ou sub-en place. Dans ce cas, on aurait là une preuve indirecte que l'histoire de la cuvette n'est pas indépendante de celle de la région du Phnom Penh et que la profondeur du socle y est de même ordre de grandeur. Nous sommes obligés de déplorer une fois de plus l'absence de sondage profond dans le Grand Lac, qui nous oblige à rechercher des preuves indirectes aux hypothèses que nous formulons.

Chapitre V

LES BAS-PLATEAUX BASALTIQUES

Nous entendons par là l'ensemble des plateaux basaltiques s'étendant de Chamcar Andong à Snoul suivant une bande de terrain orientée sensiblement NW-SE. Cette zone forme charnière entre le "môle cambodgien" traversé par le Mékong jusqu'à Chhlong et la zone deltaïque du Mékong-Donnaï au Sud. Le Mékong à ce niveau subit une déviation à angle droit qui témoigne du hiatus structural qui se place à cette partie de son cours. La présence de nombreuses coulées de basalte masque en partie cette zone de transition (Fig. 37).

Nous ne reviendrons pas sur la description géographique et morphologique de ce pays qu'on pourra trouver dans E. SAURIN (1935), Y. HENRY (1931) et J. DELVERT (1961).

Ce chapitre est alimenté par les matériaux suivants :

- l'ensemble des sondages effectués par les Travaux Publics dans le cadre des recherches d'eau et par les plantations d'hévéas elles-mêmes ;
- nos propres relevés de terrain qui ont porté essentiellement sur les régions de Kompong Cham, de Prek Kak et de Chhlong.

De même que pour la région de Phnom Penh et Kandal, l'ensemble des sondages est présenté en annexe. La plupart du temps nous n'avons eu accès qu'aux fiches de sondages rédigées par les sondeurs eux-mêmes ; en l'absence de vérification, nous avons dû nous contenter de leur description de niveaux. La stratigraphie de détail souffrira évidemment de cet état de fait, c'est pourquoi nous avons cherché essentiellement à cerner les grands ensembles sédimentaires sans délibérément vouloir entrer dans leur détail.

1.- STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE

Nous pouvons grouper les sondages que nous possédons en ensembles cohérents ; c'est ainsi que nous étudierons les sondages situés à l'ouest et à l'est du Mékong et parmi ceux de l'ouest, nous verrons successivement ceux situés le long de la route de Skoun à Kompong Cham et ceux de la région de Chamcar Andong.

1 - 1 Groupe ouest du Mékong

1. 1. 1. Groupe W-E de Skoun à Kompong Cham.

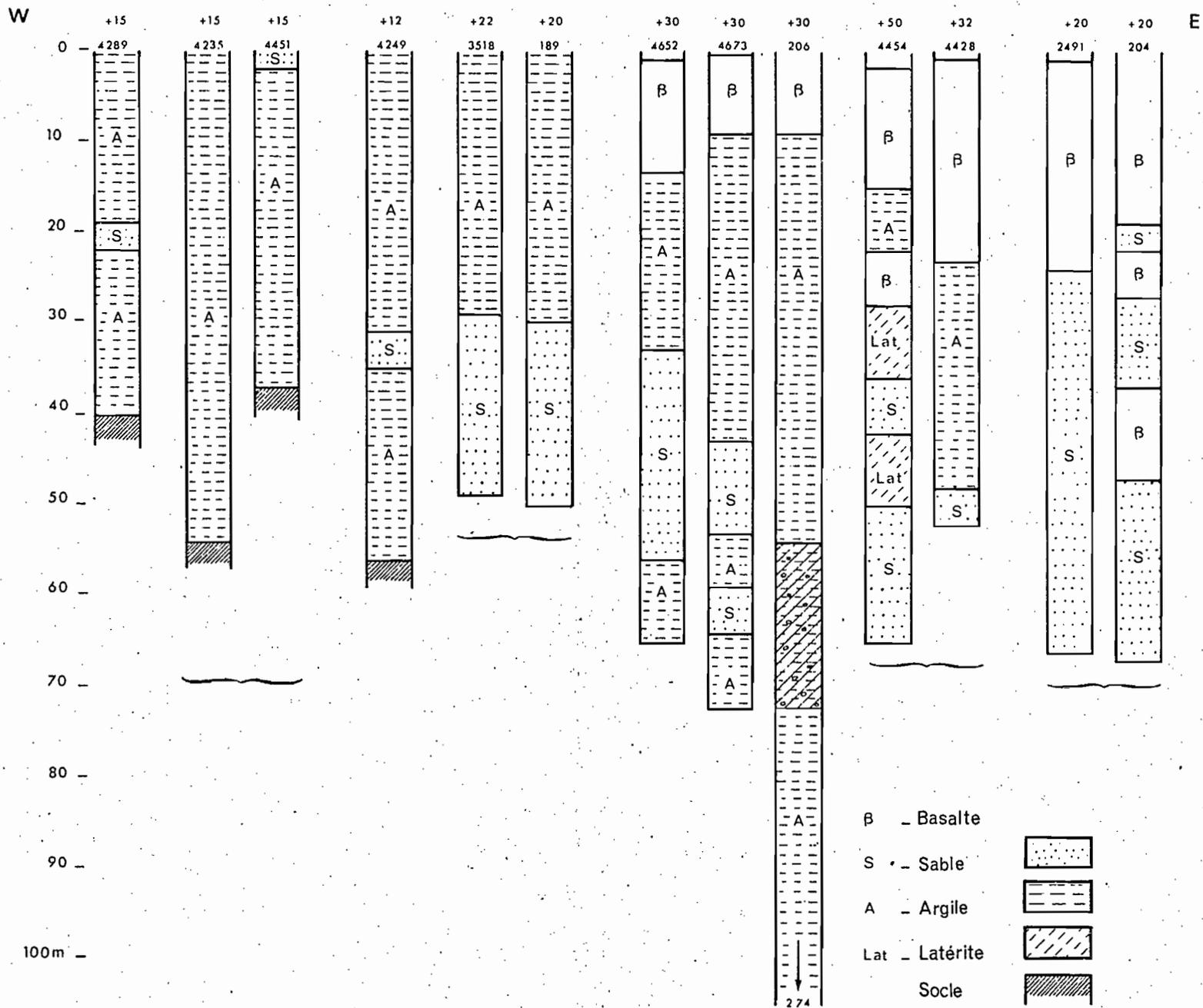
La figure 38 regroupe 13 sondages situés aux abords de la route RN 26 de Skoun à Kompong Cham. Cet ensemble nous donne une image en continu du sous-sol de cette région d'Ouest en Est.

On remarque tout d'abord que jusqu'au sondage 189, c'est-à-dire jusqu'à Prey Totung environ, aucun sondage ne rencontre de basalte ; celui-ci n'apparaît que dans les trois sondages de la région de Troeung.

A Skoun même et sur dix kilomètres environ, sur la route vers Kompong Cham, le socle a été touché entre 37 et 51 m de profondeur. Ce socle paraît plonger vers l'Est de façon assez brusque. Il semble que nous soyons là en présence du prolongement du Phnom Preat Bat figuré sur la carte géologique comme "grès supérieurs". Nous n'avons eu en main aucun échantillon de ce socle, cependant nous avons pu observer les échantillons du recouvrement alluvial d'un des sondages de Skoun et nous avons été frappé par la nature essentiellement quartzeuse de ce recouvrement que nous assimilons volontiers à une arène de "Grès supérieurs". Notons que ce socle est profondément altéré à Skoun même et présente une "lithomarge" argileuse en tous points semblable à celle que l'on peut observer sur les grès triasiques du massif de Srang par exemple (voir III,1, "terrasses fluviales", coupe terrasse + 20 m).

Au-dessus de ce socle, le remblaiement alluvial est essentiellement argileux ou limono-argileux, les sables ne deviennent abondants qu'à partir des sondages 3518 et 189. Il semblerait donc que ce soit là la limite extrême des alluvions grossières anciennes de la vallée du Mékong. Le basalte n'affleure réellement qu'à mi-chemin entre Prey Totung et Troeung (sondage 4652) et jusqu'à Troeung une seule coulée est bien individualisée.

Sur les pentes nord du faible massif qui supporte les deux appareils éruptifs bien conservés des phnoms Pros et Srey, le sondage 4454 de Vat Romoul a rencontré deux coulées distinctes séparées par une argile qui peut correspondre à l'altération aérienne de la coulée de base. Notons que



Ouest de Kompong Cham. logs schématiques des sondages

nous nous trouvons là déjà très près de la vallée du Mékong (3,5 km).

Sur les deux sondages effectués à Kompong Cham même (2491 et 204) le dernier a traversé trois coulées basaltiques séparées par des niveaux sableux.

Le sondage 4428 placé sur un même parallèle au Mékong que le sondage 4454, n'a pas deux coulées distinctes mais un niveau basaltique épais de 22 m pouvant correspondre à la superposition des deux coulées de 4454 sans intermède fluviatile ou d'altération.

Il semble donc qu'on puisse admettre trois phases éruptives distinctes dans cette région, les deux plus récentes ayant dû être très rapprochées dans le temps, le premier épisode paraissant être limité à l'extrême bord de la vallée du Mékong.

A ces trois épisodes de mises en place de coulées massives, se surajoute une phase explosive avec bombes, lapilis et cendres. Cette phase est bien visible dans le complexe des petits appareils des phnoms Pros et Srey, où nous avons pu relever une stratigraphie relativement fine témoignant des nombreuses phases d'explosion de ce cycle éruptif (voir annexe).

Les terres rouges qui recouvrent la quasi totalité du massif représentent, de même, la mise en place, postérieurement aux coulées massives, de niveaux de cendres et lapilis fins. Cette mise en place est-elle contemporaine ou postérieure à celle des bombes et lapilis des Phnoms Pros et Srey ? Nous ne possédons pas d'arguments déterminants pour trancher la question ; cependant on peut noter que la coupe des phnoms Pros et Srey se termine par un niveau d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur de terre rouge que l'altération superficielle seule ne justifie pas par rapport au restant de la coupe ; cela laisserait supposer que la coupe de Pros et Srey se place stratigraphiquement entre les coulées massives et la mise en place des terres rouges du plateau. L'activité volcanique de la région après la mise en place des coulées basaltiques se serait ainsi terminée par des produits de projections de plus en plus fins.

Par ailleurs, on peut observer que dans le sondage 204, la base du premier épisode éruptif se situe environ à la cote -20,25 m, nettement au-dessous du niveau actuel de la mer. Or les trois épisodes éruptifs sont séparés par des niveaux sableux fluviatiles ; ils se sont donc mis en place dans le fleuve même soit sur ses berges, en tous cas, au-dessous du niveau de la mer. On peut donc en déduire soit que cette mise en place correspond à des épisodes régressifs de la mer soit à un mouvement vertical de la région qui se serait progressivement ennoyée. Nous penchons pour cette dernière hypothèse ; en effet, on se trouve déjà là dans le domaine deltaïque dont la subsidence a été prouvée par ailleurs (SAURIN, 1965 ; CARBONNEL, 1969) et dont on verra plus loin la nature. Les trois phases d'éruption mises en évidence à Kompong Cham doivent correspondre à trois saccades majeures de cette subsidence qui dans la région apparaîtrait de faible envergure (25-50 m).

On notera de même d'une part l'épaisseur de plus en plus grande des alluvions au fur et à mesure qu'on s'approche du Mékong (plus grand que 274 m près de Troeung, sondage 206), d'autre part, l'alternance de ni-

veaux sableux et argileux dès qu'on quitte le bord immédiat de la vallée actuelle du Mékong. Les niveaux de sables peuvent être dûs à des périodes d'élargissement du lit majeur du Mékong, ou à des épisodes de stabilité tectonique ayant favorisé la création d'un dédale de méandres fluviatiles. Dans le premier cas, ces niveaux sableux correspondraient à des périodes de débit énorme du Mékong lui-même, donc à des périodes pluviales, ou à des périodes interglaciaires (la fonte des glaciers tibétains alimentant le fleuve).

Le sondage 4454, bien que nous n'en ayons pas les échantillons, est intéressant parce qu'entre les niveaux sableux on note la présence de "latérites". Ce terme dans le langage des sondeurs cambodgiens veut dire qu'on a affaire à une terre argileuse rouge à imprégnation ferrugineuse et de structure plus ou moins vacuolaire. Ce n'est certainement pas une terre d'altération en place mais plutôt ce que nous avons appelé "latérite sédimentaire" (SAURIN et CARBONNEL, 1964) correspondant à l'érosion de niveaux d'altération de type ferrallitique au cours d'une période de déboisement donc "aride". Ainsi l'alternance de type "pluvial-interpluvial" correspondrait bien à l'alternance sable-argile, dans ces groupes. L'absence de séquences complètes des alluvions sous les basaltes de cette région rend impossible l'étude stratigraphique de ces variations climatiques.

1. 1. 2. Région de Chamcar Andong.

Le massif basaltique de Chamcar Andong-Chamcar Krauch est composé de deux éléments de directions NW-SE. Le massif sud (Chamcar Krauch) dépasse largement 111 m d'altitude et culmine au Phnom Têt correspond à un appareil éruptif bien conservé dominant d'environ 60 m les terres rouges environnantes.

Le massif nord, celui de Chamcar Andong, a une altitude moyenne d'environ 75 m et affecte une forme circulaire ; il culmine à 94 m ; aucun appareil éruptif n'est visible à sa surface.

a - Directions structurales.

Il est tout-à-fait remarquable que les appareils éruptifs des Phnom Têt et Srey (près de Kompong Cham) s'alignent parfaitement d'une part avec la direction générale des deux massifs de cette région et d'autre part avec la "caldeira" de Peam Cheang de l'autre côté du Mékong au sud de Chup. On possède là très nettement une ligne de fracture principale par laquelle s'est épanchée une partie des basaltes de la région.

On remarquera, et ce ne peut être fortuit, que cette fracture est dans le prolongement exact du Vaïco oriental jusqu'à Go Dan Ha (Sud Viet-Nam) où cette fracture rencontre la ligne de limite des alluvions anciennes de la zone deltaïque (voir carte structurale) fig. 4)

La présence d'une telle fracture (sensiblement NW-SE), ainsi que d'autres du même type mais de direction différente (voir plus loin), remet en cause la notion "d'arc disjonctif" (SAURIN, 1935) bien individualisé, bordant suivant une courbe régulière la bordure est du delta du Mékong.

A cette notion on doit plutôt préférer celle de "direction structurale". En effet, les mouvements tectoniques qui sont la cause des éruptions basaltiques quaternaires de l'Indochine méridionale s'inscrivent dans un bâti structural relativement stable dû à toute l'histoire géologique antérieure de la région. Ce sont les compartiments de ce bâti qui ont rejoué au Quaternaire et nous ne croyons pas que de nouvelles directions tectoniques majeures aient dû s'individualiser à cette occasion.

Or les chapes basaltiques, de taille souvent imposantes, qui se sont mises en place au Quaternaire, nous masquent en grande partie ce bâti structural ancien et c'est pourquoi, à une échelle d'observation régionale, il peut apparaître des structures différentes de celles qui ont prédominé antérieurement. La recherche des structures tectoniques à une échelle plus fine permet de retrouver ce bâti original.

b - Les basaltes.

La figure 39 met en évidence la constatation la plus marquante au sujet des coulées basaltiques de la région. Quelle que soit l'altitude à laquelle on se trouve, la base des coulées de Chamcar Andong et Chamcar Krauch repose à une altitude constante (+ 10-15 m) sur les alluvions anciennes et ce, sur toute la longueur de la région.

A considérer les autres zones de cette région (voir plus loin) il ne fait pas de doute que depuis la mise en place des coulées basaltiques aucun mouvement tectonique d'importance n'a affecté ce pays ; aussi est-on en droit d'interpréter cette observation en rapport avec les terrasses fluviales de la vallée du Mékong. Le Mékong, à l'heure actuelle se trouve aux environs de cette altitude (+ 10-20 m) suivant qu'il se trouve en crue ou à l'étiage. Il faudrait donc admettre que la mise en place des premières coulées du plateau s'est faite dans le Mékong même et que, depuis, les rapports altimétriques entre le niveau de base du Mékong et le continent n'ont pas changé. D'autre part, il ne semble pas faire de doute que la surface des alluvions anciennes sur laquelle sont épanchées les basaltes constitue une surface morphologique arasée (la présence d'un niveau de "latérite" souvent signalée à sa surface en est la preuve). Or nous savons que de telles surfaces existent dans le Quaternaire (surfaces de + 100 et + 40 m bien conservées à l'est de la région) ; nous pouvons donc envisager la question sous l'aspect suivant : une de ces deux terrasses, dont on sait par ailleurs qu'elles ont subi des déformations d'ordre tectonique postérieurement à leur édification (voir III, 1), a très bien pu servir de base aux coulées basaltiques des "Bas-Plateaux" après qu'elle se soit affaissée lors d'une phase de fracturation de peu antérieure aux émissions éruptives.

Nous savons déjà que la terrasse de + 100 m est recouverte de basaltes dans la région de Mimot et au Sud Viet-Nam (SAURIN, 1967). Cette terrasse supporte une cuirasse latéritique importante (Phnom Pô, voir III, 1) et SAURIN (1968) signale de même une coupe où entre les alluvions anciennes et la base des coulées basaltiques, cette terrasse supporte un niveau latéritique. Il serait tentant de paralléliser ces observations et de faire de la surface morphologique de 10-15 m de la région de Chamcar Andong, l'équivalent de la terrasse fluviale de + 100 m, affaissée au cours des phases de fracturation ayant permis la mise en place des coulées basaltiques. La gran-

de épaisseur d'alluvions anciennes (voir plus loin) situées sous ces basaltes prêche d'ailleurs en faveur de l'existence d'une "subsidence" importante dans cette région et un ennoyage d'environ 100 m de toute la région est beaucoup plus plausible que l'existence d'une fosse de sédimentation ayant permis une telle accumulation.

c - Les alluvions sous les basaltes.

Aucun des sondages de la région n'a traversé apparemment la totalité des alluvions sous les basaltes. A Chamcar Andong, le sondage n° 4190 a traversé 37 m d'alluvions alors que celui de Chamcar Loeu en a traversé 40 m. Ce dernier a peut-être touché le substratum de "Grès supérieurs" dont les faciès de surface sont difficilement différenciables de certains faciès des alluvions anciennes sableuses quand elles sont consolidées.

La stratigraphie de ces alluvions peut s'établir ainsi de haut en bas :

- une épaisse couche d'argile (29 à 34 m) dont le sommet contient quelques éléments basaltiques (lapilis, cendres ?) et par endroits quelques mètres de latérite. Il apparaîtrait ainsi qu'avant la mise en place des coulées massives on aurait eu émission de projections volcaniques. Cela confirmerait les coupes décrites par SAURIN (1968) dans la région de Xuan Loc.
- sous ces argiles s'emplace une couche de 5 à 10 m de sables et graviers essentiellement quartzeux ; ce sable présente un début d'induration ferrugineuse au sommet de la couche.
- viennent ensuite des sables et argiles, traversés sur quelques mètres seulement, qui pourraient correspondre au sommet des Indosinias supérieurs (présence d'éléments gréseux quartzeux remontés avec le sable dans le sondage de Chamcar Loeu).

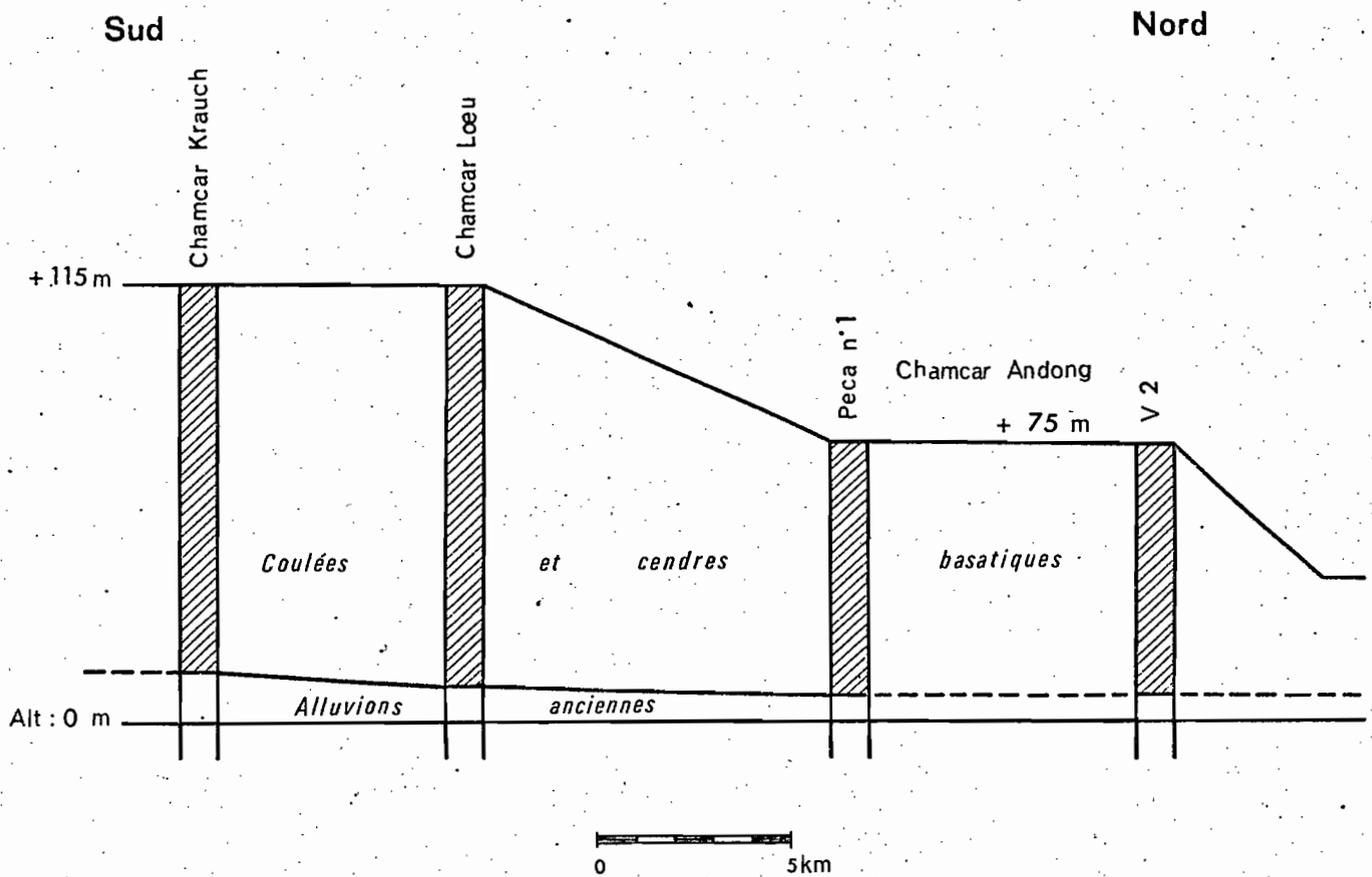
1. 1. 3. *Région de Prek Kak.*

La région de Prek Kak correspond à la branche septentrionale du fer à cheval que dessinent les Bas-Plateaux à l'ouest du Mékong. Cette coulée qui culmine au Phnom Rosey (154 m) vient buter abruptement contre la vallée du Mékong au niveau de Kraumar.

Au niveau de la plantation de Prek Kak, aux alentours de l'usine de traitement du caoutchouc, les berges du Mékong présentent des coupes naturelles permettant d'étudier les alluvions sous les coulées basaltiques.

a - Structure de la région.

Le recouvrement basaltique et le soupoudrage postérieur de cendres volcaniques altérées en terres rouges rend difficile une étude structurale de la région. Cependant de petits affleurements de "Grès supérieurs" mésozoïques non figurés sur la carte à 1/500 000ème (feuille de Saïgon) permettent d'imaginer les rapports mutuels entre ce socle mésozoïque, les alluvions anciennes et les basaltes. D'importants affleurements de "Grès supérieurs" existent ainsi sur les bords du Mékong principalement à Angkor-Anchey



Plateau de Chamcar Andong

Coupe à travers les basaltes
d'après les sondages

à environ 10 km au sud de Prek Kak. On ne voit pas leur relation avec les basaltes ni avec les alluvions anciennes. Cependant l'altitude jusqu'où sont portés ces affleurements (environ 60 m) les fait sortir "en chicots" des alluvions anciennes et on peut imaginer une structure du type ci-après (voir stratigraphie), dans laquelle les alluvions anciennes remblaient une topographie ancienne constituée de buttes témoins de grès mésozoïques. On ne peut cependant écarter l'hypothèse que ces affleurements aient déjà été amenés à l'altitude où ils se trouvent, à la faveur de failles profondes ayant donné, à petite échelle, une série de horst et graben, structure qu'on retrouve en plus grand à l'échelle du pays.

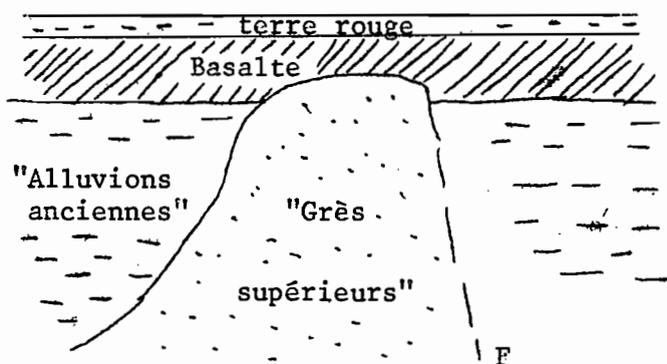
Mais l'ensemble des affleurements qui pourraient nous fournir la clef du problème, est noyé dans les alluvions actuelles du Mékong qui masquent tous les contacts.

Nous verrons plus loin que l'existence d'une zone faillée N-S, longeant le Mékong, est probable.

b - Stratigraphie.

On ne possède pas de sondage dans cette région, mais de belles coupes apparaissent le long des berges du Mékong, principalement au nord de Prek Kak. Celle que nous décrivons a été levée au niveau de la pagode Preah Kok, installée dans un abri sous roche formé par l'érosion des alluvions anciennes sous la coulée basaltique.

Même aux plus basses eaux, le Mékong ne découvre pas le substratum et de ce fait, la coupe des alluvions est incomplète. De bas en haut on observe :



- 8 à 10 m d'un limon sablonneux, bigarré, jaune et blanchâtre, à petits galets de quartz sporadiques et à très légers début de cimentation ferrugineuse ;
- ce niveau aux limites lithologiques supérieures assez floues paraît passer insensiblement à un niveau d'une vingtaine de mètres d'épaisseur d'argile plus ou moins limoneuse. Cette couche est teintée en jaune et blanc avec des taches imprécises d'ocre sombre. Vers son sommet on peut observer un niveau de 0,50 m d'épaisseur de galets très fortement cimen-

tés par des oxydes de fer. Ce niveau paraît s'étendre latéralement sur une grande surface car on le retrouve souvent sur les berges à la faveur de quelques dégagements dûs à l'érosion ;

- vient ensuite 10 à 15 m d'un sablon limoneux très fin, blanc jaunâtre qui se termine au contact de la coulée basaltique par un niveau de 0,50 m d'épaisseur du même sédiment noirci ;
- la coulée basaltique de base est épaisse de 5 m environ. Les premiers 1,2 m présentent un aspect schisteux et très plissé. Le basalte est ici en écailles et très altéré, il a une teinte bleu-verdâtre. L'olivine est altérée en iddingsite ou complètement disparue ; la roche est ponctuée de taches ferrugineuses ;
- un faciès massif et cohérent fait suite sur 3 à 4 m d'épaisseur. La roche est gris sombre bleuté, l'olivine y est rare et fine.

Il semble qu'on ait là non pas deux faciès d'une même coulée mais deux coulées distinctes.

- la coupe se termine par des terres rouges sur une grande épaisseur, plusieurs mètres à la coupe même.

Deux échantillons de cette coupe ont été analysés au point de vue de leurs minéraux lourds ; ce sont le n° 1, pris sous la coulée basaltique, à 2 m avant le sommet des alluvions anciennes et le n° 6, prélevé 20 m en-dessous, sous le niveau de galets cimentés.

	Numéros échantillons.	
	1	6
Tourmaline	5	8
Zircon	72	62
Grenat	+	
Rutile	8	6
Anatase	9	20
Staurotide	+	1
Disthène	+	+
Andalousite	3	1
Amphibole	+	
Pyroxène	2	1
Monazite	1	1
Teneur pond.	0,03	0,07

POURCENTAGES DE MINÉRAUX LOURDS

Tableau n° 14

Si tel est bien le cas, la mise en place de ces alluvions serait postérieure aux gisements de la province de Ratanakiri que nous avons datés de 1,25.

Qualitativement et même quantitativement les spectres minéralogiques diffèrent peu, ce qui est en faveur d'une continuité dans les aires d'alimentation. On notera l'importance du zircon qui est de loin le minéral le + prédominant. Les zircons sont dans leur quasi totalité incolores, quelques-uns sont colorés ; ils sont groupés dans la fraction granulométrique la plus fine (0,16-0,04) et aussi dans la fraction moyenne (0,31-0,16) pour l'échantillon 1.

Un gros zircon (de l'ordre du mm) coloré, que nous avons pu observer mais non isoler, nous a fait penser au vu de son faciès qu'il pouvait provenir des gîtes de zircons gemmes de la région de Bokéo.

La prédominance de ce minéral dans la fraction minéralogique lourde des alluvions anciennes de Prek Kak est en faveur d'une telle origine.

10^6 ans (CARBONNEL et POUPEAU, 1969) et antérieure aux basaltes des Bas-Plateaux que nous avons datés à Xuan Loc à $0,65 \cdot 10^6$ ans.

Le zircon étant un minéral relativement commun dans la série stratigraphique du Cambodge et surtout un minéral très résistant à l'altération (voir III, 1, terrasse de Talat) et de plus qui tend à se concentrer avec le temps, un doute reste quant à son origine réelle tant qu'on ne possède pas de critères de différenciation suffisamment précis au sein de l'espèce minérale.

Si cependant l'ensemble des alluvions anciennes sous-basaltiques de la région est compris entre les basaltes de Bokéo et ceux bordant le delta du Mékong Donnaï, la durée minimale de leur dépôt serait de l'ordre de 600 000 ans. Or on a vu que l'épaisseur de ces alluvions était au moins de 274 m (sondage 206, près de Troeung), ce qui donne un taux d'accumulation d'environ 0,45 mm/an ce qui est proche du taux, de 0,60 mm/an trouvé pour le delta du Donnaï (CARBONNEL et POUPEAU, 1969) et du taux d'accumulation récent de 0,30 mm/an pour la cuvette du Grand Lac (CARBONNEL, 1963).

1 - 2 Groupe est du Mékong

Cette région comprend le massif basaltique compris entre la route de Kompong Cham à Snoul et le Mékong au Nord. Elle est constituée des deux plateaux peu élevés (moins de 100 m) de Chup et de Tapao.

On possède, du SW au NE, un sondage (n° 4347) sur le bord est du plateau de Chup et 5 sondages groupés sur la plantation même de Chup, 3 sondages assez mal localisés à la plantation de Tapao (n° 175, 176 et 179) sur le plateau même et deux groupés (n° 1 et 2 de Tapao) sur le bord nord du plateau à la limite du maximum d'inondation des eaux du Mékong. Ces sondages sont donnés en annexe.

La figure 40 présente les logs de ces sondages reportés en altitude vraie et disposés suivant une coupe sensiblement SW-NE. L'altitude du sondage 175 de Tapao est approximative, nous ne possédons pas sa localisation exacte.

1. 2. 1. Les basaltes.

L'épaisseur maximum des coulées basaltiques est de 44 m au centre du plateau de Tapao, alors qu'elle s'amenuise sur les bords (8 m au sondage 4347). A Chup, même sur le bord sud de la plantation, les terres rouges, peu épaisses (1,3 à 5,3 m) recouvrent directement les alluvions anciennes ce qui est un des arguments pour voir en elles l'altération de cendres et lapillis volcaniques et non de basalte massif, comme il est encore soutenu depuis les travaux de Y. HENRY (1931).

Notons que le centre du plateau de Chup est occupé par le reste d'un appareil éruptif (à Thmar Pich) qui culmine à + 87 m d'altitude ;

avec la "caldeira" de la plantation de Peam Chéang située au Sud, on a un alignement NE-SW de centres d'émission qui est celui de l'alignement des trois plateaux : Peam Chéang-Chup-Tapao. Il semble qu'on ait là un alignement correspondant à une fracture dont la direction est quasiment perpendiculaire à celle de Chamcar Andong-Kompong Cham. La notion "d'arc disjointif" (SAURIN, 1935) de cet ensemble de basaltes qui se poursuit au Vietnam, est de nouveau en défaut ; en réalité on aurait affaire à un système de failles courtes, disposées suivant les directions structurales de l'édifice anté-quaternaire, système dont l'ensemble dessine une courbe bordant sensiblement la zone deltaïque Mékong-Donnai et donnant l'impression d'un arc continu.

Notons de plus que la base des coulées basaltiques de la région se situe entre + 15 et + 5 m d'altitude ce qui est en concordance avec ce que nous avons déjà observé de l'autre côté du Mékong dans les massifs de Chamcar Andong Prék Kak. Il semblerait donc que la surface sur laquelle se sont épanchés les premiers basaltes de toute la région n'ait pas subi, depuis cette date, de déformations notables et qu'en particulier il n'y aurait pas eu de néotectonique différentielle entre les divers "compartiments" structuraux de la région. On verra plus loin qu'il n'en est pas de même pour les basaltes de Krek situés plus à l'Est et dont la base se trouve aux alentours du niveau de la mer. S'il y a eu mouvements tectoniques importants, ils ont eu lieu avant la mise en place des basaltes et ne se sont guère poursuivis depuis.

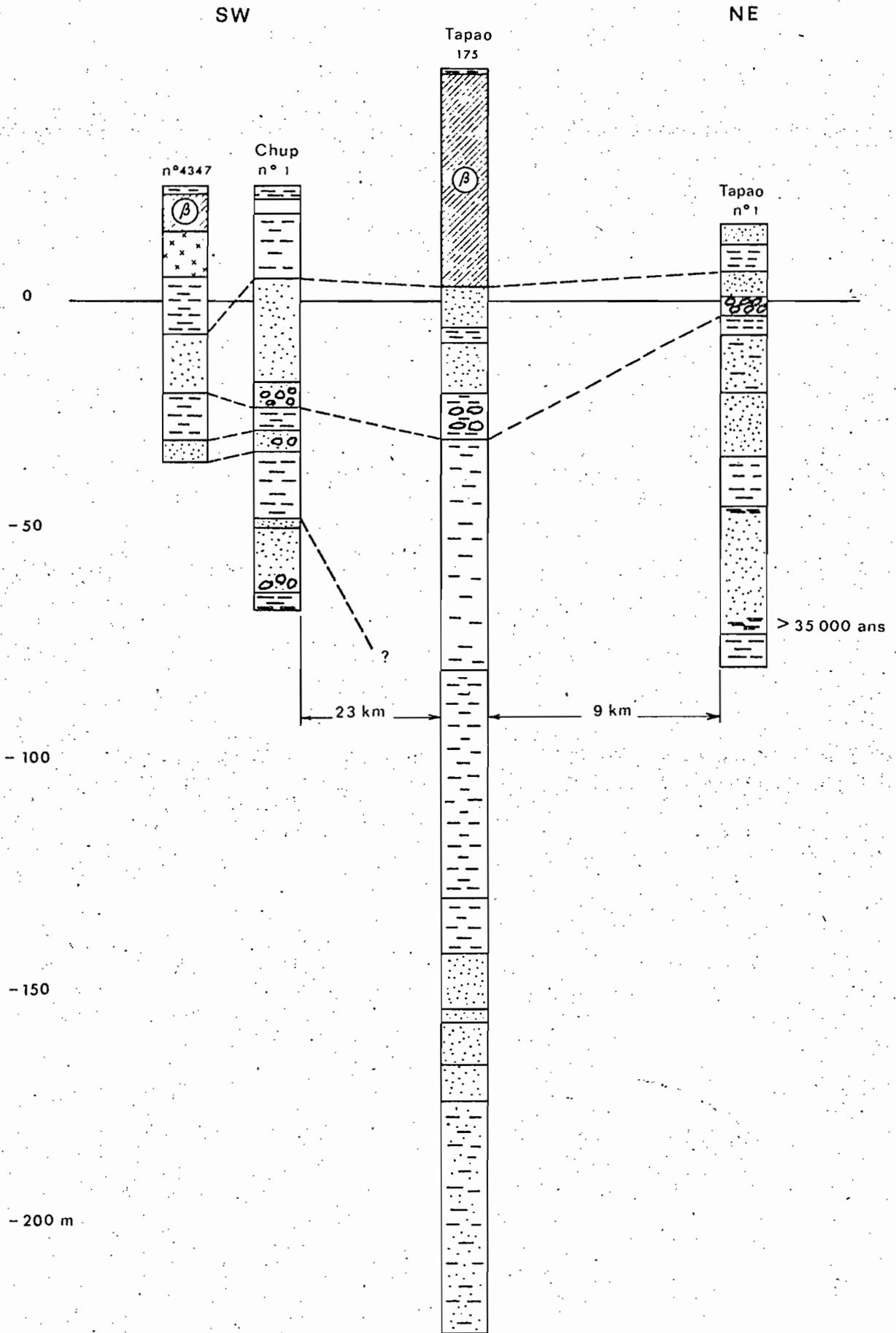
Dans la description des 44 m de basaltes du sondage n° 175 on note une alternance de basaltes noirs et de basaltes bruns ; il semble qu'on puisse dire qu'on est en présence d'au moins deux coulées basaltiques superposées, le couple basalte noir-basalte brun pouvant représenter la roche saine et sa surface d'altération. Dans le sondage n° 176, ce sont ainsi trois coulées au moins qui paraissent superposées sur 42 m d'épaisseur. Nous retrouvons là ce que nous avons déjà vu dans les sondages de Kompong Cham.

1. 2. 2. *Les alluvions anciennes.*

Les alluvions situées sous les basaltes paraissent très épaisses dans la région de Chup-Tapao. A Tapao même leur épaisseur dépasse 270 m. On ignore la profondeur du socle sur lequel elles reposent.

Ces alluvions sont représentées par des alternances de niveaux sableux et argileux. Il semble qu'on puisse les séparer en trois ensembles importants. De haut en bas on a :

- sur 20 à 30 m d'épaisseur on observe une alternance de niveaux sableux et argileux à la base desquels on note un niveau de galets qu'on retrouve à Chup (n° 1) et à Tapao (n° 1 et 175). Il semble que cet ensemble corresponde à une sédimentation fluviale importante du Mékong puisque le niveau de galets s'observe jusqu'au niveau de Tapao (n° 175) qui est le sondage le plus éloigné du Mékong actuel. On n'est pas en droit de dire qu'il y a eu mouvement entre la région Nord du massif de Tapao et toute la région Sud, compte tenu de la certaine imprécision des altitudes d'implan-



Coupe Chup-Tapao

tation des sondages et aussi compte tenu du fait que l'épaisseur primitive du niveau de galets est inconnue et qu'il a très bien pu subir une érosion postérieure à son dépôt.

Autre fait intéressant à noter, c'est la présence, dans le sondage 4347, entre les alluvions anciennes et la couche de basalte d'un niveau de 10 m d'épaisseur de "latérite". Quel que soit ce qui se cache sous ce vocable (nous n'avons pas eu, là aussi, les échantillons en main) le terme de "latérite" prouve qu'on a affaire à un matériel qui a subi un cuirassement ferrugineux. Ainsi, avant l'épanchement des basaltes du plateau de Chup, les zones immergées de la région ont subi un cuirassement témoignant d'un climat humide de type tropical, à saisons alternées.

- sous cet ensemble, le sondage n° 175 montre une épaisseur de 110 m d'argile qui correspond dans les autres sondages à des niveaux alternés de sable et d'argiles. Ce cycle de dépôt paraît correspondre à un épisode de sédimentation assez calme avec un lit du Mékong relativement restreint puisque les niveaux sableux observés dans les sondages de la bordure du massif ne sont pas présents dans le centre du massif de Tapao. L'énorme épaisseur d'argile déposée au sondage n° 175 ne peut s'expliquer que si la région subissait, à cette époque, un ennoyage progressif et continu favorisant une telle accumulation.

- notons que des bois situés à -70 m d'altitude (Tapao n° 1) ont fourni, grâce au carbone 14, une date antérieure à 35 000 ans.

- enfin, le dernier cycle de sédimentation observable uniquement dans le sondage 175, correspond à un ensemble de niveaux sableux et argilo-sableux d'au moins 80 m d'épaisseur, apparemment sans niveau de galets. Il semble qu'on ne puisse guère émettre d'hypothèse quant à l'interprétation à donner à ces niveaux par manque d'éléments de comparaison dans les autres sondages.

1 - 3 Massifs de Krek - Mimot

Les massifs de Krek et Mimot sont situés à l'est des précédents, la route de Kompong Cham à Snoul les recoupe entre les villages de Krek et de Mimot. Ils affectent chacun une allure grossièrement circulaire. Y. HENRY (1931) les a décrits. On possède deux sondages sur la plantation de Krek au nord de la route nationale au sud de la parcelle n° 26. Ces sondages, donnés en annexe, ont été implantés vers 50 m d'altitude.

1. 3. 1. Structure.

Bien que les deux massifs de Krek et de Mimot soient alignés avec celui d'An Loc au Sud Viet-Nam et que cet alignement corresponde à la direction générale NW-SE de l'ensemble des "Bas Plateaux" il apparaît que cette direction structurale n'est pas la seule et surtout n'est peut-être pas la principale pour l'explication structurale de la région.

Une étude attentive du massif de Krek fait ressortir le fait suivant : le bord ouest du massif est formé grossièrement de deux plateaux de direction générale NNE-SSW ; le plateau méridional qui culmine à 125 m est séparé du plateau situé au Nord (150 m environ) par un étranglement marqué sur les cartes par le rapprochement de la courbe de niveau de + 100 m. Cet étranglement marque le passage de la ligne de fracture générale NW-SE qui passe par les phnoms Chhlong, Chalang et le sommet du plateau de Mimot. L'alignement des deux plateaux paraît correspondre à une ligne de fracture, des lèvres de laquelle se sont épanchées les coulées, jalonnée d'ailleurs par les phnoms Knang Ronol, O Kheal et Sampong Lop. Si l'on poursuit : tout d'abord cette ligne emprunte la partie N-S du cours du Prek Chhlong qui, à ce niveau, fait un double crochet dans sa pente générale NW-SE ; la seconde constatation est bien plus importante : on note, en effet, que la direction NNE-SSW est dans le prolongement de la faille du Phnom Pô (voir III, 1) et de la coulée basaltique qui se trouve au pied.

Cette zone de fracture est majeure car c'est elle qui commande la répartition des sédiments quaternaires situés à l'Ouest. En effet, à l'ouest de cette faille, les basaltes reposent sur les alluvions de la terrasse de + 100 m, effondrée de 80 à 100 m, alors qu'à l'est les basaltes reposent sur cette même terrasse gauchie mais non dénivellée.

La réalité de cette faille affectant la terrasse de + 100 m est prouvée par la présence aux alentours de Phoum Kompong Réang (piste d'Amber à Chhlong, limite des provinces de Kratié et de Kompong Cham), donc dans le compartiment effondré, de petits affleurements d'une terrasse actuellement aux alentours de la côte + 25 m dont tous les éléments sont identiques à ceux de la terrasse de + 100 m et que nous n'hésitons pas à assimiler à cette dernière. Cette terrasse est constituée d'une nappe de galets de quartz, rhyolite, phtanite, tourmalinite, basaltes, bois fossiles et roches anciennes quartzites ; elle est cimentée par un grès très fortement ferruginisé. Nous avons là très nettement des lambeaux de la terrasse de + 100 m du Phnom Pô qui actuellement forment de petites buttes témoins, de surfaces réduites et dominant la plaine d'environ 6 à 8 mètres.

Les coulées de Krek et Mimot masquent donc un noeud structural important : la rencontre d'une faille quaternaire majeure NNE-SSW postérieures à la terrasse de + 100 m et d'une fracture NW-SE. La structure se complique à l'est de la faille NNE-SSW du fait que la terrasse de + 100 m a été gauchie postérieurement à son élaboration et qu'elle plonge légèrement vers le Sud à partir du Phnom Pô (voir III, 1).

1. 3. 2. *Stratigraphie.*

La stratigraphie des sondages de Krek peut être divisée en trois termes principaux. De haut en bas on a :

- 14,6 m d'alluvions argilo-sableuses, coiffées d'un niveau d'un peu plus d'un mètre de latérite plus ou moins argileuse.

- 54,25 m d'alluvions grossières, sableuses et même caillouteuses (galets ?).

Dans cette série grossière sont interstratifiées trois coulées basaltiques peu épaisses mais bien individualisées. La plus ancienne a 0,91 m d'épaisseur; la suivante 1,22 m et la plus ancienne 3,96 m dans le puits n° 1. On retrouve ces trois coulées dans le sondage n° 2 qui s'est arrêté dans la plus profonde; les épaisseurs des couches basaltiques y sont quelques peu différentes, en particulier la coulée supérieure n'a que 1,83 m.

La base de la première nappe basaltique se trouve à 54,6 m de profondeur soit aux alentours de + 5 m d'altitude absolue. On retrouve là, la même altitude que pour les sondages de Chup et Tapao; ce qui nous prouve que ces sondages ont été implantés dans le compartiment ouest de la faille du Phnom Pô que nous avons décrit précédemment.

Si l'on retrouve bien dans cette stratigraphie le niveau grossier existant à Tapao (n° 175) sous les basaltes et le niveau d'argile sous-jacent, la différence de cette coupe de Krek provient du fait que les basaltes y sont recouverts de plus de 40 m d'épaisseur d'alluvions postérieures.

Est-ce à dire que nous trouvons ici très près de la grande faille du Phnom Pô, le rejet de cette faille y est plus important et surtout qu'elle a continué à rejouer dans cette zone, même après la dernière émission basaltique, créant ainsi une aire de sédimentation privilégiée? On retrouve là un peu ce que nous trouvons au sondage 204 de Kompong Cham centre dans lequel la base de la première coulée basaltique se situe à -45 m d'altitude absolue, alors qu'à l'Ouest, on retrouve une cote générale d'environ + 10 m pour cette même base. Cette observation serait en faveur de l'existence d'une faille nord-sud longeant le Mékong entre Prek Kak et Kompong Cham, parallèle donc à celle du Phnom Pô, la zone du compartiment effondré proche de la faille ayant un rejet plus important que l'ensemble du compartiment. Cette hypothèse aurait l'avantage d'expliquer par la même occasion la position altimétrique élevée de la base de la couche de basalte de Prek Kak et l'apparition au sud de cette zone d'affleurements mésozoïques.

2.- CONCLUSIONS

Au point de vue structural, l'image que nous donnent les Bas Plateaux basaltiques s'est quelque peu éclaircie. Le fait majeur est l'existence d'une ligne de fracture passant par le flanc ouest du Phnom Pô et les plateaux de Krek, à l'ouest de laquelle n'affleure pratiquement pas le socle anté-quaternaire. Cette fracture est postérieure au niveau de + 100 m qu'elle dénivelle de 80 à 90 m comme en témoignent les lambeaux de cuirasse latéritique et de terrasse se trouvant actuellement près de Chhlong ou le long de la route nationale entre Suong et Krek, à des altitudes absolues de + 20 m environ. Le compartiment effondré est lui-même complexe comme on peut le voir à partir des différentes altitudes auquel-

les se trouve la base des coulées basaltiques : + 10-15 m à Chamcar Andong, + 5 à 15 m à Chup, niveau de la mer à Krek, -45 m à Kompong Cham, + 30-40 m à Prek Kak. Il paraît certain que ce compartiment est découpé de failles presque parallèles à celles du Phnom Pô : Prek Kak-Kompong Cham, Tapao-Thmar Pich-Peam Chéang et certainement de failles et de structures orthogonales comme celle de Phnom Têt-Phnom Srei-Peam Chéang qui se prolonge par la vallée du Vaïco oriental. Cette dernière ligne de fracture est majeure car elle sépare les deltas du Mékong et du Donnaï.

Les fractures méridiennes ont tendance à plonger vers le Sud. Sans vouloir revenir sur la notion "d'arc disjonctif", tel qu'elle a été appliquée par SAURIN (1935) à cette région, nous voudrions insister sur le fait que, si à l'échelle de l'Indochine méridionale l'ensemble des coulées basaltiques quaternaires s'emplace bien dans une structure de type "arc disjonctif", à une échelle d'observation plus fine, il semble que les lignes structurales primaires ne puissent rentrer dans un tel schéma.

La région des Bas Plateaux est ainsi une zone tectonique importante, puisque c'est par elle que se fait le passage de l'Indosiniaz au Nord à la zone deltaïque au Sud. Elle correspond en quelque sorte à une marge cratonique où les phénomènes dominants ne sont pas de type flexure mais de nature cassante. La subsidence du delta Mékong-Donnaï a favorisé la création d'une bande de terrain profondément faillée à partir d'un niveau de pénéplaine ancien (+ 100 m), actuellement cicatrisée par une chape basaltique. La pénéplaine de + 100 m et les basaltes des Bas Plateaux donnent les repères chronologiques extrêmes entre lesquels s'encadre la phase tectonique principale de ce mouvement.

Nous avons été amené à admettre que la (ou les) séquence sédimentaire recouverte par les basaltes de la région correspond à un cycle d'alluvionnement se rapportant au niveau de + 100 m. C'est donc la série la plus ancienne du Quaternaire cambodgien ; sa base inconnue contient peut-être du Tertiaire. C'est dans les sondages en milieu deltaïque, au Sud Viet-Nam, qu'on peut en trouver l'équivalent. SAURIN (1964) a décrit un certain nombre de sondages à Saïgon qui ont touché le socle mésozoïque vers -170 - 195 m : une couche d'argile latéritique (entre -38 et -68 m) paraît générale dans toutes ces coupes. Il serait tentant de paralléliser ce niveau à celui que nous avons mis en évidence dans la région des Bas Plateaux et qui coiffe le sommet des alluvions sous basaltiques. Dans ce cas, les argiles latéritiques des coupes du delta ne seraient pas les témoins d'une émergence ou d'un épisode régressif mais le témoin, en plein delta, de l'effondrement du niveau de + 100 m qui le borde ; ce qui restreindrait de façon notable l'épaisseur du remblaiement deltaïque depuis cette époque.

Cela nous amène à contester la notion même de delta appliquée à cette région et plus particulièrement à ce qu'il est convenu d'appeler "delta du Donnaï". En effet, dans ce cas, nous avons affaire à une structure bordée à l'Ouest par une ligne de fracture (Phnom Têt... Vaïco oriental), jalonnée à l'Est par des basaltes suivant une direction parallèle et fermée au Nord par les basaltes des Bas Plateaux. La dépression ainsi formée est peu profonde (de l'ordre de 200 m à Saïgon, peut-être 250 à 300 m dans notre zone où le socle n'a pas été atteint). Beaucoup plus qu'un delta nous avons là un graben, un fossé d'effondrement du type de celui du

Grand Lac dont il a d'ailleurs sensiblement l'orientation. Il n'est pas dit qu'à l'instar de la cuvette du Grand Lac, le graben de Saïgon ne soit pas clos vers le Sud par une remontée anticlinale qui serait le prolongement du "seuil de Soc Trang" vers l'Est.

Nous avons montré que les basaltes pouvaient être divisés en trois émissions principales très souvent bien individualisées (Kompong Cham, Krek) et que l'activité volcanique s'était poursuivie par une phase explosive dont les éléments étaient de plus en plus fins avec l'extinction progressive de cette activité. Les terres rouges qui recouvrent d'un manteau uniforme toutes les coulées et souvent les débordent, correspondent à cette phase ultime d'explosion (cendres fines, lapilis). Nous étudierons plus en détail les basaltes dans la dernière partie de ce travail.

Au point de vue stratigraphique, les alluvions sous les basaltes ont un certain nombre de caractéristiques communes dans tous les sondages. De haut en bas :

- Il semble qu'une couche d'argile latéritique ou de latérite indurée existe au sommet des alluvions sur quelques mètres. Ce niveau qui affleure sous forme de lambeaux de cuirasses dans la plaine entre les massifs de Chup et de Mimot correspond à la cuirasse de la terrasse de + 100 m que nous avons décrite au Phnom Pô (partie III, chap. 1). On peut tenter, mais sans beaucoup d'arguments pour l'instant, de la synchroniser avec les niveaux de latérite qu'on trouve vers 38 à 68 m de profondeur dans les alluvions du delta.
- La première séquence qui suit est composée d'argile et de sablon-limoneux ou même de sable mais en général de matériaux relativement fins. Elle est épaisse de 10 à 30 m suivant les endroits.
- En-dessous, de Chamcar Andong à Tapao, un niveau plus ou moins épais (un à plusieurs mètres) de graviers et de galets, semble être constant et représente un épisode fluvial important, correspondant à un charriage de matériaux conséquent dans la vallée du Mékong.
- La troisième séquence observée, qui se poursuit peut-être par endroit jusqu'au socle non atteint, est composée de sable et d'argile, en général un peu plus grossiers que dans la séquence sommitale. Elle représente cependant des conditions de sédimentation assez stables et calmes. Cette séquence est épaisse de 110 m au maximum (à Tapao). Un niveau de bois à -70 m d'altitude y est daté de plus de 35 000 ans.
- La dernière séquence, observée uniquement à Tapao, a plus de 80 m d'épaisseur ; elle est composée de sable et d'argile sableuse.

Cette stratigraphie, qu'on ne peut détailler plus finement faute d'avoir vu les échantillons, est du type de celle des sondages de la région de Saïgon. En particulier les niveaux de galets et de bois (SAURIN, 1964) pourraient être parallélisés, mais nous ne possédons pas de critères sûrs permettant de le faire. Nous avons là le même type de sédimentation avec, il est vrai, des passées marines ou lagunaires dans la région de Saïgon ; c'est un argument de plus pour faire de cette région une même unité structurale dont l'évolution et l'histoire ont été identiques.

On aurait ainsi la succession suivante de haut en bas :

	cendres volcaniques (terre rouge)	
	BASALTES (3 épisodes)	650 000 ans
	phase tectonique importante (faille du Phnom Pô)	
Pléistocène	latérite (cuirasse) phase sèche	
	dépôt argilo-sableux (10-30 m)	
inférieur	dépôt de graviers et galets (pluvial important)	
	dépôt sablo-argileux (110 m)	
	(dépôt de sable et argile sableuse)	

Tableau n° 15

Nous pouvons nous poser la question de savoir à quoi correspond au point de vue climatique le niveau grossier à galets qu'on trouve de façon assez systématique dans les séquences sédimentaires sous basaltiques. Ces alluvions se trouvant dans la vallée du Mékong, il est évident qu'ils reflètent une période de très gros débits de ce fleuve. Or, on sait qu'à l'heure actuelle la crue du Mékong est tributaire de la fonte annuelle des glaciers tibétains ainsi que de la pluviométrie sur son bassin versant, principalement à l'est du fleuve (pluies sur la chaîne annamitique et typhons sur les côtes vietnamiennes). C'est ainsi qu'entre Luang Prabang (Laos) et Kratié (Cambodge), le débit annuel du fleuve a passé de 137 à 409.10^9 m^3 en 1961, ce qui revient à dire que le bassin versant du bief (378.10^3 km^2) a fourni plus de 66 % du débit du fleuve à Kratié.

On peut essayer d'imaginer dans ces conditions la "réponse" du fleuve à l'égard d'une période glaciaire ou d'une période pluviale. En période glaciaire les eaux provenant des glaciers himalayens sont réduites au plus strict minimum tandis que le front pluvieux descend vers le Sud et que les zones intertropicales paraissent avoir tendance à se restreindre de part et d'autre de l'équateur.

Pour la péninsule indochinoise, la pluviométrie est dépendante du système des moussons dont on ignore le fonctionnement au cours des temps géologiques et principalement au cours du Quaternaire. Actuellement, en dehors des barrières naturelles formées par les hauts reliefs, on s'aperçoit que l'ensemble de la péninsule de 10 à 30° N a une pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1 et 2 m ("The University Atlas", 1958, London). A priori pour le Cambodge on ne voit guère comment aurait pu évoluer de façon sensible une zone climatique aussi vaste au cours des glaciations.

Par ailleurs, nous avons la preuve (voir III, I) qu'au cours du Quaternaire, des paléoclimats humides et plus ou moins arides ont régné sur la région.

Si l'on admet, comme pour l'Afrique à ces mêmes latitudes (entre 10 et 20° N), qu'aux glaciaires correspondent les périodes arides et qu'aux interglaciaires correspondent les pluviaux, il est évident que pour ces dernières périodes les grands fleuves d'Asie et principalement le Mékong, ont dû voir grossir énormément leur volume par la conjonction des eaux de fonte des glaciers et des eaux de pluie. L'inverse étant vrai pour les périodes glaciaires.

Cependant, il n'est pas prouvé qu'une telle concordance existe pour cette partie du monde où le phénomène des moussons est un phénomène azonal dont on ignore le mécanisme de réaction aux changements climatiques mondiaux.

C'est pourquoi la phase climatique représentée dans les alluvions de la vallée du Mékong par le niveau de galets sous basaltiques, peut aussi bien représenter un interglaciaire qu'un pluvial. Dans l'optique où le phénomène serait comparable à celui de l'Afrique, cette phase représenterait un interglaciaire, soit l'interglaciaire Günz-Mindel puisque ces alluvions sont antérieures aux basaltes datés par ailleurs au minimum à 650 000 ans.

Troisième Partie

QUATERNAIRE CAMBODGIEN

- Les terrasses fluviales.
- Le Quaternaire marin.
- Le volcanisme.
- La préhistoire.

Chapitre Premier

LES TERRASSES FLUVIATILES

AVERTISSEMENT

En tête de ce chapitre, nous voudrions retirer toute équivoque quant aux dénominations que nous avons données aux terrasses fluviales. Nous les avons nommées par leur altitude relative, terrasse de + 100, + 40, + 20 m. Dans notre esprit cela ne sous-entend absolument pas que nous partagions des vues "fixistes" mais nous avons cru bon de conserver la terminologie employée dans la bibliographie de cette partie du monde pour ne pas encombrer la littérature, déjà si surchargée, de noms nouveaux empruntés au vocabulaire local.

La nouveauté d'une description réside plus dans l'interprétation qu'on en donne que dans sa dénomination. La terrasse de + 100 m aurait pu s'appeler "cycle du Phnom Pô", les problèmes qu'elle pose, n'en auraient pas été résolus pour autant. Qu'on nous pardonne cette "faiblesse" de sacrifier aux Anciens.

Beaucoup plus qu'une étude exhaustive de toutes les terrasses fluviatiles du Cambodge, nous présentons l'étude de détail des diverses terrasses morphologiques en prenant à chaque fois la terrasse la plus typique et complète.

Dans l'ensemble de l'Indochine méridionale, on connaît les niveaux fluviatiles suivants (E. SAURIN, 1935) :

- le niveau de 100 m
- la terrasse de + 40 m
- la terrasse de + 20 m
- les basses terrasses de + 10 à + 2 m.

Pour les trois premières terrasses nous prendrons comme type les sites suivants : Phnom Pô (100 m), la terrasse de + 40 m du Mékong entre Kratié et Snoul, la terrasse de + 20 m de Talat (Kompong Speu). La terrasse de + 40 m a déjà fait l'objet d'une étude de détail (SAURIN et CARBONNEL, 1964), tandis que l'étude de celle de + 20 m à Talat a été présentée au Congrès de l'INQUA (1969).

1.- LA TERRASSE DE + 100 m DU PHNOM PÔ

Le Phnom Pô est situé au sud du Prek Té (province de Kratié) au confluent de celui-ci et du Mékong. Il culmine à 102 m d'altitude absolue soit environ 80 m au-dessus du Mékong. Formé de "Grès supérieurs" il a une direction sensiblement N-S.

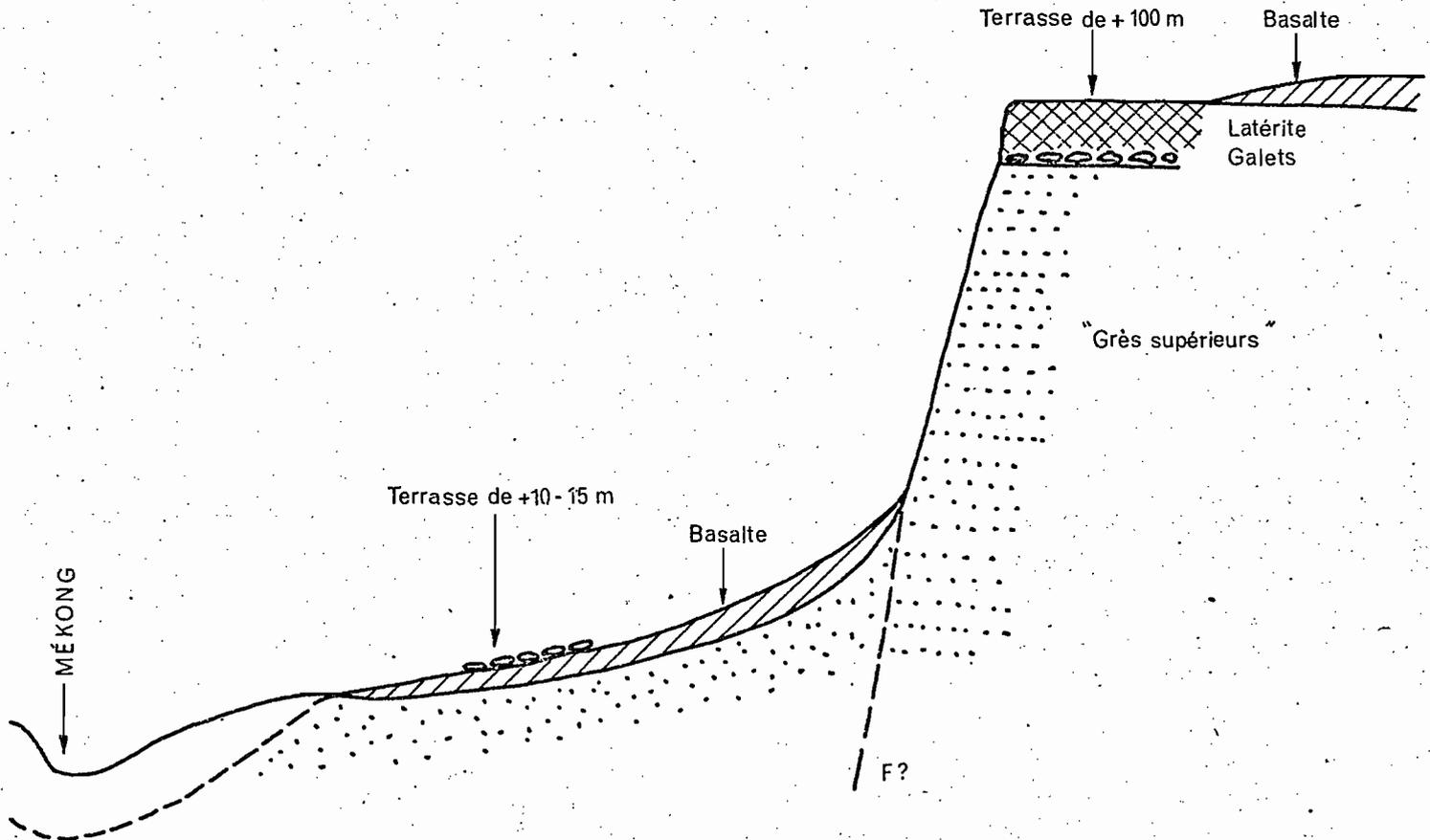
1 - 1 Stratigraphie

Le sommet du Phnom Pô est recouvert d'une carapace latéritique épaisse de plusieurs mètres par endroits. Cette carapace, en réalité, est plus proche d'un grès ferrugineux que d'une véritable latérite type "Bien Hoa". Il semblerait que les "Grès supérieurs" aient subi une très forte arénitisation sur une grande épaisseur et qu'ensuite au sein de cette arène se soient déposés des hydroxydes de fer qui l'auraient cimentée. Les grains de ce grès sont souvent grossiers, pouvant aller jusqu'aux granules ; cependant, nous n'y avons jamais rencontré de véritables galets comme l'écrit SAURIN (1935). On y a décrit *Dipterocarposylon kmerinum*, nov. sp. (BOUREAU, 1952), mais ce bois provient peut-être d'un remaniement comme c'est courant sur les autres terrasses.

Sur la pente abrupte que domine la carapace, à environ 7-8 m au-dessous d'elle, nous avons noté un rassemblement de petits galets de quartz, quartzites, grès supérieurs, rhyolite, sur environ 2 m d'épaisseur.

W

E



Phnom Pô Coupe schématique

Ces galets non en place proviendraient d'un niveau fluviatile situé sous la cuirasse. En faveur de cette hypothèse nous observons : - que le rassemblement le plus abondant de galets est très localisé (1 à 2 m) et qu'il est situé sous la cuirasse, - que nous n'avons jamais observé de galets sur ou dans la cuirasse elle-même et que, d'autre part, la surface très plate de cette carapace ne favorise pas un ruissellement capable d'entraîner ces galets. D'ailleurs le démantèlement de ce niveau ne se fait pas par dissolution des hydroxydes mais par érosion mécanique de très gros blocs qui, une fois détachés, déboulent la pente.

Si notre hypothèse est juste, on ne doit donc pas considérer les grains quartzeux du grès ferrugineux comme le résultat d'une arénisation sur place des "Grès supérieurs" mais comme un sable fluviatile (ayant peut-être remanié une arène) recouvrant une nappe de galets et postérieurement cimentés.

Environ à mi-pente de la colline, on commence à reconnaître les restes d'une coulée basaltique, bien individualisée au village de Phnom Pô même. Cette coulée au niveau du village est recouverte sporadiquement de galets fluviatiles vers l'altitude 25-30 m. Parmi ces galets essentiellement formés de quartz, on reconnaît des petits galets de basalte. Cette nappe de galets a donc remanié la coulée ; elle représente une basse terrasse d'environ + 10-15 m au-dessus du Mékong (fig. 41).

La pente très raide du Phnom Pô et la présence de basalte au pied de cette pente suggère l'existence d'une faille longeant le flanc ouest de la colline, de direction NNW-SSE. Nous avons vu l'importance structurale de cette faille pour la région des Bas Plateaux.

1 - 3 Extension de la terrasse de + 100 m

Cette terrasse bien individualisée au Phnom Pô se poursuit plus au Sud et principalement au Sud Viet-Nam où on la retrouve à des altitudes différentes.

Directement au sud du Phnom Pô, un ensemble de petites collines sont les restes de cette surface de 100 m. Notons le Phnom Dambang qui culmine à 128 m mais dont la courbe de 100 m a une très grande extension, de même les phnoms Kroch, Kbak Ok, Tmako. La coulée basaltique de Snoul qui culmine à 181 m recouvre cette surface.

A Tuc Trung (Sud Viet-Nam) cette surface latérisée est recouverte de basalte. Vers le Sud, elle plonge jusqu'à arriver à l'altitude de + 40 m à Nha Bich sur le cours moyen du Song Bê (SAURIN, 1935). Au Cambodge on le retrouve près de Mimot au Phnom Ola à + 70 m.

Ainsi, cette surface a été gauchie par des mouvements postérieurs à sa formation ; mouvements qu'on peut mettre en relation avec la phase d'éruption qui l'a recouverte d'une nappe basaltique.

Du Phnom Pô à Nha Bich, la dénivellation est de 60 m, ce qui correspond sensiblement à une pente générale de 1/2 000ème ; notons qu'entre

Phnom Pô et Mimot cette pente est légèrement plus forte que plus au Sud vers le Song Bê.

Cette pente est nettement plus forte que celle du Mékong actuel dans la région, entre Stung Treng et Kratié, elle est de 2,4/10 000ème, entre Kratié et Kompong Cham de 0,27/10 000ème et entre Kompong Cham et Phnom Penh de 0,004/10 000ème.

1 - 3 Age de la surface de + 100 m

Le fait que cette surface soit en quelque sorte fossilisée par les coulées principales de l'ex-Cochinchine orientale, nous permet de la dater. En effet, nous avons pu dater la coulée basaltique de Xuan Loc (Sud Viet-Nam) grâce aux "traces de fission" de l'Uranium des zircons contenus dans ce basalte (CARBONNEL et POUPEAU, 1969). La date de 650 000 ans a été retenue pour le dernier épisode éruptif, l'âge de la surface de 100 m serait donc antérieur à cette date et, se placerait ainsi à la fin du Pléistocène inférieur, ce que SAURIN (1967) dans le cadre d'une chronologie relative a admis récemment.

Cette surface morphologique de 100 m qui, dans le Cambodge oriental est une surface fluviale, est à comparer à celle de même altitude du massif des Cardamomes qui est aussi recouverte de basalte. L'hypothèse que nous avons émise d'une origine tectonique de cette surface pour le Cambodge occidental, est donc à revoir à la lumière de cette constatation. L'absence de dépôt sur les "terrasses" du massif des Cardamomes serait peut-être due uniquement à leur totale érosion et nous ne devons pas, au moins pour la surface de 100 m et celles situées plus bas, rejeter l'hypothèse de leur origine fluviale. Il est en tout cas troublant de constater cette même disposition morphologique des coulées basaltiques de part et d'autre du Cambodge médian.

2.- LA TERRASSE DE + 40 m DU MEKONG

La terrasse de + 40 m du Mékong présente un grand développement sur la rive gauche du fleuve où on peut la suivre pratiquement de façon continue de Stung Treng à Snoul. Cette terrasse a été, elle aussi, gauchie, elle passe de + 60 m à Stung Treng à + 30 m à Snoul, avec une pente générale d'environ 1/5 000ème.

Nous étudierons la coupe type de Sré Sbau située au km 312 de la route RN 14 à environ 1 km au nord du village de Sré Sbau.

2. 1. 1. Coupe de Sré Sbau (Fig. 42).

Cette coupe qui, à l'affleurement a une épaisseur d'environ deux mètres permet d'observer, de bas en haut, les horizons suivants :

- Sable argileux jauné dont le substratum n'est pas visible, contenant des concrétions calcaires ;
- Couche de 0,30 à 0,35 m, formant corniche, formée de galets fluviatiles et de bois silicifiés, cimentés par un ensemble graveleux de pisolithes et concrétions ferrugineuses, d'argile sableuse et de calcaire ;
- Niveau discontinu et peu épais de concrétions calcaires. Nous appellerons cet ensemble 1 à 3 la "latérite inférieure" ;
- Sable argileux (sables "intermédiaires"), épais de 0,60 m ;
- Niveau d'une dizaine de centimètres de pisolithes et concrétions ferrugineuses et de petites concrétions calcaires, que nous appellerons "latérite supérieure" ;
- Des sables terminent la coupe, sur 0,60 à 0,80 m d'épaisseur, et forment la surface du sol couvert de forêt-claire.

Dans le détail, les divers termes de cette coupe donnent lieu aux remarques qui suivent :

a - Les sables.

Granulométriquement, les fractions sableuses (> 50 μ) des niveaux 1, 4 et 6 sont similaires

Médiane	Classement
1. 0,100 mm	1,49
4. 0,100 mm	1,57
6. 0,125 mm	1,57

L'indice de classement $\sqrt{Q_3/Q_1}$ est quasiment identique pour les trois sables ; selon Trask, ce sont des sables "bien classés" à "très bien classés". Le pourcentage de fraction fine, plus petite que 50 μ , est de 42 % dans le sable 1, de 50 % dans le sable 4 et de 26 % dans le sable superficiel 6. Pour ces deux derniers, la différence de teneur en fraction indique que les particules inférieures à 50 μ du sédiment supérieur ont pu migrer vers le bas avec les eaux de percolation et y ont pu créer ainsi un niveau imperméable au dépôt de la latérite 5.

Nous employons ici le terme de "latérite" dans son sens le plus large sans lui associer une définition génétique. Il correspond au mot cambodgien "thmâr bay krim" (pierre grains de riz brûlés) qui désigne toutes les roches ou sédiments plus ou moins ferrugineux ayant une couleur rougeâtre. L'origine de ce mot provient de la description des cuirasses pisoli-

thiques qui, en effet, ont l'aspect de riz brûlé. La complexité des dépôts que nous décrivons nous a forcé d'utiliser un mot global ("latérite sédimentaire") que nous conservons puisqu'il a fait l'objet d'une publication (SAURIN et CARBONNEL, 1964).

b - La "Latérite inférieure".

Les galets fluviatiles qui y sont englobés, ont un diamètre de 10 à 15 cm ; ils sont essentiellement siliceux : on y trouve des quartz, des quartzites micacés, des phthanites plus rares, des bois silicifiés très roulés et ovalisés. Ces derniers, provenant de terrains mésozoïques érodés, voisinent avec d'autres bois, plus nombreux, peu ou non roulés, qui témoignent d'une végétation arborée de peu antérieure à l'épandage des galets, ou contemporaine.

Parmi les galets, il en est d'aménagés, qui indiquent l'existence d'une "pebble-culture" à ce niveau, avant sa latéritisation (SAURIN, 1964 et 1966).

Les galets et les bois sont couverts d'une patine ferrugineuse pénétrant les quartz sur une épaisseur qui peut atteindre 5 mm, également antérieure à cette latéritisation et qui paraît sans rapport avec elle.

Le ciment qui englobe galets et bois silicifiés est fait d'un ensemble de concrétions et pisolithes ferrugineux, de sable fin et d'une pâte argilo-calcaire jaune.

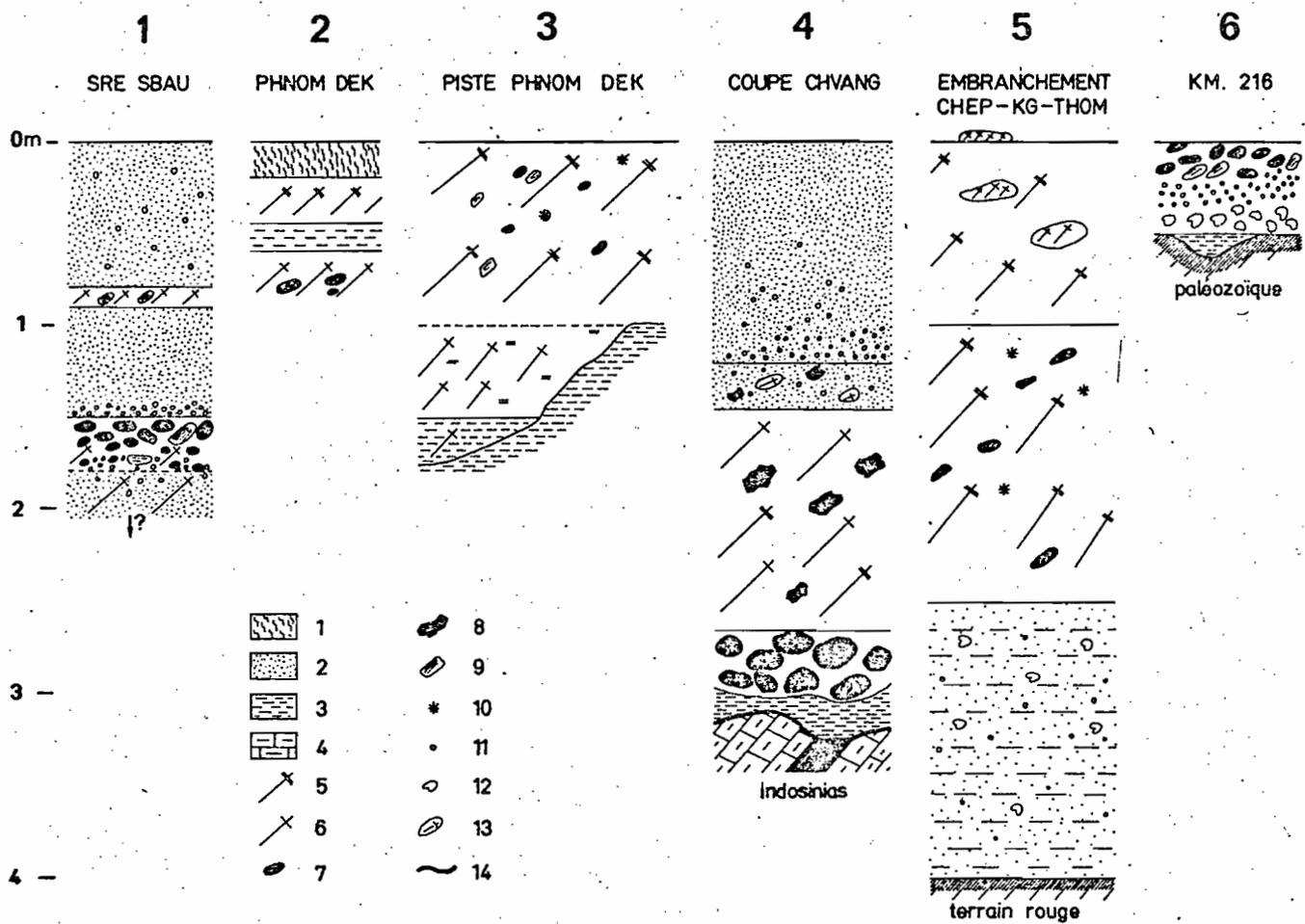
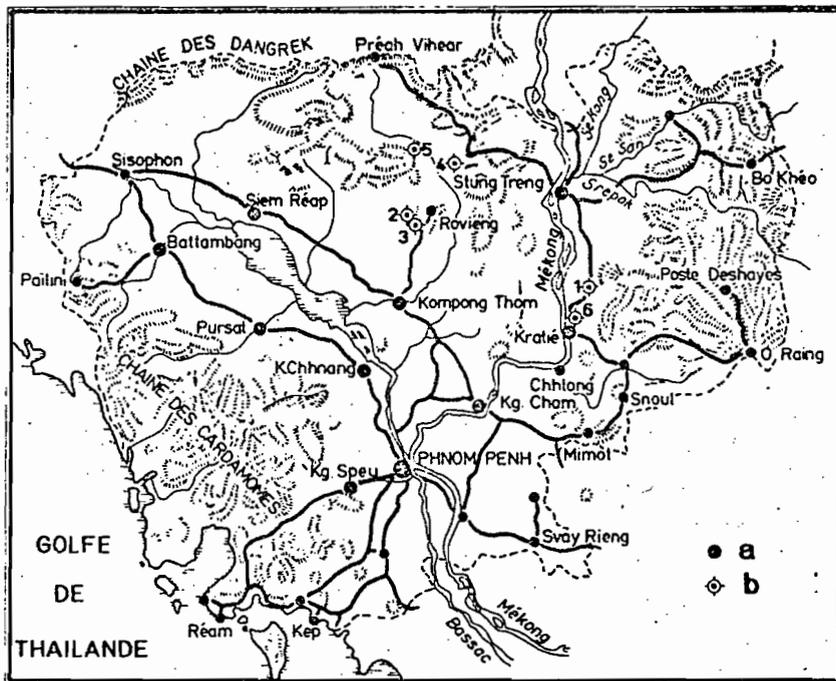
Les concrétions ferrugineuses peuvent atteindre 1 cm ; elles sont de forme irrégulière, toutes recouvertes en surface d'une mince couche limoniteuse brun-jaune mais leur nature est variée : les unes sont formées d'hydroxyde ferrique cimentant des grains de sable et constituent ainsi des nodules de grès ferrugineux, rouges ou brun-rouge à l'intérieur ; d'autres, beaucoup plus rares, sont des nodules d'argile ferrugineuse durcie ; d'autres encore, abondantes, sont noires à l'intérieur ; elles contiennent du manganèse (3 %) et de la matière organique ; ces dernières ont une fine texture alvéolaire et sont assez friables.

Il existe enfin des pseudo-concrétions de même taille, très rares qui ne sont autres que des débris de bois entièrement ferruginisés.

Les pisolithes ferrugineux, bien arrondis, ont de 2 à 5 mm de diamètre : leur surface, comme celle des concrétions, est brune et limoniteuse ; l'intérieur est noir ; nous reviendrons sur leur structure qui est concentrique. Leur noyau est formé de grès ou argiles ferrugineuses constituant les concrétions précédentes, de sorte que la formation des pisolithes paraît postérieure à celle des concrétions.

Aux pisolithes dont ils ont la structure en feuillets parallèles, peuvent se rattacher des dépôts ferrugineux en forme de gouttes, de larmes et de coulées que l'on observe parfois sur les galets et bois silicifiés.

Les concrétions calcaires sont sub-sphériques, à surface mamelonnée, de grande taille (5 à 7 cm), généralement massives, mais parfois creuses et renfermant alors du sable argileux ; leur pâte englobe d'ailleurs de nombreux grains de sable ; leur teneur en calcaire va de 59 à 67 %. Elles



Les latérites du Cambodge

Coupes principales

n'ont pas de structure interne mais sont recouvertes d'une pellicule de calcite.

Le sable du ciment est fait de quartz non usés, avec quelques grains éoliens rares ; les grains propres sont en majorité et les grains sales, rougis de fer, beaucoup moins fréquents que l'on ne pouvait le supposer.

La pâte argilo-calcaire contient en moyenne 20 % environ de calcaire ; celui-ci est notamment concentré en minces pellicules autour des pisolithes.

c - La latérite supérieure.

Ce niveau est formé d'un ensemble de pisolithes et concrétions ferrugineuses, isolés (42 %) ou soudés ensemble par du calcaire (36 %) et de concrétions calcaires (22 %).

Les pisolithes peuvent avoir jusqu'à 15 mm ; ils sont très souvent de forme irrégulière ; ce sont en fait des agglomérats de pisolithes élémentaires sub-sphériques, ou des fragments de grès ferrugineux soudés par des hydroxydes de fer en minces feuillets parallèles. Beaucoup sont craquelés, ou marqués à leur surface de lignes en léger relief qui résultent d'un remplissage ultérieur de ces craquelures.

Des concrétions sub-sphériques (10 mm en moyenne) à surface limoniteuse et pustuleuse, noires à l'intérieur, correspondent, aux concrétions manganésifères et organiques noires de la latérite inférieure, mais sont ici plus régulières.

Enfin, les "pseudo-concrétions", débris de bois ferruginisés pouvant atteindre 20 mm à structure parfaitement conservée, sont abondantes dans ce niveau, leur couleur superficielle est identique à celle des éléments précédents, qui sont en outre vernissés.

Concrétions et pisolithes sont parfois cimentés par un calcaire qui englobe aussi des grains de quartz et de l'argile.

Les concrétions calcaires sont beaucoup plus petites (20 mm) que dans le niveau inférieur. Elles renferment aussi une certaine proportion de sable et d'argile ; trois dosages ont donné une moyenne de 67,6 % de CaCO_3 . Leurs pores et leur surface sont de même bordés d'un fin liseré de calcite.

2. 1. 2. *Autres coupes.*

a - Phnom Deck.

Au village de Phnom Deck, un puits de recherche d'or nous a livré la coupe suivante, de bas en haut :

- à la base, du fond du puits (-3 m) jusqu'à -2 m, latérite grumeleuse-alvéolaire contenant des galets de quartz et de rhyolite.
- banc d'argile blanche, épais de 1,50 m.

- gravillons latéritiques, assez menus et homogènes (0,25 m).
- terres sablo-argileuse superficielle (0,20 m).

L'élément important de cette coupe est la présence d'un banc d'argile imperméable entre deux formations latéritiques, de faciès différents, ce qui montre bien leur indépendance.

b - Piste de Phnom Deck.

Non loin de ce village, une tranchée de la piste qui le relie à la route de Rovieng présente de bas en haut la succession suivante :

- substratum érodé d'argile blanche ;
- argile vermiculée de rouge et de blanc ;
- graviers latéritiques argileux, meubles, avec rares bois silicifiés et galets de quartz ;
- gravillons ferrugineux, parfois cimentés en surface, avec tectites. Cette couche superficielle est mince.

Les tectites ne se rencontrent pas en place au-dessous de 0,30 m de profondeur ; elles peuvent appartenir au sommet de la couche 3.

L'argile vermiculée 1 correspond à une formation très fréquemment signalée, sous la couche ferrugineuse, dans les pays à latérites où elle est encore appelée "zone tachetée" ou "lithomarge" (BUSHINSKIJ, 1958). Elle est fréquente au Sud Viet-Nam. C'est ici le seul exemple que nous ayons rencontré dans cette région du Cambodge oriental. On remarquera qu'elle repose sur une autre argile non tachée, blanche, dont elle paraît indépendante et dont elle remplit les dépressions. Cette argile vermiculée ne peut donc ici jouer le rôle de zone intermédiaire entre une "roche mère" et la couche de latérite ferrugineuse, rôle qui lui est attribué ailleurs.

c - Embranchement de Chhep.

A l'embranchement de la bretelle de Chhep, sur la piste de Cheom Ksan à Kompong Thom, on note de bas en haut :

- substratum plissé de grès et schistes gréseux rouges mésozoïques ;
- argile sableuse avec concrétions calcaires et pisolithes ferrugineux isolés dans la masse (1,50 m). Les concrétions calcaires peuvent atteindre 10 cm ; elles ont un aspect carié. Un essai sur l'une d'elles indique une teneur de 85,58 % de CaCO_3 . Elles englobent des particules argileuses et ferrugineuses et quelques grains de quartz ;
- concrétions pisolithiques cimentées, passant à une latérite grumelleuse, contenant des galets roulés de quartz, tourmaline, phtanite, andésite (1,50 m).

Vers le sommet de cette couche a été trouvée une tectite en place, à 1,50 m au-dessus de la surface du sol. Des tectites assez fréquentes se trouvent par ailleurs dans les éboulis de l'ensemble de la coupe.

- gravillon latéritique meuble à pisolithes et concrétions isolées, très dense, avec peu de parties meubles intermédiaires (1 m). Au milieu de ces gravillons, et à différents niveaux, on observe toutefois des blocs formés de gravillons fortement cimentés, pouvant atteindre ici 0,50 m de diamètre, que nous appellerons des "gâteaux". Ces structures peuvent être résiduelles (les gravillons meubles proviendraient alors de leur érosion) ou résulter au contraire d'un concrétionnement plus accentué. Nous penchons pour cette dernière explication, car nous avons observé ailleurs des concrétions soudées en petits agglomérats (latérite supérieure de Sré Sbau) ou des rognons formés de concrétions et de parties meubles réunies par une enveloppe ferrugineuse à feuilletés concentriques (latérite supérieure du kilomètre 335).

D'autre part, à 12 km au nord de cette coupe de l'embranchement de Chhep, la piste de Trapéang Préam traverse un petit plateau entaillé par un ravin ; la surface et particulièrement les bords en sont couverts par une véritable cuirasse formée de "gâteaux analogues", mais continus, dont le gros pans érodés se sont éboulés sur les pentes et au fond du ravin, disposition classique en pays latéritiques. Les gâteaux épars au sein des gravillons de la coupe de l'embranchement nous semblent ainsi résulter d'un début de cuirassement, entièrement réalisé à 12 km de là sur la même surface.

d - Coupe du kilomètre 12, sud-est de Chhep.

Sur la piste de Chhep à Thalabârivat, à 12 km au sud-est de Chhep, affleurent des grès mésozoïques, lie-de-vin non altérés. Ils sont surmontés par 0,50 m de latérite compacte. Au-dessus, une couche argilo-sableuse de 0,20 m contient des gravillons ferrugineux, des morceaux de quartz non roulés, des bois silicifiés à croûte d'altération ferrugineuse provenant de l'altération de la partie supérieure de la latérite compacte, des cristaux de pyrite et des tectites. Cette couche est recouverte de 0,30 m de sable superficiel.

e - Chvang.

Près de Chvang des tranchées de prospection permettent de relever une belle coupe des formations superficielles avec de bas en haut :

- substratum paléozoïque constitué par des dolomies avec intercalations de schistes, inclinées de 30° vers l'est ;
- argile lacustre moulant le relief érodé du substratum ;
- remplissage de gros blocs roulés de quartz qui forment des lentilles dans les dépressions.
- latérite à gros "gâteaux" compacts contenant des quartz et des phtanites non roulés, épaisses de 1,20 m. Cette couche constitue l'équivalent de la latérite inférieure de Sré Sbau ;
- sables avec petits morceaux de quartz non roulé et quelques gâteaux ferrugineux (0,25 m) ;

- sables contenant à leur base des pisolithes ferrugineux (1,20 m). Les niveaux 4 et 5 équivalent à la latérite supérieure et au sable superficiel de Sré Sbau.

f - Phum Russey.

Sur la piste de Chvang à Thalabârivat, à 7 km au nord de cette dernière localité, près du village de Russey, affleure une latérite compacte contenant des galets dont certains aménagés et des bois silicifiés.

Elle est surmontée de sables avec gravillons ferrugineux et tectites parmi lesquels des exemplaires sans forme figurés. Cette couche vient presque directement au contact de la latérite compacte. Cette dernière a subi une érosion si l'on en juge par la quantité de bois silicifiés épars en surface. Il en a été de même pour les sables superposés, ce qui a amené la concentration des gravillons superficiels.

g - Coupe du kilomètre 216 (Prek Té).

Sur la rive droite du Prek Té, près de Kompong Svayagou, au kilomètre 216 de la route 14, entre Snoul et Kratié, le substratum formé de quartzites cambriens orientés E-W et pendant vers le Sud, est creusé de poches remplies d'argile lacustre jaune, peut-être néogène.

Sur ce substratum arasé s'est déposée une couche sablo-argileuse qui renferme des concrétions calcaires de forme irrégulière et cariées pouvant mesurer jusqu'à 10 cm et dont l'une nous a donné une teneur de 70 % CaCO_3 .

Cette couche supporte des concrétions et pisolithes ferrugineux englobant dans leur partie supérieure des galets fluviatiles, dont certains aménagés, et des bois silicifiés.

Des gravillons superposés, moins denses, qui terminent la coupe contiennent des tectites.

Les coupes précédentes dont les successions sont comparables nous ont permis de retrouver les deux niveaux de latérite relevés à Sré Sbau. On y note évidemment des variations de détail dont la principale est l'absence, dans certaines d'entre elles (piste de Phnom Deck, embranchement de Chhep, kilomètre 12 au sud-est de Chhep, kilomètre 216) de séparation bien nette entre ces deux niveaux et de "sables intermédiaires". On remarquera aussi les variations d'épaisseur des couches latéritiques et l'on peut noter que les plus épaisses se sont formées dans des dépressions : poche d'érosion sur la piste de Phnom Deck, plaine alluviale de Chhep au-dessus de laquelle des latérites de l'embranchement forment une terrasse.

Ailleurs, la couche-repère de galets fluviatiles affleure, mais n'est point cimentée ou nettement englobée par de la latérite, comme à Sré Sbau et au kilomètre 216.

C'est ainsi par exemple que, sur cette même route 14, on peut observer, aux kilomètres 239 (près de Kantuot, 17 km au sud de Kratié) et 335,5 (61 km au sud de Stung Treng), cette nappe de galets auxquels sont aussi associés de nombreux bois silicifiés. Mais lui sont encore mélangés des concrétions et pisolithes ferrugineux isolés, des tectites et au kilomètre 239, des concrétions calcaires (62 à 72 % de CaCO_3). Ces galets et leur cortège reposent là directement sur le substratum rocheux, formé, en ces deux points, de grès mésozoïques inclinés.

On peut envisager dans ce cas une érosion qui aurait désagrégé la latérite inférieure. Mais nous pensons plutôt que le banc de galets se trouvait exondé lors du premier épisode : les tectites, les concrétions et le vernis des pisolithes ferrugineux indiquent que ces gravillons superficiels appartiennent au deuxième épisode.

Ailleurs, enfin, n'apparaissent que les formations latéritiques supérieures :

Au kilomètre 325 de la route 14 (à 13 km au nord de Sré Sbau), on note une couche calcaire cimentant de nombreux pisolithes et des concrétions noires manganésifères. Cette couche est surmontée de sables contenant à leur base des pisolithes isolés et des rognons latéritiques à surface marmelonnée et vernissée ; cette surface est formée de feuilletts concentriques d'hydroxyde de fer. Ces sables contiennent aussi des morceaux non roulés de rhyolites, par endroits couverts du même enduit ferrugineux vernissé qui affecte parfois des formes de coulées, gouttes ou larmes.

L'érosion qui dégage cette coupe ne dépasse pas 1,50 m et n'atteint pas la base de la couche calcaire à pisolithes, au-dessous de laquelle se trouve probablement le banc de galets et sa latérite.

Sur la rive droite du Mékong, à 14 km au sud-est de Chvang, sur la piste de Thalabârivat, on observe, sous une faible épaisseur de sable superficiel (0,10 à 0,20 m), la couche à gravillons ferrugineux avec des pisolithes de couleur vert-brun en surface à noyau terreux noir manganésifères, des fragments de bois ferruginisé, de rares fragments de bois silicifié, des concrétions calcaires et des tectites dont certaines roulées.

A 12 km au sud de Cheom Ksan, sur la piste de Kompong Putrea, on observe une coupe réduite, mais cependant intéressante :

- substratum de grès siliceux blanc, mésozoïque, ondulé, affecté d'une imprégnation ferrugineuse;
- gravillons latéritiques avec tectites et concrétions noires, tendres à l'intérieur, atteignant 5 cm, formées de matière carbonneuse sans structure et enrobées d'une mince pellicule d'hydroxyde de fer limoniteux, brun-jaune en surface. Cette couche est épaisse de 0,20 m ;
- Sable superficiel (0,30 m).

L'intérêt de cette coupe tient à la présence de très abondantes concrétions carbonnées en matière organique et d'un substratum altéré.

2 - 2 Composition chimique et
minéralogique - structure

Une analyse globale de la latérite inférieure de Sré Sbau, débarrassée des galets et bois silicifiés qu'elle empâte, est donnée ci-dessous avec, pour comparaison, d'autres analyses de latérites régionales.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ libre				40,0		
SiO ₂	40,0	41,46	48,2	8,5	50,0	45,8
Al ₂ O ₃	14,07	8,12	13,17	11,2	11,0	12,2
Fe ₂ O ₃	29,14	38,0	26,75	33,0	29,0	29,6
FeO						0,04
MgO				0,5		0,44
CaO				1,2	5,0	0,06
CO ₃ Ca	2,96					
Na ₂ O						0,08
K ₂ O						0,86
TiO ₂		0,08	0,08			0,54
MnO		néant	néant			0,66
Mn	0,90					
P ₂ O ₅						0,17
H ₂ O+	9,31					
H ₂ O-	3,50					9,30

Tableau n° 16

LEGENDE :

1 - "Latérite inférieure" de Sré Sbau ; 2 - Latérite alvéolaire de Kompong Chhang, Cambodge ; 3 - Concrétions latéritiques de l'"argile ancienne" du Grand Lac, Cambodge occidental ; 4 - Latérite alvéolaire de Skoun, Cambodge oriental (BLONDEL, 1929 ; BARNES, 1962) ; 5 - Latérite pisolithique de Savannakhet, Bas-Laos (moyenne de ses divers éléments, d'après CASTAGNOL et PHAMGIA TU, 1940 ; BARNES et PITAKPAIVAN, 1962) ; 6 - Latérite à tectites de Phan Daeng, Thaïlande (BARNES et PITAKPAIVAN, 1962).

Ces analyses sont très comparables, si l'on excepte la teneur en calcaire de la latérite de Sré Sbau, qui se trouve d'ailleurs dans celle de Savannakhet qui doit résulter des mêmes processus.

D'autre part, des analyses de pisolithes ferrugineux, faites séparément ont donné :

	7	8	9
SiO ₂	10,44	9,17	27,20
Al ₂ O ₃	6,44	8,04	10,11
Fe ₂ O ₃	66,26	65,26	44,84
TiO ₂	0,06	0,05	0,01
M ₂ O	0,266	0,065	6,128

Tableau n° 17

LEGENDE : 7 - Pisolithes de la latérite inférieure de Sré Sbau ; 8 - Pisolithes de la latérite supérieure de Sré Sbau ; 9 - Pisolithes du kilomètre 14 au sud-est de Chvang.

Dans la "latérite inférieure" de Sré Sbau (analyse 1), la majorité de la silice est à l'état libre, sous forme de grains de quartz englobés ; le calcul de la teneur en eau de constitution montre que 10 % environ se trouvent combinés dans l'argile de la pâte, proportion comparable à celle de la latérite de Skoun (analyse 4). Dans les bois silicifiés non roulés, la silice est à l'état de quartz à Sré Sbau, de quartz et de calcédoine au kilomètre 216. Par ailleurs, il existe dans les concrétions calcaires et particulièrement à leur périphérie, de la silice amorphe. Des essais sur des concrétions de Sré Sbau montrent que la teneur en calcaire va croissant de la périphérie vers le centre, sans qu'elle puisse être influencée par la répartition des grains de sable, sensiblement identique dans toute la concrétion. On observe parfois, à la surface de celle-ci, de minces plages gris blanc et de fins réseaux alvéolaires qui ne font pas effervescence à l'acide. Il s'agit d'opale ici visible ailleurs finement divisée et mêlée au calcaire.

La faible teneur en eau de constitution indique qu'il n'y a pratiquement pas d'alumine libre.

Le fer rapporté en Fe₂O₃ dans les analyses, est à l'état de limonite dans les concrétions, et principalement de goéthite dans les pisolithes. Si l'on broie ces derniers, on peut remarquer que la poudre est riche en particules sensibles à l'aimant ordinaire, aussi bien dans les pisolithes à noyau sablo-argileux ferrugineux de la "latérite inférieure" que dans les pisolithes à noyau terreux noir manganésifère de la "latérite supérieure" de Sré Sbau et du kilomètre 14 de Chvang. A la goéthite s'y trouve

donc associée un peu de magnétite (ou de magnérite). La poudre des concrétions ne contient qu'exceptionnellement de telles particules isolées de magnétite, comprises dans les minéraux lourds du sable englobé.

La surface des pisolithes, quel que soit leur noyau, de même que celle des concrétions, est recouverte d'un enduit de limonite brune épais de 0,06 à 0,10 mm. Sous cette surface se succèdent jusqu'au noyau des feuillets concentriques de goethite épais en moyenne (sur trois pisolithes de la "latérite inférieure" de Sré Sbau) de 0,009 mm. Nous avons ainsi compté, sur un pisolithe de 5 mm de diamètre, à noyau de 1,78 mm, 178 feuillets. Dans cet ensemble on observe une alternance irrégulière de feuillets noirs de goethite et de feuillets bruns de limonite, identiques à la couche superficielle. Ces cercles limoniteux proviennent de l'altération de la goethite, car ils conservent la structure en feuillets simples, mais il y a aussi des zones plus épaisses, une à deux par pisolithes, pouvant atteindre 0,09 mm. Cette disposition dénote des cycles d'exondation, peut-être saisonniers et le mécanisme lent et complexe de la formation de ces pisolithes.

Cette structure est la même dans les pisolithes irréguliers de la "latérite supérieure", mais les zones limoniteuses épaisses y sont plus fréquentes. Dans ceux de ces pisolithes qui sont éclatés, craquelés et res-soudés, on peut voir quelles "soudures" sont formées de limonite de néo-formation qui remplit les fissures de dessiccation.

Même structure encore, en feuillets alternants de goethite et de limonite, dans l'écorce des pisolithes du kilomètre 14 de Chvang, chargés de grains de quartz et à noyau terreux manganésifère ; dans l'enveloppe mince des rognons latéritiques du kilomètre 239 et du kilomètre 325 ; enfin dans les gouttes et larmes accolées sur des morceaux de roche ou de bois silicifiés, qui sont un faciès des pisolithes gênés dans leur formation par ces surfaces dures sur lesquelles les solutions ont précipité selon ces formes curieuses, englobant aussi des particules quartzeuses et argileuses du sédiment adjacent.

Dans la "latérite inférieure" globale de Sré Sbau, le fer est deux fois plus abondant que l'alumine. La proportion est analogue, ou encore plus forte dans les autres analyses citées pour comparaison ; et les nombreux dosages publiés par PENDLETON et SHARASUVANA (1941, 1942) sur des latérites de Thaïlande montrent également qu'il existe, à de très rares exceptions près, deux ou trois fois plus de fer que d'alumine. Dans le détail, le fer, à Sré Sbau, est surtout concentré, comme il est normal dans les pisolithes.

Le manganèse, dans les pisolithes dont le noyau sablo-ferrugineux n'en montre pas la coloration, y est lié, en faible quantité, à la goethite (analyses 7 et 8). C'est surtout dans les concrétions et pisolithes à noyau noir et relativement friable qu'il est représenté par de la psilomélane, plus ou moins mêlée d'hydrates de fer ; cette substance présente, au microscope, une texture alvéolaire, scoriacée et englobe une poudre quartzeuse plus ou moins abondante.

Les teneurs en Mn vont de 3,04 % dans les concrétions de la "latérite inférieure" de Sré Sbau, à 3,98 % dans celle de la "latérite supé-

rieure" de la même localité et 4,59 % dans celles de la "latérite supérieure" du kilomètre 14 au sud-est de Chvang (analyse 9). Dans ces concrétions et pisolithes à noyau noir, le manganèse paraît en outre être toujours associé à de la matière organique.

Le titane, constant dans les latérites, apparaît ici en faibles teneurs (analyses 7 et 9) qui peuvent toutefois atteindre 0,11 % dans les concrétions de la "latérite inférieure" de Sré Sbau. Ces teneurs sont très loin des fortes concentrations trouvées dans les latérites de régions basaltiques, jusqu'à 25,0 % aux îles Hawaï (SHERMANN et KANEHIRO, 1954) ; dans le Sud Viet-Nam, la teneur en TiO_2 de la latérite sur terres rouges basaltiques ne dépasse cependant pas 2,6 % (AGAFONOFF, 1929). Dans les latérites qu'il a étudiées (Guinée et Madagascar), A. LACROIX (1923) a montré que le titane était à l'état d'hydrates colloïdaux. C'est probablement le cas au Cambodge, où nous n'avons pas observé leucoxène ou anatase, signalés ailleurs (KHONELEVSKAJA, 1948), mais où le titane pourrait aussi se trouver dans les particules magnétiques que nous avons mentionnées, à l'état de titano-magnétite.

Le calcaire dans les "poupées" est amorphe ou cryptocristallin. La tendance à la cristallisation est plus marquée dans les concrétions de la "latérite supérieure" ; en outre, toutes présentent une mince couronne périphérique de calcite cristalline qui tapisse aussi les pores de ces concrétions.

De la matière organique est présente, dans les concrétions du kilomètre 12 au sud de Cheom Ksan, à l'état de granules bruns en lumière réfléchie ; elle y est associée à du manganèse (2,38 %), à l'hydroxyde de fer et à des grains de sable englobés. Elle existe aussi dans les concrétions noires manganésifères de la "latérite supérieure" et, en plus faible proportion, dans celle de la "latérite inférieure", associée aux mêmes éléments. Ces concrétions ferro-mangano-organiques rappellent ainsi les formations du type alios.

La composition globale de la latérite pisolithique de Sré Sbau étant analogue à celle des latérites grumeleuses alvéolaires, on est amené à rechercher la cause de cette différence de faciès. PENDLETON (1941), à propos des latérites de Thaïlande et du Cambodge avait déjà noté que cette différence est liée au milieu de réception des précipitations : alvéolaire en milieu argileux, pisolithique en milieu sableux. Nos observations coïncident avec les siennes, les pisolithes et concrétions de Sré Sbau sont nettement développées en milieu sableux. Elles sont en revanche inverses de celles de MAIGNIEN (1958) sur les latérites africaines de Guinée où les faciès pisolithiques se développent dans les formations argileuses. D'après CASTAGNOL (1942) ces différences tiendraient au rapport, dans le milieu latéritisé, sesquioxyde de fer/silice soluble dans les acides. Si ce rapport est supérieur à 3, la structure est grumeleuse ; s'il est inférieur à 3, la structure est concrétionnée.

Les opinions et discussions sur la genèse des latérites ont été fortement influencées par l'habitude des pédologues de rechercher partout leur horizon C₀ ou zone de départ, et par la tendance de nombreux géologues à considérer comme latérites vraies et primaires les seules latérites résiduelles formées à partir d'une roche-mère.

Ici, dans toutes nos coupes, il n'y a manifestement ni horizon C₀, ni roche-mère. Le contact entre latérite et substratum est net. Quand ce substratum est rocheux et plissé, il supporte en discordance les latérites horizontales. A Chvang, il n'y a pas de terme de passage entre les argiles qui reposent sur les dolomies et les latérites superposées dont les sépare un niveau de blocs roulés.

De plus, ce substratum ne peut fournir les quantités de fer qu'il supporte, notamment quand il est formé d'argiles ou de sables argileux clairs (Sré Sbau, piste Phnom Deck, Chvang, kilomètre 21), de quartzites (kilomètre 216). Quand il est constitué par des grès rouges ferrugineux (Chhep), la discordance précitée et l'intercalation entre ces grès et la latérite d'une couche d'argile sableuse indique l'absence de rapports entre ces deux formations. Aux kilomètres 239 et 335,3 de tels grès, sur lesquels reposent des concrétions ferrugineuses éparses, sont eux-mêmes exempts d'altérations.

Au kilomètre 12 de Cheom Ksan, les grès qui supportent la latérite sont altérés et ferruginisés au contact ; mais il est clair qu'il s'agit d'imprégnations dues au dépôt de la latérite sus-jacente, ces grès siliceux blancs ne contenant pas de fer et n'ayant donc pu en fournir aux horizons sus-jacents.

La présence de calcaire dans ces dépôts au-dessus de substrats qui n'en contiennent pas confirme encore ces considérations.

Ces dépôts sont donc des formations sédimentaires allogènes, absolument indépendantes, quant à leurs matériaux, du substratum qui peut être varié et quelconque, à condition qu'il soit suffisamment imperméable pour que les eaux y persistent et puissent y déposer leurs suspensions et solutions.

Ces dépôts se présentent donc comme des dépôts de précipitation chimique et organo-chimique sur une pénéplaine marécageuse mal drainée. Nous ne retenons pas comme explication, l'action de nappes phréatiques, également compatible avec des rapports allogènes et des dépôts de solutions, à cause de la présence de débris de bois, de concrétions de matière carbonneuse, de pyrite, de concrétions de manganèse bien connues dans les dépôts de lacs et de marais (DANA, 1955) qui nous permettent d'y voir des formations élaborées au fond de lacs peu profonds ou de mares ou sur des sols inondés.

Les "latérites sédimentaires" sont d'ailleurs connues depuis 1836 (LAKE, 1891). MALLEY (1881) et BURTON (1917) en ont anciennement donné de bons exemples. En démontrant l'insuffisance des remontées capillaires pour expliquer ces formations, MARBUT (1932) a de ce fait étendu les possibilités de leur origine sédimentaire. Et il n'est pas encore prouvé que la roche des Indes pour laquelle BUCHANAN, en 1807, créa le terme même de latérite et qui est identique au "Bien Hoa" indochinois, n'ait point une telle origine. Dans l'Inde même, FERMOR (1911) a distingué des latérites lacustres (lake-latérites). On connaît en Guinée des alternances de latérite et de grès (BUSHINSKIY, 1958) et, dans ce pays, P. MAIGNIEN (1958) admet la nature allogène des hydroxydes des cuirasses latéritiques, apportés par lessivage oblique. Dans ce pays encore et ceux voisins d'Afrique occidentale, LAMOTTE et ROUGERIE (1962) ont effectué de nombreuses observations, comparables aux nôtres qui y mettent en lumière l'origine sédimentaire des cuirasses latéritiques. Dans le Quaternaire des environs de Bien Hoa, Sud Viet-Nam, nous pouvons aussi signaler de mince lit de grès ferrugineux latéritiques alternant rapidement avec des sables en stratification entrecroisée.

L'origine des solutions et suspensions concrétionnées et des éléments sédimentés dans ces "latérites" du Cambodge est liée à l'altération normale des roches sous climat tropical. Celle-ci libère de grandes masses de fer et d'argile kaolinique : les terres de décomposition des granites contiennent jusqu'à 6 % de Fe_2O_3 et 35 % d' Al_2O_3 ; celles des dacites, 12 % et 36 % ; celles des basaltes, 25 % et 37 % (BLONDEL, 1929 ; MALLEY, 1881). De l'alumine libre sous forme de gibbsite existe également dans les terres d'altération, jusqu'à 15 % dans les terres de basalte, jusqu'à 2 % dans les terres de granite (SCHMID, 1963) ; De telles roches, ainsi que des andésites, dont les produits d'altération sont comparables à ceux des basaltes et des rhyolites dont les terres sont moins riches en fer et alumine que celles des dacites, sont abondantes au Cambodge oriental et à ses abords.

Il n'est ainsi même pas nécessaire d'invoquer des latérites antérieures dont les éléments auraient alimenté les formations nouvelles. De telles concentrations antérieures existent d'ailleurs au Cambodge oriental : pénéplaine latéritisée de 100 m, ou y ont existé à plusieurs reprises, bien avant le Quaternaire, au moins dès le Mésozoïque (SAURIN et NGUYEN THI TAN ANH, 1963).

Diverses études sur la solubilité et les mouvements du fer, ont été résumées par BUSHINSKIY (1958). En Indochine, nous avons dosé au Cambodge, des teneurs de 9 mg/l (et plus) de fer dans les eaux des rivières et du Grand Lac ; la moyenne annuelle y oscillerait entre 1 et 2 mg/l de fer total (suspension colloïdale ou absorbé autour des particules argileuses) (CARBONNEL, 1965). Dans la région de Saïgon, la teneur des eaux de surface est variable et de même ordre, mais dans les eaux de nappes souterraines, ces teneurs peuvent atteindre jusqu'à 70,5 mg/l (X. 1959, 1961) ; elles y paraissent indépendantes du pH, et leurs variations sont en relation probable avec la nature plus ou moins ferrugineuse des terrains imbibés et avec la teneur en oxygène de l'eau, celle-ci étant généralement inverse de la teneur en fer (BUSHINSKIY, 1958).

La précipitation du fer, par oxydation, a pu se faire selon les mécanismes admis pour la formation du "fer des marais" (LACROIX, 1962) et des latérites (BUSHINSKIJ, 1958) : évaporation, action bactérienne et organique. A ces dernières pourrait se rattacher une variation périodique du pH de l'eau (de sa teneur en CO₂ et acides humiques) qui peut avoir joué un rôle important. On sait qu'une augmentation de pH favorise la précipitation. Et la longue pratique de la déferrisation des eaux livrées à la consommation à Saïgon a montré que l'hydroxyde ferrique ne flocculait bien qu'entre les pH = 6,2 et 7 (X., 1959). Nous avons vu que, d'après la structure des pisolithes, cette précipitation du fer s'était faite de façon rythmique.

En Indochine méridionale, les teneurs des eaux en alumine sont variables. Celles de Vaïco oriental varient au cours d'une année de 0,20 à 9,40 mg/l d'Al₂O₃ (RICHARD et NGUYEN AN CU, 1961) ; celles de la rivière de Saïgon et du Donnaï contiennent de 0,08 à 0,4 mg/l d'ions Al, mais des concentrations très fortes existent parfois : 71,4 mg/l d'Al dans les eaux d'une mare de Gia Dinh, près de Saïgon (X., 1962). L'alumine, facilement dissoute en milieux acides (pH 4 et au-dessous) et basiques (pH = 10) précipiterait en milieu neutre où elle s'associerait généralement à la silice pour donner des silicates d'alumine (BUSHINSKIJ, 1958). Une partie des argiles latéritiques peut avoir cette origine, ce qui expliquerait la rareté ou l'absence d'alumine libre dans certaines de ces formations. Nous considérons cependant les couches argileuses qui figurent dans nos coupes plutôt comme de simples dépôts alluviaux.

On a souvent remarqué les concentrations anormales de manganèse dans les amas ou concrétions manganésifères sub-aériens ou sous-marins. Sa présence dans nos latérites s'explique facilement par transport colloïdal à partir de roches locales altérées : rhyolites et grès supérieurs mésozoïques notamment qui en contiennent ; il existe même, près de Chhep, des gîtes importants de manganèse.

La solubilité de la silice est grande sous les climats chauds. MILLOT et ses collaborateurs (1959) ont montré que cette solubilité était indépendante du pH, constante à 25°, et égale à 100-140 ppm. Cette silice peut ensuite précipiter par sursaturation, sous des formes diverses selon qu'elle est à l'état monomère ou polymère et qu'il existe d'autres cations présents en solution. On admet (BUSHINSKIJ, 1958) qu'il n'existe point de néoformations de silice dans les latérites. Toutefois ALEXANDER (1959) décrit à Singapour des concrétions et des remplissages de fissures d'altération où voisinent oxydes de fer et cristaux de quartz attribués aux processus alternants de dissolution et de précipitation selon le rythme des saisons tropicales.

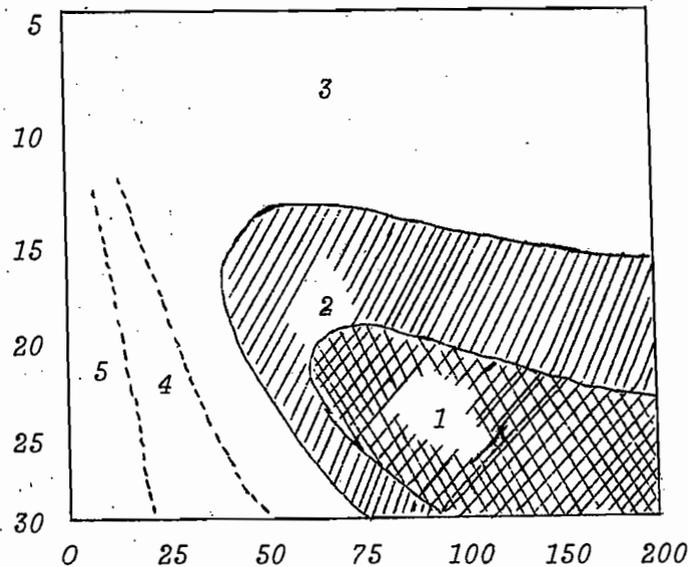
Dans les formations ici décrites, les dépôts de silice de néoformation semblent bien autonomes. Il est remarquable qu'à Sré Sbau les bois non roulés, gorgés de solutions, soient silicifiés dans le banc de galets et uniquement ferruginisés dans la latérite ; et que de l'opale semble concentrée à la périphérie des concrétions calcaires.

Ces silicifications appartiennent donc à des épisodes distincts de la latérisation.

Les opinions diffèrent sur les conditions climatiques des dépôts de silice. Pour les uns, les croûtes et dalles siliceuses sahariennes témoigneraient d'un climat tropical humide (GEZE, 1959) ou humide (ALIMEN 1952) ; DEBELMAS et MICHEL (1961) ont signalé des croûtes siliceuses sur des calcaires triasiques et crétacés des Alpes, croûtes indiquant une émergence qui serait advenue sous climat chaud et humide, d'après la faune et la flore des calcaires sous-jacents. Pour d'autres, les néoformations siliceuses caractérisent les zones arides (BUSHINSKIJ, 1958), ce qui est conforme à l'opinion classique de l'"exportation" de la silice en climat tropical.

Nous admettons plus volontiers, en Indochine, cette dernière relation. On y connaît en effet des dépôts siliceux d'opale (SAURIN, 1957) et une dalle siliceuse, indépendants de toute latérite, dans le Quaternaire de la région de Phan Rang (Sud Viet-Nam) qui est actuellement la région la plus sèche de toute l'Indochine (700 mm de précipitation annuelle) et a dû l'être encore davantage à certains moments du Quaternaire.

La présence de calcaire en milieu latéritique est de même aberrante et inhabituelle. On en connaît cependant, comme nous l'avons dit, en Thaïlande et au Laos, dans des latérites qui ont probablement la même histoire que les nôtres. L'origine des solutions précipitées est ici facilement explicable, en dehors de l'altération de roches éruptives (les terres de granite par exemple pouvant contenir en Indochine, 2 % de CaCO_3) (BLONDEL, 1929) car des calcaires paléozoïques affleurent dans la région (Chhep, Chvang entre Kratié et Sré sbau) et à ses proches abords (nord de Stung Treng). La précipitation du calcaire tient à des conditions climatiques différentes de celles des produits latéritiques. Dans le sud de Madagascar, zone sèche où n'existe pas de latérite les néoformations calcaires sont inversement très développées (LACROIX, 1923). Les concrétions calcaires et calcifications sont attribuées à des phases semi-arides (JONES 1949), arides (MALAN, 1947) en Afrique du Sud, les croûtes calcaires (DURAND, 1929 ; WILBERT, 1962) à des climats analogues au climat actuel mais un peu plus humide en Afrique du Nord (ALIMEN, 1955) ; au Maroc, elles correspondraient au début des interglaciaires (WILBERT, 1962) ; il s'en forme actuellement au Liban (GEZE, 1959). Des concrétions calcaréo-ferrugineuse sont fréquentes dans les milieux sableux des podzols marécageux de régions tempérées (BUSHINSKIJ, 1946). Et BUSHINSKIJ remarque que, si l'on suit les zones latéritiques vers des régions moins humides, l'on voit changer la nature des argiles et apparaître des dépôts calcaires quand s'abaisse fortement l'humidité et quand l'évaporation devient supérieure aux précipitations ; il traduit ces modifications sur un schéma (1958) que nous reproduisons ci-dessous :



LEGENDE :

en abscisses : Moyenne annuelle précipitation atmosphérique en cm
 en ordonnées : Température annuelle moyenne en C°.

- 1 - Zone des argiles et bauxites kaolinisées ;
- 2 - Zone des argiles à kaolinite ;
- 3 - Zone des argiles à hydromica et à montmorillonite beidellite ;
- 4 - Zone de dépôts à carbonates sans sel ;
- 5 - Zone de dépôts de gypse avec sel.

Ces références montrent que, de toute façon, les dépôts calcaires dans nos latérites se sont effectués sous un climat plus sec que le climat tropical. Et ce climat représente un épisode stable pendant une certaine durée et non point une variation annuelle de saison sèche, car les saisons humides alternantes auraient facilement dissous les dépôts calcaires ébauchés et n'auraient pas permis des accumulations telles que la couche calcaire du kilomètre 325 et le développement des concrétions. Aussi bien, nos observations montrent par ailleurs que, dans chaque couche de latérite, le dépôt du calcaire est postérieur aux concrétions et pisolithes ferrugineux qu'il englobe.

De la matière carbonneuse est connue dans les latérites et bauxites formées en bassins d'eau douce (BUSHINSKI, 1958). Cependant la matière organique est peu mentionnée dans les schémas courants sur les latérites et sols latéritiques, car on admet qu'elle est, rapidement détruite par les actions bactériennes en climat tropical. Cependant, il existe parmi les sols actuels de l'Indochine des podzols avec horizon humifère impor-

tant : sur le plateau du Tran Ninh, au Laos, (CASTAGNOL, 1942). Dans le Sud Viet-Nam, les teneurs en matière organique, dans ces sols actuels, sont relativement élevées de 20 % de carbone en région montagneuse à 2 à 3 % dans les bas pays, un climat d'altitude, plus humide et plus frais, favorisant son accumulation (SCHMID, 1963). Les concrétions à matière organique de nos latérites dénoteraient peut-être une phase climatique plus humide et plus fraîche. Elles sont toujours entourées d'une croûte ferrugineuse qui leur est donc postérieure. Bien que contenant elles-mêmes du fer, on ne saurait dire qu'elles aient favorisé la précipitation de ces croûtes ferrugineuses qui les englobent, puisqu'elles voisinent avec des concrétions et pisolithes purement ferrugineux. Cette signification climatique serait donc possible. Mais les teneurs précitées des sols actuels locaux suffisent peut-être à expliquer leur formation, d'autant que nous n'avons pas noté de niveau bien défini à concrétions organiques prédominantes, sauf toutefois au kilomètre 12 de Cheom Ksan, où ce niveau à grosses concrétions carbonnées, est au contact immédiat du substratum gréseux.

2 - 4 Age des formations de la terrasse de + 40 m

A considérer certaines des coupes précédentes, celle du Phnom Deck et de Sré Sbau par exemple où les pisolithes ferrugineux de la couche supérieure sont surmontés de sables poreux peu épais qui à chaque saison des pluies sont saturés d'eau s'évaporant en saison sèche, on peut se demander si cette couche latéritique n'est pas encore fonctionnelle. La même question se pose à l'observation des mares plus ou moins vastes et permanentes et des zones inondées temporaires qui s'établissent sur les plaines cambodgiennes ; et ce paysage actuel est en somme analogue à la morphologie qui a présidé pensons-nous, au dépôt de nos latérites.

On admet certes que les latérites lato sensu continuent encore à se former. On ne donne pour preuve l'exportation massive de silice par les eaux des rivières tropicales (BUSHINSKI, 1958). Les gleys et pseudo-gleys ou "taches de rouille" des sols actuels peuvent préfigurer de telles formations.

Près de Singapour, dans les îles de Pulau Senang, P. Paxai et P. Sedong, ALEXANDER (1959) mentionne, sur une terrasse corallienne de 2 m, le remplacement du calcaire des coraux par des oxydes de fer massifs. On peut ajouter que cette terrasse de 2 m, très générale sur les rivages du Pacifique, y date de 2300 ans environ (FAIRBRIDGE, 1958). TRICART (1960) a observé au Brésil, dans l'état de Bahia, un cuirassement latéritique actuel.

En Indochine, Y. HENRY (1931) pensait que la formation de pisolithes dans les dépressions hydromorphes des terres rouges basaltiques et le passage de ces terres rouges à des terres noires, dans la région de Kompong Cham, par exemple, se poursuivait encore sous l'effet la réduction de l'oxyde ferrique par l'eau chargée d'acide humique et de sa transformation en oxyde ferreux. Cependant on n'a jamais observé le passage rapide

des gelées d'hydroxydes ferriques, fréquemment observables au fond des mares ou des cours d'eau, à des formations indurées ou concrétionnées.

Dans une tranchée de drainage creusée en 1926 en sols latéritiques, dans une plantation des environs de Thudaumot, KATCHENKO (1936) a noté dix ans après sur le talus de la tranchée, un enduit rougeâtre glacé, formé de silicates d'alumine de fer et de soude ; ces solutions parvenues à la surface libre des parois y ont précipité sous forme de gels et en se desséchant ont cimenté ces parois. Mais ce sont là des gels et il n'y a pas eu de concrétions.

Nous avons bien trouvé sur la piste de Chcom Ksan un tesson de poterie préhistorique enrobé de sables ferrugineux ; ce revêtement friable à la pression des doigts, était formé de sable faiblement limoniteux. Il est par ailleurs remarquable que des poteries et outils de pierre préhistoriques ayant séjourné 2 à 3000 ans en milieu ferrugineux, sur latérites (île de la Tortue près de Bien Hoa, Long Bun, aux environs de Bien Hoa) ou en terre rouge basaltique (Hang Gon près de Xuan Loc, Mimot, Krek au Cambodge) ne portent pas même de traces d'encroûtement ferrique, alors que les haches de phtanites polies associées y sont couvertes d'une couche épaissée d'altération.

Nous avons fait dans les sédiments du Grand Lac du Cambodge une observation très suggestive à cet égard ; on constate l'accroissement de la teneur en fer total et en fer ferreux du sommet à la base de l'"argile actuelle" du fond de ce lac (Fig. 29). Cette variation n'est pas due aux conditions de dépôts, car il faudrait imaginer que depuis 5000 ans, âge de la base de ces argiles (CARBONNEL, 1963), l'érosion chimique et le transport des suspensions ne cessent de décroître régulièrement ; elle résulte de la diagenèse du sédiment qui accumule le fer à sa base, l'"argile ancienne" sous-jacente, fortement compactée, créant une discontinuité stratigraphique. On assiste ainsi à la formation d'un dépôt de fer. Cette observation peut se comparer et même s'appliquer à la formation de nos latérites. Mais ce fer de l'argile actuelle du Grand Lac n'y est pas exprimé minéralogiquement, alors qu'il l'est d'une façon sporadique dans l'argile ancienne sous-jacente. C'est une "latérite" à l'état potentiel.

Ainsi, les latérites continuent sans doute encore à se former comme se forment encore charbon, pétrole, grès, etc..., mais pour qu'elles se concrétisent minéralogiquement, il faut l'intervention des conditions géologiques dont la principale est le temps.

Où se situe la terrasse de + 40 m dans la chronologie du Quaternaire ? La latérite inférieure se trouve sur une ancienne pénéplaine, la surface de 40 m, que dans une chronologie relative, SAURIN (1935) a placée dans le Quaternaire "moyen". La présence d'une "pebble-culture" de faciès préchélléen (SAURIN, 1966) dans le banc de galet latéritisé, semble la vieillir singulièrement ; car on ne peut arguer d'un faciès local attardé, puisque du Chélléen-Clactonien a été récemment découvert dans le Nord Viet-Nam (BORISKOVSKY, 1962).

Les gravillons qui forment la "latérite supérieure" constituent un niveau superposé postérieur. Les interprétations qui l'assimileraient à la "zone des concrétions" de LACROIX (les mêmes concrétions se retrouvent dans

la "latérite inférieure"), ou au niveau supérieur d'une nappe phréatique dont le niveau inférieur serait constitué par la "latérite inférieure", ne sont pas satisfaisantes. Dans ces deux cas, la présence locale d'un niveau imperméable intermédiaire infirmerait ces explications.

Ces séquences constituent-elles deux épisodes d'un même cycle ou s'agit-il de deux cycles distincts ? Il est certain que la première séquence est le début d'un cycle. Entre cette séquence et la suivante semble bien se placer un épisode d'érosion-sédimentation importante qui se traduit par l'apport de sable dans certaines coupes (Srê Sbau), leur amincissement ou leur suppression dans d'autres (Prek Té, Phum Russey). Nous pourrions affirmer l'existence de deux cycles si le deuxième niveau au lieu d'être superposé au premier s'y trouvait emboîté. Et nous connaissons effectivement dans cette région près de Kbal Chuor, des amas de pisolithes en contre bas de la surface de 40 m, qui semblent bien indiquer un cycle postérieur.

On peut cependant remarquer que des formations analogues ont pu simultanément s'établir sur des pénéplaines antérieures déjà latéritisées par un premier cycle, mais peu ou pas atteintes par le creusement intermédiaire.

La distinction est en fait difficile, et nous préférons retenir les données morphologiques, de sorte que pour l'instant nous tendons à admettre que la "latérite supérieure" appartient au même cycle que la "latérite inférieure".

Les tectites sont quasi constantes dans les gravillons supérieurs où, dans nos coupes, elles se trouvent localisées (à une exception près : embranchement Chhep). Dans les autres régions d'Indochine, on les trouve également dans les niveaux superficiels à gravillons analogues (SAURIN, 1935). C'est également à de faibles profondeurs (0,30 à 0,70 m) qu'on en recueille en Thaïlande (BARNES et PITAKAPAIVAN, 1962). Ces verres sont antérieurs à la formation de la latérite supérieure car ils montrent fréquemment des incrustations de pisolithes ferrugineux, mais ne sont jamais enrobés de latérite massive, ni d'une croûte d'altération.

Une présomption chronologique a d'abord été donnée à leur sujet par la découverte de tectites dans les couches à Pithécantropes de Trinil (VON KOENIGSWALD, 1935). Leur datation par Ar 40/K 40 a récemment donné un âge moyen de 600 000 ans pour toutes les tectites de l'Asie du Sud-Est. Neuf tectites d'Indochine (DALAT, Viet-Nam et Muong Nong Laos) ont donné 560 à 650 000 ans (GENTHER et ZHRINGER, 1960). Cependant, les Australites qui, d'après les conditions de leur gisement, seraient post-pléistocènes ont aussi donné le même âge ; de sorte que BARNES (1962) considère ces résultats avec réticence. Il semble cependant qu'on soit arrivé à un âge cohérent pour l'ensemble des tectites de l'Asie du Sud-Est et d'Australie. FLEISCHER et al. (1969) et GENTZER et al. (1969) s'accordent en effet pour donner un âge moyen de $0,70 \times 10^6$ ans à l'ensemble des tectites d'Asie et ce, malgré les corrections thermiques introduites récemment (STORZER D., et G.A. WAGNER, 1969).

Si cet âge est compatible avec celui du Pithécantrope il est cependant quelque peu surprenant pour les tectites indochinoises, gisant dans des niveaux superficiels, sous 0,30 à 0,50 m seulement de couverture. Nous

pouvons toutefois indiquer que la sédimentation récente est très faible dans les dépressions (Grand Lac : 0,30 mm/an ; CARBONNEL, 1963) et doit l'être à fortiori sur les plateaux.

Ces datations tendent de toute façon à vieillir le revêtement latéritique de la pénéplaine, y compris son niveau supérieur à tectites.

2 - 5 C o n c l u s i o n s

Ainsi ces "latérites" nous paraissent résulter de processus complexes. Si on considère la coupe de Sré Sbau par exemple, on peut y détailler, d'après les observations qui précèdent, les épisodes successifs suivants :

- planation ;
- sédimentation sablo-argileuse ;
- formation de concrétions calcaires (phase sèche) ;
- épandage de galets (phase humide). La nappe alluviale ainsi formée englobe de nombreux débris de bois, vestiges d'une végétation sub-contemporaine ;
- silicification de ces bois (quartz à Sré Sbau, quartz et calcédoine au kilomètre 216) (phase semi-aride) ;
- imprégnation ferrugineuse des galets et des bois silicifiés (phase humide) ;
- reprise de la sédimentation précédente, qui passe progressivement à une sédimentation latéritique. Passage d'une phase humide à une phase sèche. Les solutions imprègnent le sédiment avec :
 - a. formation de concrétions ferrugineuses agglomérant le sable et l'argile et imbibant les fragments de bois,
 - b. les solutions se concentrent davantage : d'où augmentation de l'évaporation, et formation de pisolithes avec épisodes intermittents d'assèchement ;
- calcification ; formation de concrétions calcaires et dépôts de calcaire dans les fentes de retrait du sédiment (phase sèche accentuée) ;
- légère silicification : dépôt d'opale autour des concrétions calcaires ; peut-être silicification des menus fragments de bois du kilomètre 14 au sud de Chvang (phase semi-aride) ;
- ruissellement et remaniement local du sable précédent. Nouvelle phase humide. L'eau entraîne par percolation les parties fines du sédiment, ce qui crée un niveau imperméable complété par la "latérite inférieure".

Et le même cycle se répète sans épandage de galets, mais avec dépôt d'abondant débris de bois, formation de concrétions ferrugineuses, ferruginisation des fragments de bois, précipitation de pisolithes avec d'importants épisodes d'assèchement, enfin formation de concrétions calcaires et, au kilomètre 326, d'un banc calcaire cimentant l'ensemble des concrétions et pisolithes ferrugineux.

Dans ces "latérites" complexes s'inscrivent donc les traces de séquences climatiques comprenant trois phases humides et trois phases sè-

ches tendant progressivement vers l'aridité pour la première séquence et une phase humide suivie d'une phase sèche évoluant vers une aridité encore plus marquée pour la seconde.

3.- LA TERRASSE DE + 20 m

3-1 Coupe - type de Talat

Cette coupe a fait l'objet d'une publication au Congrès de l'INQUA, 1969 (CARBONNEL et DUPLAIX, 1971).

Au sud du km 73 de la route de Phnom-Penh - Sihanoukville, (RN 4) au niveau du village de Talat affleure une butte témoin de latérite activement exploitée pour l'empierrement des pistes. Cette butte "butte-témoin" est comprise entre le stung Sré Khlong, affluent de droite du Prek Thnot et le ô Talat, affluent de droite du Stung Sré Khlong. Au Sud, elle est limitée par le ô Chhlong Beng. Vers le nord, la route paraît la limiter. Elle affecte ainsi la forme d'un trapèze dont la surface peut être estimée à environ 5 km² (Fig. 43).

Talat se trouve sur les premiers contreforts du vaste massif triasique de Srang (J. GUBLER, 1935). Au nord-est et au sud-ouest une série de collines triasiques, plus ou moins parallèles, orientées au NW-SE, encadre le bassin, alors que vers l'Est le massif de Srang s'élève progressivement et passe insensiblement aux "Grès supérieurs" secondaires du plateau de Kirirum et du col de Pech Nil, qui le recouvrent en discordance.

La butte de Talat culmine en son centre à la côte + 78 m. Elle est ceinturée sensiblement par la ligne de niveau + 70 m et domine d'environ 20 m le talweg du Prek Sré Khlong.

L'exploitation de gravillons latéritiques et l'implantation récente (1967) d'une fabrique de faïence, sur cette butte, bouleverse chaque jour davantage les niveaux de ce témoin. Nous avons pu effectuer une première reconnaissance de ce site en 1963, puis en 1966. Lors de cette seconde étude certains niveaux à l'état de biseaux avaient disparu, c'est le cas pour le niveau à paléosols qui, nous avons pu ainsi le constater, n'existaient que dans la partie nord-est de la butte.

3. 1. 1. Stratigraphie.

La figure 44 représente la coupe schématique-type de la butte témoin de Talat. De bas en haut nous pouvons observer :

- 1- un socle triasique plissé, formé à Talat même de phanites à lentilles gréseuses, traversé de filons de quartz. Ce socle est profondément diaclasé et altéré.
 - 2- le socle passe insensiblement à une argile grumeleuse vermiculée, blanche, tachetée d'oxydes de fer ocres. Ce niveau qu'on peut assimiler à une "lithomarge" latéritique, est imperméable et son toit sert de base à une nappe phréatique. C'est ce niveau qui est exploité par la fabrique de faïence. Le sommet de la lithomarge est progressivement induré se changeant en oxydes de fer, mais le passage avec le niveau suivant se fait de façon insensible. La continuité de ce niveau avec le socle est mise en évidence par la présence de filons de quartz se prolongeant dans le "lithomarge".
 - 3 - vient ensuite un niveau latéritique brun rougeâtre à éléments concrétionnés plus ou moins jointifs, la latérite vacuolaire appelée localement le "Bien Hoa"; ce niveau est chargé d'éléments de quartz très peu roulés, beaucoup plus abondant à la base qu'au sommet.
 - 4- au-dessus de cette latérite, par un contact net, on passe à un niveau de 0,80 m environ d'épaisseur formé de petites couches de sédiments alternativement rougeâtres et bruns. Nous sommes là en présence de "paléosols" dont la plupart sont discontinus et forment des biseaux témoignant de leur érosion avant le dépôt de la couche susjacent. Macroscopiquement les "sols" bruns sont limonosableux alors que les "sols" rougeâtres paraissent plus argileux.
- L'ensemble du niveau est lui-même en biseau et on ne le retrouve que sur le bord nord-est de la butte. Ailleurs, il n'existe pas, la latérite 3 et la latérite 5 se suivent et il est alors difficile de s'apercevoir que l'on a affaire à deux niveaux distincts. Le "paléosol" rouge situé au sommet de cet ensemble 4 a sa base envahie de concrétions ferrugineuses.
- 5- vient ensuite une argile graveleuse latéritique, beaucoup moins compacte que celle située plus bas et ne contenant pratiquement que de graviers quartzeux à l'inverse de cette dernière.

Le niveau de la latérite se termine par une nappe de galets de quartz peu roulés, en poches discontinues. Les galets, dont certains peuvent atteindre plusieurs décimètres de diamètres, sont ferruginisés en surface et présentent des "gouttes" ferrugineuses de même type que celles des galets de la terrasse de + 40 m du Mékong.

Ils sont de forme parallélépipédique et ont une origine indubitablement filonienne. Ils proviennent des roches locales, mais leur disposition stratigraphique ainsi que leurs arêtes nettement roulées, prouvent qu'ils ont subi un transport fluviatile. On peut reconnaître deux faciès

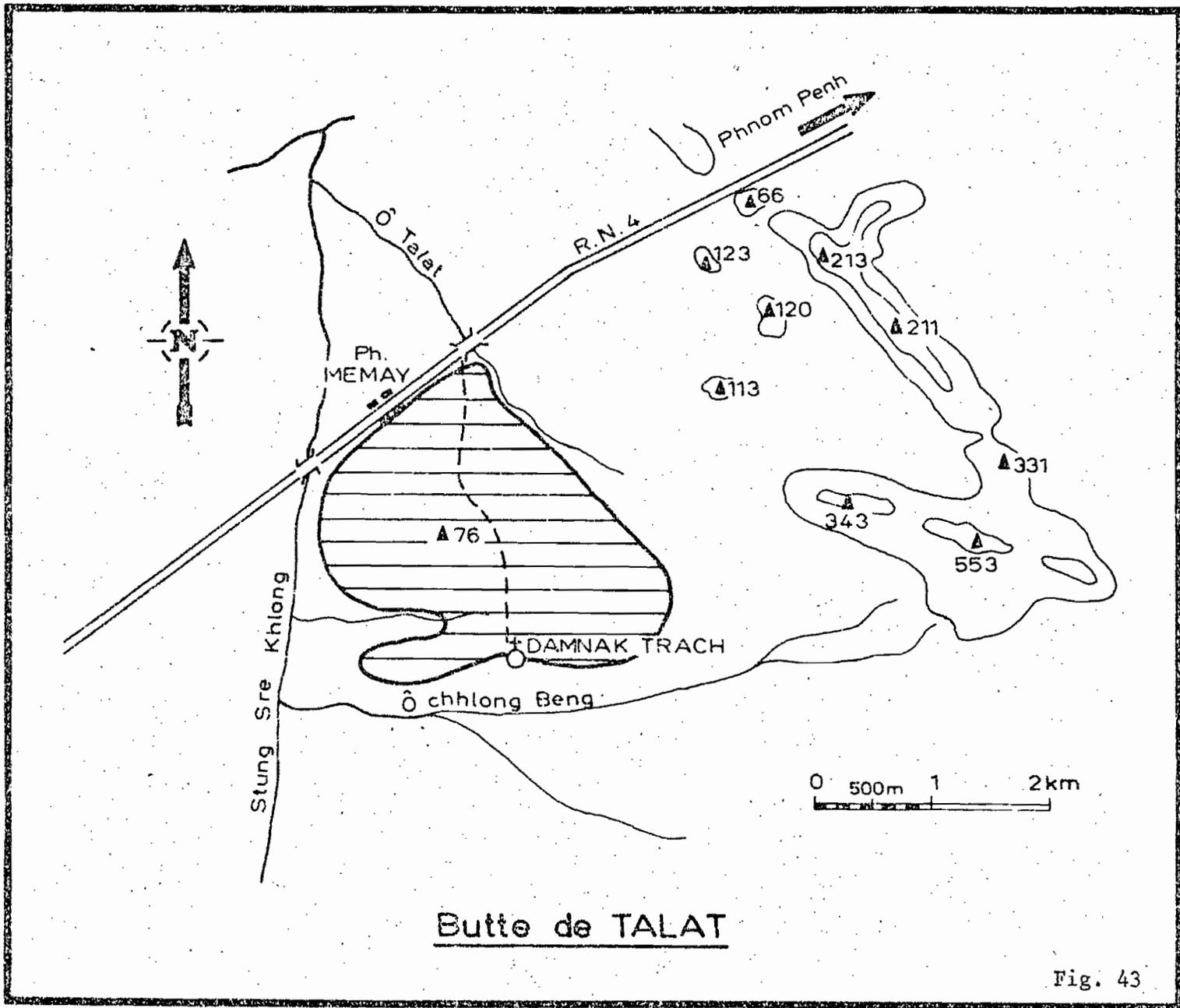
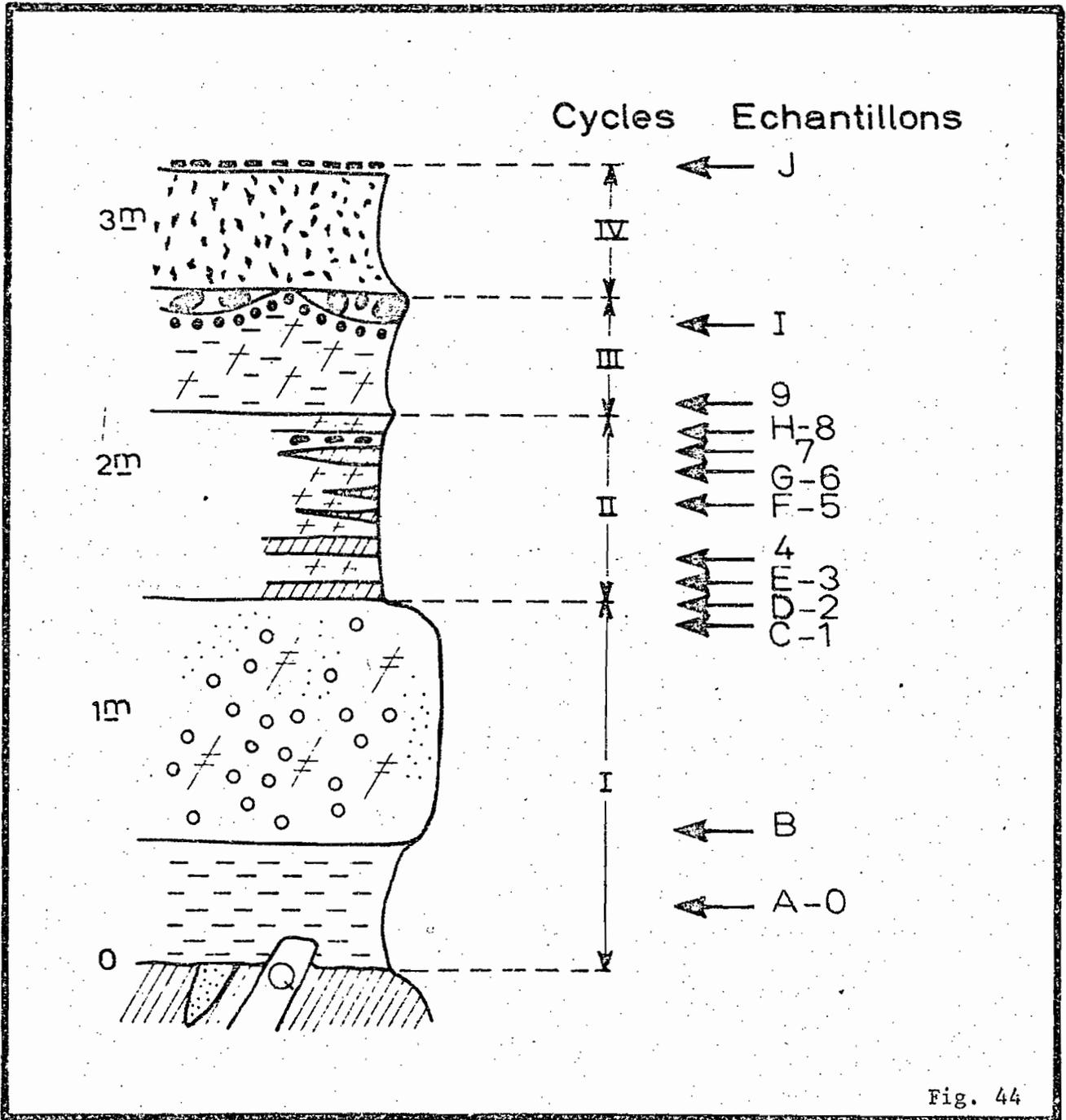


Fig. 43



dans ces quartz : un faciès en mosaïque et en lamelles, présentant des traces de déformation et un faciès à sutures indentées en partie recristallisé.

La surface de base de cette nappe de galets est marquée par une ligne de concrétions ferrugineuses. Le sommet de la nappe est arasé horizontalement de façon parfaite, à tel point que beaucoup de galets sont coupés en deux à ce niveau, paraissant littéralement "sciés", ce qui donne à cette surface l'aspect d'un "hard ground" marin. En particulier, les surfaces supérieures des galets n'ont pas la patine ferrugineuse que possèdent les surfaces inférieures de ces mêmes galets.

6- 0,40 m de sables jaunes recouvrent cette nappe de galets et sont eux-mêmes surmontés de gravillons latéritiques qui forment la surface du sol naturel avec une maigre végétation arbustive secondaire.

3. 1. 2. *Minéralogie.*

a - Méthodes d'étude

1.- Minéraux lourds.

Les échantillons ont été lavés sous l'eau sur tamis à mailles de 0,05 mm, puis attaqués à l'ébullition, à l'acide chlorhydrique à 50 % environ. Cette attaque a dû être renouvelée plusieurs fois afin d'éliminer les oxydes de fer. Les sables ainsi obtenus ont été traités selon la méthode habituellement utilisée (S. DUPLAIX, 1958). Les dimensions retenues pour l'étude des minéraux lourds sont celles comprises entre 0,50 et 0,05 mm divisées en trois fractions granulométriques ; 0,50 - 0,31 ; 0,31 - 0,16 ; 0,16 - 0,05 mm.

Dans la fraction granulométrique la plus grossière, les minéraux lourds sont très rares souvent même absents.

Les roches compactes du socle ont toutes été broyées ; les minéraux lourds de celles situées à Talat même, n'ont pas été comptés, mais leurs proportions relatives estimées. Par contre les minéraux lourds des roches triasiques régionales ont été comptés sur chaque fraction granulométrique individuellement.

Un certain nombre de paramètres ont été calculés ; les teneurs pondérales correspondant au poids des minéraux lourds transparents altérés et opaques dans 100 gr de sable de la fraction granulométrique étudiée (0,50 à 0,05 mm) ; les teneurs globales représentant le nombre de grains de minéraux lourds transparents extraits de un gramme de la même fraction granulométrique ; les teneurs minérales ou nombre de grains de chaque espèce considérée, contenus, là aussi dans un gramme de la même fraction granulométrique.

2.- Minéraux légers.

Les fractions légères ont été déterminées tout d'abord à la loupe binoculaire, sur les sables de 2 à 0,05 mm (J. BOURCART, 1952), puis au microscope polarisant sur la fraction moyenne retenue pour les minéraux lourds (0,31 - 0,16 mm). Granules et graviers ont été observés à la loupe binoculaire. L'étude qualitative, seule, a été faite sur les fractions légères, les granules et les graviers, aucun comptage n'a été effectué.

b - Minéraux lourds.

Le tableau 18 représente le spectre minéralogique de la coupe quaternaire de Talat. L'échantillonnage a été effectué en deux fois : le premier correspond aux lettres et le second aux chiffres ; les minéraux lourds ont été étudiés sur chaque prélèvement.

Le premier fait qui frappe est la parfaite homogénéité du spectre minéralogique à la base jusqu'au sommet, seul le prélèvement J, de surface, est différent. Tous les échantillons sont caractérisés par les quatre minéraux suivants : tourmaline, zircon, rutile et anatase, avec une nette prédominance pour le couple "zircon-rutile" qui atteint 85 à 97 % de l'ensemble des minéraux lourds. Les autres minéraux : staurotide, disthène, andalousite, épidote, amphibole, corindon et monazite ne sont pas présents dans tous les échantillons ou n'y sont qu'à l'état de traces. L'échantillon de surface J diffère de l'ensemble des autres par 27 % d'épidote et d'amphibole. L'homogénéité de ce spectre pose le problème de l'origine de la mise en place des minéraux lourds des divers niveaux de la coupe, par ailleurs indubitablement pas en place pour les niveaux situés au-dessus de l'échantillon C.

1.- Minéralogie du socle.

C'est tout d'abord le socle triasique, aux abords de Talat, qui a été étudié, (tableau 18) puis une coupe d'environ 800 m du Trias de la région, 12 échantillons ont été analysés. Les minéraux lourds du Trias régional peuvent être groupés en deux types : un premier dans lequel abondent sphène, épidote, amphibole ; un second dans lequel le sphène, l'épidote et surtout l'amphibole sont absents et où la tourmaline, le zircon, le rutile, le grenat et l'anatase sont présents. Sur 12 échantillons, le zircon n'apparaît que deux fois avec des pourcentages abondants. Le rutile est présent dans 7 échantillons mais toujours en quantité très faible.

Dans les roches directement en place sous la coupe de Talat, les seuls minéraux lourds abondants sont l'épidote et l'amphibole pratiquement à l'exclusion de tout autre.

Notons cependant la forte quantité de zircons dans l'échantillon 507 correspondant à une lentille gréseuse du socle directement sous la coupe de Talat.

N°	T	Z	G	R	Ana	Sp	St	D	An	E	Am	P	C	M	t.p.	Z+R
J	15	46	1	5	6		+		+	20	7				0,32	51
I	10	62		24	3			1			+				0,09	86
9	3	78		16	3										0,08	94
H	7	69		22	2				+	+					0,11	91
8	4	75		19	2					+			+		0,07	94
7	3	78		17	2										0,08	95
G	7	66		20	3			1	1	1				1	0,11	86
6	5	73		18	3					1					0,08	91
F	11	61		24	4			+		+					0,15	85
5	6	60		27	5		1			1					0,07	87
4	4	69		24	3			+	+						0,06	93
E	5	70		19	6			+		+					0,10	89
3	3	73		21	1			+	1	1					0,07	94
D	5	67		22	5					1					0,06	89
2	3	77	+	20	+			+	+	+					0,06	97
C	7	71		17	3				1	1					0,10	88
1	6	73	+	19	1					1	+				0,09	92
B	6	75		14	5										0,07	89
A	5	71		18	3	1		1		1					0,015	89
0	6	67		23	3	1									0,10	90

SOCLE

300										xxxxxxx					0,98	
437 a	x	x								xxxx	xxx	x				
437 b		x								xxxxxxx		x				
441		x	xx							xxxx	xxx					
507	7	81	1	8	3					+					0,02	

Tableau n° 18

- 300 = Grès quartzite
 437 a = Microbrèche
 437 b = Grès quartzite
 441 = Grès sous la coupe
 507 = Lentille gréseuse.

NOTA :

Le signe + indique des proportions < 0,5 %.
 Les signes x indiquent des proportions relatives d'abondance.

2.- Hypothèses sur la concentration des minéraux lourds.

Cette contradiction apparente entre les minéraux lourds du socle triasique et ceux des niveaux meubles qui le recouvrent, alors qu'on observe une continuité entre les niveaux de base de la coupe et le socle peut s'expliquer par un certain nombre de phénomènes.

- Devenir des minéraux lourds avec l'altération.

Tout d'abord nous savons que les deux premiers niveaux de base, cycle I de la coupe de cette terrasse, sont en place et représentent l'altération de type latéritique (présence d'une "lithomarge") du socle triasique. Or, entre ces niveaux et le socle, apparaît déjà une forte différence minéralogique, en particulier les zircons prennent un développement très important (78 %) et sphène, épidote et amphibole n'y existent plus qu'à l'état de traces (maximum 1 %). La première explication à cette différence serait qu'au cours de l'altération seuls sont conservés zircons et rutile, minéraux très résistants à l'altération. Nous aurions alors concentration relative de ces minéraux par rapport à l'ensemble des minéraux lourds; rutile et zircon ayant une densité nettement supérieure aux autres minéraux lourds, on devrait voir progresser les teneurs pondérales du socle vers ses niveaux d'altération. Or on observe une diminution de ces teneurs.

En effet, sur les 12 échantillons du socle triasique régional, la teneur pondérale moyenne est de 1,03 % alors que la moyenne de cette teneur dans l'ensemble des échantillons de la coupe quaternaire est de 0,082 %.

Cela est dû à ce que la teneur pondérale est calculée sur l'ensemble de la fraction lourde : les minéraux transparents (les seuls à être étudiés), les minéraux altérés, opaques ainsi que les débris lithiques. Aussi, lorsqu'on parle de l'altération de la fraction lourde d'un sédiment ou d'une roche, doit-on avoir présent à l'esprit le fait que l'altération des minéraux lourds transparents et celle de la fraction restante, non comptée, sont différentes et n'évoluent pas pareillement dans un contexte climatique déterminé ?

Bien que nous n'ayons pas fait de comptage systématique de la fraction lourde, habituellement non comptée, sur les roches triasiques et sur les niveaux sédimentaires de Talat, nous pouvons décrire son évolution au cours de l'altération de la façon suivante : dans les roches triasiques non altérées du socle, en général, la fraction lourde non comptée est d'abondante à très abondante dans toutes les roches et ce d'autant plus qu'on a affaire à une classe granulométrique plus grossière. Dans les niveaux meubles de la coupe de Talat, généralement, la quantité d'éléments lourds non comptés est moins forte que dans les roches du socle et la fraction granulométrique où ces éléments sont les plus nombreux est la fraction moyenne : de 0,31 à 0,16 mm.

Ainsi, à la lumière de ces résultats, il apparaîtrait que la fraction lourde non comptée évolue vers l'altération suivant deux processus concomitants :

- Globalement en passant des roches compactes aux niveaux meubles qui les surmontent, la quantité d'éléments lourds non comptés tend à décroître avec l'altération climatique.
- Cette altération tend à concentrer ces éléments dans la classe granulométrique 0,31 - 0,16 mm.

Ces faits généraux sont nécessairement plus complexes dans le détail, ne serait-ce que parce que la fraction lourde non comptée est hétérogène et que chaque constituant réagit différemment à l'égard de l'altération : fragmentation des éléments lithiques, altération chimique des éléments déjà altérés etc... C'est pourquoi il est difficile de raisonner d'une part sur les teneurs pondérales et d'autre part sur l'ensemble des deux groupes d'échantillons (roches et niveaux meubles). Cela nous amène à introduire deux nouveaux paramètres, teneurs globales et teneurs minérales et à en discuter l'utilité dans le cas de l'altération.

Nous prendrons pour base de raisonnement deux niveaux triasiques dont l'un est un schiste argileux (a) et l'autre son argile d'altération (b), située 0,40 m au-dessus. Ces niveaux proviennent d'un sondage effectué à Phnom Penh (Pont de Bassac). Les pourcentages de minéraux lourds de cette coupe sont les suivants :

	b	a
Tourmaline	15	39
Zircon	67	29
Grenat		2
Rutile	7	11
Anatase	4	4
Sphène	+	
Andalousite	4	8
Epidote	2	2
Amphibole		2
Pyroxène mon.	1	3
Teneurs globales	66	10
Teneurs pond.	0,07	0,12

Tableau n° 19

Si l'on compare teneur globale et teneur pondérale, on s'aperçoit que ces deux paramètres varient en sens inverse, du schiste à son niveau d'altération. Cette contradiction provient en majeure partie du fait que, dans la teneur pondérale, c'est l'ensemble de la fraction lourde qui est en cause, alors que dans la teneur globale, seuls sont considérés les minéraux lourds transparents comptés. On ne peut donc utiliser des paramètres pour une analyse de l'altération de la fraction lourde, d'autant que le phénomène d'altération produit une variation de volume, qui peut être très importante en milieu tropical, entre la roche originelle et ses altérites et qu'une comparaison entre ces paramètres doit tenir compte de cette variation.

Compte tenu de la gamme étendue des densités de la fraction lourde, les teneurs globales s'avèrent cependant plus utiles que les teneurs pondérales. Mais il est nécessaire d'y adjoindre un paramètre identique pour chaque minéral, susceptible d'être comparé à la teneur globale et surtout au rapport des teneurs globales entre nos deux niveaux. Ce paramètre est la teneur minérale (nombre de grains de chaque minéral dans un gramme de sable).

Le rapport des teneurs minérales dans les deux niveaux fournira l'élément de comparaison du degré d'altérabilité des différentes espèces.

	b	a	b/a
Tourmaline	10	3,2	2,5
Zircon	44,4	2,8	15,8
Grenat	0	0,46	0
Rutile	4,4	1,07	4,1
Anatase	12,78	0,38	7,3
Sphène	0,23	0	0+
Andalousite	2,55	0,84	3,
Epidote	1,39	0,15	9,3
Amphibole	0	0,15	0
Pyroxène mon.	0,46	0,30	1,5
Teneurs globales.	66	10	6,6

Tableau n° 20

Ce tableau permet de voir, qu'à part le grenat et l'amphibole, absents dans l'argile d'altération, le nombre de grains de chaque minéral augmente avec l'altération. Cela n'est pas dû à une fragmentation de ces minéraux en relation avec l'altération (l'observation microscopique le prouve), mais à l'effet de concentration relatif à la diminution de volume entre la couche non altérée et celle qui la surmonte. L'observation des valeurs b/a des différentes espèces et des teneurs globales, montre que ce rapport est, soit inférieur, soit supérieur à 6,6. Le degré d'éloignement dans un sens ou dans un autre de b/a par rapport à 6,6, classe les minéraux lourds dans l'ordre de leur plus ou moins grande altérabilité.

Dans les deux niveaux, les teneurs en sable (0,50 à 0,05 mm) extrait de 100 gr de prise d'essai (3,38 % pour a et 2,37 % pour b) étant différentes, pour cerner le problème de plus près, les valeurs du tableau précédent peuvent être rapportées à 1 gr de cette fraction dans les deux niveaux. On obtient alors :

	b	a	b/a
Tourmaline	4,2	1,16	3,6
Zircon	18,7	0,83	22,5
Grenat	0	0,83	0
Rutile	1,9	0	6,10
Anatase	1,17	0,11	10,6
Sphène	0,10	0	0+
Andalousite	1,07	0,25	4,2
Epidote	0,8	0,04	11,5
Amphibole	0	0,04	0+
Pyroxène mon.	0,18	0,09	2,1
Teneurs globales	27,8	2,9	9,5

Tableau n° 21

On voit que la correction ainsi apportée ne modifie pas le sens de l'altérabilité et ne fait que décaler les valeurs.

Le facteur de correction que devrait introduire la variation de volume de la roche avec l'altération, est une constante dans ce système, aussi les valeurs du rapport b/a sont-elles uniquement comparables les unes avec les autres ; ces valeurs ne sont que relatives et ne donnent donc pas une valeur absolue du degré d'altérabilité des minéraux. Ce n'est que par rapport

à la valeur de la teneur globale qui correspond en quelque sorte à l'altération "moyenne" des minéraux lourds que chaque minéral peut être classé dans l'échelle de résistance à l'altération.

Ainsi nous n'avons pas une diminution absolue des minéraux avec l'altération mais une concentration relative de ces minéraux les uns par rapport aux autres.

On s'aperçoit ainsi que le zircon présente en effet la concentration relative la plus forte (22,5) puis viennent ensuite, l'épidote, l'anatase, le rutile, l'andalousite, la tourmaline et le pyroxène monoclinique.

Le zircon est considéré par tous les auteurs comme étant un des minéraux les plus résistants. Cependant la liste des résistances relatives des minéraux donnée par divers auteurs (F.K. SINDOWSKI, 1949 ; PETITJOHN, 1941) est différente de la nôtre. PETITJOHN (1941) donne dans l'ordre décroissant : anatase, rutile, zircon, tourmaline, monazite, grenat, staurotide, disthène...

L'épidote est placée en seconde position dans notre échelle de stabilité, or ce minéral est considéré comme fragile vis-à-vis des facteurs d'altération. Sa présence dans nos deux niveaux est faible mais ne paraît pas subir de dommages au cours de l'altération de la roche. Ce fait est difficilement explicable. L'hypothèse de la néoformation de ce minéral dans la couche altérée peut être envisagée, ce qui expliquerait sa constante dans nos niveaux, cependant la néoformation d'épidote en milieu exogène n'a jamais été signalée.

Quoiqu'il en soit, l'échelle de l'altérabilité des minéraux lourds que nous mettons en évidence correspond à un certain type d'altération climatique bien individualisé et par conséquent le caractérise. Mis à part l'épidote qui n'est, en général, pas considéré comme minéral très "stable", la présence constante et abondante de zircon, tourmaline et rutile dans la coupe de Talat témoigne donc de la rigueur des conditions climatiques qui ont procédé à leur concentration.

- Effet du triage, néoformation.

L'homogénéité parfaite de la coupe de la terrasse de Talat, à l'exception du niveau sommital, ne laisse pas cependant de poser des problèmes, car si l'ensemble de la coupe provient du remaniement d'amont en aval d'une couche d'altérite uniforme ayant recouvert le Trias de la région, la diversité même de ce Trias au point de vue minéralogique, devrait laisser place à de nombreuses variations dans les spectres minéralogiques de cette altérite en divers points de son aire de répartition.

Le triage de ces minéraux au cours de leur transport devrait ou augmenter ou diminuer la concentration des zircons dans les alluvions et non reproduire le spectre fourni par la base en place de la coupe. Il faut imaginer dans ce cas que le transport s'est fait sans triage, mais plutôt en masse. On en vient alors à imaginer des courants de type boueux déplaçant des pans entiers d'altérite.

Cette hypothèse est en partie confirmée par la présence des niveaux de paléosols de la coupe qui suggèrent de brusques variations climatiques, détruisant la végétation et laissant à l'érosion des sols nus glissant le long des pentes. Nos observations dans le massif des Cardamomes corroborent cette vue : la dernière variation climatique en détruisant la végétation a rendu possible l'érosion complète de la presque totalité des sommets actuels de la chaîne : ces derniers n'ont pas encore été colonisés par une nouvelle flore, le climat actuel ne favorisant pas le développement d'un horizon pédologique.

Le niveau J du sommet de la coupe par la présence d'épidote et d'amphibole reproduit assez bien la composition minéralogique moyenne des roches du Trias. Le fait qu'il contient des minéraux disparus dans les niveaux inférieurs s'explique ainsi : le manteau d'altérite, sûrement épais qui a recouvert le Trias de la région a fourni les matériaux de la terrasse de + 20 m dans les parties en amont ; ce manteau a été complètement décapé et l'érosion postérieure à la terrasse ainsi que l'érosion actuelle, s'attaquent maintenant directement aux roches du Trias.

Nous devons nuancer encore l'interprétation de l'homogénéité de la coupe de Talat. Il se peut très bien que les roches triasiques qui se sont altérées pour fournir le manteau d'altérites, source de nos matériaux, aient été des niveaux particulièrement riches en zircons et pauvres en épidote et sphène. Cela servirait à expliquer les fortes teneurs en zircons observées. Cette hypothèse, cependant ne peut pas seule, rendre compte de l'homogénéité de la coupe et se heurte au fait que le Trias a été violemment plissé : l'aire d'affleurement de la majorité des couches est très localisée et restreinte.

On peut aussi penser à un apport secondaire de zircons lors de la mise en place des alluvions de la terrasse dans ce cas, outre que l'origine de ces zircons poserait un grand problème, il faudrait supposer que cet apport ait été continu et constant en quantité durant tout le temps de l'édification de la terrasse.

Enfin, on peut penser à un processus de néoformation dans la terrasse elle-même, postérieurement à sa formation, à partir de solution riches en Zr. FREDERICKSON (1948) considère que le zirconium peut remplacer l'aluminium (potentiels ioniques sensiblement identiques) dans les minéraux d'hydroxyde de l'aluminium, ce qui correspond à une certaine néoformation, cependant on n'a jamais pu mettre en évidence de véritable néoformation de zircon dans les conditions exogènes qui sont les nôtres. D'ailleurs la morphologie des zircons est la même dans les sédiments et dans les roches du socle et on y observe la même variabilité dans la couleur (zircons incolores, roses, pléochroïques) et dans la granulométrie.

3.- Conclusions.

L'étude des minéraux lourds de la coupe de la terrasse de Talat nous permet les conclusions suivantes :

- l'altération de type ferrallitique qu'ont subie les roches du Trias antérieurement à la formation de la terrasse de + 20 m, a consisté en une élimination quasi complète des minéraux type sphène, épidote, amphibole

et à la concentration relative du zircon, du rutile et de la tourmaline, très souvent à l'état de traces dans le socle.

- le transport de ce manteau d'altérite s'est effectué sans triage de ses minéraux lourds, ce qui ne peut s'expliquer que par un transport en masse du type coulées boueuses consécutif à une destruction massive et rapide du couvert végétal.

c - Minéraux légers.

La première coupe (notée par des lettres) a fait l'objet d'une étude de ses minéraux légers. Ce sont essentiellement du quartz, les feldspaths et les débris lithiques divers (tableaux).

Deux types de quartz sont présents : des quartz filoniens et des quartz roses, les premiers dominant largement.

Notons qu'alors que dans le socle et les deux niveaux qui lui font suite (A, B, C) le quartz filonien est peu abondant, il devient très abondant dans les niveaux situés au-dessus, ce qui justifie la coupure stratigraphique au-dessus du prélèvement C, entre ce qui est en place et ce qui a été transporté.

Les débris lithiques sont plus abondants dans les niveaux en place, ce qui peut traduire le degré de moindre altération auquel ils sont arrivés par rapport aux niveaux transportés.

La présence de feldspath, uniquement dans le socle et dans le niveau sommital J, est de nouveau un argument pour dire que ce niveau J correspond à l'érosion mécanique directe de ce socle dégagé de sa chape d'altération.

Niveaux	quartz	quartz rose	débris lithiques	feldspaths
J	TA	A	TA	PA
I	A	PA	TA	
H	TA	PA	TA	
G	TA	PA	TA	
F	TA	A	TA	
E	TA	PA	TA	
D	TA	PA	TA	
C	A	PA	ETA	
B	A	PA	ETA	
A	A	PA	ETA	
socle	PA		TA	PA

Tableau n° 22

Minéraux Légers : importance relative = ETA = extrêmement abondant ; TA = très abondant ; A = abondant ; PA = peu abondant.

d - Les argiles.

Ce sont les fractions fines ($< 50\mu$) des échantillons A, C, E et G correspondant respectivement à la "lithomarge", au niveau ferrallitique susjacent, à un "paléosol" rouge et à un paléosol" brun, qui ont été étudiées. La présence d'une phase quartzreuse et ferrugineuse très importante dans cette fraction révélée grâce aux méthodes classiques d'analyse des argiles, (analyse thermique différentielle et thermo balance) nous a fait préférer l'étude de cette fraction par spectrographie infra-rouge. Cet examen fut effectué à l'aide de deux spectrographes (457 et 21-(NaCl), PER KIN ELMER, se complétant au point de vue de leur précision et de leurs gammes de fréquences (Fig. 45).

Globalement la fraction fine de ces quatre échantillons est formée d'un mélange, en proportions variables, de minéraux argileux, de quartz et d'hydroxydes de fer amorphes.

Le matériel phylliteux est composé dans les quatre cas d'un mélange sensiblement équivolumétrique de kaolinite et de montmorillonite. Alors que la kaolinite apparaît très bien dans les courbes de thermobalance et dans les diagrammes infra-rouges du spectrographe (21) (NaCl), la montmorillonite n'a pu être différenciée que grâce à l'emploi de ce spectrographe, en traitant l'échantillon à l'hexachlorobutadien. Le spectre caractéristique de la kaolinite a pu être mis en évidence entre 600 et 250 cm^{-1} à l'aide du spectrographe 457, pour l'échantillon A qui renferme le plus fort pourcentage de kaolinite. Cela prouve que le mélange montmorillonite-kaolinite ne masque pas la présence d'un interstratifié mais qu'on a bien les deux minéraux présents simultanément.

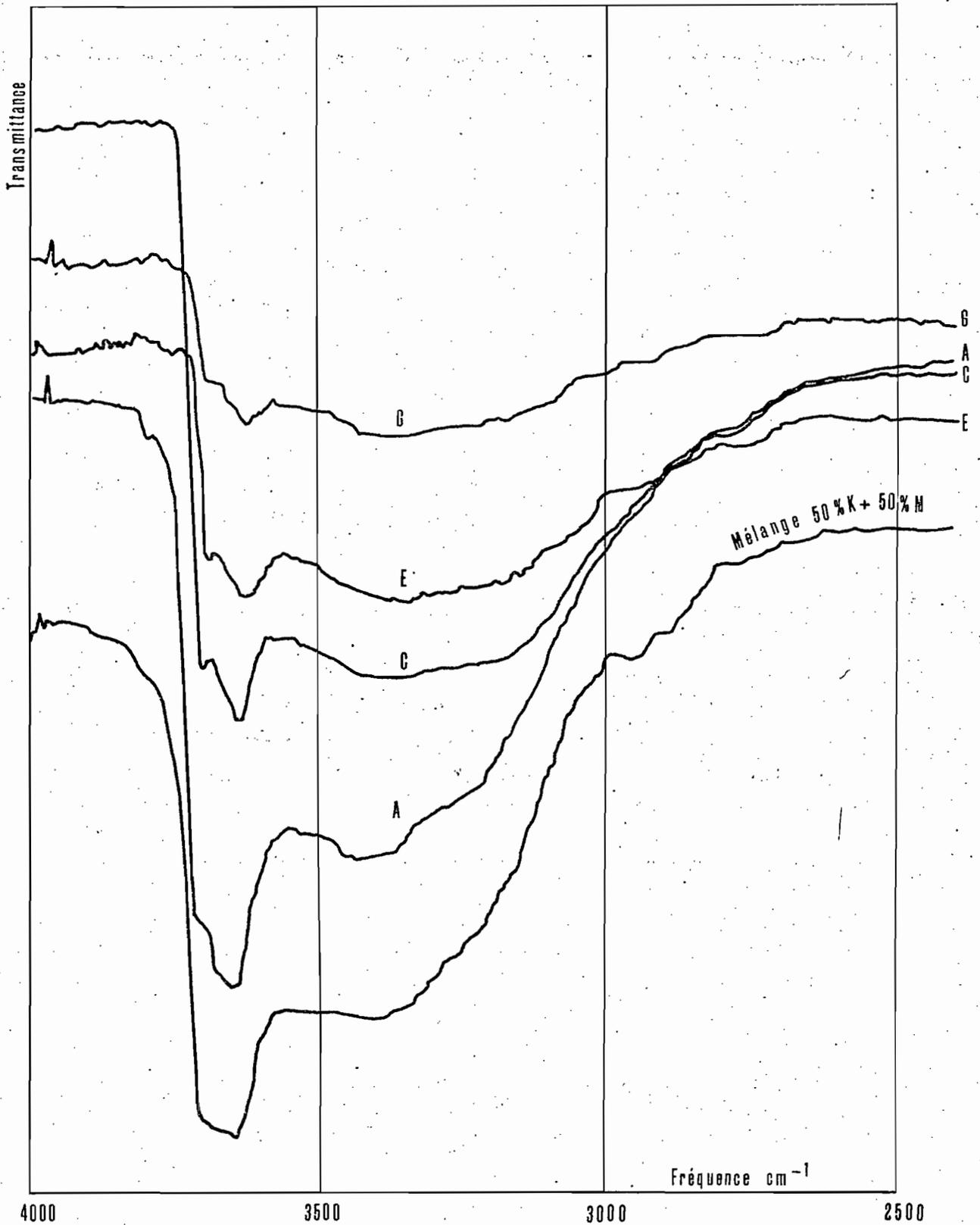
L'hydroxyde de fer se présente sous forme de gel non cristallisé car la structure observée aux infra-rouges est caractéristique des gels.

On peut noter une évolution quantitative de la base au sommet de la coupe. Si les proportions de montmorillonite sont toujours sensiblement les mêmes que celles de kaolinite, les proportions de leur somme tend à décroître de la base au sommet. Ceci est particulièrement sensible entre la "lithomarge" et le niveau ferrallitique la surmontant et entre le "paléosol" rouge et le "paléosol" brun.

Corrélativement les proportions de quartz et d'hydroxydes de fer augmentent dans le même sens. L'échantillon C (niveau ferrallitique) en particulier, contient beaucoup plus de quartz que la "lithomarge" (A) où le développement des phyllites est maximum.

La présence simultanée de kaolinite, de montmorillonite et d'hydroxydes de fer amorphes dans les niveaux d'altération en place peut s'expliquer, non pas par un type particulier d'altération, mais par l'effet cumulatif d'une histoire climatique complexe. On ne peut que tenter de reconstituer cette histoire.

Le mélange kaolinite-montmorillonite-interstratifié 12-14Å caractérise, en zone tropicale humide, et sur roche acide (ce qui est le cas des roches du Trias) la zone de départ de l'altération dans le cas d'un drainage peu intense avec nappe phréatique permanente (MILLOT, 1964) ; c'est le type IV de N. LENEUF (1958).



Spectrographie infra-rouge_Coupe de Talat

Comparaison avec mélange : 50% kaolinite + 50% montmorillonite pures

En zone équatoriale ou sous forêt dense, la kaolinite apparaît en milieu bien drainé avec nappe permanente alors que la montmorillonite caractérise la base des profils mal drainés.

Il semble donc que la présence simultanée de ces deux phyllites n'existe qu'à l'état transitoire dans les profils d'altération zonaux et leur présence constante dans la coupe de Talat pose un problème paléoclimatique difficile.

On peut envisager l'existence d'un climat ancien donnant une altération de type fersiallitique (DUCHAUFOR, 1968) avec milieu riche en Ca, donc producteur de montmorillonite, ou bien des conditions topographiques favorisant la création de vertisols azonaux, dans un milieu climatique à saisons tranchées, conduisant aussi à la néoformation de montmorillonite. Dans ce dernier cas il semble que cette argile devrait être ferrigère comme il l'a été prouvé par les vertisols d'Afrique (in DUCHAUFOR, 1968, p. 46).

Ce type d'altération, producteur de montmorillonite, a dû évoluer, à la faveur d'un changement climatique et de l'établissement d'un meilleur drainage (cause tectonique ?) vers un type d'altération franchement équatorial tendant uniquement à la kaolinisation.

Le fait que cette kaolinisation n'a pas été complète et n'intéresse que la moitié environ des phyllites, pourrait s'expliquer par une dégradation des conditions de drainage au cours d'un même climat ou au contraire, par un nouveau changement climatique stoppant cette évolution.

Nous devons en rester au niveau de l'hypothèse ne possédant pas les éléments paléoclimatiques anciens susceptibles de nous éclairer. Quoiqu'il en soit, on peut avancer que deux types d'altération climatique différents ont contribué à l'élaboration du manteau d'altérites qui a recouvert le massif de Srang antérieurement à la terrasse de + 20 m de Talat.

Ainsi de même que pour les minéraux lourds, nous nous trouvons ici en présence d'une séquence minéralogique homogène qualitativement qui apporte une preuve supplémentaire de l'origine commune des matériaux et de leurs conditions de mise en place.

e - Granulométrie.

La granulométrie a été établie sur les sables (2 à 0,05 mm) divisés en quatre fractions. Les trois fractions retenues pour l'étude des minéraux lourds et la fraction plus grossière (2 à 50 mm). Le tableau 23 donne les pourcentages de ces quatre fractions pour l'ensemble des sables et en plus (1ère colonne) le pourcentage globale de la fraction grossière (> 2 mm) granules et graviers par rapport à l'ensemble du sédiment. La plupart des échantillons ayant été ferruginisés postérieurement à leur dépôt une attaque chlorhydrique a dû être effectuée sur les sédiments pour faciliter leur délitation, de ce fait nous ne pouvons donner le pourcentage de la fraction < 0,05 mm.

Certains niveaux ayant été échantillonnés deux fois, on s'aperçoit que les deux granulométries du même niveau ne sont pas identiques, ce qui traduit une certaine hétérogénéité naturelle de ces niveaux et con-

confirme l'hypothèse de leur transport sans effet de triage.

A part le niveau sommital J qui, là aussi, diffère fondamentalement de l'ensemble des autres niveaux avec 78 % de fraction 0,16 mm et en considérant un degré de variabilité d'environ ± 2 % pour chaque fraction, la coupe cependant peut être considérée comme homogène au point de vue granulométrique. Aucune évolution n'y est décelable, à part peut-être le fait qu'entre la lithomarge et le niveau ferrallitique en place qui la surmonte, la taille des sables a tendance à évoluer vers les éléments fins ce qui traduirait l'altération plus poussée du niveau ferrallitique, la lithomarge jouant bien ici son rôle de transition dans l'altération.

Dans les sables, c'est la fraction de 2 mm à 0,50 mm qui est la plus variable (12 à 60 % des sables) aussi avons-nous reporté à la colonne 6 du tableau les pourcentages de fraction 0,50 - 0,05 mm.

On s'aperçoit que pour les niveaux en place (de 0 à C compris) ce pourcentage est pratiquement identique (4,6 à 7,4-) et faible, ce qui est un argument pour prouver la continuité de la lithomarge et du milieu ferrallitique formant le cycle 1. Entre ce cycle 1 et le restant de la coupe, se place un véritable hiatus granulométrique qui, là aussi, justifie notre coupure stratigraphique. Les deux niveaux du sommet I et J diffèrent profondément des autres niveaux ce qui tendrait à prouver que l'érosion directe du socle triasique a peut-être débuté avant le dépôt du niveau sommital J.

Enfin dans la coupe de paléosols, il semblerait que les sols "bruns" (0-2,4 , G-6) soient plus sableux que les sols "rouges" plus argileux. Cela confirme les données macroscopiques et prouverait le moindre degré d'altération auquel les sols "bruns" correspondent. Nous sommes là en présence de deux types d'altération climatique différents ; les sols "bruns" appartenant à un climat moins "tropical" (dissociation minérale moins importante) que celui ayant donné les sols "rouges".

N° Echantillons	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
J		3	3	16	78	3,0
I	34	39	20	31	10	3,6
9		21	14	34	31	19,5
H	28	42	9	10	31	20,0
8		18	13	36	33	22,6
7		33	16	32	19	12,1
G	11	28	9	27	36	28,7
6		15	12	37	36	24,5
F	31	37	9	24	30	15,4
5		13	11	34	42	34,6
4		12	12	39	37	33,7
E	57	52	12	17	19	-
3		19	14	36	31	14,9
D	12	27	10	24	38	22,6
2		13	10	32	45	30,9
C	16	39	11	19	31	7,4
1		33	15	27	25	8,0
B	58	44	11	18	27	6,3
A	73	46	15	21	18	7,2
0		60	11	17	12	4,6

Tableau n° 23

(1) = % fraction 2 mm

(2) = % fraction 2 mm et 0,50

(3) = % fraction 0,50 et 0,31

(4) = % fraction entre 0,31 et 0,16

(5) = % fraction entre 0,16 et 0,05

(6) = % fraction de 0,50 - 0,05 mm
par rapport au sédiment total.
Granulométrie.

3 - 2' C o n c l u s i o n s

Ainsi l'ensemble des données stratigraphiques, minéralogiques (minéraux lourds et légers, argiles) et sédimentologiques (granulométrie) convergent pour nous fournir une certaine image dynamique de la mise en place des matériaux de la terrasse de + 20 m de Talat.

On peut résumer ainsi les divers cycles d'érosion-sédimentation qui s'y sont succédés :

- A une époque indéterminée, Quaternaire inférieur ou plus ancien, des climats pluvieux ont développé sur tout le massif de Srang, une couverture d'altération certainement épaisse de plusieurs mètres. C'est ce que nous appelons le cycle 1 ; ce cycle a été conservé au site même de Talat parce que ce dernier correspond à un "bas fond" du réseau hydrographique de la région. Cette altération est caractérisée, au point de vue minéralogique, par une élimination quasi complète des minéraux type sphène, amphibole, épidote et par la concentration relative du groupe zircon-rutile-tourmaline. Cette ségrégation très poussée prouve les conditions climatiques sévères régnant à cette époque.

L'étude des argiles a mis en évidence dans les niveaux d'altération en place la présence de kaolinite et de montmorillonite que nous avons essayé d'interpréter comme le résultat d'actions climatiques complexes dont nous ne pouvons définir parfaitement la nature.

A Talat, les niveaux d'altération en place ont été tronqués témoignant d'une phase postérieure d'érosion importante. On n'a aucune idée de l'importance de cette région, ne sachant pas quelle épaisseur a pu atteindre la totalité du manteau d'altérite.

- Le cycle de sédimentation suivant (cycle 2) est caractérisé par une suite de dépôts discontinus de paléosols non en place. Sur l'ensemble du massif de Srang, au cours de cette période, une série de microfluctuations climatiques a développé sur le manteau d'altérite antérieur, des sols alternativement rouges et bruns correspondant à des climats plus ou moins pluvieux. Entre chacune de ces microfluctuations, le couvert forestier du massif a été brusquement éliminé, son sol a été érodé de façon massive et brutale (déplacement en masse par courants de type boueux), érosion due certainement à un climat semi-aride à aride avec de rares pluies très violentes. Ce phénomène s'est reproduit à chaque micro-oscillation climatique. A cette érosion des parties amont du massif correspondent donc les dépôts de "paléosols" de Talat. Ces derniers sont biseautés entre chaque niveau ce qui témoigne de leur érosion partielle entre chaque arrivée massive de sédiments. On peut donc dire qu'à une érosion dans les parties amont du massif correspond un dépôt en aval, à Talat, et qu'inversement à une pédogenèse active dans les parties amont correspond une érosion au site même de Talat. Les "paléosols" n'étant pas en place, les micro-oscillations climatiques qu'ils enregistrent sont décalés dans le temps d'un demi-microcycle érosion-sédimentation.

Le nombre de ces microcycles au cours du cycle 2 nous est inconnu, puisque certains ont très bien pu disparaître entièrement.

- L'ensemble des dépôts du cycle 2 ont été érodés en majeure partie au cours d'une phase d'érosion beaucoup plus intense que celles qui séparent les différents "paléosols", à tel point que ce cycle n'a été conservé que dans la partie nord-est de la butte de Talat.

- Un nouveau cycle (cycle 3) de dépôt fait suite à cet épisode. Il consiste en la mise en place d'un matériel "ferrallitique" assez identique à celui du niveau sommital du cycle 1. Ce cycle se termine par l'épandage d'une nappe fluviatile de galets de quartz qui témoignent du caractère torrentiel du réseau hydrographique à cette époque. Cette nappe est située sensiblement 20 m plus haut que les talwegs actuels.
- Un nouvel épisode d'érosion intense va araser la nappe de galets. On assiste à une corrosion intense de sa surface aux endroits où cette nappe est conservée, conduisant à une coupure nette de la partie supérieure des galets. Ailleurs il semble qu'elle ait disparu par érosion.
- Au cours de l'épisode précédent mais plus certainement postérieurement, on assiste au dépôt de gel ferrugineux sur la surface des galets et à la précipitation de concrétions ferrugineuses englobant des grains de quartz. Cette phase de précipitation est peut être aussi responsable de la "charpente" ferrugineuse des niveaux d'argiles latéritiques sous-jacents. On pourrait assimiler cet épisode à un cuirassement dû à des conditions topographiques locales.
- Enfin, le massif de Srang, en amont de Talat, ne pouvant plus fournir de matériaux d'altération à l'érosion, son socle est directement attaqué et un niveau de sable hétérogène se dépose formant ce que nous appelons le cycle 4.
- Ce cycle 4 se termine par le dépôt, en surface de sables précédents, de concrétions ferrugineuses qui parsèment la surface du sol de la région, même en dehors de la butte témoin.

Ce cycle 4 représente l'ensemble des dépôts postérieurs à la terrasse de + 20 m jusqu'à l'Actuel, puisqu'il n'est pas prouvé qu'il ne se dépose pas encore des dépôts de ce type.

Ainsi la séquence complète représentée à Talat s'inscrit très bien dans le type de séquence quaternaire déjà décrite pour la terrasse de Sré Sbau (+ 40 m).

3 - 3 La terrasse de + 20 m sur le plateau de Khorat (Thaïlande)

Un autre exemple de cette terrasse se rencontre sur le plateau de Khorat (Thaïlande).

L'importance de ce site est due au fait que cette zone rassemble les principaux gisements de bois silicifiés quaternaires de l'Asie du Sud-Est.

On se trouve là dans la plaine alluviale de la rivière de Khorat qui draine l'ensemble du plateau secondaire formant l'est de la Thaïlande entre le Mékong et la Ménan. Le plateau de Khorat correspond à l'affleure-

ment de la série dite des "Grès supérieurs" dont l'étude stratigraphique, à l'inverse de la même série au Cambodge, est assez bien connue (LAMOREUX, P.E. et N.J. DINBUNNAG, 1959).

La coupe que nous décrivons se trouve au sud de la route Bangkok-Khorat, à environ 13 km avant Khorat au site de barrage de Huey Ban Yang. Le fond du talweg actuel est à 202,85 m d'altitude une première terrasse s'observe à 205,80 m soit 3 m au-dessus, la seconde terrasse fluviale présente la coupe suivante :

- sur un socle d'argiles violettes de la série des "Grès supérieurs" repose, avec une légère discordance, d'un sédiment grossier 1,5 à 2 m, sableux à petites passées graveleuses, de couleur blanche à rosée, avec imprégnation ferrugineuse et début de cimentation. Ce niveau de base présente une surface supérieure érodée.
- puis vient une nappe de galets de 2 à 2,5 m d'épaisseur. Cette nappe, assez homogène au point de vue granulométrique, contient des galets de quartz, de lydienes, de jaspes, de basaltes, d'une roche silteuse fine et de bois silicifiés abondants. L'imprégnation ferrugineuse est aussi importante, mais le sédiment reste meuble.
- au-dessus de cette nappe s'observe un niveau d'environ 2,5 m d'épaisseur de limon argileux gris noirâtre à passages lenticulaires et obliques de galets. Ce niveau ne contient pas de bois fossiles sinon quelques rares bois provenant du remaniement de la nappe sous-jacente.

Cette coupe est constante dans toute la région de Khorat. Sur la piste de Chok Chai (km 17 de cette piste à partir de son embranchement au km 23 de la route de Khorat-Surin) la terrasse d'environ + 20 m de la rivière Mue Nam Mum donne la coupe suivante :

- reposant toujours sur les argiles de la série des "Grès supérieurs, la nappe de galets précédente se retrouve; épaisse là d'environ 1 m, elle présente une surface cuirassée par des oxydes de fer sur environ 0,2 à 0,5 m ;
- ce cuirassement, témoin d'une exondation prolongée de la nappe, est recouvert par environ 1 m d'un sable fin à moyen à lentilles de galets. Aucun bois fossile n'a été trouvé en place dans ce niveau, alors qu'ils abondent dans la nappe sous-jacente. Ce qui localise bien la position stratigraphique de ces bois qui semblent uniquement associés à la nappe fluviale de la terrasse de + 20 m.

Ce mode de gisement est à rapprocher de celui du gisement de bois fossiles de la terrasse de + 40 m du Mékong entre Stung Treng et Snoul au Cambodge (SAURIN E., et CARBONNEL J.P., 1964). Comme pour ce dernier gisement on est en droit de se demander si les bois fossiles sont contemporains de la mise en place de la nappe de galets. Seule une étude paléobotanique (en cours actuellement) pourra nous fournir des éléments de réponse. Mais il est prévisible de penser, comme les premiers résultats le suggèrent, que nous avons là certainement deux lots de bois : des bois subcontemporains de la terrasse donc quaternaires et des bois secondaires provenant du démantèlement de la série de Khorat (Jurassique et Crétacé).

Ainsi, sur le plateau de Khorat, il semble qu'on ait une strati-

graphie homogène pour la terrasse de + 20 m :

- sur le socle secondaire un premier épisode de sédimentation met en place une couche sablo-graveleuse sans bois silicifiés ;
- puis vient un épisode d'érosion qui enlève une partie du niveau précédent. Au cours de cet épisode ou au cours de la période de transition avec le suivant, le niveau 1 est imprégné d'hydroxydes de fer qui lui donnent un début de cimentation ;
- un nouvel épisode de sédimentation fait suite avec l'épandage d'une nappe de galets de nature pétrographique variée mais où les bois fossiles silicifiés sont abondants et où parmi lesquels on note la présence de basalte ;
- de nouveau, on observe un arrêt dans la sédimentation, sinon une érosion avec là aussi un début de cuirassement de la partie supérieure de la nappe fluviale précédente par des hydroxydes de fer ;
- enfin se dépose un niveau sablo-limoneux à lentilles de galets, mais sans qu'on y observe de bois silicifiés contemporains sinon quelques rares échantillons, petits et très roulés, remaniés de la nappe sous-jacente. Ce niveau ne paraît pas avoir subi d'imprégnation secondaire.

Nous nous trouvons ainsi devant un cycle de dépôts ou l'on note trois épisodes de dépôts fluviatiles séparés par des épisodes d'érosion avec dépôts chimiques ferrugineux.

C'est déjà le schéma que nous avons détaillé pour la coupe de Talat et la corrélation entre ce qu'on observe ici et la coupe de Talat paraît évident et témoigne de la réalité de ce cycle et de son contenu.

4.- LES BASSES TERRASSES

Si l'existence de terrasses fluviales à environ + 100, + 40 et + 20 m au-dessus des talwegs actuels paraît un fait général pour l'ensemble au Cambodge et principalement pour la vallée du Mékong, il ne semble pas qu'il en soit de même pour les terrasses inférieures beaucoup plus difficiles à localiser et à systématiser.

Cela est dû, d'une part à l'existence d'un régime pluvio-hydrologique important qui rend difficile l'observation d'un niveau de base de référence pour les rivières, c'est ainsi que le Mékong a des crues qui dépassent 15 m d'amplitude annuelle à Kratié et d'autre part à l'existence d'une néotectonique dont les effets sont beaucoup plus sensibles quand on a affaire aux dénivellations restreintes des basses terrasses.

E. SAURIN (1966) reconnaît entre Snoul et Stung Trang sur la rive gauche du Mékong outre les trois terrasses décrites précédemment, une quatrième terrasse de + 15 m.

Cette dernière est composée "d'argiles sableuses jaunes surmontées de galets", parmi lesquels on reconnaît les galets quartzeux à patine ferrugineuse des terrasses antérieures ainsi que des galets de rhyolite et de phanite qui témoigneraient d'apports nouveaux dans la sédimentation.

Ce quatrième cycle de sédimentation a-t-il la même valeur que les cycles antérieurs et en particulier s'emplace-t-il entre la terrasse de + 20 m, 25 m, dont celle de Talat nous a fourni l'exemple-type et celles de + 10, de + 4,5, de + 2 m qu'on peut observer par ailleurs ? Ou bien doit-on corréliser ce cycle avec les cycles situés plus bas en altitude ? Nous sommes quant à nous excessivement gêné pour trancher et ce, particulièrement pour la vallée du Mékong où ces niveaux inférieurs sont à la limite du battant annuel des eaux du fleuve.

Nous noterons cependant qu'au pied du Phnom Pô, nous avons déjà décrit (voir plus haut) l'existence d'une coulée basaltique recouverte sporadiquement d'une nappe de galets fluviaux remaniant en partie la coulée.

Dans la même région, à l'est du Mékong, dans la province de Ratanakiri, P. LACOMBE (1965), sous la terrasse de + 40 m, observe des terrasses fluviales à + 10, + 4,5 m et + 2 m, il ne signale nulle part de terrasses entre + 40 et + 10 m, mais il parle (P. LACOMBE, 1967) d'un système de terrasses, en amont de Kompadon sur la Sé San au Sud Viet-Nam qui, d'aval en amont, passe de 10 à 80 m au-dessus du talweg. Nous aurions tendance à interpréter un tel niveau comme une terrasse d'environ + 40 m basculée lors du soulèvement quaternaire du massif de Kontum, plutôt que comme une terrasse de + 20 m et ce, d'autant plus que l'auteur reconnaît que cette surface qui se prolonge dans la province de Ratanakiri, y est

D'autres exemples peuvent être cités d'une telle ambiguïté dans la reconnaissance des terrasses inférieures à + 20 m au-dessus des talwegs.

4 - 1 Les terrasses de Païlin

Des observations de terrains permettent de s'apercevoir que les principales coulées de la région de Païlin reposent sur le socle ancien (triasique et antérieurs) (Fig. 16) par l'intermédiaire d'un dépôt alluvial formé essentiellement de galets de "Grès supérieurs" (J.J. CALAME, 1962). Ces dépôts qu'on peut ainsi assimiler à des dépôts de terrasses se trouvent à 10-15 m du talweg actuel de l'O Tavao pour la coulée de Païlin même, alors qu'ils sont situés à environ + 25 m du Stung de Païlin pour la coulée de Bar Yakkar (située à l'ouest de la précédente). Cette position altimétrique différente des deux coulées de la région peut s'expliquer de plusieurs manières :

- ou bien l'on considère que la mise en place de ces basaltes s'est échelonnée dans le temps et que l'on a affaire à deux épisodes principaux d'émission,

- ou bien on considère que les coulées sont sensiblement synchrones et alors les dénivelées que l'on observe entre leur base et le fond des talwegs sont d'origine tectonique.

Nous pencherions pour cette seconde interprétation et ce, pour les raisons suivantes :

- tout d'abord il a été démontré que les possibilités de minéralisation alluviale à partir des terres de décomposition basaltique sont limitées aux alluvions "récentes" et actuelles, ce qui revient à dire que les basaltes ne sont pas plus anciens que le sommet des alluvions "anciennes" de la région puisqu'on ne trouve pas de gemmes dans ces alluvions. De ce fait, les coulées basaltiques n'ont guère pu s'échelonner sur un long laps de temps ;
- d'autre part, des observations stratigraphiques par puits dans les alluvions récentes du Stung de Païlin, ont été relevées qui prêchent en faveur de l'existence d'un "mouvement récent de décrochement vertical" (J.J. CALAME, 1962) sur la rive gauche de cette rivière.

Nous sommes donc amené à considérer que les diverses terrasses sur lesquelles reposent les basaltes de la région de Païlin, sont certainement le résultat du jeu de fractures récentes qui ont amené à diverses altitudes un même niveau qui aurait pu être primitivement aux alentours de + 10 m par rapport aux talwegs.

4 - 2 A u L a o s

A Muong Houn, dans la plaine du Nam Beng, sur du Néogène plissé, le Quaternaire est représenté par une terrasse de + 10- 15 m dont la base est formée d'une nappe de galets parfois cimentés et dont les alluvions sont parfois latéritisés et par une terrasse de + 5-6 m avec galets non cimentés et alluvions non latéritisés.

A Pak Beng, le Mékong est bordé d'une terrasse ferruginisée de + 10 m par rapport au niveau des basses eaux du fleuve, dans laquelle s'emboîte une terrasse de + 6 m.

Sur le plateau du Tran Ninh, et particulièrement dans la plaine des Jarres, les alluvions anciennes sont représentées par des terrasses de + 15-20 m au-dessus des talwegs, dont le remblaiement complexe couvre la grande majorité du Quaternaire. Ces niveaux sont en relation avec des remplissages de grottes qui se trouvent à des altitudes relatives diverses ; à Houéi Hoc, + 13 m pour un remplissage de tufs contenant la faune à Orang Outang, à Tham Pha Loi, terrasse de + 20 m au-dessus de Nam Tieng. Alors que dans le Tran Ninh méridional, des argiles jaunes avec graviers et galets, équivalents des limons jaunes et "loess" synchrones des tufs à Orang, dominant localement le lit de la Nam O de 30 m.

Toujours au Laos, FROMAGET (1927), dans la vallée du Mékong, signale "des traces de graviers ou de limons" aux côtes suivantes : 15 à 18 m, 30 m environ et 60 m, les terrasses inférieures étant recouvertes d'allu-

vions actuelles souvent épaisses de plus de 10 m.

Il signale de même dans la vallée de la Sé Bang Fay au nord de Ban Hay, des lits de graviers situés à 60 m au-dessus des alluvions actuelles.

En Annam, le même géologue signale des lambeaux de terrasses fluviales à + 4-5 m d'altitude relative dans la vallée du Rao Nay. Il observe d'ailleurs que cette terrasse se raccorde au niveau marin de 5-6 m de la région.

Dans la vallée du Song Ca, la terrasse observable est à 30 m environ du lit actuel ; en pays Muong, les basaltes qui descendent souvent jusque dans le lit actuel des rivières (vallée du Song Con) coiffent pour la plupart une terrasse d'altitude relative d'environ 30 m.

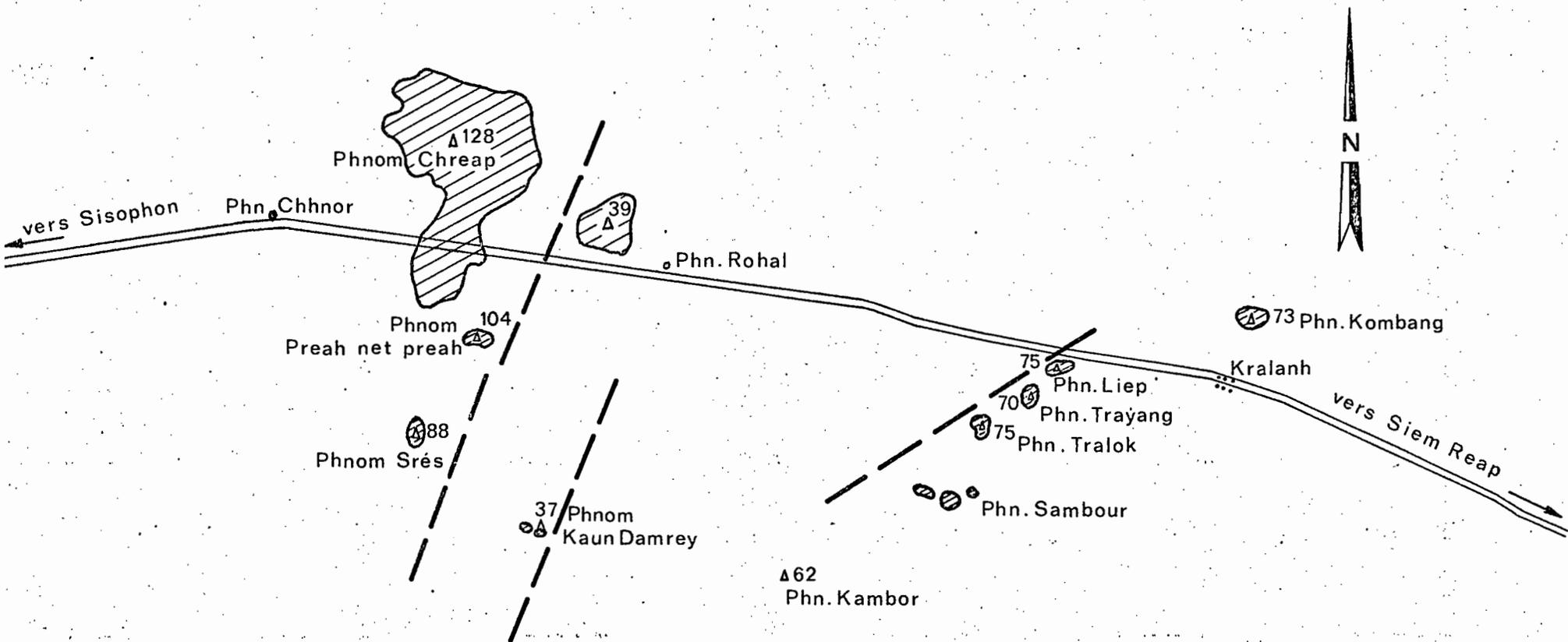
Ces quelques exemples, qu'on pourraient augmenter de nombreux autres, en particulier les dépôts de la faune à Orang sont étagés de 13 à 50 m, prouvent que toutes les terrasses continentales de la Péninsule indochinoise ont subi au cours du Quaternaire une tectonique complexe (failles, bombements) qui les a dénivelées de façon apparemment anarchique ; mais alors que les trois niveaux supérieurs (+ 100, + 40 et + 20 m) ont une grande extension et une cohérence stratigraphique et altimétrique qui nous permet de les localiser stratigraphiquement malgré cette tectonique, les basses terrasses se laissent beaucoup moins bien saisir.

C'est dans la cuvette du Grand Lac que la présence de telles basses surfaces peut être appréhendée le plus efficacement.

4 - 3 Nord du Grand Lac

Dans la région comprise entre la chaîne des Dangrek et le Grand Lac, le pays descend en pente douce de 100 m d'altitude au niveau de base formé par le lac aux alentours de 9-10 m.

Sur ces larges surfaces au relief très peu accidenté sinon par des buttes témoins de terrains anciens qui en sortent sous forme de "chicots", il est très difficile de mettre en évidence des terrasses ou des surfaces d'aplanissement quaternaires. La seule limite à peu près sûre est celle qui sépare les alluvions anciennes latéritisées des alluvions récentes exemptes de toute trace de ferruginisation. Cette limite se trouve aux alentours de 20-25 m d'altitude. Mais dans cette région E. SAURIN (1962) signale entre Sisophon et Kralanh que la plaine y est couverte de pisolithes latéritiques abondants. L'altitude de la plaine est, à cet endroit, de 20 m environ (plutôt 16-17 m d'après les cartes à 1/100 000ème) alors que le Grand Lac est à 9 m. Cette observation tendrait à faire de l'immense "plaine à paddy" du nord du Grand Lac une surface morphologique d'environ 10 m au-dessus de ce dernier. Or on se trouve encore dans les



"phnoms" au nord du Grand Lac entre SISOPHON et SIEM REAP - 1/200.000^{ème} -



Affleurements de "grès supérieurs" et de rhyolites .

Failles supposées .

△39

Altitude en mètres.

alluvions récentes, les alluvions anciennes ne débutant que 10 km au nord de la route Sisophon-Siem Réap. E. SAURIN (1962) signale en outre d'autres faits dans la même région qui tendraient à prouver que des niveaux de latérites se trouvent à des altitudes apparemment incompatibles avec la distinction qui veut que la différence entre alluvions récentes et alluvions anciennes est l'absence de "latérite" dans les premières. On peut être évidemment amené à penser que, dans ces plaines basses, inondées régulièrement, la précipitation et l'évolution de composés ferruginisés se poursuit encore à l'heure actuelle. Mais dans ce cas, on peut se poser la question de savoir ce que vaut la distinction introduite entre alluvions récentes et anciennes.

Quoiqu'il en soit, c'est une distinction pratique sur le terrain qu'il convient de conserver et qui marque un certain hiatus stratigraphique exprimé dans la coupe des alluvions du Grand Lac sous forme d'une lacune sédimentaire. Sa position altimétrique (20-25 m) en fait le témoin d'une surface d'environ + 10-15 m au-dessus du Grand Lac.

Dans la même région E. SAURIN signale près de Battambang un niveau de galets (quartz, andésite et rhyolite) au sommet du Phnom Prateat (34 m) qu'il interprète plutôt comme le vestige d'une haute terrasse (+ 25 m) que comme les restes du poudingue de base du Trias (la colline est en calcaire permien).

A cette occasion, nous avons fait une observation dans la même région qui doit nous apprendre à nous méfier de ces données purement altimétriques.

Entre Sisophon et Siem Réap, de la plaine émerge un certain nombre de "phnoms" formés essentiellement des "Grès supérieurs" et des tufs vulcano-sédimentaires rhyolitiques qui sont interstratifiés à leur base. L'altitude maximale de ces collines va de 37 à 128 m et l'on ne trouve aucune possibilité de les ordonner suivant un ordre logique en fonction d'un quelconque système de terrasses.

Les alluvions qui entourent ces collines masquent leur contact, cependant la photo aérienne permet d'apercevoir un système de fractures orienté NNE-SSW qui sépare le groupe de collines comprenant le phnom Chreap (128 m) de celui comprenant la colline sans nom (38 m) au nord-ouest de Rohal et le phnom Kaun Damrey (37 m) (Fig.46). Ce dernier groupe paraît de même limité à l'est par une ligne de fracture de même orientation. Un troisième groupe de collines à l'est des précédents est orienté suivant un axe NE-SW (groupe du phnom Liep, 75 m). On s'aperçoit que dans les "compartiments" structuraux ainsi isolés, les altitudes des phnoms sont relativement homogènes. Dans le groupe le plus à l'ouest, les altitudes sont les suivantes : Phnom Chreap (128 m), Phnom Pranet Preah (104 m), Phnom Srés (88 m). Le groupe central est composé des phnoms : nord-ouest de Rohal (39 m) Kaun Damrey (37 m). Le groupe à l'est comprend le Phnom Kombang (73 m), Liep (75 m), Trayang (70 m), Trabok (75 m) et Kambor (62 m).

Toutes ces altitudes s'ordonnent relativement bien en fonction de la structure de la région ; tout se passe comme si ces altitudes correspondaient non pas à des surfaces d'érosion mais au rejet des failles qui ont isolé chaque compartiment. De plus, pour chacun des compartiments il semble

que la surface correspondant aux sommets des collines plonge légèrement vers le Sud, c'est-à-dire vers le Grand Lac (c'est surtout net pour le compartiment de l'Ouest qui passe de 128 à 88 m sur 10 km soit une pente de 1/250 m).

Ce schéma rappelle curieusement ce que nous avons mis en évidence dans la région des "Bas plateaux" basaltiques avec la grande faille quaternaire du Phnom Pô. Nous n'avons aucune preuve quant à la date de cette fracturation dans la région qui nous occupe cependant le fait que l'évolution morphologique récente n'ait pas sensiblement altéré les altitudes des différents phnoms dans chaque compartiment, prouve soit que cette fracturation est relativement récente, soit qu'elle a eu lieu avant le dépôt des grès qui les surmontaient et dont les témoins subsistent encore à l'Est et au Nord dans le phnom Koulen et la chaîne des Dangrek. Nous pencherions plutôt pour la première hypothèse plus logique et surtout plus proche des faits mis en évidence ailleurs sur le territoire cambodgien. Dans ce cas on peut penser que le sommet du phnom Chreap (128 m) correspond sensiblement à la surface morphologique primitive qui a été fracturée. Cette surface qui pend vers le Sud peut être assimilée à la surface d'environ 100 m bien développée ailleurs au Cambodge.

Si l'on considère que ces vues ne sont pas uniquement hypothétiques, on peut être amené à considérer un certain nombre de "témoins" de surface morphologique avec quelques réticences; en particulier, la surface de +25m du Phnom Prateat peut très bien correspondre, dans cette optique, à n'importe quel niveau ancien compris entre 100 et 25 m. Nous touchons là une constante du Quaternaire indochinois, c'est la prédominance des facteurs tectoniques sur les facteurs morphologiques et sédimentologiques.

4 - 4 Sud du Grand Lac

Pour le sud du Grand Lac, nous avons découvert des terrasses que E. SAURIN (1962) a signalées.

Au sud-ouest du lac, sur la piste qui part de Krakor vers Bannak, à environ 4 km de Krakor les alluvions anciennes qui s'appuient sur les contreforts de la chaîne gréseuse de Komreng, forment une surface morphologique d'environ 8-10 m au-dessus des alluvions récentes. A ce niveau cette surface légèrement ferruginisée, peut être considérée comme une terrasse d'érosion dans laquelle vient s'emboîter les alluvions récentes. Si on compare l'altitude de cette terrasse au niveau actuel du Grand Lac, la dénivellation est d'environ 25 m en prenant la côte + 1 m comme hauteur d'étiage du lac.

Or nous avons vu précédemment que sensiblement au nord de Krakor, dans le Petit Lac, le relief de la surface des alluvions anciennes dessine le profil d'une vallée fluviale dont le talweg atteint la côte maximale de -12,70 m. Si l'on considère que la surface d'érosion de Krakor plonge sous les alluvions actuelles du lac, pour rejoindre cette vallée, c'est alors à une terrasse de 38-40 m par rapport à ce talweg que nous avons affaire.

La figure 47 présente la coupe schématique qui ressort de ces observations. Le recouvrement d'alluvions récentes masque la topographie des alluvions anciennes entre + 25 m et - 2 m, mais on peut supposer en bonne logique que la pente est continue entre ces deux altitudes et du type de celle que nous avons figurée. Dans ce cas, nous aurions eu, avant le dépôt des alluvions récentes du Grand Lac, deux cycles d'érosion : celui correspondant à la "terrasse" de Krakor ayant sculpté une surface topographique située à environ 20-25 m du talweg ancien et un cycle d'érosion ayant fourni la "vallée" sous lacustre du Grand Lac dont la dénivelée maximale par rapport à son talweg serait de l'ordre de 10 m. Le premier cycle ou cycle de Krakor intéresse la quasi totalité de la cuvette du Grand Lac alors que le second ou cycle de Peam Bang est restreint à un étroit chenal (250 m) le long de la rive nord du lac.

Ces deux cycles d'érosion ont été suivis d'un cycle de sédimentation (les "alluvions récentes") qui s'est poursuivi jusqu'à l'actuel.

Dans ce schéma on est obligé de tenir compte d'une observation qui pose un certain nombre de problèmes : au sud du Grand Lac et principalement entre Pursat et Kompong Chhnang, la limite entre alluvions récentes et alluvions anciennes suit sensiblement la côte + 40 m alors qu'au nord du Grand Lac cette limite passe vers 20-25 m. Cela peut être dû soit à deux types d'alimentation différents de part et d'autre du bassin, soit à un mouvement relatif des deux bords de la cuvette.

Cette dernière observation confirme de nouveau le fait, qu'à l'inverse de ce qui se passe en général, plus les événements sont récents plus ils paraissent difficiles et complexes à décrire.

Ainsi pour la cuvette du Grand Lac, il apparaît que les cycles de Krakor et de Peam Bang sont les deux seuls qu'on puisse réellement mettre en évidence. Le cycle de Krakor qui correspond à une terrasse réelle de 20-25 m paraît synchrone de la "surface de + 10 m" occupant la plaine entre Sisophon et Kralanh décrite par E. SAURIN en prenant le niveau actuel du lac comme référence. La véritable terrasse de + 10 m est enfouie sous les alluvions récentes et n'affleure nulle part dans le bassin.

Ces quelques exemples nous montrent combien il est difficile de choisir un schéma général pour les basses surfaces d'aplanissement. Outre la finesse d'observation que l'établissement de ce schéma nécessite (entre autre les cartes à notre disposition sont loin d'avoir la précision requise) il est tout-à-fait patent que le diastrophisme récent a joué un rôle beaucoup plus important que celui qu'on a bien voulu admettre jusqu'à présent.

Aussi nous fonderons nous sur une étude de TJIA (1968) pour établir la liste minimale des terrasses fluviales récentes. Cet auteur a étudié dans Java, dans le Sud Sulawesi et dans l'est et le sud de Sumatra, les niveaux de terrasses de 10 grandes rivières et d'un affluent plus petit ; à partir d'environ 200 observations de niveaux de terrasses inférieures à + 7 m par rapport aux talwegs, il a pu mettre en évidence que ces niveaux se localisaient sur trois altitudes relatives préférentielles : 1,5 - 2 m, 2,5 - 3 m et 4-6 m. Ces terrasses se rencontrent de 15 à 260 km de la mer et à des altitudes absolues pouvant atteindre 185 m.

L'auteur observe qu'il y a une coïncidence très forte entre les niveaux fluviaux de 1,5 - 2 et 4-5 m et deux des basses terrasses marines dites "de Daly" de même altitude (KUENEN, 1955). La terrasse la plus basse de Daly, celle de 0,5 - 1 m n'est pas représentée en milieu continental mais c'est parce qu'elle se trouve dans les limites de battement annuel des crues de tous ces fleuves. Il conclut à une cause originelle commune pour ces terrasses fluviales et marines (eustatisme mais aussi, peut-être variations brusques du volume des bassins océaniques).

Bien que certaines observations, principalement dans l'Est indonésien (TJIA, 1965), fournissent des arguments pour ajouter un quatrième niveau général vers 2,5 - 3 m, TJIA ne pense pas que la somme de ces observations soit encore suffisante pour l'affirmer.

L'ensemble de ces données par leur caractère statistique est très important car il justifie ce que les géologues de l'Indochine ont jusqu'ici "inconsciemment" utilisé, à savoir, le relais que l'étude des basses terrasses marines apportait à l'étude chronologique des terrasses continentales.

C'est pourquoi nous n'étudierons pas les terrasses fluviales situées au-dessous de 10 m par rapport aux talwegs, les terrasses marines de même altitude étant mieux connues et plus facilement utilisables.

5.- CONCLUSIONS

Ainsi le système de terrasses, principalement de la vallée du Mékong, entre la frontière laotienne et les Bas Plateaux basaltiques, se présente de façon cohérente et reproduit assez fidèlement le schéma connu par ailleurs en Asie et principalement en Birmanie (tableau 24)

En effet, dans cette dernière contrée, de TERRA et col. (1936) ont montré que le moyen Irrawaddy au sud de Mandalay possédait les cinq terrasses étagées suivantes :

- T 1 : terrasse de 100 m ;
- T 2 et T 3 : hautes terrasses de 40 et 30 m constituées de même matériel sédimentaire ; la T 3 étant formée par l'abrasion de la terrasse précédente. Ces terrasses contiennent du vieux paléolithique ;
- T 4 : terrasse de 15 m ;
- T 5 : terrasse basse.

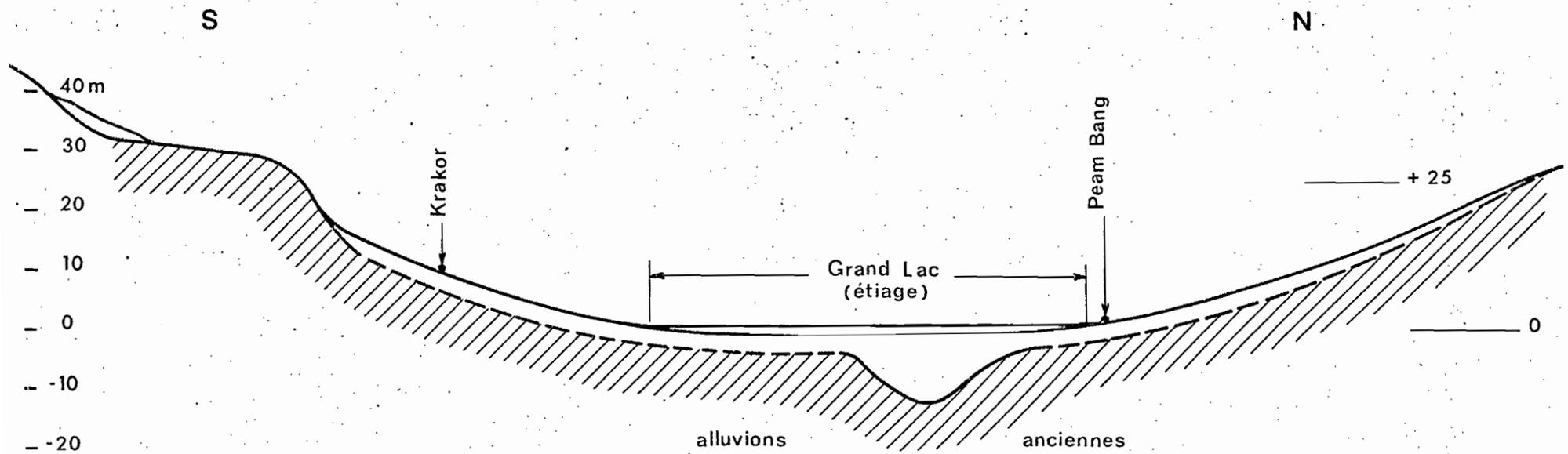
Ces cinq terrasses correspondent pour TEILHARD de CHARDIN (1938) à celles de l'Inde du Nord que de TERRA et PATTERSON (1936) ont raccordé aux glaciations himalayennes (voir tableau).

Compte tenu d'une relative similitude d'altitude des terrasses et de l'identité de leur succession, il est tentant de paralléliser ces terrasses avec celles du Mékong.

STRATIGRAPHIE COMPAREE DU QUATERNAIRE ASIATIQUE
d'après MOVIUS, 1944

		CACHEMIRE	NW INDES	PUNJAB	BIRMANIE (Irrawady)		CHINE DU NORD	
		séquences glaciaires	Dépôts	Climat	Dépôts	Climat	Dépôts	Climat
Post-Pleist.		alluvions T 5	terrasse T 5	condit. actuel.	Singu silt T 5; 12 m	condit. actuel.	alluvions Panchiao	condit. actuel.
PLEISTOCENE	SUPERIEUR	4ème glac. T 4	remaniement de Potwar T 4	Pluvial	T 4 (18-21m) Pagan silt	Pluvial	loess Malan	froid semi-aride
		3ème Interglac. T 3 ----- Erosion	principale terrasse T 3 ----- Erosion	Inter-Pluvial	T 3 (27-33m) ----- Erosion	Inter-Pluvial	période Chingshui ----- Erosion	doux humide
		3ème Glac. T 2 (dépôt)	loess d Potwar graviers de base T 2	Pluvial	Nyaungu Terre rouge T 2 (54-75m)	Pluvial	Etage	froid semi-aride
	MOYEN	2ème Interglac. haute ter. T 1 ----- EROSION	haute terrasse T1 ----- EROSION	Inter-Pluvial période sèche	haute terrasse T 1 (84-135m) ----- EROSION	Inter-Pluvial	de CHOU KOU , TIEN SEDIMENTATION	doux humide
		2ème Glaciaire graviers de Karrwa	Boulder Conglomérat	Pluvial	Graviers latéritiques et congl.	Pluvial	Sanmenien sup.	froid semi-aride
	INF.	1ère Interglac. zone de	zone de	Inter-pluvial	niveaux irrawadiens	Inter-Pluvial		doux humide
1ère glac. conglomérat		zone de Tatrot	Pluvial chaud et tempéré	sup.	Pluvial		froid semi-aride	

Tableau n° 24



Cuvette du Grand Lac
 Coupe entre Krakor et Peam Bang

échelle des longueurs : 1 km # 1cm

La terrasse de + 100 m du Phnom Pô correspondrait à la T1 de Birmanie et donc au deuxième interglaciaire du Cachemire (sommet du Pléistocène moyen). Les T 2 et T 3 représentant un même cycle pourraient être assimilées à la terrasse de + 40 m dont on a vu qu'elle possédait deux cycles de dépôt. La T 4 correspondrait à la terrasse de + 20 m de Talat et du plateau de Khorat et la T 5 post-pléistocène à nos basses terrasses.

Une telle assimilation pour être probable n'en est pas moins très fictive dans l'état actuel de nos connaissances car les preuves (principalement paléontologiques) sont vraiment trop minces pour qu'on en puisse faire état.

Age des terrasses.

Nous prendrons pour base la chronologie absolue établie par ZUBAKOV (1967) dans laquelle la limite Pléistocène inférieur. Pléistocène moyen est à 600 000 ans.

Nous avons vu que la terrasse de + 100 m est coiffée par les basaltes de Haute Cochinchine ; or nous avons montré que ces basaltes à Xuan Loc datent au minimum de 650 000 ans ce qui fournit l'âge maximum de la dite terrasse. Cette haute terrasse est donc indubitablement Pléistocène inférieur (anté-Mindel) et nous ne pouvons donc pas la corrélérer avec la terrasse T 1 des Indes et de Birmanie.

Ceci pose évidemment le vieux problème de Villafranchien et du décalage éventuel de l'ensemble des séries quaternaires vers le bas de l'échelle géochronologique. Nous ne rentrerons pas dans cette querelle puisque les données géochronologiques permettent de redéfinir, sur des critères plus adaptés que la stratigraphie paléontologique classique, les séquences du Quaternaire.

Notons cependant à ce propos, la distinction introduite par TEILHARD de CHARDIN (1938) dans le Quaternaire de l'Asie, entre un "âge des terrasses" pour lequel la présence de l'homme est attestée et un "âge des bassins" qui lui est antérieur. Ces deux périodes sont séparées par un diastrophisme général en Asie, de l'Afghanistan à la Chine du Nord. Pour cet auteur la période des bassins correspond aux remplissages lacustres pliocènes et essentiellement villafranchiens ; le Villafranchien étant, en général, discordant sur le Pliocène franc. Notre expérience des bassins lacustres du nord de la Thaïlande que nous avons visités en 1967, nous amène à partager cette vue avec cependant quelques restrictions.

En effet, nous prendrons l'exemple du bassin de Mae Fang, situé au nord de Chiang Mai, près de la frontière birmane. Ce bassin contient au moins 1350 m (4000 pieds) de sédiments qui peuvent être divisés en deux termes principaux :

- une séquence pliocène (Mae Sot Formation) formée de dépôts alternés d'origine lacustre et fluviatile qui contient des lignites.
- une séquence supérieure (Mae Fang Formation) qui paraît être Pléistocène (?), formée uniquement de matériaux d'origine fluviatile ou de ruissellement superficiel (argiles et sables).

L'ensemble a été violemment plissé et il semble bien que la séquence de Mae Sot l'ait été une première fois avant le dépôt de la séquence de Mae Fang. Quoiqu'il en soit, le remplissage du bassin de Mae Fang, s'est fait en deux temps correspondant grossièrement au passage d'un régime lacustre à un régime fluvial ou de ruissellement.

L'absence de fossile significatif dans la séquence supérieure empêche de lui donner un âge villafranchien sûr et rien n'empêche de la placer au sommet du Pliocène.

Pour le Cambodge, ce qui semble caractéristique, dans le contexte de notre connaissance actuelle, c'est l'absence de l'équivalent de ce "villafranchien" et du Pliocène, de l'"âge des bassins". Il n'est évidemment pas exclu qu'il n'existe pas à la base du remplissage du Grand Lac par exemple mais nous n'en avons aucune preuve.

On peut donc considérer que le Quaternaire cambodgien commence avec le cycle d'érosion et de dépôt de la terrasse de + 100 m qui est daté du Pléistocène inférieur.

Par ailleurs on a vu que nous avons récolté des tectites dans la terrasse de + 40 m. Ces tectites ont un âge moyen de 700 000 ans. Comme on ne les retrouve pas dans le cycle de + 100 m on doit en conclure que ce cycle est antérieur à cette date. Les basaltes coiffant la terrasse de + 100 m ne débordant pas sur la terrasse de + 40 m où d'ailleurs on les retrouve sous forme de galets, on peut en déduire que cette dernière terrasse est postérieure à 650 000 ans donc Pléistocène moyen.

Il semble donc bien établi que si le Villafranchien existe, il n'est pas complet puisque le cycle de 100 m fait partie du Pléistocène inférieur.

D'autre part la faille du Phnom Pô qui est postérieure à cette haute terrasse, paraît ainsi bien correspondre à une phase tectonique datant du sommet du Pléistocène inférieur puisqu'elle ne peut être que subsynchrone des basaltes des Bas Plateaux (650 000 ans).

Ce "calage" stratigraphique des terrasses fluviales cambodgiennes est important mais ne permet pas de définir la place exacte de la terrasse de + 20 m ni la durée de la sédimentation complexe de celle de + 40 m.

Il semble bien que chacun de ces deux cycles de dépôt corresponde à une double séquence : - pour la terrasse de 40 m nous avons mis en évidence trois phases humides et trois phases sèches distinctes d'une phase humide et d'une phase sèche ; l'aridité s'aggravant de plus en plus avec le temps ; - pour la terrasse de 20 m on assiste de même à une succession de phases arides et de phases pluvieuses en nombre indéterminé, groupées en deux séquences distinctes encadrées par des épisodes d'érosion intense.

On pourrait admettre que l'ensemble de ces deux cycles correspond à la totalité du Pléistocène moyen et une grande partie sinon la totalité du Pléistocène supérieur.

	CYCLE	PHASES CLIMATIQUES	CHRONOLOGIE
?	Basses terrasses terrasse de + 10m(?)	Planation Basalte.	
?	terrasse de + 20 m	ph.sèche accentuée EROSION ph.humide (sédimentation) ph.sèche EROSION micro phases d'érosion et de sédimentation BASALTES (Sud Viet-Nam) ?	
?		EROSION	
Pléistocène	"latérite sup." (< 700 000)	ph.sèche (calcaire) ph.humide (ferrug.)	
	terrasse de + 40 m	ph.humide (remaniement) ph.semi-aride (silicif.) ph.sèche accentuée	
moyen	"latérite inf."	ph.de transition ph.humide (ferrug.) ph.semi-aride (silicif.) ph.humide (galets) ph.sèche (calcaire) ph.humide (dépôt) planation	pebble cul- ture.
		BASALTES	basalte : 650 000 ans
faille du Phnom Pô			
Pléistocène inférieur	terrasse de + 100 m (> 650 000 ans)	ph.humide (cuirassement) ph.humide (dépôt) planation	-tectites : 700 000ans -Conglomérat à <i>Diptero-</i> <i>carposylon</i> <i>kmerinum</i> (Boureau)

LES TERRASSES FLUVIATILES. STRATIGRAPHIE.

Tableau n° 25

Chapitre II

LE QUATERNAIRE MARIN

Alors que l'inventaire des niveaux quaternaires marins de la côte est de la péninsule indochinoise comprend une liste de travaux suffisamment importante pour qu'on en puisse commencer la synthèse, (FONTAINE, H 1968), la côte ouest et principalement celle du territoire cambodgien n'a jusqu'à présent livré que peu de témoins marins quaternaires (CARBONNEL, J.P., 1964). Ceci est dû, d'une part à la faible densité d'itinéraires géologiques dans cette région et d'autre part à la nature géologique même de la région qui n'est pas favorable à la création et à la conservation de tels témoins.

1.- LES CÔTES CAMBODGIENNES

Le littoral cambodgien fait partie intégrante du Golfe de Thaïlande et son histoire géologique est subordonnée à celle du golfe. Le Golfe de Thaïlande est le prolongement de la plateforme de la Sonde mais sa morphologie sous-marine en fait une cuvette actuellement "fermée" vers le Sud par un seuil pratiquement continu qui rejoint la pointe de Camau au Sud Viet-Nam à Kota Bharu sur la côte malaise. Ce seuil d'environ 150 km, de direction NE-SW, suit la côte - 30 m.

Ainsi le centre du Golfe de Thaïlande a pu être interprété par EMERY et NIINO (1963) comme une "dépression structurale formée au Tertiaire inférieur". Ces mêmes auteurs signalent que la majorité des dépôts du Golfe sont formés de reliquats sédimentaires de dépôts quaternaires datant d'époques de bas niveaux marins.

En effet, si l'on ne tient compte que des variations glacio-eustatiques du niveau marin, le Golfe de Thaïlande a dû, à diverses époques du Quaternaire, être émergé ou réduit à un simple lac saumâtre. Ces conditions particulières, à l'inverse de la situation que l'on observe sur la côte est de la péninsule, exposée à une mer ouverte et profonde, font que les vestiges côtiers des anciens niveaux marins sur les côtes cambodgiennes n'ont pas le même développement que sur les côtes vietnamiennes.

De plus les facteurs tectoniques ont joué un rôle prédominant au Quaternaire et ont souvent commandé les variations relatives du niveau de la mer par rapport au continent, diluant ainsi les variations eustatiques.

Bien que l'histoire du "sillon" vallée de la Ménam - Golfe de Thaïlande ait pu commencer au Tertiaire inférieur, il y a de fortes chances pour que l'état actuel du golfe n'ait été acquis qu'au cours du Quaternaire à la suite d'une série d'effondrements dont nous décrirons plus loin les modalités.

Outre ces facteurs tectoniques et eustatiques, des facteurs d'ordre géomorphologique ont favorisé ou défavorisé les possibilités de création des terrasses marines côtières. La côte cambodgienne de Réam à la frontière thaïlandaise est entièrement constituée de roches siliceuses de la série des "Grès supérieurs". Ces grès continentaux hétérogènes ont subi une tectonique de style cassant (voir partie II, chapitre 1). Ces accidents ont rejoué au cours du Quaternaire ; il en a résulté une côte découpée suivant les principales directions de ces cassures (ex. : île de Kôh Khong). Les possibilités pour la mer de découper des surfaces d'abrasion dans ces rebords de failles ou de cassures ont nécessairement été limitées par les quantités de matériaux à éroder. Ce n'est donc que dans le cas bien précis où la fracture avait amené la surface des grès relativement près du niveau de la mer que celle-ci y a pu découper une surface d'érosion.

La plupart du temps les mers anciennes n'ont pu aménager de tels niveaux et n'ont laissé leur trace que sous la forme de niveaux d'alvéoles d'érosion marine visibles sur les grandes surfaces verticales des rivages actuels . Il ne semble pas en avoir été de même sur les côtes thaïlandaises du nord du golfe dont la pétrographie est plus variée et discontinue.

2.- LES TERRASSES MARINES DU LITTORAL CAMBODGIEN

2.-1 La terrasse de + 1,5 - 2 m.

Cette terrasse largement représentée en Asie et dans le monde (FAIRBRIDGE, R.W., 1958) a été signalée en Thaïlande (PITAKPAIVAN et SRILENAWAT, 1967) et au Cambodge (CARBONNEL, J.P., 1964).

Ce niveau peut être suivi pratiquement sur tout le littoral cambodgien. En général, il est représenté par des témoins de sables coquilliers ou coralliens entre les côtes + 1,5 et 2 m.

On l'observe très bien à Kep où elle repose sur une couche de latérite alvéolaire type Bien Hoa, à Sihanoukville où elle repose directement sur les grès secondaires ; l'île du Départ, située à quelques miles au nord de Sihanoukville, est formée uniquement de cette terrasse ; nous nous trouvons là sur un haut fond sur lequel se sont déposés au moins deux mètres de sable coquillier assez grossier ; ce dépôt situé à l'heure actuelle au-dessus du niveau des hautes marées s'est conservé grâce à la fixation d'une végétation peu dense (cocotiers uniquement) mais suffisante pour éviter son érosion.

Il en est de même pour beaucoup de fond de baies (sur la côte ouest de Kôh Khong par exemple) des îles de la région, où se sont installées depuis quelques années la plupart des plantations de cocotiers de la région, les sols élaborés à partir de ces sables très riches en CO_3Ca étant très propices à cette culture. Dans une de ces plantations (côte ouest de Kôh Khong, quatrième baie à partir de la pointe sud de l'île) nous avons pu recueillir une ponce flottée en place, témoin de l'existence d'éruptions sous-marines contemporaines de ce niveau. De telles trouvailles sont paraît-il très courantes dans cette terrasse, lors de la plantation de jeunes plans de cocotiers. Les ponces volcaniques peuvent voyager très loin de leur lieu d'émission et il n'est pas douteux que celles que l'on trouve à Kôh Khong ne proviennent pas du Golfe de Thaïlande lui-même mais plutôt de la mer de Chine ou des Philippines. Des éruptions sous-marines ont été signalées encore en 1923 au large des côtes vietnamiennes (PATTE, E., 1924) et PATTE (1926) signale des ponces actuelles dans le Golfe de Tonkin.

Des lambeaux de dépôts côtiers situés entre 1,5 et 2 m, se retrouvent sur les principales îles de la côte (LAFONT, L.R., 1958, CARBONNEL, J.P., 1964). Lorsque la topographie côtière présente des abrupts francs, le niveau de 2 m est alors marqué par une bande d'alvéoles d'érosion marine identique à celle observable dans la zone actuelle de balancement des marées. Bien qu'il faille certainement manier avec beaucoup de précautions de telles marques d'érosion (FONTAINE, H., 1968), il ne fait pas de doute, pour ce qui est de la terrasse de + 2 m et celle de + 4 m, que nous avons affaire là à d'anciennes marques de niveaux marins puisque par ailleurs

nous observons ces terrasses en dépôt d'origine marine à la même altitude et que les marques alvéolaires bien alignées que nous avons pu observer (aux Saracen et à Sihanoukville en particulier) ne se rencontrent qu'aux seuls endroits où les mers anciennes n'ont pu laisser de dépôts (côte verticale sans possibilité d'étalement pour la mer).

Au point de vue sédimentologique, les dépôts de la terrasse de 1,5 - 2 m ne diffèrent guère des dépôts actuels. La terrasse de 2 m formant l'île du Départ au nord de Sihanoukville est formée d'un sable assez grossier composé de débris coquilliers très roulés avec de rares coquilles entières très endommagées de petits gastéropodes et lamellibranches. La fraction détritique très peu abondante est réduite à du quartz en grains anguleux et oxydés. Ce quartz semble provenir du remaniement local des "Grès supérieurs". La microfaune est très pauvre et comporte uniquement deux espèces de foraminifères : *Elphidium craticulatum* et *Quinqueloculina laevigata*. La première espèce étant nettement plus abondante que la seconde.

Ce dépôt correspond donc à un faciès côtier excessivement peu profond, un peu saumâtre par sa microfaune.

A Kep, la terrasse de + 2 m repose sur une latérite alvéolaire de type Bien Hoa. Cette couche de latérite très fortement cuirassée plonge sous le niveau de la mer. A Kep, on la suit jusqu'au niveau des plus basses eaux. A Sihanoukville, où l'on retrouve aussi cette disposition, la latérite se suit jusqu'à - 2 m au minimum. Cette latérite qui se poursuit vers l'intérieur du pays y atteint + 35 m à quelques centaines de mètres du rivage (E. SAURIN, 1962). Cette disposition morphologique est susceptible de deux interprétations : ou bien on a affaire à un revêtement latéritique cuirassé moulant une topographie tourmentée ce qui est rarement le cas en pays tropical où les cuirassements se font dans un environnement généralement plat à écoulement lent et diffus, ou bien la cuirasse a subi une déformation d'origine tectonique postérieure à son édification. Nous pencherions pour cette dernière interprétation et dans ce cas la présence de la terrasse de + 2 m sur le manteau latéritique prouve que cette déformation est antérieure à la terrasse.

On peut se demander d'ailleurs si cette latérite fait partie du même horizon que celle signalée par E. SAURIN (1955) par 20 m de fond entre Hon Rái et Poulo Dama et celle qui affleure au niveau de la mer à Phu Quoc (A. KREMPF, 1928). Si c'était le cas on pourrait être assuré qu'on aurait affaire à un cuirassement général de la région datant d'un bas niveau marin (régression wurmienne ?). Cependant le jeu des fractures au cours du Quaternaire, a très bien pu immerger une ancienne surface latéritique n'ayant aucun rapport avec les phénomènes glacio-eustatiques. L'absence d'observations "en continu" de ces niveaux et surtout l'absence de repères chronologiques (fossiles, possibilités de datation) pour ce type de sédiment, rend toute hypothèse gratuite.

2 - 2 La terrasse de + 4 m

Cette terrasse comme la précédente paraît bien attestée sur les côtes du Golfe de Sihanoukville. Nous l'avons signalée (CARBONNEL, J.P., 1964) ainsi que LAFONT (1958) aux Saracen, où elle se trouve sur la même verticale que la terrasse de + 1,5 - 2 m ce qui prouve bien qu'elles correspondent à deux niveaux marins différents. On peut l'observer sur le littoral au sud de Sihanoukville où elle figure sous la forme d'une ligne d'alvéoles d'érosion marine pouvant souvent se suivre sur plusieurs dizaines de mètres.

Cette terrasse est signalée aussi dans l'île de Phu Quoc (FONTAINE 1968) et à An Thoï. Elle est ici constituée d'un sédiment gris sablo-limoneux très peu riche en calcaire.

La constance de ce niveau sur le littoral indochinois, nous en verrons d'autres exemples au paragraphe suivant, paraît bien prouvée et n'étaient les difficultés d'exploration de cette région, il ne semble pas faire de doute qu'on puisse le suivre tout le long de la côte gréseuse cambodgienne.

A l'île des Saracen, le cordon littoral (LAFONT, 1958) de + 4 m est séparé de celui de + 2 m par une zone marécageuse à végétation herbacée. On peut observer sous le cordon littoral de + 2 m, grâce à l'affouillement dû aux eaux sortant du marécage, une surface rocheuse correspondant à un ancien platier pouvant être rapporté à la terrasse de + 4 m. C'est sur ce platier que la terrasse de + 2 m s'est établie. Il est d'ailleurs à noter que même aux endroits où la terrasse de + 4 m n'a pas laissé de témoins sédimentaires, la surface subverticale qui correspond au rivage actuel paraît s'incurver vers le large et supporte alors des dépôts littoraux de + 2 m. Cette disposition pourrait expliquer pourquoi la terrasse de + 4 m soit si souvent passée inaperçue sur les côtes rocheuses du Golfe de Siam; sa forme résiduelle la plus constante, parce que protégée par les sédiments plus récents, serait son platier rocheux situé aux alentours du niveau moyen de la mer.

2 - 3 La terrasse de + 10 - 15 m

Sur les côtes cambodgiennes ce niveau, par ailleurs présent le long des rivages vietnamiens, n'a été signalé qu'à l'île des Saracen (CARBONNEL, J.P., 1964).

Dans cette île, il se trouve directement au-dessus des deux terrasses précédentes au lieu dit "Anglade" au sud-ouest de la baie de Saracen.

Cette terrasse y est représentée par une large surface faiblement inclinée qui se termine vers la mer par un abrupt de 1 à 2 m encombré d'éboulis. Cet abrupt présente les traces d'alvéoles d'origine marine iden-

tiques à celles des terrasses inférieures. De plus, la surface au sommet de l'abrupt est recouverte d'une mince pellicule de sable gréseux plus ou moins rosé, la surface du grès sous ce sédiment n'est pas altérée et est polie. N'ayant pu conserver l'échantillon de ce sable il nous est difficile de nous prononcer sur son origine. Sur le terrain il nous avait paru correspondre à un sable éolien plutôt que marin.

Malgré l'ambiguïté certaine de l'interprétation des alvéoles d'origine marine dans les grès (elles peuvent provenir des embruns mais aussi de la rosée et de la pluie et se rencontrer très haut, au-dessus du niveau de la mer) leur localisation verticale très restreinte, le fait qu'elles ont tendance à former des lignes horizontales plus ou moins continuées et surtout le fait qu'on les trouve à des altitudes privilégiées (+ 2, + 4, + 10 et + 25 m) par rapport à ce qu'on connaît par ailleurs dans le Sud Est asiatique sur les anciens niveaux marins, nous assure de la réalité de ce niveau ancien.

2 - 4 La terrasse de + 25 m

Toujours à l'île des Saracen, au-dessus du niveau précédent, on observe le développement d'une surface importante à environ + 25 m. Cette surface est limitée vers le large par un abrupt d'une dizaine de mètres encombré d'éboulis mais sur lequel les mêmes traces alvéolaires que précédemment sont reconnaissables. Ces traces sont localisées sur une épaisseur d'environ un mètre. Cette large surface se retrouve à la même altitude au sud-ouest de l'île au fond de la baie dite "des pêcheurs".

Ces niveaux sont les seuls éléments du Quaternaire marin actuellement connus sur le littoral cambodgien.

On ne connaît pas les niveaux pouvant être immergés. La seule étude sédimentologique des fonds sous-marins (LAFONT, 1962) n'intéresse que les formations actuelles de la région de Sihanoukville. De plus les cartes sous-marines sont relativement peu précises et datent pour la plupart du début du siècle, ce qui rend peu rentable l'étude de la topographie sous marine de détail.

3.- LE QUATERNAIRE MARIN DE LA PENINSULE INDOCHINOISE

C'est particulièrement les côtes vietnamiennes et les îles rattachées à ce pays qui fournissent le plus de renseignements sur le Quaternaire marin. Et ce sont les travaux de SAURIN (1952, 1955, 1956, 1962, 1963, 1965, 1966) et H. FONTAINE (1967, 1968) qui ont fait progresser la connaissance de l'histoire de ces côtes.

FONTAINE (1968) récemment, à l'occasion d'une expédition ayant pour but l'étude des îles du large appartenant au Sud Viet-Nam, a publié une synthèse sur le Quaternaire marin. Nous ne la reprendrons pas ici mais nous la résumons dans le tableau ci-dessous :

	Terrasses marines	Âges absolus	Observations
Flandrien	+ 2 m + 4 m	2100-2300 BP 4500 BP	
régression wurmienne	- 100 m	18-19000 ans	preuves en mer de Chine, émergence plateau de la Sonde. Réseau hydrographique, latérite.
Tyrrhénien	+ 10 - 15 m	18500 ans très discuté	
Sicilien	+ 25 m + 40 m		Ces niveaux n'ont pas été décrits de façon indiscutable.
Émergence du Quaternaire ancien			Indices fournis par présence de latérite dans le Golfe de Thaïlande.
Calabrien ?			Pas connu. Possibilités à la base des remblaiements deltaïques.

Tableau n° 26

3 - 1 Géochronologie des niveaux marins et conclusions

Ce tableau général appelle peu de commentaires sinon ceux relatifs aux datations absolues qui posent des problèmes d'interprétation au même titre que ceux que nous avons développés dans le chapitre sur la géochronologie des granites.

Jusqu'à récemment le niveau de 1,5 - 2 m n'avait pas été daté directement et la date de $\geq 2100-2300$ ans portait de considérations sur l'antériorité de ce niveau à l'égard de la culture de Sa-Huynh datée à Hang Gon (Sud Viet-Nam) à 2100-2300 ans. Or un cordon d'huîtres situé à + 2 m d'altitude, signalé dès 1935 par GUBLER dans les grottes de Hon Chong (cap de la Table) a fourni un âge par C^{14} de $4,150 \pm 140$ ans BP (prélèvement de H. FONTAINE, soumis par moi au Centre des faibles radioactivités de Gif-sur-Yvette). Cette date isolée que nous espérons pouvoir contrô-

ler par d'autres mesures dans un proche avenir, est singulièrement proche de celle fournie pour la terrasse de + 4 m de Ca Na (SAURIN, 1963) : 4500 ± 250 ans. Le niveau de + 2 m du Cap de la Table peut, soit représenter un niveau de basse mer d'une mer dont le niveau moyen était situé 1 ou 2 m au-dessous, soit correspondre à un niveau plus ancien ayant subi une déformation postérieure.

Il est difficile de trancher, les deux hypothèses étant plausibles dans le contexte géologique régional.

Toute datation étant un minimum (les pollutions rajeunissant en général les âges), c'est plutôt la datation de Ca Na qui pourrait être mise en cause. Or elle a été effectuée sur deux échantillons récoltés dans la même région à 32 ans d'intervalle (1928 et 1960) qui ont fourni des âges rigoureusement identiques.

Cet exemple montre la prudence avec laquelle il convient de manier les données géochronologiques. Si même il apparaît que les mesures et les possibilités de contamination des échantillons sont bien connues, il convient de les confronter à des données de terrain bien interprêtées ce qui ne semble pas être le cas pour le cordon d'huîtres du Cap de la Table.

D'autre part, si le Flandrien est grossièrement représenté par les deux niveaux de + 4 m et + 2 m, c'est que ce sont essentiellement eux qui nous ont laissé des vestiges. En réalité on a pu mettre en évidence au moins quatre stades de stationnement de la mer au Flandrien : sur les calcaires de Nui Con (Sud Viet-Nam) FONTAINE (1968) signale quatre stades bien marqués à + 4 ou 4,5 m, à + 3 m, à environ + 1,75 m et à environ + 1,25 m. Cela est à rapprocher des terrasses marines reconnues par KUENEN (1933) à Java, à 4 - 5 m, 1,5 - 2 m et 0,5 - 1 au-dessus du niveau de la mer et qu'il a appelées (1955) "Daly terraces". Pour l'est et le sud de Sumatra, TJIA (1965) retrouve des niveaux identiques à 5, 1,5 - 2 et 0,5 - 1 m. Il semble que ces niveaux soient mieux développés dans l'Océan Indien et le Pacifique et qu'ils le soient moins ailleurs dans le monde.

L'appartenance de tous ces niveaux à l'époque post-glaciaire (7500-400 BP) a été contestée sur la base de datations par C^{14} : niveau de + 3 m en Australie plus vieux que 30 000 ans (FLINT, 1957), niveaux de 1,5 et 4 m d'Oahu datant respectivement de 25 000 et 31 000 ans (SHEPARD, 1963) etc... La plupart du temps ces faits qui ne rentrent pas dans le schéma général ont mal été interprétés ou bien les niveaux en question ont subi un diastrophisme qui les a dénivellés.

Avec TJIA (1968) nous pensons qu'il faut rapporter l'ensemble des niveaux inférieurs à + 10 m au post-glaciaire et que les deux principaux de + 5 et + 2 - 3 m ont en moyenne des âges respectifs de 4000-6000 et 5000 ans; le plus bas niveau ayant 3500 ans. Les variations observables sont dues au contexte local et en particulier à la néotectonique régionale.

Ce qui, par ailleurs, demanderait à être mieux expliqué, c'est la cause de la constance de ces niveaux autour du Pacifique et de l'Océan Indien. TJIA (1968) suggère que les baisses eustatiques du niveau marin peuvent être dues à des causes climatiques mais aussi à des brusques variations du volume des bassins océaniques. Ces variations sont connues en particulier par toutes les preuves que l'on a de la subsidence du Pacifique. FURON (1956)

en a fait une première synthèse : depuis le Crétacé, certains guyots ont subi une subsidence de l'ordre de 2000 m tandis que sur la zone côtière au sud du Mt Elias les sédiments pliocènes et quaternaires ont été soulevés à plus de 1500 m.

Ces variations dans le volume de l'Océan Pacifique sont prouvées mais on ignore si elles obéissent à un rythme intéressant le globe tout entier ou si elles sont le jeu de mouvements diatrophiques sans périodicité.

A l'heure actuelle, il serait prématuré de vouloir tirer plus de conclusions de ces observations, c'est seulement lorsqu'on aura pu isoler chaque phénomène dont l'ensemble concourt à l'établissement d'un certain niveau marin (eustatisme, néotectonique régionale, variations de volume des bassins océaniques...) que l'interprétation de ces niveaux sera possible pour chaque cas particulier.

Il est intéressant de noter que le long des côtes Sud vietnamiennes les preuves de cette subsidence existent au cours du Quaternaire même. SAURIN (1962) a signalé une dalle de molasse s'étendant jusqu'à 80 km au droit des côtes vietnamiennes au-dessous du 15^{ème} parallèle. Cette molasse dont on n'a pas l'équivalent sur le continent présente un faciès néritique assez identique sur toute sa surface et s'étend de -146 à -479 m de profondeur. Elle s'est formée lors d'un épisode régressif (par rapport au rivage actuel, ce qui ne veut pas dire que la mer subissait alors une régression généralisée) de la mer et a subi postérieurement des mouvements verticaux que l'on peut paralléliser avec ceux qui ont plissé les calcaires coralliens des îles Paracels (SAURIN, 1955). Cette phase a été suivie par les niveaux de terrasses du Quaternaire récent (+ 10 - 15 m et postérieurs). On aurait donc là une donnée d'âge relatif pour ces mouvements. Bien qu'il faille être prudent dans ce type de corrélation, on ne peut s'empêcher de rapprocher cet épisode de celui qui a plissé les couches de Trinil (Java) à *Pithecanthropus erectus* (MOVIUS, 1958) datant du Pléistocène moyen.

L'absence de dépôt marin sur le continent serait expliquée par le fait qu'au cours du quaternaire inférieur et peut-être une grande partie du Quaternaire moyen, la mer était située très au large des côtes actuelles et que les variations de niveau qu'elle a pu subir durant ce temps se sont cantonnées à la bordure continentale actuellement immergée. Ces mouvements sont évidemment à mettre directement en relation avec la subsidence de la mer de Chine du Sud mais aussi avec le grand accident nord-sud qui longe la côte est de la Péninsule indochinoise jusqu'à Bornéo et que jalonne une grande partie des centres éruptifs sous-marins (voir partie I) de la région.

Chapitre III

LE VOLCANISME

1.- REPARTITION DES BASALTES

Les basaltes et en général les terres rouges qui les accompagnent sont, avec la série des "Grès supérieurs", les éléments principaux du paysage cambodgien en dehors du Cambodge médian et de ses basses plaines alluviales.

Les principales zones d'affleurements basaltiques sont localisées

- dans le massif des Cardamomes et en général dans tout le Cambodge occidental,
- dans la zone comprise entre le Grand Lac et le Mékong,
- dans la zone dite des Bas-Plateaux basaltiques,
- et enfin à l'est du Mékong, sur le plateau de Bokéo et sur celui du Haut Chhlong, en dehors de notre terrain de travail.

Les coulées basaltiques des Cardamomes centrales et méridionales sont sensiblement réparties sur une ligne NW-SE. GUBLER (1935) les a, le premier, cartographiées. Par rapport à ce travail, la nouvelle cartographie faite à partir des photos aériennes ainsi que nos propres relevés de terrain, introduisent un certain nombre de modifications que nous exposons en partant des coulées les plus septentrionales.

1. 1. 1. *La coulée de Veal Veng.*

GUBLER considérait que cette coulée était unique et affectait la forme d'un U couché dont les deux branches empruntaient les deux vallées sub-parallèles de Krao et Plueh ; elles se rejoignaient à l'Ouest dans le massif dominé par un lac de cratère.

En réalité, il n'y a pas de solution de continuité dans les deux coulées qui sont distinctes. La coulée la plus au Nord, celle du Stung Plueh, est longue d'environ 12 km, elle est étroite et limitée au talweg de la rivière ; orientée sensiblement WE, elle paraît en relation avec une fracture NNW-SSE. A l'endroit où la piste de Veal Veng coupe l'affluent ô Som du Stung Plueh, la coulée est recouverte d'une épaisse couverture de terre rouge, d'origine basaltique.

La coulée principale est celle de Veal Veng (ou de Stung Krao) parallèle à la précédente. Son élément dominant est un massif d'allure elliptique situé à l'Ouest qui est dominé par un lac de cratère, appelé Sra Bang Dong (en relation avec une légende locale). Là aussi, il semble que la coulée basaltique soit en relation avec une fracture de direction sub-latitudinale.

1. 1. 2. *Les coulées des Cardamomes centrales.*

Au sud-est de Veal Veng, la première coulée rencontrée est celle du Stung Tatey qui emprunte l'axe NE-SW de cette vallée sur environ 14 km. On peut observer là (à Tatey même) le contact entre les grès et la coulée basaltique qui est ici prismée et épaisse d'environ 4 à 5 m. Cinq kilomètres au Sud, on trouve la coulée de l'o Spean Kada qui se développe le long de cet affluent de gauche du Stung Tatey. Actuellement, le nouveau village de Thmar Bang est installé sur ces terres rouges.

C'est ensuite dans la vallée du Stung Chhay Areng que l'on retrouve des basaltes : au nord du village de Chumnap, une toute petite coulée isolée, est certainement à mettre en relation avec la grande coulée de Chom Sla qui affleure dans le Stung Areng même et qui s'étend à l'Est vers le Phnom Sral, sur environ 20 km de long. Quelques lacs et étangs permanents, parsèment sa surface, marquant l'emplacement d'anciens cratères sans relief par rapport au plateau. Ces "cratères" semblent localisés aux alentours de Chom Sla (Veal Trapean Chambâk) et au sud de ce village, ce qui donne un alignement sensiblement NS pour les centres éruptifs. Notons que malgré le grand développement de cette surface, le basalte massif n'est pas aussi étendu que la cartographie pourrait le laisser deviner; en effet, les terres rouges qui recouvrent uniformément la région sont souvent directement au contact des grès mésozoïques, ce qui est en faveur de leur origine à partir de cendres volcaniques et non à partir de l'altération directe des coulées basaltiques massives (entre le ô Dâ et Cham Sla par exemple).

Au sud de la coulée de Cham Sla, on peut observer deux coulées basaltiques très étroites et longues de direction N-S dans deux vallées affluentes du Prek Piphat au niveau de Phum Kôh Sré. Nous ne les avons pas visitées.

Enfin, à l'est de cette zone on passe au fossé de Sré Ambel avec ses trois coulées découvertes par nous et dont nous avons parlé au chapitre premier de la seconde partie (voir fig. 15).

1. 1. 3. *La région de Païlin.*

Nous avons déjà décrit en partie les coulées de la région de Païlin à l'occasion de l'étude régionale (II, 1). A cet ensemble relativement groupé et homogène grâce à la présence de gisements de saphirs associés à ces coulées, on peut rattacher la coulée de Samlot au sud-est de Païlin et celle de Phoum O Chhar à l'est de Samlot.

La coulée de Samlot s'étend le long de la piste reliant Pursat à

la route de Battambang-Pailin au niveau de Pangrolin. Elle commence à 6 km à l'ouest de Chamcar Stung et rejoint le Stung Sangker (Stung de Battambang) à Phoum Sré Punlu par les vallées de l'O Dang Khèn et de l'O Antung Sla (feuille à 1/100 000ème de Pailin Est, n° 174 E). Au Nord, la coulée est limitée par les deux rivières citées précédemment, à l'Est elle est bordée par l'O Ang Puok et le Stung Sangker. L'affleurement affecte la forme d'un L dont les branches se rejoignent au niveau de trois sommets dépassant 400 m d'altitude (200 m au-dessus de la coulée elle-même) et à partir desquels se sont épanchés la (ou les) coulées vers le N et l'E. Deux de ces "volcans" sont alignés suivant une direction NE-SW, ce qui peut n'être qu'une direction locale sans rapport avec l'axe général de fracture qui serait NW-SE si cette coulée et celles de Pailin appartiennent à la même zone de fracturation. Dans cette même région, dans le haut cours du Stung Sangker, près de Phoum O Chhar (13 km à l'est de Samlot), on retrouve un petit affleurement basaltique qui serait gemmifère comme celui de Pailin.

1 - 2 Le "môl e cambodgien" entre Grand Lac et Mékong

La carte géologique à 1/500 000ème de l'Indochine (feuille n° 14 W, Khong) signale uniquement deux coulées basaltiques dans cette région.

- une toute petite coulée sur la rive gauche du Stung Sen à Kompong Choan à peu près au niveau de 15ème grade.

- une coulée importante s'étendant suivant une direction NE-SW sur environ 28 km, au sud-est du Phnom Kbal Stung et directement au sud de Kok Ker.

La révision de cette carte et l'établissement d'un levé à 1/200 000ème encore en cours actuellement par le BRGM, permet d'avoir une vue tout à fait différente de la répartition des basaltes de la région. Nous extrayons des rapports de mission de MM. J.P. CONTRI et O. DOTTIN (1958), les données inédites suivantes :

Pour la feuille à 1/200 000ème de Tbeng Mean Chey (104-105° E) (13-14° N) qui s'étend de l'extrémité NW du Phnom Koulen jusqu'au Phnom Tbeng, on note :

- la grande coulée, signalée sur le 1/500 000ème, est en fait composée d'une coulée centrale sensiblement circulaire aux bords déchiquetés isolant ainsi des affleurements secondaires à sa périphérie. Elle fait au maximum 20 km de large. A cet affleurement, peut être rattachée une petite coulée nettement en relation avec une faille NNE-SSW ce qui est d'ailleurs d'orientation générale du grand affleurement.

- Au pied SW du Phnom Koulen, apparaît une zone de terres rouges d'origine basaltique qui est apparemment en relation avec la faille NW-SE longeant le rebord de ce relief.

- Deux affleurements isolés et de faible étendue se situent environ sur la latitude 13°57 au milieu des alluvions.

- Enfin au sud de l'extrémité NW du Phnom Tabeng un affleurement basaltique paraît lui aussi lié à un système de fracture NW-SE limitant ce relief de "Grès supérieurs".

Sur les feuilles situées immédiatement à l'Est (105°-106°E, 12-14° N) trois coulées principales nouvelles ont pu être localisées :

- Au Nord, entre le Phnom Tabeng et le Stung Sen, une coulée allongée NW-SE affleure au milieu des grès supérieurs.

- Une trentaine de kilomètres au sud-est de la précédente sur la rive gauche du Stung Sen affleurent de nouveau trois petites coulées dont la plus septentrionale est au niveau de Kompong Poutréa. Leur axe d'alignement est sensiblement NS.

- Enfin, 40 km encore plus au Sud entre le Stung Sen et le Stung Chinit, au niveau du 13ème degré N, un grand affleurement de 25 km de diamètre fait le lien avec les grands affleurements basaltiques des Bas-Plateaux. Cet affleurement n'avait jamais été signalé jusqu'à présent.

Ces trois centres d'éruption basaltique se raccordent avec ceux des Bas-Plateaux suivant une ligne générale NNW-SSE partant de Krauchmar, tangente au cours moyen du Stung Sen. On a là une nouvelle direction structurale coupant en deux le "môle cambodgien".

1 - 3 Les Bas Plateaux basaltiques

Nous avons largement décrit cette région dans le chapitre V de la seconde partie, aussi nous n'y reviendrons pas. Nous avons présenté une carte des affleurements basaltiques à la figure n° 37. A ce propos, nous voudrions lever une ambiguïté quant à la cartographie de ces roches. En règle générale, et particulièrement pour cette région des Bas-Plateaux, le basalte massif n'affleure pratiquement pas, car il est recouvert de terres rouges qui proviennent de l'altération de cendres et lapillis ayant revêtu l'ensemble des coulées et souvent ont débordé ces dernières. La cartographie est donc celle de ces terres rouges et non celle du basalte massif même si ces terres rouges ne recouvrent que d'une faible pellicule les alluvions qui entourent les zones d'épanchement. Il est de ce fait très difficile de situer exactement la où les coulées basaltiques et leur orientation respective.

1 - 4 L'est du Mékong

Les basaltes affleurent largement à l'est du Mékong; ils ont été

étudiés par E. SAURIN (1935) et tout récemment par P. LACOMBE (1967) qui a particulièrement traité du problème des gemmes associés à ces roches. Cette zone débordant notre aire de travail, nous renvoyons à ses publications et particulièrement aux cartes qui en proviennent.

2.- CHIMIE DES BASALTES

Les données sur le chimisme du volcanisme récent de la Péninsule indochinoise sont relativement nombreuses.

C'est tout d'abord l'étude générale de LACROIX (1933) qui donne pour l'ensemble de la région 25 analyses complètes de roches (série I); puis celle de LACOMBE (1967) qui, pour la région de Ratanakiri (extrême NE du Cambodge à l'est du Mékong), fournit 27 analyses de laves et scories (série II). A ces deux séries, nous avons joint 13 analyses de nos propres échantillons du Cambodge (série III).

Ces trois séries correspondent ainsi à trois échelles spatiales d'observation.

Le choix des échantillons du Cambodge a été motivé par leur répartition géographique; nous avons effectué les analyses des coulées qui jusqu'à présent n'avaient pas été étudiées. Ce sont principalement celles du Cambodge occidental (366, 391, 399, 409, 410, 418, 450), celle de la région comprise entre le Grand Lac et Mékong (144) et une coulée située en Thaïlande sur le Plateau de Khorat (526). La coulée de Païlin, déjà étudiée par LACROIX (son n° 139) a été de nouveau analysée.

Les analyses ont été effectuées par le Laboratoire de Spectrographie de l'ORSTOM à BONDY (93).

2 - 1 Composition chimique

La composition chimique des trois séries de roches à notre disposition figure en fin de chapitre. Pour les séries de LACROIX et LACOMBE, nous avons conservé les numéros d'échantillon des auteurs.

Dans la série I, les échantillons intéressant le Cambodge sont les suivants : 128 (km 69 route de Kompong Cham), 130 (km 95 de Phnom Penh), 135 (km 17 de Kompong Cham à Skoun), 139 (Païlin); les trois premiers échantillons intéressent la région des Bas-Plateaux.

La Silice

Les teneurs en silice couvrent tout le domaine des roches basaltiques (38,75 à 55 %) et débordent largement sur les roches ultra-basiques. La moyenne générale est de 47,76 %. La série II est nettement la plus basique. Dans cette série, les plus acides sont les roches de plateaux, les plus basiques étant les laves d'appareils et certaines laves de plateaux.

Dans la série III, la roche 418 qui a 64,5 % de silice, a certainement été contaminée par les rhyolites qu'elle a traversées.

Les moyennes pour chaque série sont reportées au tableau 26. Il ne semble pas qu'on puisse hiérarchiser les coulées dans l'espace et dans le temps à l'aide de leur teneur en silice. En fait, il semble qu'au sein même des ensembles volcaniques, il existe une hétérogénéité importante. C'est ainsi que pour les Bas-Plateaux, les quatre roches analysées (128, 130, 135 et 529) varient de 46,98 à 54 % de silice. A Païlin, LACROIX donne 43,50 % alors que nous trouvons 47 %.

L' Alumine

L'alumine est peu abondante dans toutes les roches avec une moyenne globale de 13,49 %. LACOMBE (1967) l'a déjà remarqué pour Ratanakiri où la moyenne est encore plus basse (11,97 %). Par ailleurs, pour les séries I et III les moyennes sont quasi identiques (14,31 et 14,19 %). A l'échelle de la Péninsule, cette constance est remarquable et la teneur de 14 % paraît donc caractéristique de la province volcanique.

Le Fer

La somme des oxydes de fer ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) est élevée; sa moyenne globale est de 11,89 %. Elle est toujours supérieure à 7,7 % et peut atteindre 16 % de la roche. Elle en représente au moins 10 %. Ces valeurs sont nettement supérieures à ce qu'elles sont en général dans les roches de ce type.

La facilité d'altération des laves sous le climat tropical est telle qu'il est hasardeux de vouloir tirer des conclusions du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$. Son augmentation importante dans les séries II et III peut certainement être due au départ de fer ferreux et à la précipitation de fer ferrique. C'est certainement la série I dont la moyenne du rapport est de 0,40 qui se rapproche le plus de la réalité. Cette valeur est à mi-chemin entre celle des basaltes alcalins (0,72) et celle des tholéïtes (0,29).

La moyenne globale du rapport (0,75) rapproche les laves d'Indochine des basaltes typiquement alcalins.

On notera que pour les basaltes des Cardamomes, la valeur du rapport est presque identique pour toutes les roches (391 à 418).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$\frac{Na_2O}{F_2O}$
Série I	48.14	14.31	3.21	7.86	0.18	7.70	8.76	2.93	1.52	2.13	0.50	1.29	0.74	0.40	1.92
Série II	45.80	11.97	7.34	5.68	0.15	9.56	9.12	3.06	1.57	2.33	1.21	1.74	0.80	1.29	1.95
Série III	49.36	14.19	4.82	6.79	0.21	6.05	7.30	3.77	1.65	2.04	0.54	1.97	0.86	0.71	2.28
Moyenne	47.76	13.49	5.12	6.77	0.18	7.77	8.39	3.25	1.58	2.16	0.75	1.66	0.80	0.75	2.05
Tholéïte	49.34	17.04	8.81	-	-	7.19	11.72	2.73	0.16	1.49	0.16	-	-	0.29	17.05
B. alcalin	47.41	18.02	9.97	-	-	4.79	8.65	3.99	1.66	2.87	0.92	-	-	0.72	2.40

Comparaison des séries volcaniques indochinoises (moyennes) avec une tholéïte moyenne et un basalte alcalin océanique.

Série I(T)	-1.20	-2.73	+2.26	-	-	+0.51	-2.96	+0.20	+1.36	+0.64	+0.34	-	-	+0.11	-15.13
" (B)	+0.73	-3.71	+1.10	-	-	+2.91	+0.11	-1.06	-0.08	-0.74	-0.42	-	-	-0.32	-0.48
Série II(T)	-3.54	-5.07	+4.21	-	-	+2.37	-2.60	+0.33	+1.41	+0.84	+1.05	-	-	+1.00	-15.00
" (B)	-1.61	-6.05	+3.05	-	-	+4.77	+0.47	-0.93	-0.09	-0.54	+0.29	-	-	+0.57	-0.45
Série III(T)	+0.02	-2.85	+2.80	-	-	-1.14	-4.42	+1.04	+1.49	+0.55	+0.38	-	-	+0.42	-14.77
" (B)	+1.95	-3.83	+1.64	-	-	+1.26	-1.35	-0.22	-0.01	-0.83	-0.38	-	-	-0.01	-0.12
Moy. (T)	-1.58	-3.55	+3.08	-	-	+0.58	-3.33	+0.52	+1.42	+0.67	+0.59	-	-	+0.46	-15.00
" (B)	+0.35	-4.53	+1.92	-	-	+2.98	-0.26	-0.74	-0.08	-0.21	-0.17	-	-	+0.03	-0.35

Tableau n° 26 bis

Différences entre les séries volcaniques indochinoises (moyennes) et les tholéïtes (T) et les basaltes alcalins (B).

La Magnésie

MgO est abondant (moyenne globale : 7,77 %). Il varie de 3,15 à 12,30 %. Il semble légèrement plus abondant dans les coulées que dans les appareils. Les valeurs les plus faibles se situent évidemment dans les roches les plus différenciées.

Pour un même massif, la variation est de 6,04 à 8,48 % (Paillin) ou de 3,64 à 9,73 % (Bas-Plateaux).

Les valeurs moyennes sont toutes plus élevées que la moyenne des tholéïtes. La roche 418, très acide, a la plus faible valeur en magnésie : 1,46 %.

La Chaux

La chaux a une moyenne globale de 8,39 %, ce qui correspond à une valeur tout à fait normale pour les basaltes alcalins (8,65 %).

La variation est de 5,95 à 15,80 % si on excepte deux valeurs très basses (1,96 et 1,43 %) pour les roches 418 et 471 (série III).

Les Alcalis

Les teneurs en alcalins sont relativement faibles (moyenne globale : 4,83 %), plus proches cependant des basaltes alcalins que des tholéïtes.

Pour chaque série, on notera surtout la faible variation des moyennes en K_2O , alors que la soude varie plus : 0,90 à 13,00 %. Il semblerait donc que la teneur en potasse soit nettement caractéristique de l'ensemble (variation : 0,50 à 2,72; moyenne 1,58 %).

Pour tester la reproductibilité des résultats, nous avons effectué une double analyse sur les échantillons 399, 418 et 471 de la série III, ces échantillons se plaçant mal dans les courbes de corrélation classique.

La première analyse (1) a été faite par le Laboratoire de Spectrographie de l'ORSTOM, la seconde (2) par le Laboratoire de Géodynamique de Paris.

	Na ₂ O		K ₂ O	
	(1)	(2)	(1)	(2)
399	4,54	4,30	2,56	2,31
518	3,85	3,91	1,64	1,57
471	8,06	8,03	0,32	0,55

Tableau n° 27

Ces résultats sont très concordants et fournissent une bonne idée de la précision de ces mesures.

Le Titane

Il est assez constant dans les trois séries : moyennes respectives : 2,13, 2,33 et 2,04 %. Ce sont cependant des valeurs relativement faibles pour des roches alcalines (moyenne : 2,87 %).

Le Phosphore

Il affecte des variations plus grandes : moyenne 0,50, 1,21 et 0,54 %. La série de Ratanakiri se différencie des deux autres par son fort pourcentage en P_2O_5 . Là aussi les valeurs sont trop faibles pour des roches alcalines.

LACOMBE (1967) pour Ratanakiri observe qu'il semble y avoir un rapport entre les teneurs en phosphore des roches et leur position temporo-spatiale (même teneur pour toutes les roches d'un même centre d'émission). Cela semble être en effet le cas, puisque nous retrouvons ce phénomène pour les basaltes des Bas-Plateaux et pour Païlin : 0,84 et 0,80 (une valeur de la série I et une de la série III).

De plus, il semblerait en première approximation que les basaltes les plus récents contiennent moins de phosphore que les plus anciens (moyenne de Ratanakiri : 1,21 %; moyenne des Bas-Plateaux : 0,48 %); mais cela doit être considéré avec beaucoup de circonspection puisque les laves de l'Ile des Cendres dont l'émission date de 1923 ont une teneur en P_2O_5 de 0,66 %. Il y a là cependant un phénomène qui mériterait une étude de détail.

Le Manganèse

Il est en moyenne très constant (moyennes : 0,18, 0,15 et 0,21) avec cependant une valeur maximale de 0,33 (n° 366).

3 .- DEFINITION DE LA SERIE MAGMATIQUE

La notion de série magmatique qui se dégage des travaux de H. KUNO sur les roches ignées du Japon est une notion relativement récente. P. LACOMBE (1967) a défini la série de la province de Ratanakiri à partir des critères modernes et est arrivé à la conclusion que la série est alcaline avec des caractères pétro-chimiques particuliers (richesse en Fe, Mg, P,

Cr et Zr).

Nous reprenons ici cette étude et l'étendons à l'ensemble des trois séries de roches en notre possession.

Un certain nombre de critères permettent de définir une ou plusieurs séries au sein d'un ensemble de roches localisées dans l'espace et dans le temps. Ces critères sont soit minéralogiques, soit chimiques (à partir des pourcentages de l'analyse directe, ou à partir du calcul de la norme).

3 - 1 Critères minéralogiques

Il existe peu de critères minéralogiques sûrs pour départager la série alcaline des séries calco-alcalines et tholéitiques. C'est essentiellement la présence de feldspathoïdes qui est caractéristique des séries alcalines, la présence de pigeonite, d'augite subcalcique ou d'hypersthène qui est caractéristique des séries calco-alcalines (s.l.). De plus, la présence de pyroxène aegyrinique ou d'amphibole alcaline dans les termes différenciés est un bon repère de série alcaline. Ces minéraux devant provenir de la cristallisation du magma et non être exprimés sous forme de xénocristaux (FONTEILLES, 1967).

D'après KUNO (1968), les basaltes tholéitiques sont caractérisés par l'absence d'olivine et la présence de pigeonite et d'orthopyroxène; si l'olivine est exprimée, elle est entourée d'une auréole de pigeonite. Les basaltes alcalins, au contraire, présentent toujours de l'olivine et ont des pyroxènes très souvent riches en calcium.

D'après ces critères, les basaltes α de LACROIX (1933) sont seuls à n'être pas alcalins. En effet, ils contiennent une "augite très magnésienne", la pigeonite et pour deux des roches décrites de la bronzite (analyse 121). Ce sont les roches 117 à 123 incluses de la série I.

Pour SAURIN (1935), les basaltes α , à bronzite, sans olivine ou à olivine réactionnelle feraient partie d'un cycle ancien du magmatisme alors que les basaltes basanitoïdes seraient les plus récents. Dans ce cas, on devrait supposer une évolution magmatique des termes calco-alcalins (ou tholéitiques) vers les termes alcalins.

3 - 2 Critères chimiques à partir des résultats d'analyse

La distinction entre série alcaline et série calco-alcaline (s.l.) peut se faire à partir de diagrammes dans lesquels sont comparés à la silice, les divers oxydés et à partir de diagrammes plus complexes dont celui de PEACOCK et celui de H. KUNO (1960).

3. 2. 1. Relations oxydes - Silice.

+ SiO₂ / Al₂O₃ (voir fig. 48).

La corrélation est positive; elle est plus ou moins nette. Elle est très nette pour la série III.

Le sens de l'évolution au sein d'un même ensemble (Bas-Plateaux, Païlin) est le même que pour l'ensemble des séries.

+ SiO₂ / MgO (voir fig. 49).

Corrélation négative pour SiO₂ compris entre 42 et 55 %. Les aires de dispersion de chaque série se recouvrent très bien. Entre les points d'un même ensemble, le sens de l'évolution est le même que pour l'ensemble des séries.

+ SiO₂ / FeO + Fe₂O₃ (voir fig. 50).

Bonne corrélation pour les séries I et II. Ces dernières se situent dans un même domaine, bien que la "pente" de chaque nuage de points soit légèrement différente.

Il en est de même pour la série III dont les points restent dans les deux nuages précédentes mais avec une corrélation globale plus proche de celle de la série II que de la série I.

+ SiO₂ / Alcalis et SiO₂ / CaO (voir fig. 51,52,53).

(Indice de PEACOCK - 1939)

On sait que si l'on porte sur un même diagramme, d'une part la silice en fonction de la chaux et d'autre part la silice en fonction de la somme des alcalis (Na₂O + K₂O), on obtient deux nuages de points dont les axes se croisent en un point qui caractérise l'alcalinité de la série de roches étudiées.

Nous avons effectué ce diagramme pour chaque série séparément.

L'indice d'alcalinité.

Il est, pour les séries I, II et III, respectivement de 46,25 - 47,50 et 50,75 %. Cet indice étant toujours inférieur à 51, les séries sont alcalines.

On notera toutefois que, pour la série I, le nuage de points SiO₂/CaO à une large dispersion latérale par rapport à son axe, que l'indice d'alcalinité est à la limite de la série alcaline, ce qui traduit une très forte tendance calcique. Les roches les plus en dehors de la corrélation pour

$\text{SiO}_2 / \text{CaO}$ sont 117, 118, 119, 121, 122, 123, 124 et 125. Si on isole ces roches de l'ensemble des autres de la série I, on obtient un nouvel indice d'alcalinité proche de celui de la série II (47,50). C'est le groupe que nous avons déjà signalé des basaltes α de LACROIX.

Si même les corrélations ne sont pas toujours rigoureuses pour les séries II et III, la somme des alcalis tend à croître avec les teneurs en silice. Or, pour la série I, l'ensemble des points s'ordonne en sens inverse; les alcalis diminuent avec l'augmentation des teneurs en silice.

Ces deux résultats paraissent incompatibles avec l'existence d'un même ensemble magmatique pour toutes ces roches et on doit considérer que dans la série I, on a deux groupes de roches à évolution différente. Si l'on groupe les roches 117 125, les roches restantes s'ordonnent dans un nuage de points dont l'axe croise celui du nuage $\text{SiO}_2 / \text{CaO}$ à peu près au même point que précédemment mais dans ce cas, les alcalis augmentent avec les teneurs en silice.

3. 2. 2. Relations complexes.

a - Relations entre SiO_2 , Al_2O_3 et $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ d'après H.KUNO (1960).

La figure 56 présente les variations de l'alumine par rapport à la somme des alcalins pour des valeurs de SiO_2 données. Sur ces graphiques, nous avons reporté les lignes de séparation entre les domaines alcalin et tholéitique d'après H. KUNO (1960).

Toutes les roches sont alcalines, à l'exception des basaltes n° 117 à 125 de la série I; deux roches de la série II, 411 et 734, qui ne sont pas dans le domaine alcalin, sont très proches de sa limite.

Ces diagrammes intéressant des roches relativement peu évoluées ($\text{SiO}_2 < 55\%$) permettent de reconnaître la nature du magma initial ("parental magma"). On notera donc la bonne concordance de ces résultats avec un magma originel alcalin; les basaltes α , calco-alcalins s.l., sont déjà des roches évoluées ($\text{SiO}_2 \geq 50\%$) ce qui pourrait laisser supposer un phénomène d'assimilation ou de différenciation tendant à faire évoluer le "parental magma" vers une série calco-alcaline s.s.

b - "Alkali-lime index" d'après H.KUNO ou indice de série.

L'indice de Peacock calculé par rapport aux teneurs en silice est difficilement utilisable comme indice de solidification, car au cours de la cristallisation son évolution est ni linéaire ni univoque, c'est pourquoi H. KUNO (1959) a préféré utiliser le paramètre M du diagramme AFM de WAGNER et DEER (1939) qui évolue régulièrement de 40,5 à 0 au cours de la solidification.

Le diagramme de Peacock est alors construit avec le paramètre M à la place de la silice. Le point de concours des lignes de variation de

M/CaO et de $M/Na_2O + K_2O$ définit alors la série, les aires alcaline, calco-alcaline et tholéitique étant bien délimitées. Pour la série I, ce point caractéristique est en domaine alcalin, l'indice de série est de 22,00 % (avec $Na_2O + K_2O = CaO = 6,5\%$). Pour la série II, P. LACOMBE (1967) trouve un indice de série de 24,5 % (avec $Na_2O + K_2O = CaO = 7\%$), ce qui est typique d'une série alcaline (fig. 54).

La série III est, elle aussi, alcaline avec un indice de série de 13,2 % et $CaO = Na_2O + K_2O = 6,9\%$ (fig. 55).

Deux roches sortent de la corrélation, ce sont les n° 418 et 471, la première est riche en silice, la seconde est riche en soude et pauvre en potasse.

Les indices de solidification M sont relativement forts, principalement pour la série I, ce qui prouve que les roches sont peu différenciées et proches du "parental magma". Cela est en contradiction avec notre conclusion précédente au sujet de la relation $SiO_2 / Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$. On devrait donc admettre que les basaltes de LACROIX font partie d'une série magmatique différente des autres basaltes. Les paramètres suivants permettront de trancher.

c - Paramètre "p" et "sigma" de RITTMAN.

RITTMAN (1959) a proposé un paramètre complexe

$$p = SiO_2 \times (An + 0,70) \text{ dans lequel}$$

$$An = \frac{0,9 (Al_2O_3) - (K_2O + 1,5 Na_2O)}{0,9 (Al_2O_3) + (K_2O + 1,5 Na_2O)}$$

et 0,70 une constante arbitraire. "An" représente la teneur comparée du feldspath calcique virtuel au feldspath total. Selon l'auteur, jusqu'à $p = 55$ la série est alcaline.

Pour l'ensemble des roches d'Indochine (fig. 57), tous les paramètres calculés sont inférieurs à 55, à l'exception toujours des basaltes (117 à 125), d'une roche de la série II (509, la roche 761 est très proche de la limite) et d'une roche de la série III (418).

La dispersion des points est relativement faible et la corrélation est continue des basaltes alcalins aux basaltes calco-alcalins s.l. ce qui tendrait à prouver qu'on a affaire à une série différenciée. Cela est confirmé par le diagramme σ / SiO_2 (fig. 58) construit à partir du paramètre sigma de RITTMAN :

$$\sigma = \frac{(Na_2O / K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$$

La corrélation est ici très forte et l'allure de la courbe indique qu'on a affaire à une seule série qui aurait évolué par différenciation; les rares points légèrement en dehors de la corrélation peuvent s'expliquer par des phénomènes d'assimilation locaux, tel est le cas des roches 418 et 471 de la série III.

Les faibles teneurs en potasse des basaltes α tendent à écarter l'hypothèse pour eux d'un phénomène d'assimilation.

3 - 3 Conclusion

Les roches basaltiques "récentes" de la Péninsule Indochinoise dont nous possédons trois séries d'analyses (total : 65 analyses) forment un ensemble cohérent dont les caractéristiques chimiques présentent entre eux un certain nombre de points communs.

La série magmatique, en général proche du magma d'origine, est essentiellement alcaline, à l'exception des basaltes α , calco-alcalins s.l. Les indices caractéristiques sont les suivants :

Série	I	II	III
Indice de Peacock	46,25	47,50	50,75
Indice de Kuno	22,00	24,50	13,20
CaO = Na ₂ O + K ₂ O	6,5	7,0	6,9

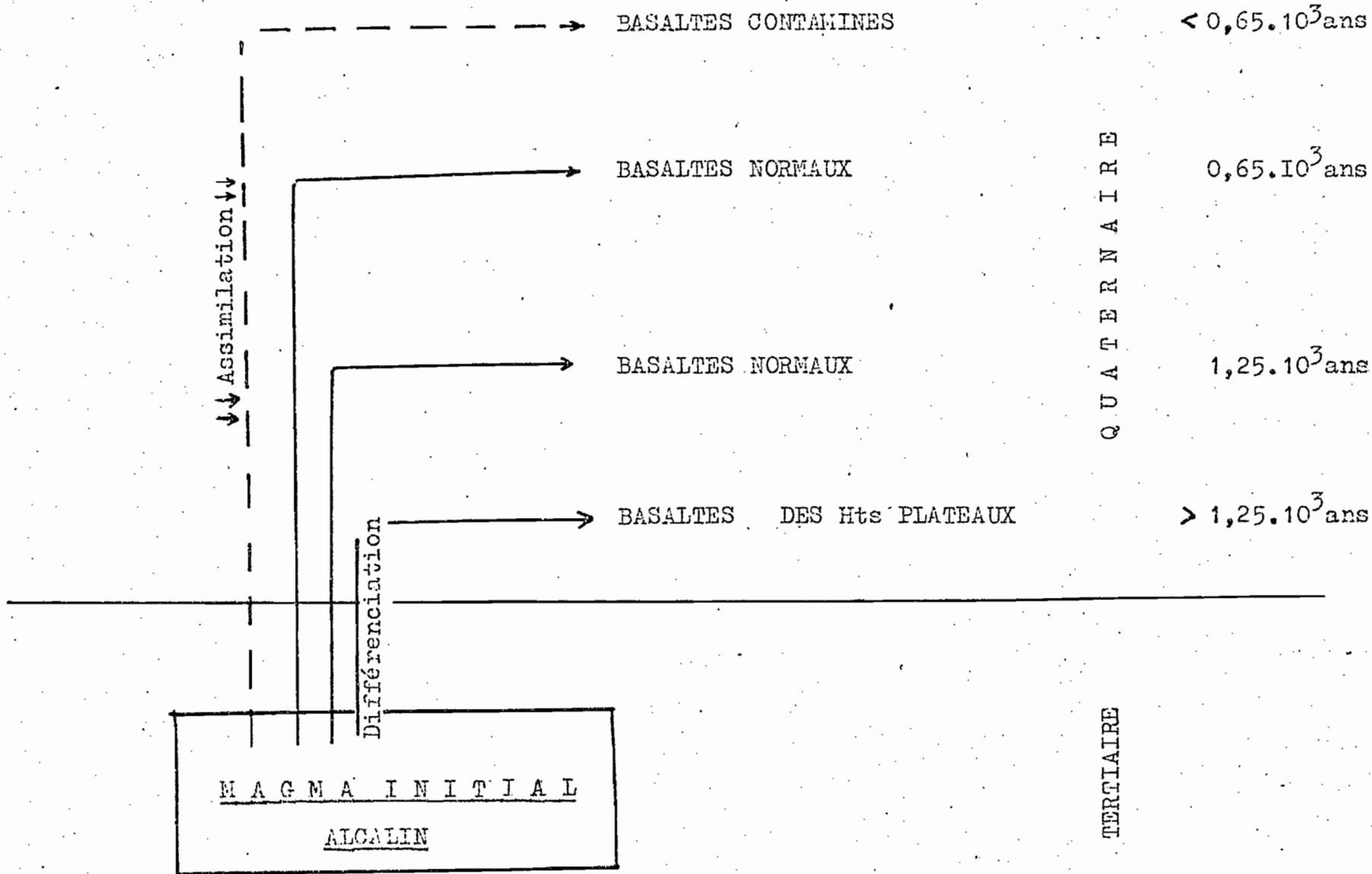
Les basaltes α paraissent être des termes différenciés de la série alcaline car on observe un bon recouvrement des deux groupes de roches et aucune rupture d'évolution entre eux. Quelques roches présentent des caractères tels qu'on est forcé d'y voir le résultat de phénomènes d'assimilation; ce sont principalement les roches qui sont les plus récentes (418, 471 de la série III, 410, 620 pour la série II).

On peut donc tenter, à titre d'hypothèse, de reconstituer l'histoire de ces roches magmatiques de la façon suivante :

Les roches les plus anciennes (basaltes α) proviendraient de la différenciation assez poussée d'un magma alcalin qui se serait mis en place en profondeur bien avant l'émission de ces laves. Ce sont les premières coulées mises en place sur les Hauts-Plateaux vietnamiens au début du Quaternaire.

Au cours du Quaternaire, et nous verrons plus loin vers quelle époque, le magma d'origine alcalin est ensuite expulsé au cours de deux phases principales; les roches en résultant étant très proches du "parental magma".

Enfin une toute dernière phase d'émission fournit des roches contaminées par assimilation, ayant un développement restreint dans l'espace



CHRONODIAGRAMME DES BASALTES D'INDOCHINE

(coulée de ៦Po Beng, du Phnom Pô).

4.- GEOCHRONOLOGIE DES BASALTES

Notre principale contribution à l'étude des basaltes indochinois est d'ordre géochronologique. Nous présentons ici les premiers résultats obtenus à ce jour.

4 - 1 Age des basaltes

Les basaltes d'Indochine ont été considérés pendant longtemps comme "plio-quatérnaires". En Annam, à Tambot, LACROIX et BLONDEL (1927) ont signalé l'intrusion d'un basalte dans un fond de lac occupé par une randannite; ils ont pu y déceler Melosina granulata connue en Auvergne dans le Pliocène supérieur mais vivant encore actuellement à Java. Pour LACROIX (1933), l'activité volcanique de l'Asie du Sud-Est "a débuté au cours du Tertiaire et s'est prolongée pendant le Pleistocène". En réalité, elle s'est poursuivie jusqu'à nos jours puisqu'en mars 1923, M. PATTE, étudiait l'île de Cendres, volcan sous-marin dont le cône de scories venait d'apparaître au large de Phan Thiet (Sud Viet-Nam).

Pour E. SAURIN (1967), le volcanisme commence dès la fin du Tertiaire avec les basaltes des plateaux situés entre 1500 et 300 m d'altitude. L'auteur place les plus récents d'entre eux à la limite du Tertiaire et du Quaternaire.

En 1967, P. LACOMBE, à partir d'une étude de paléomagnétisme sur laquelle nous reviendrons, arrive à la conclusion que la quasi-totalité du volcanisme de la province de Ratanakiri, est entièrement quaternaire et que, pour une bonne part, il s'est mis en place il y a moins de 700.000 ans.

Cela corrobore nos propres résultats (CARBONNEL, 1967b) intéressant les principaux gisements basaltiques du Cambodge et de la Thaïlande.

Nous avons récemment apporté une nouvelle contribution à cette chronologie grâce à l'emploi des traces de fission de l'U, appliquée aux zircons basaltiques.

4 - 2 Age des basaltes par la méthode des traces de fission de l'U

Les premiers éléments de cette étude ont fait l'objet d'une note (CARBONNEL et POUPEAU, 1969) que nous reprenons en grande partie ici.

La méthode des traces de fission introduite par PRICE et WALKER (1963) dans le domaine de la géochronologie, est particulièrement adaptée à la détermination des âges de roches volcaniques récentes. Cette méthode a été appliquée pour la première fois aux zircons par FLEISCHER, PRICE et WALKER (1964), ces auteurs proposent un âge de 0,6 M.a. pour un zircon d'Indochine d'origine inconnue.

4. 2. 1. Description des échantillons analysés.

Deux gisements ont été étudiés : un gisement à Bokéo (Province de Ratanakiri) et un gisement à Xuan Loc (Sud Viet-Nam).

a - Zircons de Bokéo.

Le plateau de Bokéo est situé entre deux grands affluents du Mékong, la Sé-San et la Srépock, et domine d'environ 200 mètres le pays des grès secondaires situé entre la Chaîne Annamitique et le Mékong. L'ensemble du plateau est formé d'un empilement de coulées basaltiques de type fissural. Les basaltes à olivine sont pratiquement partout recouverts de "terres rouges" provenant de l'altération de cendres et scories. Les gisements principaux de zircons de la région sont situés sous ces terres rouges et sur le basalte massif, dans une couche de graviers basaltiques de 0,1 à 0,5 m d'épaisseur, contenant ponces, magnétites, ferropicotites et zircons.

Ces derniers ont des tailles très diverses, ils peuvent atteindre des dimensions centimétriques; ils sont en général très colorés dans les tons rouges. LACOMBE (1967) a suggéré leur cristallisation à partir du magma basaltique, ce qui contredirait la théorie selon laquelle les zircons proviendraient du "ramonage" du socle de schistes cristallins (LACROIX, 1933).

b - Zircons de Xuan Loc.

Le massif basaltique du Bas Donnaï (Sud Viet-Nam) a grossièrement la forme d'une ellipse, orientée NS, allant de la rivière Donnaï à Baria. Ce massif fait partie d'un vaste ensemble en arc de cercle jalonné de nombreuses coulées de Kompong Cham au Cambodge à Baria au Sud Viet-Nam. Cet ensemble se place dans les "basaltes anciens" par opposition aux "basaltes récents" de vallée avec cônes éruptifs, scories et chéires bien conservés. Ces derniers épanchements sont postérieurs à l'établissement du réseau hydrographique actuel.

Les zircons étudiés proviennent d'un niveau de gravillons recouvrant une cuirasse latéritique au sommet d'une nappe basaltique compacte. Ces gravillons sont recouverts d'une épaisse couche de terre rouge d'origine

basaltique (E. SAURIN, 1968). Les "basaltes anciens" de la région contiennent des zircons craquelés et ceux du niveau de gravillons proviennent du démantèlement de ces basaltes au cours d'un épisode d'altération situé entre la mise en place de la dernière coulée basaltique et le dépôt de cendres volcaniques transformées en terre rouge qui la recouvrent.

L'ensemble des basaltes du massif de Xuan Loc repose sur la surface de + 100 m, mais on ignore, à l'emplacement même du gisement de zircons, le nombre de phases d'éruption qui s'y sont succédées.

Les zircons de Xuan Loc paraissent en général plus petits que ceux de BoKéo; ils peuvent atteindre cependant 15 mm; leur couleur est aussi plus claire, brun-jaunâtre à jaunâtre.

4. 2. 2. Principe et méthode expérimentale.

a - L'équation d'âge.

La méthode est fondée sur l'enregistrement par les minéraux des traces de fission spontanée de ^{238}U . Les fragments de fission créent le long de leur parcours une zone de dommage linéaire sur une longueur d'environ 8μ dans le zircon, que l'on rend visible en microscopie optique au moyen d'une attaque chimique sélective (par H_3PO_4 pendant une minute à 500°C) qui agrandit le diamètre des traces jusqu'à environ 1μ .

La densité (D_{fs}) - ou nombre par cm^2 - de traces de fission spontanées mesurées sur une face d'un cristal dépend de son âge apparent "t" et de sa teneur en uranium C_U . On détermine cette dernière par irradiation dans un flux de neutrons thermiques (PRICE et WALKER, 1963) qui induisent la fission de ^{235}U .

L'équation d'âge s'écrit :

$$t = \frac{D_{fs}}{f D_{fi}} \times \frac{\sigma I \phi}{\lambda f}$$

où $\sigma = 582$ barns, est la section efficace de fission de ^{235}U par les neutrons thermiques, $I = 7,26 \times 10^{-3}$, le rapport actuel des abondances de $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ (des mesures effectuées par DOE et NEWELL, 1965, montrent que la variation de I est inférieure à 0,5 % dans les zircons), ϕ , le flux intégré des neutrons thermiques en neutrons par cm^2 , f, la constante de fission spontanée de ^{238}U ($\lambda f = 6,85 \times 10^{-17}$ ans, FLEISCHER et PRICE, 1964) et f un facteur géométrique. Les surfaces de comptage sont obtenues par clivage (les faces externes corrodées à la suite d'actions naturelles étant impropres à la révélation des traces). La répartition de U étant inhomogène dans ces zircons, à l'échelle du cristal (tableau 29) on doit mesurer D_{fs} et D_{fi} sur la même zone de fragment étudié. Dans ce cas $f = 2$.

b - Dosimétrie du flux de neutrons.

Les zircons ont subi après révélation des traces de fission naturelles, un recuit d'une heure à 800 °C.

Un verre à concentration en U connu a servi d'étalon pour la mesure du flux (erreur = ± 10 %), (FLEISCHER, PRICE et WALKER, 1965). L'irradiation I a été effectuée au CEN de Fontenay-aux-Roses (pile Triton) et les irradiations suivantes au CEN de Saclay (pile EL 3, canneaux pneumatiques 2 et 4). Les flux intégrés atteignent respectivement les valeurs de 1×10^{14} , $1,17 \times 10^{14}$, et $1,80 \times 10^{14}$ neutrons/cm².

La correction sur D_{fi} , due à la contribution des fissions induites par la composante non thermalisée du flux de neutrons est estimée à 4 %. Elle a été évaluée en mesurant les D_{fi} de fragments de zircons irradiés dans des containers de cadmium, au cours de la même irradiation que les échantillons à dater.

c - Signification de l'âge apparent.

Les traces de fission sont des défauts complexes, sensibles au réchauffement : un recuit d'une heure à 700 °C permet d'obtenir une guérison complète des traces dans le zircon (FLEISCHER et al., 1965). Ainsi, quelle que soit l'origine des zircons (cristallisation à partir du magma ou "ramonage" des schistes cristallins), on peut admettre que l'âge mesuré sur ces échantillons date le refroidissement du matériel éruptif basaltique.

d - Précisions des mesures.

Aux erreurs statistiques de comptage données, pour chaque mesure, on doit ajouter les erreurs systématiques sur le rapport $\sigma I \phi / \lambda f$ que l'on peut évaluer à environ 20 %. Cependant, les erreurs relatives sur les datations obtenues au cours d'une même irradiation ne dépendent que des erreurs statistiques sur D_{fs} et D_{fi} .

4. 2. 3. Résultats et commentaires.

Les résultats sont présentés dans le tableau 29 avec, pour chaque mesure de "t", les valeurs de D_{fs} , D_{fi} et le nombre N de traces comptées.

Dans la dernière colonne, C_U désigne la teneur en uranium (en ppm) déterminée au moyen de la relation :

$$C_{238} \text{ (ppm)} = 7,8 \times 10^6 \frac{D_{fi}}{\sigma \phi IN_v (R/2)}$$
$$\neq 2,5 \times 10^{10} \frac{D_{fi}}{\phi}$$

qui relie la concentration en U dans une région donnée du cristal à la densité D_{fa} de traces induites. N est le nombre d'atomes dans 1 cm³ de zircon ($N = 9 \times 10^{22}$) et \bar{R} le parcours moyen révélable d'un fragment de fission dans le zircon.

Pour les zircons de Bo Kéo, l'âge moyen trouvé (1.25 MA) s'inscrit très bien dans le schéma paléomagnétique (voir plus loin) du plateau de Ratanakiri et prouve que le sommet de sa chape basaltique doit être rapporté au Pleistocène inférieur, bien que faisant partie de l'ensemble des basaltes des plateaux 1300 à 300 m d'altitude que E. SAURIN (1935) place à la limite climatique plio-villafranchienne.

Irra-dia-tions	Echant.	$D_{fa} \times 10^4$	$D_{fi} \times 2 \times 10^4$	N	$t \times 10^6$ ans	C_{Uppm}
I	1 a	0,75	3,25	661	$1,41 \pm 0,18$	4
	1 b	1,03	5,85	539	$1,10 \pm 0,15$	6
IV	1 c	1,07	9,04	178	$1,29 \pm 0,31$	6,2
	1 d	0,81	6,40	168	$1,38 \pm 0,32$	4,5
	1 e	0,77	6,96	207	$1,20 \pm 0,26$	5
ZIRCONS DE BOKEO						
I	1 a	2,94	2,88	383	$0,62 \pm 0,10$	36
	1 b	2,09	2,12	479	$0,60 \pm 0,09$	26
III	3	2,09	2,26	1192	$0,76 \pm 0,07$	48
	4 a	2,28	2,88	868	$0,65 \pm 0,08$	61
	4 b	2,12	2,68	804	$0,65 \pm 0,12$	55
IV	5	1,08	1,72	351	$0,68 \pm 0,15$	38
ZIRCONS DE XUAN LOC						

Tableau n° 29

Mesure de "t" par la méthode des traces de fission de l'U des zircons de Bo Kéo et Xuan Loc.

NOTA :

Le numéro des échantillons est composé d'un chiffre désignant les différents cristaux étudiés et d'une lettre en indice pour différencier les fragments d'un même cristal.

La précision de la mesure de CU est de ± 20 %.

L'âge moyen des zircons de Xuan Loc est de 0,65 MA ce qui date ainsi la mise en place de la coulée dont ils proviennent. Au site même de Xuan Loc, on ignore à quel épisode correspond cette coulée. La position morphologique du gisement (275 m) par rapport à la terrasse de + 100 m recouverte par l'ensemble des coulées de la région, permet de supposer que l'on est en présence du dernier grand épisode de mise en place de basalte en nappe. Le chiffre de 0,65 Ma fournirait alors la date du dernier mouvement important de l'arc disjonctif de Kompong Cham à Baria qui se situerait ainsi sensiblement à la limite Pleistocène inférieur - Pleistocène moyen.

L'arc disjonctif cité borde le delta du Mékong - Donnaï, aussi c'est par le jeu de cet arc que s'est effectuée la "subsidence" du delta. Le faible remblaiement connu de ce dernier (200 à 400 m, E. SAURIN, 1965) autorise à penser que cette subsidence n'a guère débuté avant 0,65 M.a. En effet, pour 400 m d'alluvions, en supposant grossièrement que les effets inverses des paléoclimats s'annulent sur une telle période de temps, la vitesse moyenne d'accumulation des sédiments du delta serait dans ce cas d'environ 0,6 mm/an, ce qui est proche des données fournies pour la sédimentation actuelle dans la Cuvette du Grand Lac.

5.- PALEOMAGNETISME

Nous ne reviendrons pas sur la technique elle-même maintenant bien connue.

5 - 1 Données antérieures

La première étude de paléomagnétisme des laves récentes d'Indochine est due à P. LACOMBE (1967). Cet auteur a étudié, à partir de 31 échantillons, le paléomagnétisme des basaltes de Ratanakiri.

Deux groupes de coulées ont pu être isolés :

1. Un premier groupe, dans lequel se trouvent les coulées considérées comme les plus anciennes, a une inclinaison renversée (moyenne de $I = -25^\circ$). Les roches de ce groupe sont plus anciennes que la dernière inversion à 0,7 million d'années et plus récentes que la précédente à 2,3 millions d'années.

2. Un second groupe qui comprend toutes les coulées et appareils éruptifs considérés comme récents, a une inclinaison normale (moyenne de $I = +20^\circ$). Ce groupe a moins de 0,7 M.a. Le maximum d'activité volcanique

paraît se situer aux alentours de cette limite. Le volcanisme devient ensuite de plus en plus explosif jusqu'à une période où la déclinaison était occidentale (288°).

Le matériel pyroclastique, transformé en terre rouge, est postérieur aux plus récentes coulées.

5 - 2 Autres données paléomagnétiques

Pour notre part, nous avons soumis à l'étude paléomagnétique sept échantillons de basalte du massif des Cardamomes et des Bas-Plateaux. Ce sont : 387 (Stung Plueh), 388 et 389 (Stung Krao), ces trois échantillons provenant des basaltes de Veal Veng; 403 (coulée du δ Spean Kada à Thmar Bang), 428/1 et 428/2 (coulée de Kompong Cham au km 106 de la route de Phnom Penh à Kompong Cham) et 429 (base du Phnom Srei, près de l'aérodrome de Kompong Cham, basalte affleurant à la base des couches de pyroclastiques tapissant les flancs de l'appareil éruptif).

5. 2. 1. Massif des Cardamomes.

Les échantillons 387 et 403 ont une inclinaison inverse, alors que 388 et 389 ont une inclinaison normale.

Bien que nous ne possédions pas encore l'ensemble des données numériques sur les valeurs de ces inclinaisons mesurées, ces premiers résultats permettent les commentaires suivants :

1. On peut être assuré que l'ensemble des coulées basaltiques des Cardamomes centrales & méridionales ne procède pas d'un seul épisode éruptif puisqu'on y repère des coulées à inclinaison inverse et normale.

2. Les deux coulées du Stung Plueh et du Stung Krao du massif de Veal Veng sont bien distinctes dans le temps, puisque l'une est inverse et l'autre normale. La détermination de ces orientations magnétiques est exacte car :

- les deux échantillons de la même coulée du Stung Krao donnent la même inclinaison;

- l'échantillon du Stung Plueh n'est pas unique (ce qui pourrait laisser supposer une erreur de manipulation sur le terrain ou en laboratoire), puisque le basalte du δ Spean Kada est aussi à inclinaison inverse.

3. La position morphologique des deux coulées de Veal Veng indique clairement qu'elles sont "récentes" puisque les talwegs actuels ont été soit repoussés sur les bords des coulées, soit surimposés à ces dernières sans qu'ils les aient entamées de façon sensible. On peut donc postuler que

l'aimantation inverse de la coulée du Stung Pluch n'est pas de beaucoup antérieure au dernier renversement magnétique ("Matuyama - Brunhes boundary") qui date de 0,69 M.a (A. COX, 1969). La coulée de Krao est postérieure à cette limite mais certainement de peu puisqu'aucune évolution morphologique des vallées entre ces deux épisodes éruptifs n'est visible.

4. Si donc les coulées basaltiques du massif des Cardamomes se situent de part et d'autre du dernier renversement magnétique, à la limite du Pleistocène inférieur et moyen, il est patent que l'évolution morphologique du massif, depuis cette date, n'a guère progressé et qu'elle est presque restée ce qu'elle était à cette époque.

5. 2. 2. *Bas Plateaux.*

Les trois échantillons mesurés ont tous une aimantation normale et seraient donc postérieurs à 0,69 M.a., ou compris entre 0,89 et 0,95 M.a. ("JARAMILLO event", A. COX, 1969). Nous penchons pour la première possibilité car ce résultat est en parfait accord avec l'âge des zircons de Xuan Loc. Là aussi, c'est bien le dernier épisode d'émission de lave que nous avons daté, puisque l'échantillon 429 est situé au sommet des coulées de Kompong Cham et qu'il est directement recouvert par les pyroclastiques du Phnom Srei.

Il semble qu'on puisse donc raisonnablement synchroniser, comme nous l'avions fait sans preuve directe, les dernières coulées de l'ensemble des affleurements basaltiques allant de Kompong Cham à Baria en bordure du delta du Mékong Donnaï.

Nous avons là, la trace de dernier "soubresaut" à la faveur duquel la zone deltaïque, située à l'ouest de ces affleurements, s'est édifiée.

6.- CONCLUSIONS

Cette étude des basaltes d'Indochine qui est loin d'être exhaustive - en particulier l'ensemble des paramètres calculés, qui figurent aux tableaux suivants, n'ont pas tous été exploités à fond - permet les conclusions générales suivantes.

- au point de vue de la répartition des basaltes, nous avons vu qu'ils étaient beaucoup plus nombreux que ceux répertoriés à ce jour, et en particulier dans la Chaîne des Cardamomes et sur le "Môle" cambodgien où ils jalonnent des axes anciens de grandes fractures.

- d'un point de vue chimique, nous avons tenté d'effectuer la synthèse des données actuellement disponibles. Nous sommes arrivé à la conclusion que l'ensemble des basaltes indochinois provenaient d'un même magma alcalin ayant fourni dans un premier temps des basaltes calco-alcalins provenant de sa différenciation. A 1,25 et 0,65 m.a. se placent ensuite deux épisodes principaux d'émission qui ont donné des basaltes normaux proches du magma d'origine. Enfin, un dernier épisode très récent a mis en place des basaltes divers très contaminés par des phénomènes d'assimilation. Cette évolution est schématisée dans le chronodiagramme ~~de la figure 28~~ inspiré du type de représentation introduit par L. GLANGEAUD (1943) dans ce genre de problème.

	IND 117	IND 118	IND 119	IND 120	IND 121	IND 122	IND 123	IND 124	IND 125	IND 126
SI02	53.86	53.82	51.74	48.66	52.66	50.34	53.00	50.46	50.64	48.62
TI02	1.74	1.42	1.60	3.24	1.98	2.08	1.70	1.82	1.38	2.40
AL203	16.67	15.12	14.91	14.16	13.84	12.85	14.41	15.00	14.57	15.51
FE203	2.76	1.76	3.18	3.63	2.51	3.78	1.79	3.06	3.71	3.16
FEO	5.37	8.91	6.86	9.68	7.51	7.72	7.24	7.96	7.22	7.18
MNC	0.12	0.15	0.19	0.15	0.20	0.25	0.18	0.18	0.15	0.16
MGO	4.91	5.58	7.02	3.73	6.52	5.71	7.22	7.32	8.31	6.40
CAO	9.00	9.06	8.90	9.84	8.94	8.98	9.56	8.72	9.26	8.48
NA20	3.05	2.39	2.65	2.47	2.60	2.80	2.65	2.93	2.77	3.15
K2C	0.57	0.57	0.72	1.05	0.80	1.36	1.19	1.45	0.99	1.99
P205	0.34	0.23	0.30	0.44	0.28	0.42	0.22	0.44	0.37	0.51
H2O	1.45	1.29	2.35	2.65	2.19	3.94	1.22	1.00	0.97	2.62
-H100	0.79	0.64	1.13	0.77	1.13	2.11	0.61	0.24	0.28	1.55
CC2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SUM	99.84	100.30	100.42	99.70	100.03	100.23	100.38	100.34	100.34	100.18
POURCENTAGE ATOMIQUE DES CATIONS										
SI	51.122	51.174	49.232	48.025	50.453	49.260	49.699	47.268	47.310	46.347
TI	1.241	1.015	1.144	2.404	1.426	1.530	1.198	1.282	0.969	1.720
AL	18.644	16.940	16.717	16.467	15.625	14.817	15.922	16.557	16.040	17.422
FE+++	1.971	1.259	2.276	2.695	1.809	2.783	1.263	2.156	2.607	2.266
FE++	4.261	7.083	5.457	7.987	6.015	6.316	5.676	6.234	5.639	5.722
MN	0.096	0.121	0.153	0.125	0.162	0.207	0.143	0.143	0.119	0.129
MG	6.942	7.903	9.950	5.484	9.305	8.323	10.085	10.214	11.564	9.088
CA	9.149	9.226	9.070	10.401	9.173	9.411	9.601	8.748	9.265	8.657
NA	5.610	4.403	4.886	4.724	4.827	5.309	4.815	5.318	5.015	5.819
K	0.690	0.691	0.874	1.322	0.977	1.697	1.423	1.732	1.180	2.419
P	0.273	0.185	0.242	0.367	0.227	0.348	0.175	0.349	0.292	0.411
C	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ANALYSE NORMATIVE										
SUM0	98.42	99.04	98.11	97.10	97.88	96.36	99.19	99.38	99.40	97.62
QZ	8.73	7.98	4.76	5.11	6.45	3.66	2.94	0.0	0.0	0.0
OR	3.37	3.37	4.25	6.20	4.73	8.04	7.03	8.57	5.85	11.76
AB	25.80	20.21	22.41	20.89	21.99	23.68	22.41	24.78	23.43	26.64
AN	30.12	28.85	26.67	24.45	23.73	18.48	23.91	23.50	24.40	22.31
NE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
LE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*WC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
DHO	5.14	6.09	6.48	8.97	7.84	9.74	9.21	7.05	7.98	6.86
DEN	3.40	3.09	4.20	4.32	4.79	5.87	5.71	4.37	5.30	4.46
DFS	1.37	2.86	1.84	4.51	2.60	3.34	2.97	2.26	2.10	1.93
EA	8.83	10.80	13.28	4.97	11.44	8.34	12.27	11.20	15.33	3.52
FS	3.56	9.98	5.84	5.19	6.21	4.74	6.38	5.79	6.07	1.53
AK	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*FO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.86	0.04	5.57
*FA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.06	0.02	2.66
EMT	4.00	2.55	4.61	5.26	3.64	5.48	2.60	4.44	5.38	4.58
HE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
IL	3.30	2.70	3.04	6.15	3.76	3.95	3.23	3.46	2.62	4.56
RU	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PF	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SM	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PM	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AP	0.81	0.55	0.71	1.04	0.66	1.00	0.52	1.04	0.88	1.21
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03
CENNEES POUR DIAGRAMMES TRIANGULAIRES										

	IND 117	IND 118	IND 119	IND 120	IND 121	IND 122	IND 123	IND 124	IND 125	IND 126
ALK	3.620	2.960	3.370	3.520	3.400	4.160	3.840	4.380	3.760	5.140
FEC	7.853	10.494	9.721	12.946	9.768	11.121	8.851	10.713	10.558	10.023
FETO	8.130	10.670	10.040	13.310	10.020	11.500	9.030	11.020	10.930	10.340
***F	47.935	55.132	48.338	64.102	49.615	52.980	44.452	47.799	46.660	46.483
***A	29.969	29.317	34.906	18.469	33.116	27.202	36.262	32.659	36.724	29.680
***S	22.095	15.551	16.757	17.429	17.269	19.818	19.286	19.542	16.616	23.837
*K2O	4.517	4.742	5.868	7.859	6.403	10.350	8.881	11.069	7.604	14.611
NA2O	24.168	19.884	21.597	18.488	21.070	21.309	19.776	22.366	21.275	23.128
*CAC	71.315	75.374	72.535	73.653	72.447	68.341	71.343	66.565	71.121	62.261
NA	36.312	30.749	32.949	28.722	32.228	32.339	30.401	33.664	32.438	34.439
*K**	4.466	4.826	5.892	8.036	6.526	10.338	8.985	10.964	7.630	14.319
CA	59.221	64.424	61.160	63.242	61.246	57.323	60.615	55.372	59.933	51.242
CALK	2.486	3.061	2.641	2.795	2.629	2.159	2.490	1.991	2.463	1.650
*CAD	53.066	53.200	47.927	61.367	49.502	51.344	49.202	45.967	45.526	47.033
NA2D	17.983	14.034	14.27C	15.399	14.396	16.099	13.639	15.445	13.618	17.471
*MGO	28.950	32.766	37.803	23.254	36.102	32.647	37.159	38.587	40.855	35.496
GFE	11.203	14.986	15.407	13.471	15.320	14.639	15.761	16.448	17.204	14.810
FEG	1.094	1.597	0.977	2.595	1.152	1.352	1.003	1.087	0.869	1.122
FEGD	1.599	1.881	1.385	3.471	1.498	1.948	1.226	1.454	1.271	1.566
FELS	28.685	24.626	27.465	26.347	27.553	31.659	28.657	33.435	28.879	37.739
DMAF	62.347	65.662	58.851	78.110	60.580	66.822	55.569	60.087	56.809	61.768
FMGD	0.615	0.653	0.581	0.776	0.600	0.661	0.551	0.594	0.560	0.610
BLARS	-0.009	-0.052	-0.050	-0.061	-0.048	-0.044	-0.053	-0.059	-0.071	-0.040
CMF	0.193	0.235	0.228	0.232	0.230	0.224	0.240	0.240	0.248	0.221
ALSI	0.310	0.281	0.288	0.291	0.263	0.255	0.272	0.297	0.288	0.319
S	10.953	13.567	15.169	21.861	16.840	24.223	22.812	24.568	19.043	29.367
R	40.778	35.576	38.840	36.758	38.754	42.677	39.385	44.628	40.667	48.758
T	47.688	51.708	44.215	66.340	46.188	52.786	41.252	45.516	41.974	47.180
AGP	31.244	27.099	30.839	31.188	32.955	40.468	33.210	35.875	33.746	38.784
PAI	33.788	30.074	34.454	36.710	37.149	47.287	39.179	42.584	38.618	47.284
PAC	28.823	26.515	28.602	28.031	30.777	36.627	33.934	35.262	31.577	38.481
D.I.	37.89	31.56	31.43	32.20	33.17	35.37	32.38	33.35	29.28	38.40
P RIT	64.055	66.316	61.137	56.277	60.669	52.890	59.909	55.289	57.548	51.070
SIGMA	1.207	C.810	1.299	2.189	1.197	2.358	1.475	2.572	1.850	4.701
TETA	37.980	39.685	35.547	31.406	35.200	28.115	34.586	30.446	32.490	26.396
*SMS.	11.195	10.713	12.841	9.396	12.306	12.376	13.521	14.388	14.679	14.358

	IND 127	IND 128	IND 129	IND 130	IND 131	IND 132	IND 133	IND 134	IND 135	IND 136
SIC2	47.88	48.08	46.02	48.14	48.66	45.44	41.86	45.12	46.98	43.88
TIO2	1.81	2.16	2.44	1.88	1.38	2.22	2.53	2.24	1.98	2.82
AL2O3	14.47	14.75	14.14	14.32	11.59	16.14	11.71	13.43	13.67	12.08
FE2O3	2.82	5.70	4.08	2.12	1.76	3.89	3.92	2.63	3.01	4.13
FEC	8.32	5.59	7.27	8.71	7.51	7.22	8.36	11.16	8.46	7.54
MNO	0.22	0.20	0.23	0.07	0.18	0.23	0.17	0.25	0.17	0.18
MCO	8.40	7.79	8.28	8.09	11.94	9.02	10.73	8.84	9.73	10.67
CAO	8.76	9.14	10.24	10.52	10.74	8.98	10.58	9.42	10.38	10.28
NA2O	3.17	3.34	3.11	3.06	2.65	3.02	2.32	2.95	3.18	2.95
K2O	1.57	1.73	1.51	1.53	1.15	1.63	2.07	1.78	1.59	1.92
P2O5	0.46	0.49	0.52	0.53	0.64	0.32	0.84	0.53	0.51	0.85
H2O	1.80	1.13	1.59	0.66	2.25	1.87	3.68	0.77	0.69	2.58
-H2O	0.37	0.58	0.76	0.19	0.33	0.72	0.97	0.15	0.25	1.33
CO2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SUM	99.68	100.10	99.43	99.63	100.45	99.98	98.77	99.12	100.35	99.88
POURCENTAGE ATOMIQUE DES CATIONS										
SI	45.177	45.061	43.600	44.987	45.248	42.651	40.719	42.630	43.384	41.559
TI	1.284	1.522	1.738	1.321	0.965	1.566	1.850	1.591	1.374	2.008
AL	16.088	16.289	15.786	15.769	12.699	17.851	13.422	14.952	14.875	13.482
FE+++	2.002	4.019	2.908	1.490	1.231	2.747	2.868	1.869	2.091	2.942
FE++	6.563	4.380	5.758	6.805	5.666	6.799	8.815	6.531	5.970	5.970
MN	0.176	0.159	0.185	0.055	0.142	0.183	0.140	0.200	0.133	0.144
MG	11.806	10.875	11.685	11.261	16.539	12.611	15.548	12.441	13.384	15.053
CA	8.852	9.174	10.390	10.529	10.696	9.027	11.022	9.532	10.266	10.427
NA	5.796	6.066	5.709	5.541	4.775	5.493	4.373	5.401	5.690	5.414
K	1.889	2.068	1.824	1.823	1.364	1.951	2.568	2.145	1.873	2.319
P	0.367	0.389	0.417	0.419	0.504	0.254	0.691	0.424	0.399	0.601
C	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ANALYSE NORMATIVE										
SUMO	97.93	99.01	97.89	99.01	98.26	98.15	95.18	98.39	99.70	97.38
QZ	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
QR	9.28	10.22	8.92	9.04	6.79	9.63	12.23	10.52	9.39	11.34
AB	25.72	27.99	19.79	21.25	22.26	18.69	5.87	14.41	16.61	11.44
AN	20.62	20.15	20.17	20.82	16.34	25.67	15.43	18.15	18.33	14.05
NE	0.59	0.14	3.53	2.51	0.08	3.71	7.45	5.71	5.57	7.32
LE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*WC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
OWO	8.28	9.18	11.37	11.65	13.68	7.01	13.18	10.49	12.45	13.11
OEN	5.19	7.26	7.95	7.06	9.34	4.92	9.22	5.96	8.17	9.64
OFS	2.58	0.88	2.46	3.95	3.26	1.49	2.85	4.08	3.40	2.22
EN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FS	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AK	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*FO	11.02	8.50	8.87	9.17	14.29	12.29	12.26	11.25	11.25	11.86
*FA	6.02	1.14	3.03	5.65	5.50	4.10	4.17	8.50	5.17	3.01
EMT	4.09	8.26	5.92	3.07	2.55	5.64	5.68	3.81	4.36	5.99
HE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
IL	3.44	4.10	4.63	3.57	2.62	4.22	4.80	4.25	3.76	5.36
RU	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PF	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SV	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PH	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AP	1.09	1.16	1.23	1.26	1.52	0.76	1.99	1.26	1.21	2.02
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.03

ECNNEES POUR DIAGRAMMES TRIANGULAIRES

	IND 127	IND 128	IND 129	IND 130	IND 131	IND 132	IND 133	IND 134	IND 135	IND 136
ALK	4.740	5.070	4.620	4.590	3.800	4.650	4.390	4.730	4.770	4.870
FEC	10.857	10.719	10.941	10.618	9.094	10.720	11.887	13.526	11.168	11.256
FETO	11.140	11.290	11.350	10.830	9.270	11.110	12.280	13.790	11.470	11.670
**F*	45.244	45.460	45.892	45.574	36.618	43.953	44.015	49.920	43.510	42.000
**M*	35.004	33.038	34.730	34.725	48.080	36.982	39.730	32.624	37.907	39.819
**A*	19.752	21.502	19.378	19.702	15.302	19.065	16.255	17.456	18.583	18.174
*K2O	11.630	12.175	10.162	10.126	7.909	11.959	13.828	12.580	10.495	12.673
NA2O	23.481	23.505	20.929	20.251	18.226	22.157	15.498	20.848	20.990	19.472
*CAO	64.889	64.321	68.910	69.623	73.865	65.884	70.675	66.572	68.515	67.855
NA	35.048	35.047	31.854	30.968	28.364	33.348	24.345	31.626	31.917	29.812
K	11.424	11.947	10.179	10.190	8.101	11.846	14.296	12.559	10.503	12.770
CA	53.529	53.006	57.967	58.842	63.535	54.806	61.360	55.815	57.580	57.418
CALK	1.848	1.803	2.216	2.292	2.826	1.931	2.410	1.992	2.176	2.111
*CAO	43.089	45.091	47.342	48.546	42.400	42.721	44.774	44.413	44.568	43.013
NA2O	15.593	16.478	14.378	14.121	10.462	14.367	9.818	13.909	13.654	12.343
*MGO	41.318	38.431	38.280	37.333	47.138	42.912	45.408	41.678	41.778	44.644
GFE	18.369	15.255	17.444	18.066	22.377	18.277	22.346	21.257	19.916	21.023
FEG	0.990	0.718	0.878	1.077	0.629	0.800	0.779	1.262	0.869	0.707
FEGO	1.293	1.376	1.321	1.312	0.762	1.188	1.108	1.530	1.148	1.055
FELS	35.111	35.679	31.090	30.377	26.135	34.116	29.325	33.428	31.485	32.145
DNAF	57.011	59.172	57.820	57.241	43.706	55.191	53.368	60.937	54.104	52.238
FNGO	0.564	0.579	0.569	0.568	0.432	0.543	0.526	0.605	0.534	0.513
BLARS	-0.081	-0.049	-0.091	-0.099	-0.130	-0.086	-0.138	-0.128	-0.115	-0.121
CMF	0.255	0.225	0.258	0.273	0.302	0.252	0.297	0.294	0.286	0.285
ALSI	0.302	0.307	0.307	0.297	0.238	0.355	0.280	0.298	0.291	0.275
S	24.583	25.423	24.216	24.759	22.216	26.211	36.997	28.424	24.759	29.989
R	46.471	46.994	42.033	41.158	36.465	45.194	38.640	44.185	42.420	42.582
T	42.540	44.036	43.098	42.579	30.363	40.530	38.680	46.663	39.546	37.565
AGP	40.819	42.651	40.895	39.735	42.123	34.546	40.288	42.171	43.764	48.502
PAI	47.769	49.931	47.726	46.703	48.339	41.700	51.712	50.466	50.843	57.360
PAC	39.668	37.259	36.875	39.638	41.213	33.585	38.262	40.982	41.236	41.955
D.I.	35.00	38.21	28.71	30.29	29.06	28.32	18.10	24.93	26.01	22.79
P.RIT	50.091	49.354	48.164	50.839	50.659	50.185	42.282	46.093	47.846	42.254
SIGMA	4.604	5.060	7.068	4.099	2.551	8.862	-16.905	10.553	5.717	26.951
TETA	25.429	24.612	23.589	26.189	25.941	25.841	17.555	21.401	23.084	16.921
*SWS	16.072	15.897	15.778	15.509	18.432	16.513	17.490	16.348	17.505	18.408

	IND 137	IND 138	IND 139	IND 140	IND 141
S102	43.54	48.12	43.50	47.46	44.16
T102	2.60	2.80	2.82	2.88	1.56
AL203	14.49	15.86	13.91	17.00	13.28
FE203	3.89	2.93	3.62	3.83	2.66
FE0	8.08	8.02	8.50	7.63	8.55
MNO	0.20	0.20	0.15	0.20	0.13
NGO	8.56	6.33	8.48	4.42	8.73
CA0	8.98	7.58	10.78	7.00	9.54
NA20	3.06	4.53	3.30	3.23	2.04
K20	2.72	2.44	2.20	2.12	1.37
P205	0.72	0.66	0.84	0.81	0.41
H20	2.39	0.65	1.21	2.99	7.11
-(100	0.28	0.23	0.43	1.05	1.72
CO2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SUM	99.23	100.12	99.31	99.57	99.54
POURCENTAGE ATOMIQUE DES CATIONS					
SI	41.548	44.561	41.017	46.161	44.378
TI	1.865	1.949	1.999	2.106	1.178
AL	16.293	17.306	15.455	19.483	15.726
FE+++	2.792	2.041	2.568	2.802	2.011
FE++	6.446	6.209	6.701	6.204	7.183
MN	0.162	0.157	0.120	0.165	0.111
MG	12.167	8.732	11.911	6.404	13.068
CA	9.177	7.518	10.886	7.292	10.268
NA	5.658	8.129	6.029	6.088	3.973
K	3.310	2.882	2.645	2.630	1.756
P	0.581	0.517	0.670	0.667	0.349
C	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ANALYSE NORMATIVE					
SUMD	96.91	99.52	98.16	96.66	92.53
QZ	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CR	16.07	14.42	13.00	12.53	8.09
AB	9.28	23.96	6.89	27.32	17.25
AN	17.77	15.74	16.65	25.63	23.04
NE	8.99	7.78	11.39	0.0	0.0
LE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*MC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
DWO	9.21	7.33	13.08	1.59	9.02
OEN	6.25	4.56	8.72	0.95	5.61
DFS	2.26	2.33	3.40	0.56	2.88
EN	0.0	0.0	0.0	8.10	2.57
F5	0.0	0.0	0.0	4.76	1.32
AK	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*FO	10.56	7.85	8.69	1.37	9.50
*FA	4.20	4.42	3.74	0.88	5.38
EMT	5.64	4.25	5.25	5.55	3.86
HE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
IL	4.94	5.32	5.36	5.47	2.96
RU	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PF	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SH	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PM	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AP	1.71	1.56	1.99	1.92	0.97
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.02	0.01	0.01	0.03	0.07
CONNEES POUR DIAGRAMMES TRIANGULAIRES					

	IND 137	IND 138	IND 139	IND 140	IND 141
ALK	5.780	6.970	5.500	5.350	3.410
FEC	11.580	10.656	11.757	11.076	10.943
FETO	11.970	16.950	12.120	11.460	11.210
**F*	44.676	44.483	45.682	53.133	47.408
**M*	33.024	26.423	32.948	21.203	37.819
**A*	22.259	29.095	21.370	25.664	14.772
*K2C	18.428	16.770	13.514	17.166	10.579
NA20	20.732	31.134	20.270	26.154	15.753
*CAC	60.840	52.096	66.216	56.680	73.668
NA	31.182	43.873	30.824	38.026	24.835
*K**	18.242	15.553	13.524	16.426	10.977
CA	50.576	40.574	55.652	45.547	64.189
CALK	1.554	1.088	1.960	1.308	2.798
*CA0	43.592	41.106	47.784	47.782	46.972
NA20	14.854	24.566	14.628	22.048	10.044
*MGO	41.553	34.328	37.589	30.171	42.984
GFE	18.613	14.941	18.611	12.608	20.252
FEG	0.944	1.267	1.002	1.726	0.979
FEG0	1.353	1.683	1.386	2.506	1.254
FELS	39.160	47.904	33.784	43.320	26.332
DMAF	58.305	63.368	58.835	72.166	56.219
FMGD	0.575	0.627	0.581	0.715	0.556
BLARS	-0.085	-0.036	-0.112	-0.013	-0.109
CMF	0.256	0.219	0.278	0.190	0.268
ALSI	0.333	0.330	0.320	0.358	0.301
S	36.909	26.172	30.496	30.166	30.651
R	49.424	59.426	44.348	54.453	35.811
T	43.584	49.053	44.078	58.884	41.589
ACP	43.582	56.353	47.070	36.120	28.436
PAI	55.044	63.620	56.130	44.741	36.426
PAD	42.807	51.700	43.328	35.739	30.284
D.I.	25.35	38.37	19.89	39.84	25.35
P RIT	42.739	43.998	42.324	50.989	51.189
SIGMA	61.868	9.488	60.500	6.418	10.024
TETA	17.665	18.219	17.119	26.432	27.040
.SMS.	17.192	17.212	17.019	12.554	14.190

	RAT 410	RAT 411	RAT 414	RAT 415	RAT418	RAT 509	RAT 518	RAT 620	RAT 623
S102	49.60	50.00	46.25	47.30	46.20	52.75	45.60	49.10	44.75
TI02	1.30	2.00	2.40	2.65	2.70	1.60	1.90	2.00	2.45
AL203	15.35	12.05	13.65	12.55	11.30	12.35	10.10	14.70	15.85
FE203	6.55	5.95	9.10	5.75	6.50	1.95	6.95	4.50	12.30
FE0	2.90	5.95	3.20	6.10	6.10	5.50	6.10	6.40	1.90
MNC	0.15	0.15	0.15	0.15	0.20	0.15	0.15	0.10	0.20
MGO	4.00	8.30	7.00	9.00	12.20	8.80	11.55	5.30	7.40
CA0	5.95	10.00	7.40	7.90	10.35	9.45	9.05	6.40	8.10
NA20	4.40	2.80	3.20	4.70	3.90	2.50	2.75	6.60	2.40
K2C	3.90	0.90	1.55	2.70	1.20	0.50	1.90	3.10	1.35
P205	1.50	0.70	1.60	1.60	1.00	0.70	1.00	1.30	1.30
H20	5.20	1.00	5.20	0.20	0.30	3.80	3.30	0.05	2.40
-1100	1.00	0.20	2.00	0.10	0.30	0.40	1.70	0.05	0.90
CO2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SUM	100.80	99.80	100.70	100.60	101.95	100.05	100.35	99.55	100.40
POURCENTAGE ATOMIQUE DES CATIONS									
SI	48.042	47.385	45.491	43.234	41.661	50.721	43.479	44.907	43.258
TI	0.947	1.425	1.774	1.821	1.830	1.156	1.362	1.375	1.780
AL	17.519	13.456	15.820	13.517	12.007	13.993	11.348	15.842	18.054
FE+++	4.773	4.242	6.733	3.954	4.409	1.410	4.985	3.096	8.944
FE++	2.348	4.714	4.661	4.599	4.599	4.421	4.863	4.894	1.535
MA	0.123	0.120	0.125	0.116	0.153	0.122	0.121	0.077	0.164
MG	5.771	11.717	10.256	12.254	16.388	12.604	16.404	7.221	10.655
CA	6.172	10.150	7.795	7.733	9.996	9.731	9.241	6.269	8.386
NA	8.258	5.142	6.099	8.325	6.815	4.658	5.081	11.697	4.496
K	4.817	1.088	1.944	3.147	1.380	0.613	2.310	3.616	1.664
P	1.229	0.561	1.332	1.237	0.763	0.570	0.807	1.006	1.063
C	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ANALYSE NORMATIVE									
SUMD	95.74	98.85	95.64	100.49	101.71	96.33	97.14	99.57	98.10
QZ	0.0	3.02	1.67	0.0	0.0	6.74	0.0	0.0	1.61
CR	23.04	5.32	9.16	15.95	7.09	2.95	11.23	18.32	7.98
AE	34.13	23.68	27.06	23.47	19.64	21.14	22.58	25.54	20.30
AN	10.62	17.66	18.31	5.18	9.79	21.00	9.61	1.34	28.49
NE	1.67	0.0	0.0	8.82	7.23	0.0	0.37	16.40	0.0
LE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*WC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
DWO	3.80	11.43	3.32	9.84	14.62	8.89	12.01	9.15	1.17
DEN	3.28	8.90	2.87	7.87	12.11	6.34	9.71	6.16	1.01
DFS	0.0	1.29	0.0	0.83	0.70	1.77	0.88	2.30	0.0
EN	0.0	11.76	14.56	0.0	0.0	15.57	0.0	0.0	17.41
FS	0.0	1.70	0.0	0.0	0.0	4.35	0.0	0.0	0.0
AK	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*FO	4.68	0.0	0.0	10.18	12.80	0.0	13.35	4.93	0.0
*FA	0.0	0.0	0.0	1.18	0.81	0.0	1.33	2.02	0.0
EMT	6.07	8.63	3.85	8.34	9.42	2.83	10.08	6.52	0.0
HE	2.36	0.0	6.45	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.30
IL	2.47	3.80	4.56	5.03	5.13	3.04	3.61	3.80	4.44
RU	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
YN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.27
PF	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SM	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PM	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AP	3.56	1.66	3.79	3.79	2.37	1.66	2.37	3.08	3.08
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AQ	0.05	0.01	0.05	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.02
CCNNEES POUR DIAGRAMMES TRIANGULAIRES									

	RAT 410	RAT 411	RAT 414	RAT 415	RAT418	RAT 509	RAT 518	RAT 620	RAT 623
ALK	8.300	3.700	4.750	7.400	5.100	3.000	4.650	9.700	3.750
FEQ	8.794	11.304	11.388	11.274	11.949	7.255	12.354	10.449	12.968
FETO	9.450	11.900	12.300	11.850	12.600	7.450	13.050	10.900	14.200
***F	41.689	48.506	49.218	40.738	40.852	38.073	43.265	41.059	53.768
***	18.963	35.616	30.253	32.522	41.711	46.183	40.450	20.826	30.683
***	39.348	15.877	20.529	26.740	17.437	15.744	16.285	38.115	15.549
*K2O	27.368	6.569	12.757	17.647	7.767	4.016	13.869	19.255	11.392
NA20	30.877	20.438	26.337	30.719	25.243	20.080	20.073	40.994	20.253
*CA0	41.754	72.993	60.905	51.634	66.990	75.904	66.058	39.752	68.354
NA	42.905	31.393	38.508	43.345	37.464	31.048	30.548	54.199	30.907
*K**	25.028	6.641	12.276	16.388	7.587	4.087	13.890	16.754	11.442
CA	32.067	61.966	49.217	40.267	54.950	64.865	55.562	29.047	57.652
*ALK	0.717	2.703	1.558	1.068	2.029	3.150	1.946	0.660	2.160
*CA0	41.463	47.393	42.045	36.574	39.130	45.542	38.758	34.973	45.251
NA2C	30.662	13.270	18.182	21.759	14.745	12.048	11.777	36.066	13.408
*MGO	27.875	39.336	39.773	41.667	46.125	42.410	49.465	28.962	41.341
GFE	8.120	16.431	12.887	16.915	20.986	17.025	21.267	12.114	12.191
FEG	0.725	0.717	0.457	0.678	0.500	0.625	0.528	1.208	0.257
FEGC	2.198	1.362	1.627	1.253	0.979	0.824	1.070	1.972	1.752
FELS	58.246	27.007	39.095	48.366	33.010	24.096	33.942	60.248	31.646
DMAF	70.260	58.911	63.731	56.835	50.806	45.846	53.049	67.284	65.741
FMGD	0.687	0.577	0.619	0.556	0.495	0.452	0.517	0.663	0.637
BLARS	0.074	-0.069	-0.008	-0.047	-0.122	-0.058	-0.098	0.012	-0.013
CMF	0.128	0.242	0.176	0.230	0.286	0.237	0.267	0.181	0.174
ALSI	0.309	0.241	0.295	0.265	0.245	0.234	0.221	0.299	0.354
S	36.843	17.461	24.173	27.435	16.840	11.632	31.258	23.613	27.018
R	67.933	38.034	50.783	59.733	45.050	35.135	44.438	70.953	42.348
T	55.658	43.650	48.059	41.607	35.857	32.082	37.799	52.759	49.972
AGP	65.015	41.572	43.553	80.277	64.126	34.814	56.221	95.668	27.429
PAI	74.635	46.255	50.841	84.865	68.249	37.670	65.135	96.656	34.118
PAC	56.267	32.577	33.062	59.466	44.911	31.831	41.772	75.382	21.404
O.1.	57.17	32.02	37.89	39.42	26.73	30.84	33.80	43.86	29.89
P RIT	41.482	53.015	47.105	36.582	40.711	60.493	41.167	34.801	53.019
SIGMA	10.438	1.956	6.942	12.735	8.128	0.923	8.316	15.425	8.036
YETA	14.521	28.241	22.355	7.411	14.123	35.045	14.987	3.671	28.714
*SHS.	15.994	14.633	14.637	20.577	20.998	14.219	18.952	20.507	13.421

	RAT 624	RAT 646	RAT 647	RAT 648	RAT 661	RAT 682	RAT 686	RAT 696	RAT 709	RAT 710
SI02	42.60	45.90	44.40	43.70	46.90	47.00	42.60	45.10	43.40	42.65
TIC2	2.30	3.00	2.60	2.80	2.40	2.55	2.50	2.50	2.05	1.95
AL203	11.90	9.80	12.85	8.20	9.70	10.35	11.80	10.30	13.35	12.25
FE203	8.40	6.25	10.10	7.90	4.85	9.40	11.10	9.00	5.15	7.45
FE0	6.15	7.95	3.50	6.65	7.40	4.05	4.20	4.20	8.25	6.50
MNC	0.20	0.20	0.10	0.10	0.10	0.20	0.20	0.20	0.15	0.15
HGO	11.50	10.15	10.00	11.20	10.50	9.90	8.40	12.20	10.90	11.70
CA0	10.80	9.85	9.70	10.50	8.85	9.70	9.00	10.25	9.75	8.90
NA20	2.40	3.60	2.20	2.35	2.70	2.40	3.10	3.10	2.75	2.00
K20	0.75	0.55	1.60	0.90	1.40	1.40	2.30	0.55	1.85	1.35
P205	1.30	1.20	1.20	1.20	0.70	1.00	1.30	1.30	0.90	1.10
H20	2.50	1.05	2.30	4.70	4.45	2.80	3.60	1.60	2.10	4.70
-I100	0.55	0.25	0.65	1.40	0.95	1.00	1.60	0.75	0.45	1.25
CO2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SUM	100.80	99.50	100.55	100.20	99.95	100.75	100.30	100.30	100.60	100.70

POURCENTAGE ATOMIQUE DES CATIONS

	RAT 624	RAT 646	RAT 647	RAT 648	RAT 661	RAT 682	RAT 686	RAT 696	RAT 709	RAT 710
SI	40.423	43.474	42.404	42.970	45.631	45.125	41.518	42.337	40.676	41.326
TI	1.641	2.136	1.867	2.070	1.755	1.840	1.832	1.764	1.444	1.420
AL	13.306	10.937	14.461	9.501	11.121	11.709	13.551	11.393	14.743	13.987
FE+++	5.996	4.453	7.256	5.844	3.550	6.789	8.138	6.356	3.631	5.430
FE++	4.879	6.295	2.795	5.467	6.019	3.251	3.422	3.296	6.464	5.265
MN	0.161	0.160	0.081	0.083	0.082	0.163	0.165	0.159	0.119	0.123
HG	16.255	14.320	14.226	16.405	15.217	14.158	12.195	17.060	15.217	16.887
CA	10.976	9.991	9.921	11.057	9.222	9.974	9.394	10.305	9.786	9.236
NA	4.413	6.607	4.071	4.478	5.090	4.465	5.854	5.639	4.994	3.755
K	0.908	0.664	1.949	1.129	1.737	1.714	2.859	0.658	2.211	1.668
P	1.044	0.962	0.970	0.998	0.576	0.812	1.072	1.033	0.714	0.902
C	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

ANALYSE NORMATIVE

	RAT 624	RAT 646	RAT 647	RAT 648	RAT 661	RAT 682	RAT 686	RAT 696	RAT 709	RAT 710
SUM0	98.40	98.53	98.34	95.61	95.58	98.04	96.61	98.79	98.57	96.11
QZ	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.09	0.0	0.0	0.0	0.0
DR	4.43	3.25	9.45	5.32	8.27	8.27	13.59	3.25	10.93	7.98
AS	20.30	30.33	18.61	19.88	22.84	20.30	18.74	26.22	11.63	16.92
AN	19.49	8.96	20.46	9.17	10.22	13.34	11.49	12.57	18.62	20.46
NE	0.0	0.06	0.0	0.0	0.0	0.0	4.05	0.0	6.30	0.0
LE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*MC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
DND	10.69	13.39	8.27	14.65	12.15	11.80	10.30	12.44	9.96	6.89
DEN	9.02	10.10	7.15	12.24	8.99	10.19	8.90	10.75	7.07	5.54
DFS	0.29	1.94	0.0	0.55	2.00	0.0	0.0	0.0	2.03	0.54
EN	0.97	0.0	9.31	8.58	8.19	14.45	0.0	2.72	0.0	7.21
FS	0.03	0.0	0.0	0.38	1.82	0.0	0.0	0.0	0.0	0.70
AK	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*FC	13.07	10.63	5.91	4.96	6.28	0.0	8.42	11.85	14.06	11.48
*FA	0.47	2.25	0.0	0.24	1.54	0.0	0.0	0.0	4.45	1.23
EMT	12.18	9.06	4.07	11.45	7.03	6.32	6.94	6.94	7.47	10.80
HE	0.0	0.0	7.29	0.0	0.0	5.04	6.31	4.21	0.0	0.0
IL	4.37	5.70	4.94	5.32	4.56	4.84	4.75	4.75	3.89	3.70
RU	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PF	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PM	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AP	3.08	2.85	2.85	2.85	1.66	2.37	3.08	3.08	2.13	2.61
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.02	0.01	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04	0.02	0.02	0.05

CONNEES POUR DIAGRAMMES TRIANGULAIRES

	RAT 624	RAT 646	RAT 647	RAT 648	RAT 661	RAT 682	RAT 686	RAT 696	RAT 709	RAT 710
ALK	3.150	4.150	3.800	3.250	4.100	3.800	5.400	3.650	4.600	3.350
FEC	13.708	13.574	12.588	13.758	11.764	12.508	14.188	12.298	12.884	13.204
FETO	14.550	14.200	13.600	14.550	12.250	13.450	15.300	13.200	13.400	13.950
***F	48.340	48.697	47.703	48.774	44.622	47.726	50.693	43.691	45.392	46.732
***H	40.552	36.414	37.896	39.704	39.827	37.775	30.013	43.342	38.402	41.411
***A	11.108	14.889	14.401	11.521	15.551	14.499	19.294	12.967	16.206	11.857
*K20	5.376	3.929	11.852	6.545	10.811	10.370	15.972	3.957	12.892	11.020
NA20	17.204	25.714	16.296	17.091	20.849	17.778	21.528	22.302	19.164	16.327
*CA0	77.419	70.357	71.852	76.364	68.340	71.852	62.500	73.741	67.944	72.653
NA	27.080	38.273	25.539	26.871	31.717	27.642	32.332	33.965	29.392	25.617
*K**	5.569	3.848	12.224	6.773	10.324	10.612	15.788	3.966	13.013	11.380
CA	67.351	57.878	62.236	66.357	57.459	61.746	51.880	62.069	57.595	63.003
CALK	3.429	2.373	2.553	3.231	2.159	2.553	1.667	2.808	2.120	2.657
*CA0	43.725	41.737	44.292	43.659	40.136	44.091	43.902	40.117	41.667	39.381
NA20C	9.717	15.254	10.046	9.771	12.245	10.909	15.122	12.133	11.752	8.850
*MGO	46.559	43.008	45.662	46.570	47.619	45.000	40.976	47.750	46.581	51.770
GFE	21.134	20.615	17.021	21.871	21.236	17.409	15.617	20.356	21.681	22.153
FEG	0.535	0.783	0.350	0.594	0.705	0.409	0.500	0.344	0.757	0.556
FEGO	1.192	1.337	1.259	1.228	1.120	1.263	1.689	1.008	1.182	1.129
FELS	22.581	29.643	28.148	23.636	31.660	28.148	37.500	26.259	32.056	27.347
DMAF	55.854	58.316	57.627	56.505	53.846	57.602	64.557	51.969	55.144	54.386
FMGD	0.544	0.572	0.557	0.551	0.528	0.558	0.628	0.502	0.542	0.530
BLARS	-0.136	-0.123	-0.069	-0.130	-0.099	-0.067	-0.052	-0.112	-0.127	-0.117
CMF	0.284	0.279	0.232	0.283	0.267	0.236	0.216	0.266	0.289	0.271
ALSI	0.279	0.214	0.289	0.188	0.207	0.220	0.277	0.228	0.308	0.287
S	17.058	9.136	32.371	20.131	25.443	27.741	32.809	10.456	30.688	30.760
R	32.649	42.122	37.764	33.643	42.541	38.254	48.120	37.931	42.405	36.997
T	40.437	43.239	41.595	40.987	38.809	41.880	49.018	36.511	40.164	39.049
AGP	35.593	64.315	32.539	53.481	54.247	44.672	54.752	52.529	39.851	30.484
PAI	39.987	66.483	41.630	59.007	61.394	52.772	64.297	55.273	48.872	38.775
PAD	25.406	41.489	25.527	32.193	41.566	30.382	37.044	32.273	36.357	26.027
D.I.	24.73	33.58	28.06	25.19	31.11	29.66	32.33	29.47	22.56	24.89
P.RIT	47.810	41.049	49.053	41.529	43.679	47.067	38.718	44.255	44.951	48.371
STGMA	-24.806	5.939	10.314	15.089	4.310	3.610	-72.898	6.344	52.901	-32.064
TETA	23.806	14.653	24.834	15.967	18.045	22.197	12.380	19.122	20.430	24.426
.SWS.	17.121	17.659	16.039	16.867	17.261	16.093	16.676	18.912	18.220	17.213

	RAT 720	RAT 727	RAT 734	RAT 736	RAT 738	RAT 747	RAT 761	CAM 144	CAM 366	CAM 391
SI02	40.30	43.10	47.55	45.55	47.00	47.00	54.00	47.75	38.75	47.00
TI02	2.70	1.75	2.65	2.65	0.65	2.60	0.70	1.61	3.36	2.49
AL203	10.55	11.65	11.45	10.90	18.35	14.35	16.35	13.59	11.78	13.74
FE203	12.20	5.30	7.05	6.75	5.30	5.70	3.55	2.76	8.20	4.30
FEC	4.25	8.25	6.50	7.70	4.80	6.50	4.40	7.38	7.29	8.19
MNC	0.10	0.10	0.20	0.20	0.10	0.10	0.15	0.18	0.33	0.22
MGO	10.35	12.30	8.50	9.40	8.30	9.00	5.30	7.56	7.59	6.20
CAO	11.40	9.70	9.30	9.65	6.20	6.90	7.30	8.66	9.67	6.81
NA2O	3.20	3.00	2.50	2.70	5.30	3.25	3.80	3.76	2.93	3.27
K2O	0.70	2.10	1.10	1.60	0.50	2.55	1.65	2.22	1.03	2.31
P2C5	1.50	1.40	1.60	1.30	0.90	1.30	0.40	0.49	1.25	0.70
H2O	3.35	2.50	1.40	1.00	3.10	1.20	2.70	1.85	6.68	3.15
-H100	1.40	0.50	0.65	0.40	0.30	0.70	0.50	0.75	2.58	1.11
CC2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SUM	100.60	101.15	99.80	99.40	100.50	100.45	100.30	97.81	98.86	98.38
POURCENTAGE ATOMIQUE DES CATIONS										
SI	38.913	40.094	45.650	43.472	43.572	43.878	51.046	45.720	39.780	46.199
TI	1.960	1.224	1.912	1.901	0.453	1.825	0.497	1.159	2.593	1.840
AL	12.004	12.770	12.953	12.258	20.045	15.786	18.212	15.333	14.250	15.915
FE+++	8.862	3.709	5.091	4.846	3.696	4.003	2.524	1.988	6.333	3.180
FE++	3.431	6.416	5.217	6.144	3.720	5.073	3.477	5.908	6.257	6.730
MN	0.082	0.079	0.163	0.162	0.078	0.079	0.120	0.146	0.287	0.183
MG	14.886	17.044	12.155	13.363	11.462	12.516	7.463	10.783	11.607	9.078
CA	11.789	9.664	9.562	9.863	6.156	6.899	7.390	8.880	10.632	7.169
NA	5.987	5.408	4.651	4.993	9.521	5.879	6.961	6.976	5.829	6.228
K	0.862	2.491	1.347	1.947	0.591	3.036	1.989	2.711	1.348	2.896
P	1.226	1.102	1.300	1.050	0.706	1.027	0.320	0.397	1.086	0.582
C	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ANALYSE NORMATIVE										
SUM0	97.37	98.75	98.51	98.48	97.48	99.34	97.65	96.01	92.32	95.30
QZ	0.0	0.0	3.86	0.0	0.0	0.0	3.60	0.0	0.0	0.0
OR	4.14	12.41	6.50	9.45	2.95	15.07	9.75	13.12	6.09	13.65
AB	15.79	9.43	21.14	22.84	37.30	27.49	32.14	21.72	18.51	27.66
AN	12.36	12.12	16.78	12.90	24.81	17.04	22.69	13.65	15.95	16.00
NE	6.11	8.64	0.0	0.0	4.08	0.0	0.0	5.46	3.40	0.0
LE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*KC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
DND	14.36	11.21	7.90	11.06	0.03	3.63	4.55	10.90	9.96	5.52
OEN	12.41	8.07	6.34	8.32	0.02	2.84	3.16	6.92	8.06	3.45
DFS	0.0	2.13	0.63	1.62	0.00	0.40	1.02	3.29	0.72	1.74
EN	0.0	0.0	14.82	4.50	0.0	2.30	10.04	0.0	0.0	3.81
FS	0.0	0.0	1.48	0.88	0.0	0.32	3.25	0.0	0.0	1.92
AK	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*FG	9.36	15.80	0.0	7.41	14.47	12.10	0.0	8.34	7.59	5.74
*FA	0.0	4.59	0.0	1.59	2.74	1.86	0.0	4.37	0.74	3.19
ENT	6.20	7.68	10.22	9.79	7.68	8.26	5.15	4.00	11.89	6.23
HE	7.92	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
IL	5.13	3.32	5.03	5.03	1.23	4.94	1.33	3.06	6.38	4.73
RU	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PF	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SM	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PW	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AP	3.56	3.32	3.79	3.08	2.13	3.08	0.95	1.16	2.96	1.66
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AQ	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.07	0.03
DONNEES POUR DIAGRAMMES TRIANGULAIRES										

	RAT 720	RAT 727	RAT 734	RAT 736	RAT 738	RAT 747	RAT 761	CAM 144	CAM 366	CAM 391
ALK	3.900	5.100	3.600	4.300	5.800	5.800	5.450	5.980	3.960	5.580
FEO	15.228	13.019	12.844	13.774	9.569	11.629	7.594	9.863	14.668	12.059
FETC	16.450	13.550	13.550	14.450	10.100	12.200	7.950	10.140	15.490	12.470
***F	51.658	42.799	51.491	50.134	40.428	44.001	41.399	42.145	55.947	50.586
***M	35.111	40.435	34.077	34.215	35.067	34.054	28.892	32.303	28.949	26.008
***A	13.230	16.766	14.433	15.651	24.505	21.946	29.710	25.552	15.104	23.047
*K2C	4.575	14.189	8.527	11.470	4.167	20.079	12.941	15.164	7.557	18.644
NA2O	20.915	20.270	19.380	19.355	44.167	25.591	29.804	25.683	21.497	26.392
*CAC	74.510	65.541	72.093	69.176	51.667	54.331	57.255	59.153	70.946	54.964
NA	32.124	30.791	29.890	29.714	58.526	37.178	42.598	37.572	32.729	38.227
*K**	4.625	14.185	8.656	11.589	3.634	19.198	12.173	14.600	7.572	17.773
CA	63.251	55.024	61.454	58.697	37.840	43.624	45.229	47.828	59.699	44.000
CALK	2.923	1.902	2.583	2.244	1.069	1.190	1.399	1.448	2.442	1.220
*CAC	45.651	38.800	45.813	44.368	31.313	36.031	44.512	43.343	47.895	41.830
NA2C	12.826	12.000	12.315	12.414	26.768	16.971	23.171	18.819	14.512	20.086
*MGC	41.483	49.200	41.872	43.218	41.919	46.997	32.317	37.838	37.593	38.084
GFE	18.317	23.460	17.372	19.507	15.182	17.589	10.940	16.690	17.863	15.808
FEG	0.411	0.671	0.765	0.819	0.578	0.722	0.830	0.976	0.960	1.321
FEGC	1.471	1.058	1.511	1.465	1.153	1.292	1.433	1.305	1.933	1.945
FELS	25.49C	34.459	27.907	30.824	48.333	45.669	42.745	40.847	29.054	45.036
QMAF	61.381	52.418	61.451	60.587	54.891	57.547	60.000	57.288	67.114	66.827
FMOO	0.595	0.514	0.602	0.594	0.536	0.564	0.589	0.566	0.659	0.660
BLARS	-0.120	-0.139	-0.075	-0.101	-0.033	-0.043	0.025	-0.056	-0.107	-0.034
CMF	0.260	0.302	0.243	0.267	0.193	0.224	0.170	0.236	0.245	0.212
ALST	0.262	0.270	0.241	0.235	0.390	0.305	0.303	0.285	0.304	0.292
S	12.585	31.540	22.455	28.058	5.846	34.054	22.226	27.984	18.789	31.737
R	36.749	44.976	38.546	41.303	62.160	56.375	54.771	52.172	40.301	56.000
T	45.392	37.448	46.278	45.489	39.537	42.247	45.064	42.719	52.593	52.647
AGP	53.738	52.610	40.072	48.428	48.940	46.112	42.906	55.269	45.177	47.842
PAI	57.060	61.855	46.303	56.621	50.446	56.476	49.142	63.178	50.365	57.332
PAC	30.008	44.621	30.053	36.520	41.795	41.249	42.149	52.420	30.968	43.585
D.I.	19.92	21.84	31.50	32.29	40.25	42.55	45.49	34.84	24.60	41.30
P RTT	38.947	39.971	50.400	44.142	48.083	45.586	55.824	43.813	39.642	45.264
SIGMA	-5.633	260.124	2.848	7.251	8.410	8.410	2.700	7.528	-3.690	7.784
TETA	13.482	14.028	25.788	18.938	23.291	20.456	30.903	18.057	15.078	20.054
.SWS.	17.301	20.388	14.504	16.307	18.720	17.825	14.031	16.900	14.251	14.683

	CAM 399	CAM 409	CAM 410	CAM 418	CAM 450	CAM 471	CAM 526	CAM 528	CAM 529	CAM 530
SIG2	49.50	49.00	50.00	64.50	40.75	55.00	49.00	49.50	54.00	47.00
TIG2	2.15	2.35	2.18	0.40	3.53	0.67	2.18	1.85	1.34	2.52
AL203	13.74	12.27	13.59	13.41	12.08	18.42	16.77	14.80	15.58	14.80
FE2C3	2.04	2.81	4.01	2.35	6.19	5.92	7.88	5.46	5.54	5.34
FEO	9.18	8.73	6.93	4.32	7.56	1.62	3.69	6.03	3.06	5.49
MNO	0.16	0.18	0.14	0.11	0.21	0.11	0.14	0.14	0.12	0.18
HGO	6.53	10.28	6.80	1.46	9.95	3.15	3.90	5.60	3.64	6.04
CAC	7.34	8.34	7.44	1.96	10.97	1.43	8.53	8.38	7.26	8.20
NA2O	4.33	3.02	3.23	3.91	2.29	8.03	3.63	3.44	3.46	3.81
K2C	2.31	1.64	1.44	1.57	1.17	0.55	1.63	1.11	1.82	2.72
P2C5	0.57	0.52	0.34	0.10	0.98	0.11	0.46	0.34	0.39	0.80
H2O	0.56	1.23	2.10	3.69	4.65	3.37	2.46	2.60	1.28	3.25
-H1CO	0.23	0.50	0.56	0.40	1.22	1.02	0.70	0.82	0.32	1.02
CC2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SUM	98.41	100.37	98.20	97.78	100.33	98.38	100.27	99.25	97.49	100.15
POURCENTAGE ATOMIQUE DES CATIONS										
SI	46.673	45.616	48.515	64.492	39.904	52.040	47.126	47.927	52.557	45.019
TI	1.524	1.644	1.590	0.301	2.598	0.477	1.576	1.346	0.980	1.814
AL	15.266	13.460	15.538	15.800	13.939	20.537	19.005	16.885	17.868	16.704
FE+++	1.447	1.968	2.927	1.768	4.560	4.214	5.701	3.977	4.056	3.848
FE++	7.236	6.795	5.622	3.611	6.189	1.281	2.967	4.881	2.490	4.396
MN	0.128	0.142	0.115	0.093	0.174	0.088	0.114	0.115	0.099	0.146
MG	9.171	14.256	9.828	2.175	14.514	4.440	5.587	8.077	5.277	8.618
CA	7.412	8.315	7.731	2.099	11.505	1.449	8.786	8.690	7.567	8.412
NA	7.911	5.448	6.073	7.576	4.345	14.723	6.765	6.454	6.525	7.072
K	2.778	1.947	1.782	2.002	1.461	0.664	1.999	1.371	2.259	3.323
P	0.455	0.410	0.279	0.085	0.812	0.088	0.374	0.279	0.321	0.648
C	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ANALYSE NORMATIVE										
SUMD	97.89	99.18	96.14	94.13	95.78	95.05	97.86	96.70	96.25	96.98
OZ	0.0	0.0	1.37	27.15	0.0	0.0	2.04	2.02	9.61	0.0
OR	13.65	9.69	8.51	9.28	6.91	3.25	9.63	6.56	10.75	16.07
AB	28.14	25.54	27.32	33.07	13.18	67.91	30.70	29.09	29.26	24.36
AN	11.24	15.09	18.34	9.07	19.23	6.37	24.66	21.67	21.61	15.25
NE	4.59	0.0	0.0	0.0	3.35	0.0	0.0	0.0	0.0	4.26
LE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CO	0.0	0.0	0.0	1.96	0.0	2.28	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*HO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
OwO	8.95	9.56	6.83	0.0	12.02	0.0	6.12	7.38	4.95	8.43
DEN	4.97	6.34	4.63	0.0	9.42	0.0	5.29	5.29	4.28	6.67
OFS	3.64	2.52	1.66	0.0	1.27	0.0	0.0	1.43	0.0	0.82
EN	0.0	3.26	12.29	3.63	0.0	3.73	4.42	8.65	4.78	0.0
FS	0.0	1.30	4.41	5.53	0.0	0.0	0.0	2.34	0.0	0.0
AK	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
*FC	7.91	11.20	0.0	0.0	10.76	2.88	0.0	0.0	0.0	5.87
*FA	6.39	4.90	0.0	0.0	1.59	0.0	0.0	0.0	0.0	0.79
EPT	2.96	4.07	5.81	3.41	8.97	3.64	6.03	7.92	6.37	7.74
HE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.41	3.72	0.0	1.15	0.0
IL	4.08	4.46	4.14	0.76	6.70	1.27	4.14	3.51	2.54	4.79
RU	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PF	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SM	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
PM	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AP	1.35	1.23	0.81	0.24	2.32	0.26	1.09	0.81	0.92	1.90
CC	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC	0.01	0.01	0.02	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03
CCNNEES POUR DIAGRAMMES TRIANGULAIRES										

	CAM 399	CAM 409	CAM 410	CAM 418	CAM 450	CAM 471	CAM 526	CAM 528	CAM 529	CAM 530
ALK	6.640	4.660	4.670	5.480	3.460	8.580	5.260	4.550	5.280	6.530
FEO	11.016	11.258	10.538	6.435	13.130	6.947	10.780	10.943	8.045	10.295
FETC	11.220	11.540	10.940	6.670	13.750	7.540	11.570	11.490	8.600	10.830
**F*	45.546	47.974	47.883	48.110	49.472	37.195	54.063	51.880	47.421	45.025
**M*	27.000	39.239	30.898	10.916	37.491	16.866	19.558	26.549	21.456	26.416
**A*	27.454	17.787	21.219	40.973	13.037	45.939	26.379	21.571	31.123	28.559
*K2O	16.524	12.615	11.891	21.102	8.108	5.495	11.820	8.585	14.514	18.466
NA2O	30.973	23.231	26.672	52.554	15.870	80.220	26.323	25.605	27.592	25.866
*CAO	52.504	64.154	61.437	26.344	76.022	14.286	61.856	64.811	57.895	55.669
**AA*	43.706	34.678	38.964	64.880	25.101	87.451	38.546	39.082	39.006	37.603
*K**	15.346	12.394	11.432	17.145	8.440	3.942	11.392	8.300	13.815	17.668
CA	40.948	62.929	49.604	17.975	66.458	8.607	50.062	52.619	46.279	44.729
CALK	1.105	1.790	1.593	0.358	3.171	0.167	1.622	1.842	1.375	1.256
*CAJ	40.330	38.540	42.587	26.739	47.264	11.340	53.113	48.106	50.557	45.429
NA2C	23.791	13.956	18.489	53.342	9.866	63.680	22.603	19.747	24.095	21.108
*MGO	35.879	47.505	38.924	19.918	42.869	24.980	24.284	32.147	25.348	33.463
GFE	16.408	21.050	15.450	5.786	20.703	5.721	8.554	12.958	7.767	13.014
FEG	1.406	0.849	1.019	2.959	0.760	0.514	0.946	1.077	0.841	0.909
FECD	1.687	1.095	1.550	4.407	1.320	2.205	2.764	1.954	2.210	1.704
FELS	47.496	35.846	38.563	73.656	23.978	85.714	38.144	35.189	42.105	44.331
DMAF	63.211	52.887	61.669	82.042	58.017	70.533	74.790	67.232	70.261	64.197
FMGD	0.628	0.523	0.608	0.815	0.569	0.688	0.734	0.661	0.688	0.630
BLARS	-0.044	-0.095	-0.032	0.151	-0.139	0.125	0.017	-0.026	0.057	-0.015
CMF	0.230	0.273	0.212	0.077	0.285	0.062	0.161	0.200	0.140	0.197
ALSI	0.278	0.250	0.272	0.208	0.296	0.335	0.342	0.299	0.289	0.315
S	25.987	26.330	22.685	20.903	25.164	4.313	22.811	17.517	25.716	31.966
R	59.052	47.071	50.396	82.025	33.542	91.393	49.938	47.381	53.721	55.271
T	48.998	38.447	46.851	71.562	42.942	55.705	61.117	52.628	55.736	49.330
AGP	63.350	47.320	44.147	54.905	34.824	74.082	39.780	41.599	41.805	52.845
PAI	70.019	54.941	50.552	60.619	41.656	74.920	46.115	46.340	49.163	62.224
PAD	58.612	43.316	39.167	53.602	27.522	60.991	33.347	35.232	38.352	46.472
O.T.	41.79	35.23	37.20	69.50	20.09	71.16	42.37	37.68	49.63	40.43
P.RIT	42.976	48.172	51.056	60.475	45.026	46.009	52.023	52.464	55.803	43.454
SIGMA	6.783	3.619	3.116	1.397	-5.321	6.135	4.611	3.185	2.534	10.660
TETA	16.591	23.178	26.240	36.009	21.172	19.788	27.326	27.720	30.893	17.755
*SWS.	16.932	17.845	14.371	10.120	15.718	18.268	12.237	13.159	11.849	15.895

Relation SiO_2 / Al_2O_3

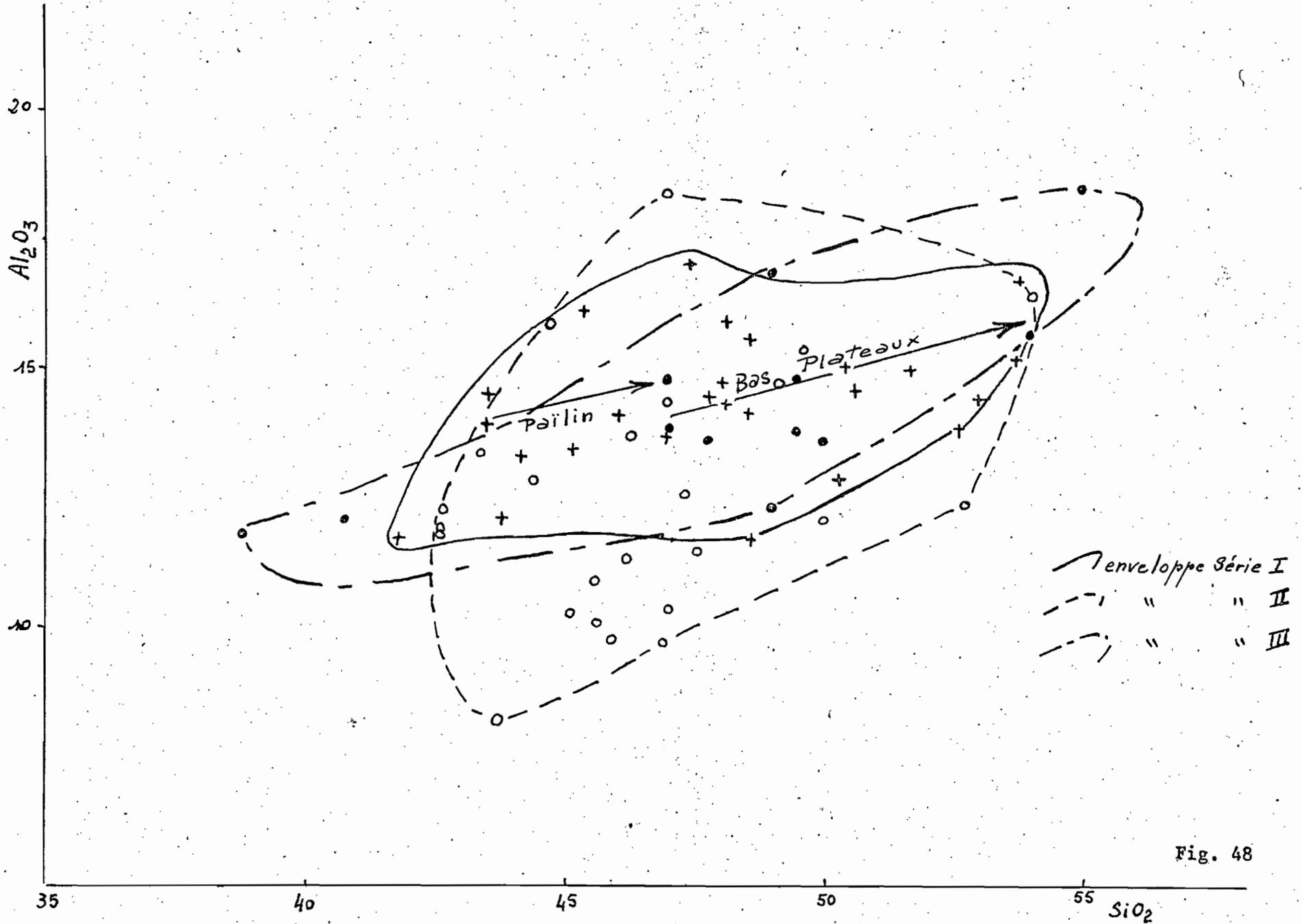


Fig. 48

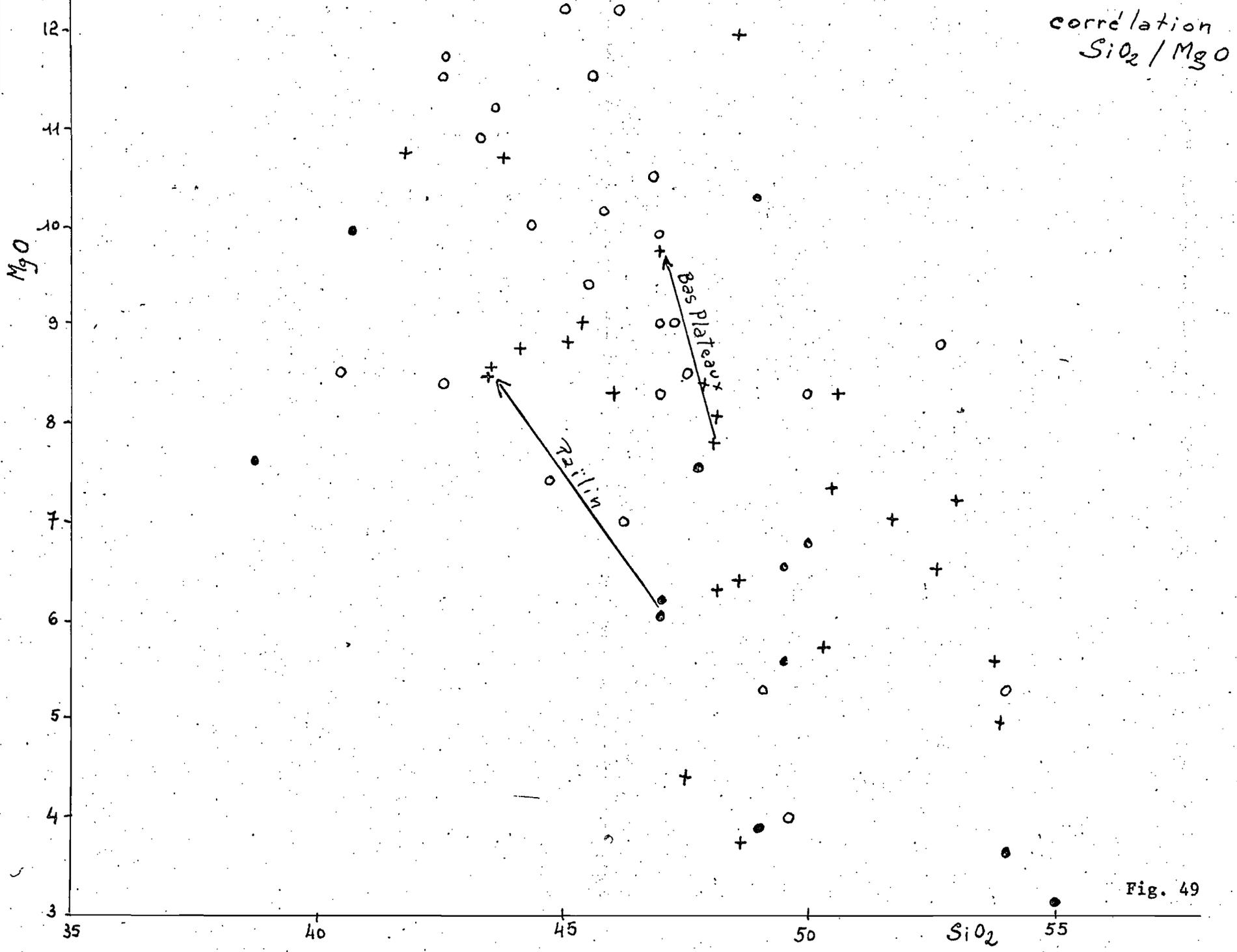


Fig. 49

Correlation
 $SiO_2 / Fe_2O_3 + FeO$

- + série I
- o " II
- " III

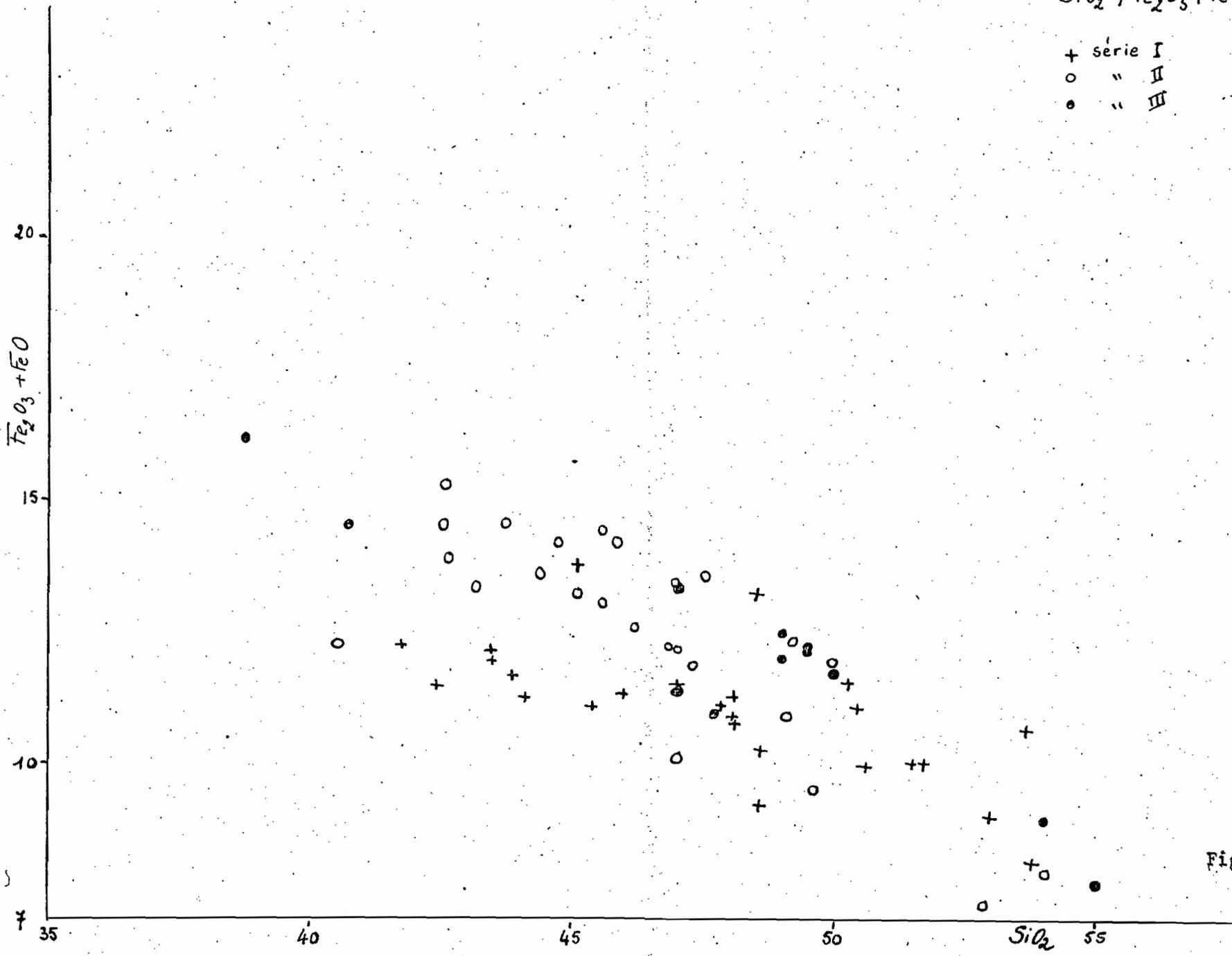


Fig. 50

→ 55

Diagramme de Peacock

Serie I : Indochine

○ : CaO/SiO_2

⊙ : $Na_2O + K_2O/SiO_2$

indice d'alcalinite' : 46,25

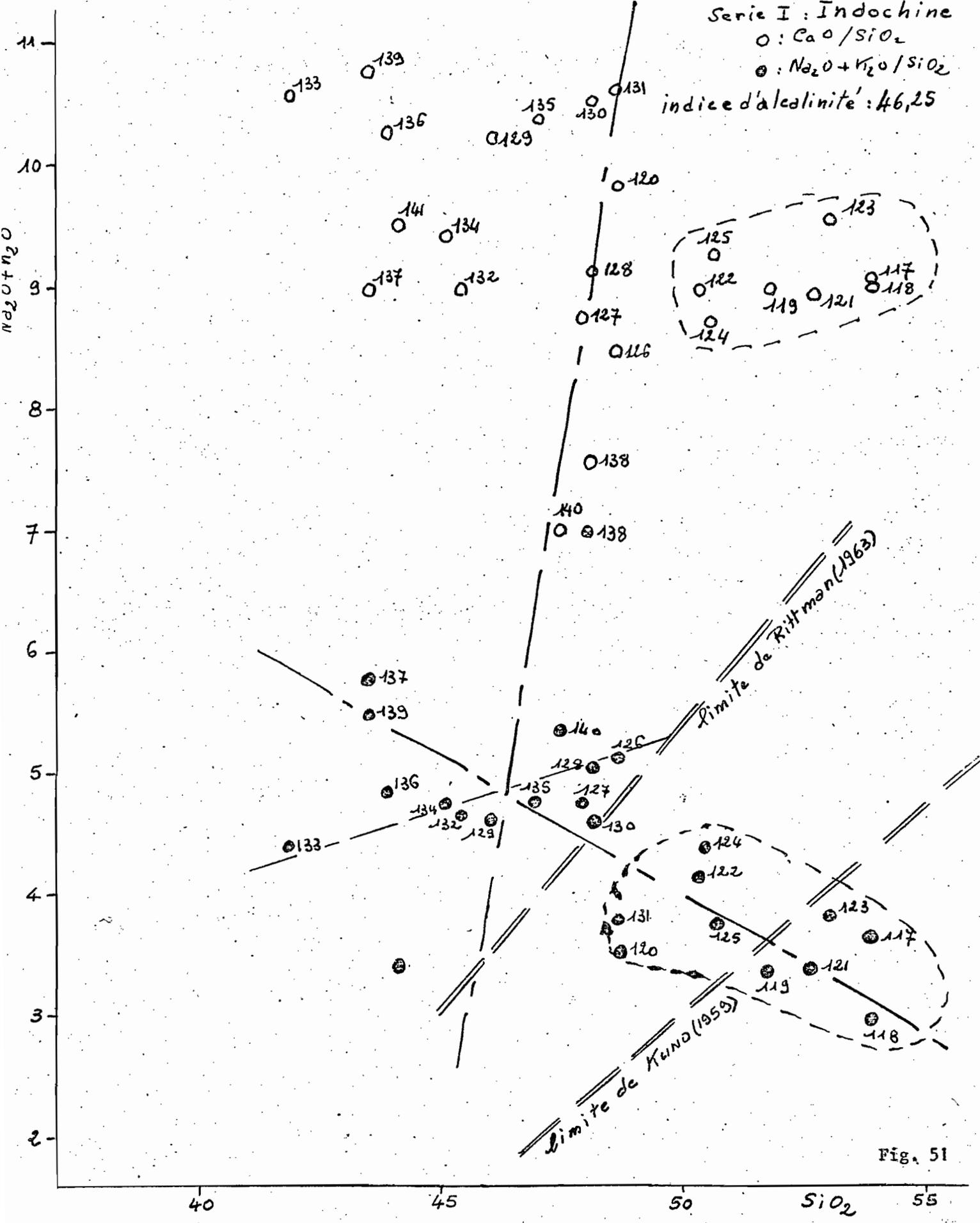


Fig. 51

Diagramme de Peacock

Serie II: Ratanakiri

○: CaO/SiO_2

●: Na_2O+K_2O/SiO_2

indice d'alcalinite' = 47,5

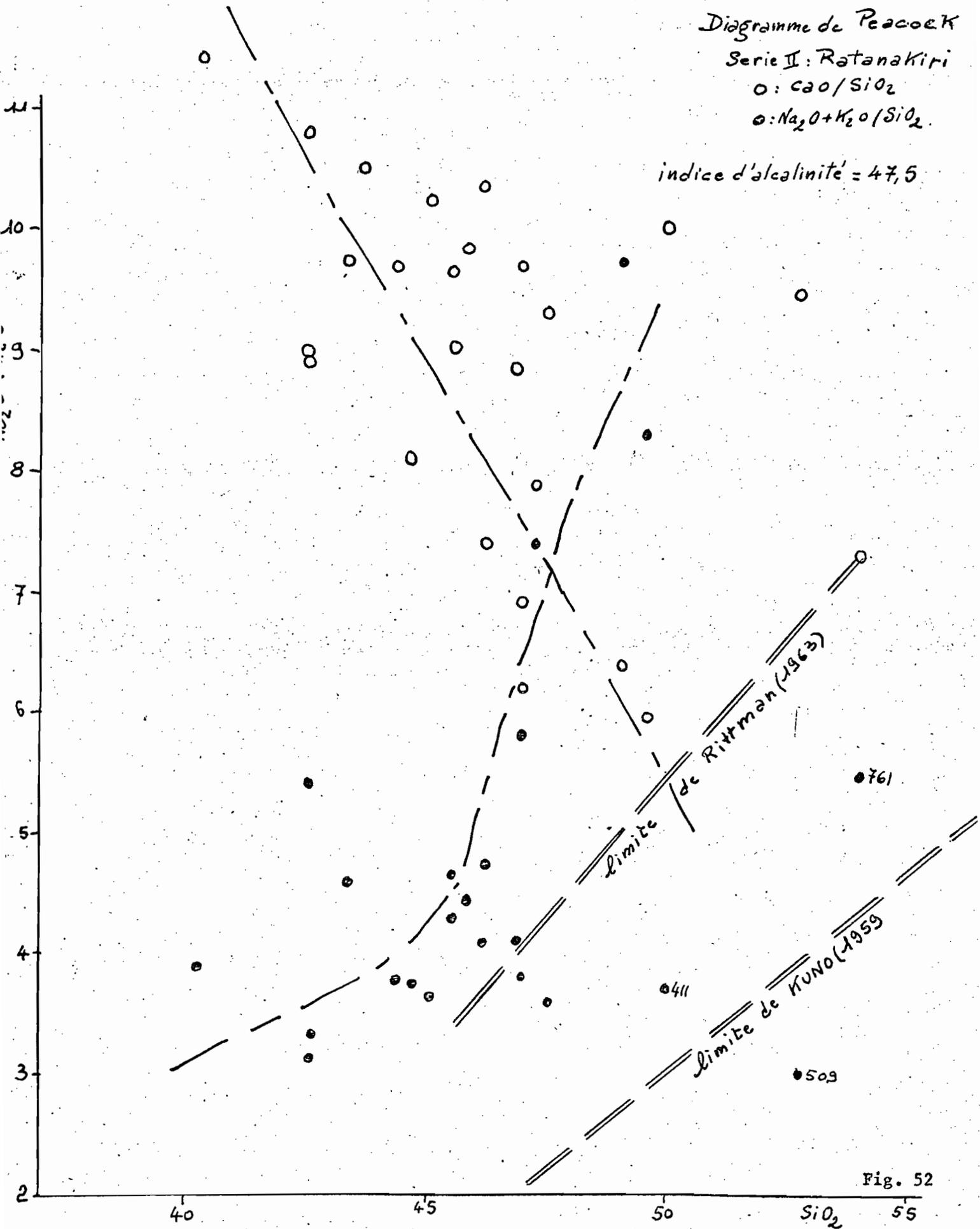


Fig. 52

Diagramme de Peacock

Serie III: Cambodge

ϕ : CaO/SiO_2

\bullet : Na_2O+K_2O/SiO_2

indice d'alcalinité: 50,75

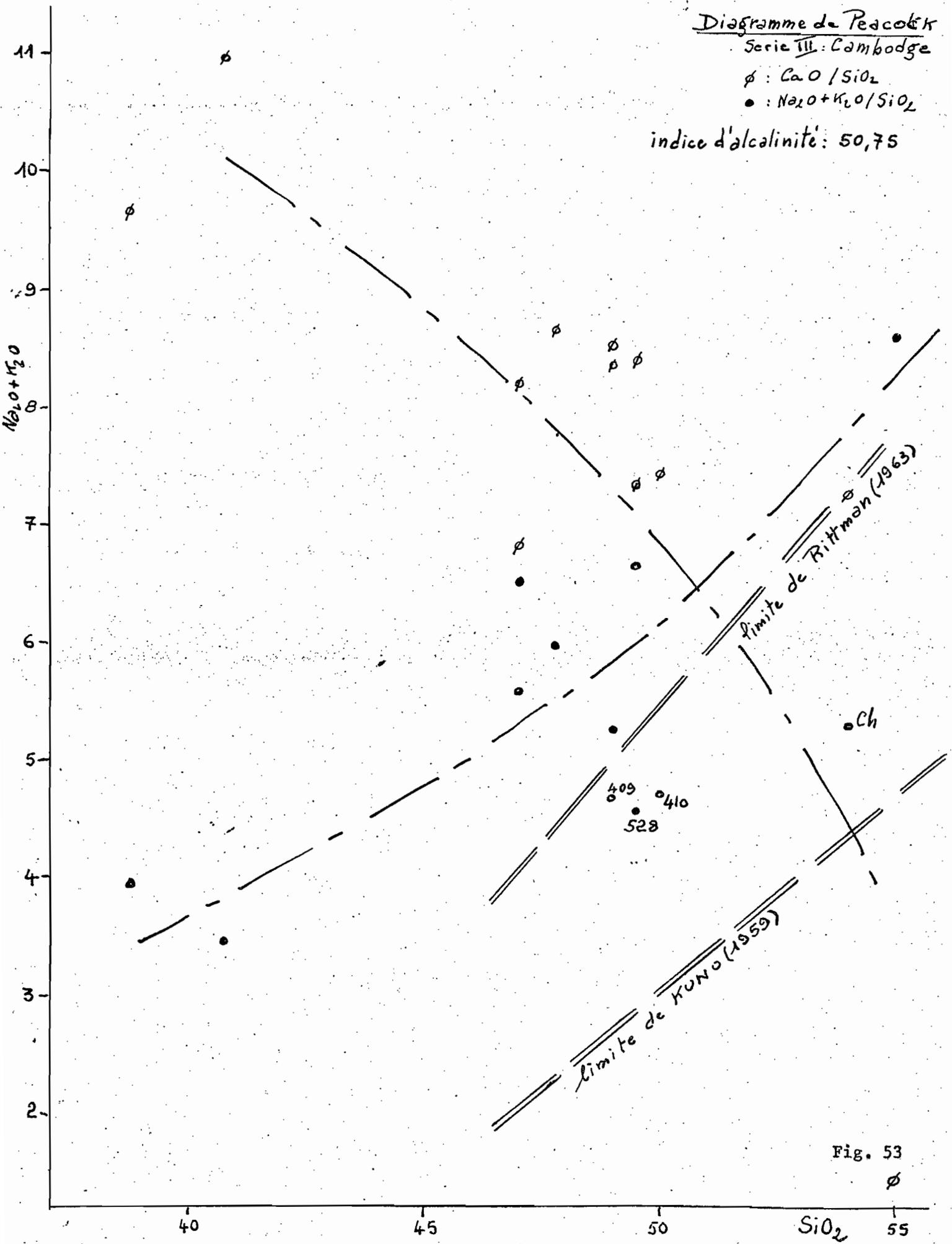


Fig. 53

ϕ

Alcalina. lime index
H. KUNO, 1959

+ CaO
• Na₂O + K₂O

Serie I
CaO = Na₂O + K₂O = 6,5%

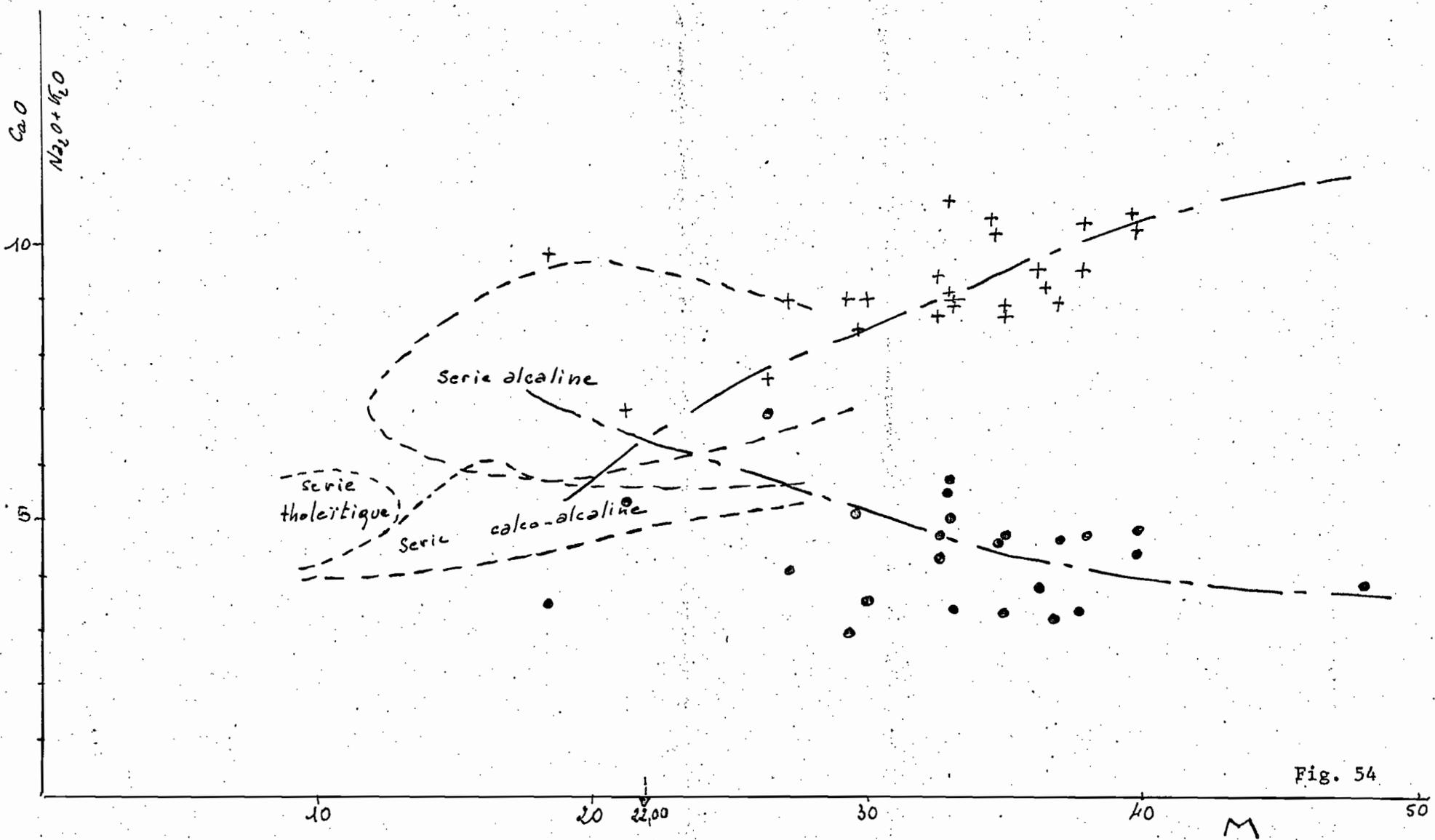


Fig. 54

alkali-lime index
H. KUNO, 1959

+ CaO
• Na₂O+K₂O

Serie III

CaO = Na₂O + K₂O = 6,9%

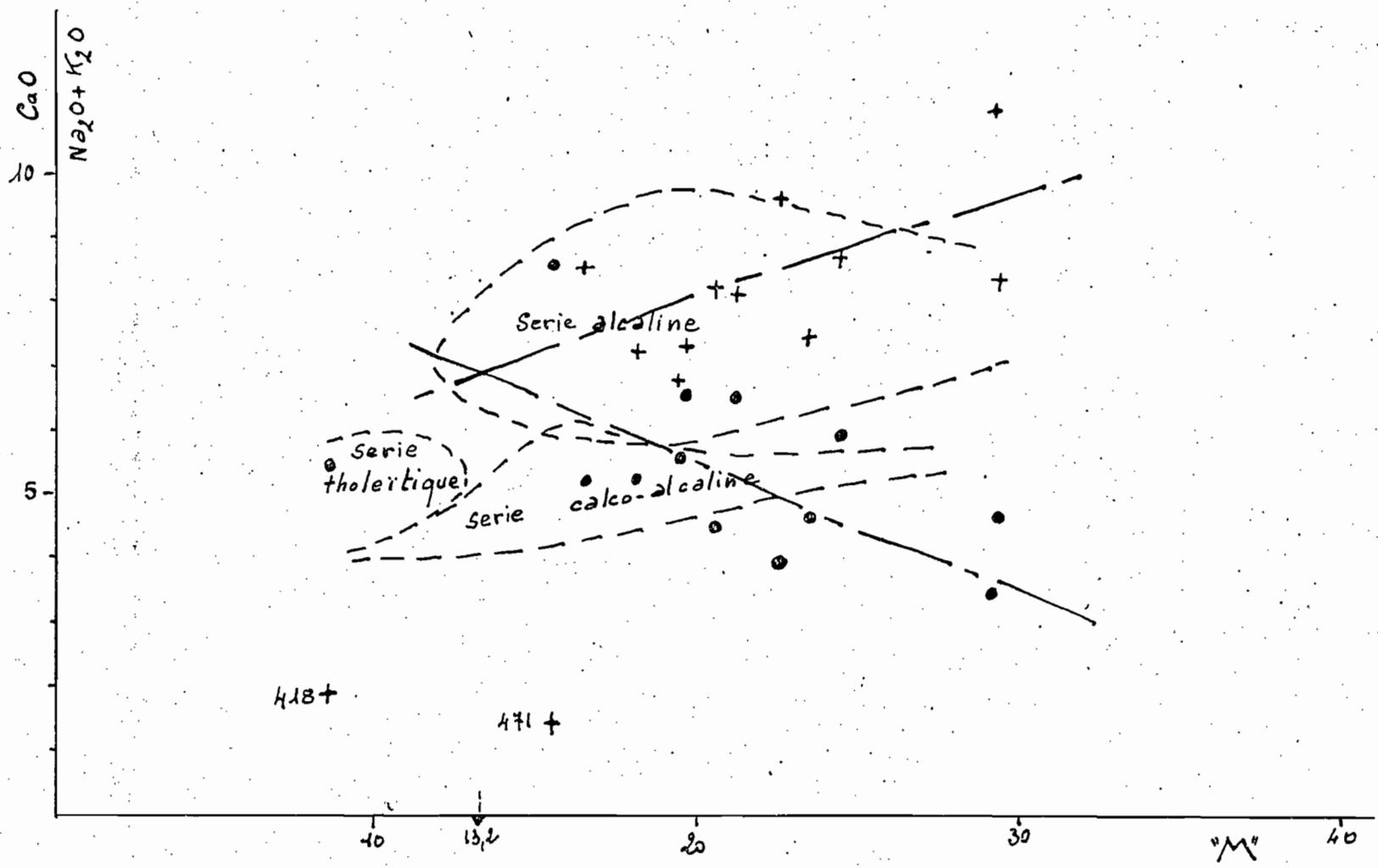
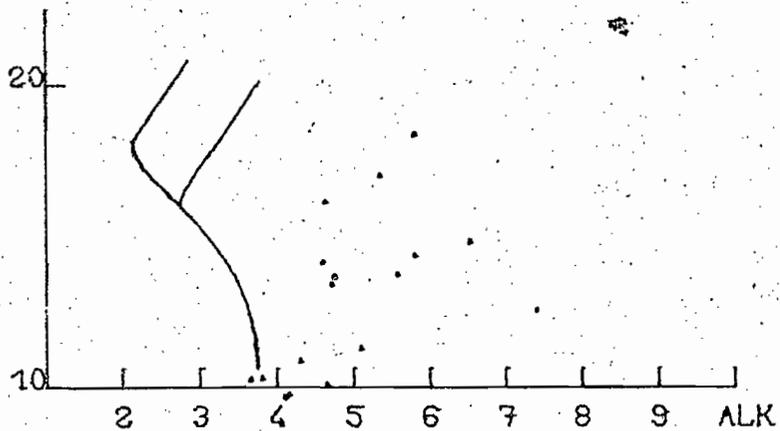


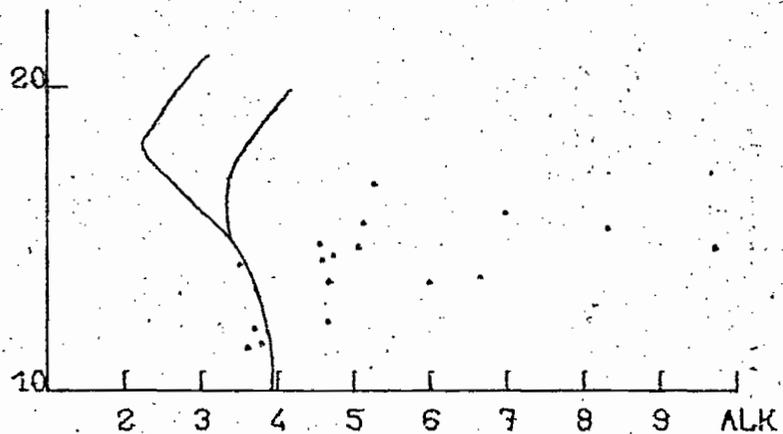
Fig. 55

AL203



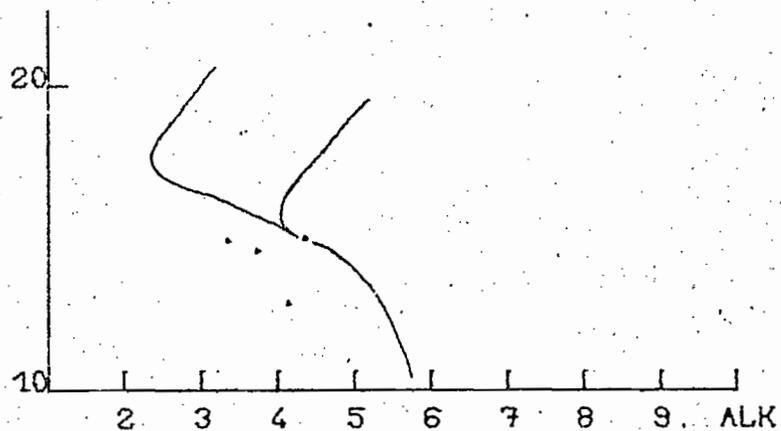
ALCALINS/ALUMINE(KUNO) SI02 45.00-47.50

AL203



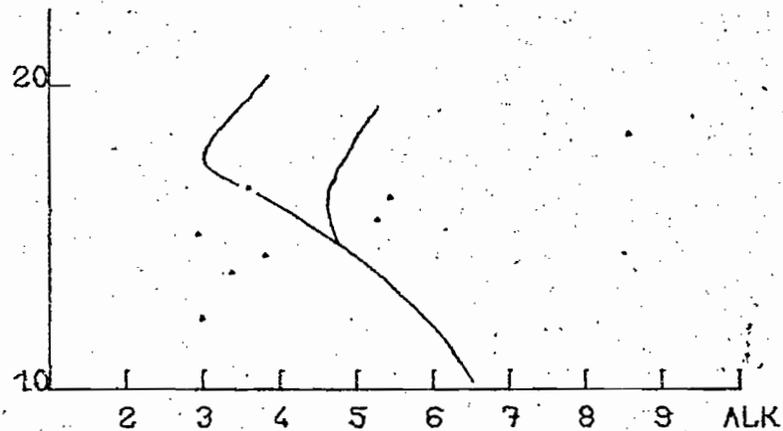
ALCALINS/ALUMINE(KUNO) SI02 47.51-50.00

AL203



ALCALINS/ALUMINE(KUNO) SI02 50.01-52.50

AL203



ALCALINS/ALUMINE(KUNO) SI02 52.51-55.00

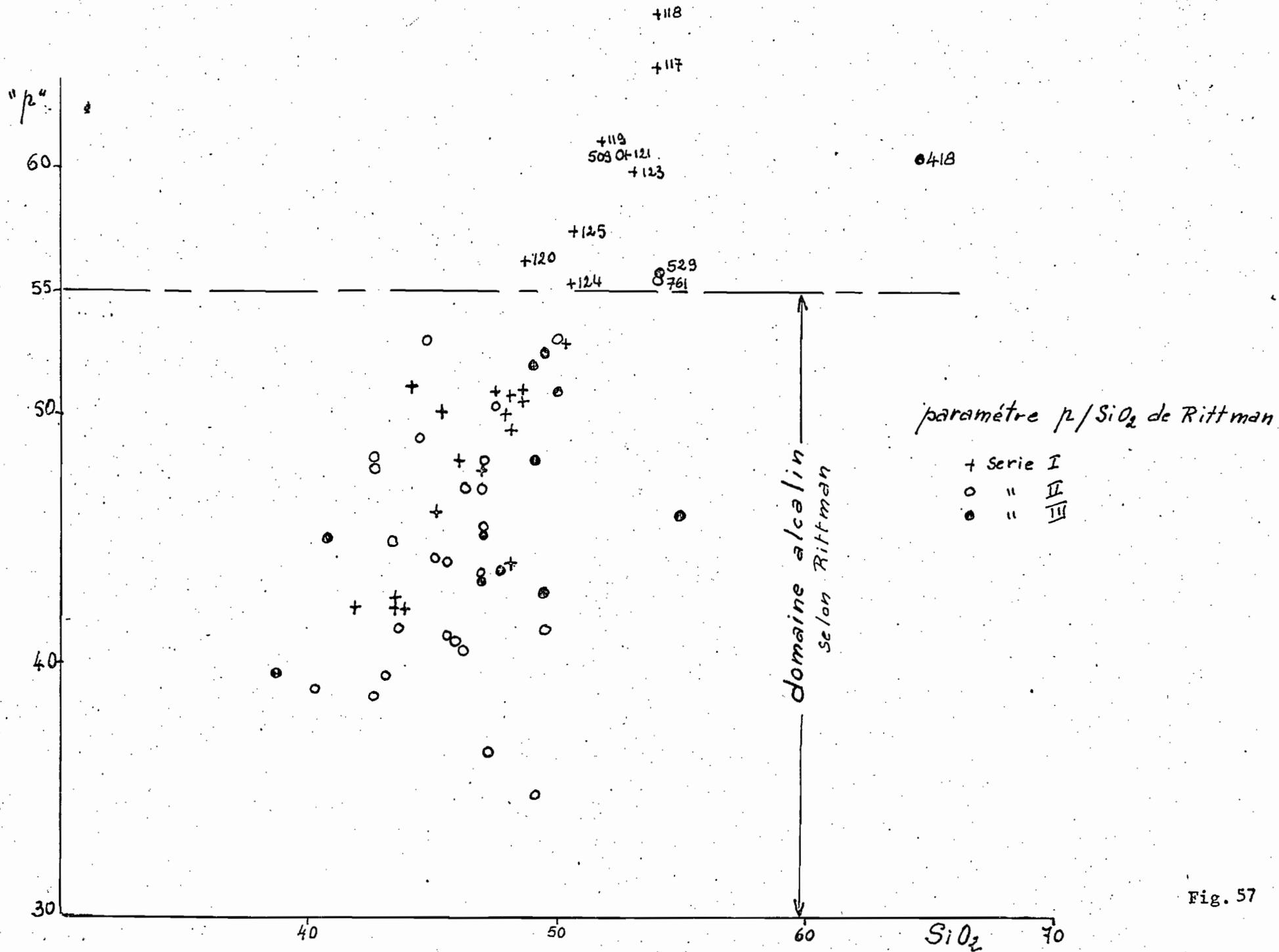


Fig. 57

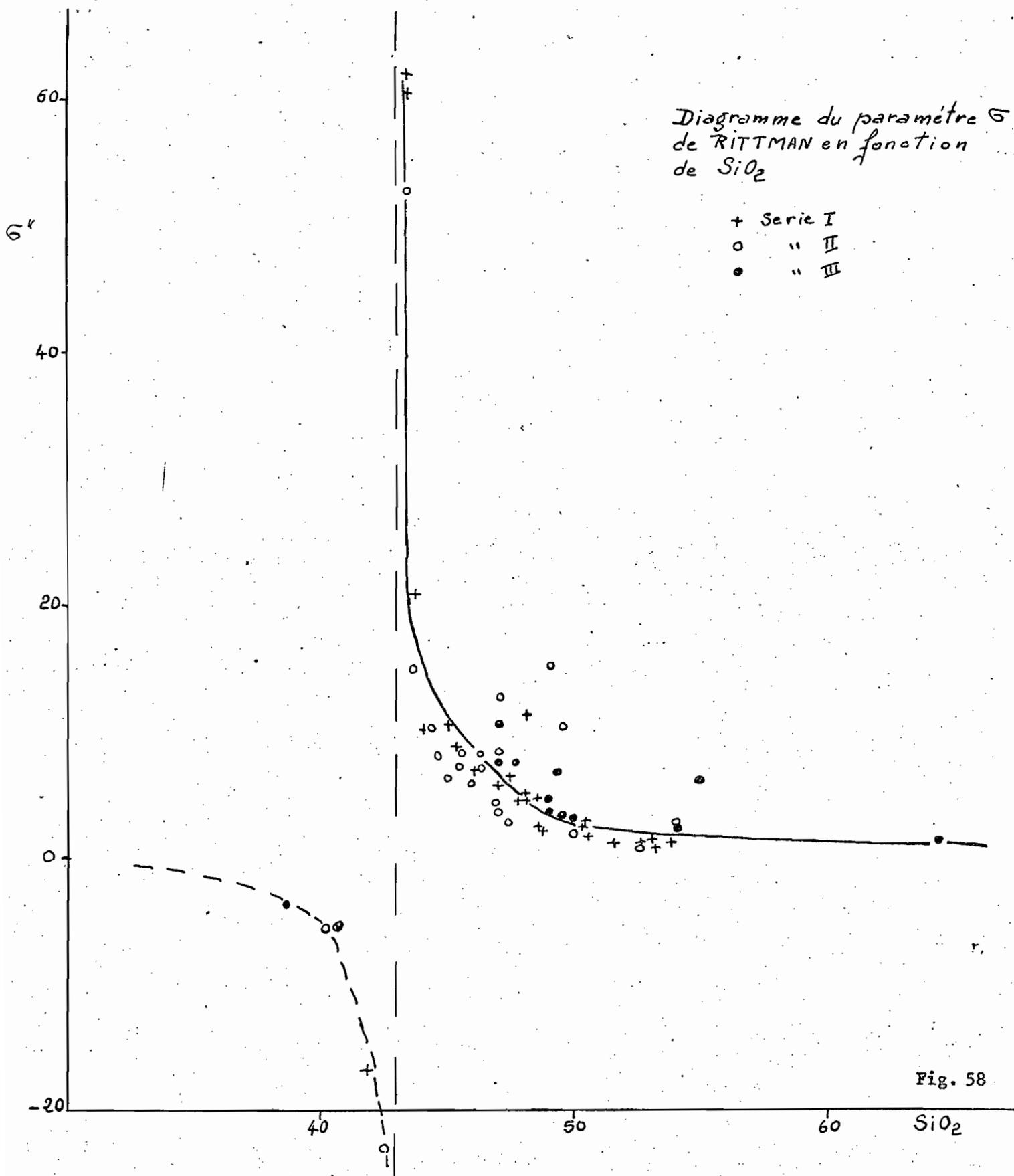


Fig. 58

Chapitre IV

LA PRÉHISTOIRE

Les études préhistoriques au Cambodge ont commencé très tôt avec la découverte en 1876 de la butte artificielle de Samrong Sen (Kompong Chhnang). Visitée par de nombreux voyageurs (MOURA, NOULET, CORRE, FUCHS, JAMES), il faut atteindre 1902 pour voir apparaître la première publication scientifique sur ce gisement (H. MANSUY, 1902) puis une seconde de même auteur en 1923.

Alors que les découvertes se multipliaient dans l'ex-Tonkin, Annam, Laos et même Cochinchine, avec les travaux de MANSUY, COLANI, PATTE, puis FROMAGET et SAURIN, il faut attendre 1943 (LEVY) et surtout 1959 (MALLERET) pour attirer de nouveau l'attention sur le Cambodge en ce domaine.

Enfin, en 1963, E. SAURIN que nous accompagnons, fait la découverte d'une culture sur galets sur la terrasse de + 40 m du Mékong, et nous-même avons découvert un second gisement paléolithique (CARBONNEL & GUTH, 1968; CARBONNEL & BIBERSON, 1968) associé à une faune très abondante se rapportant à l'ensemble faunistique dit "à Orang-Outang" datant du sommet du Pleistocène inférieur.

Les études préhistoriques au Cambodge sont encore actuellement en état de gestation et notre but ici est de faire l'état présent des données acquises, tout en replaçant la Préhistoire cambodgienne dans son cadre géologique.

1.- LE PALEOLITHIQUE

Deux sites indubitablement paléolithiques sont actuellement connus au Cambodge : il s'agit des gisements contenant des pebble tools, inclus dans la terrasse de + 40 m du Mékong, principalement entre Stung Treng et Snoul que E. SAURIN (1963) a décrit et dont le cadre géologique a fait l'objet d'une étude de détail (SAURIN & CARBONNEL, 1964).

Un autre gisement, celui du Phnom Loang découvert par nous, et dont la stratigraphie et la faune ont été décrites (CARBONNEL & GUTH, 1968; BOUCHUD, 1968) ainsi que les premiers éléments de son industrie osseuse (CARBONNEL & BIBERSON, 1968).

Nous ne reviendrons pas sur leur description qui a fait l'objet d'une étude détaillée dans ce présent mémoire.

1 - 1 Age des gisements paléolithiques

Les éléments stratigraphiques dont nous disposons permettent de penser que les gisements de galets aménagés de la terrasse de + 40 m du Mékong sont ou sub-contemporains de cette terrasse ou légèrement postérieurs. L'âge de la terrasse nous fournit donc l'âge maximal de ces sites. Or nous savons que la terrasse de + 40 m remanie des basaltes antérieurs, ceux recouvrant la terrasse de + 100 m, tels ceux de Xuan Loc, qui a été datée de 650.000 ans (CARBONNEL & POUPEAU, 1969). La terrasse de + 40 m et par suite la civilisation préhistorique utilisant ces galets est donc plus récente que ces basaltes. A l'heure actuelle, aucun autre argument ne permet de dater ces sites avec plus de précision.

Le site paléolithique du Phnom Loang est daté essentiellement par sa faune. Cette faune que nous avons associée à la faune à "Stegodon - Orang-Outang" appelée aussi "faune à Hystrix", qu'on retrouve à Java et en Chine du Sud, est contemporaine des couches à Sinanthropes de Chine et des dépôts à Pithécantropes de Java (SAURIN, 1951).

Pour COLBERT et HOOIJER (1953), cet ensemble faunistique daterait plus certainement de la fin du Pleistocène inférieur que du Pleistocène moyen. Or, nous savons par ailleurs que des tectites trouvées dans les couches supérieures de Trinil (Upper Trinil) (GENTNER & ZHRINGER, 1960) ont été datées de 610.000 ans, et que des basaltes stratigraphiquement placés au sommet ou sur les couches de Trinil sont datés de 500.000 ans (KOENIGSWALD & al. 1961). On peut donc considérer

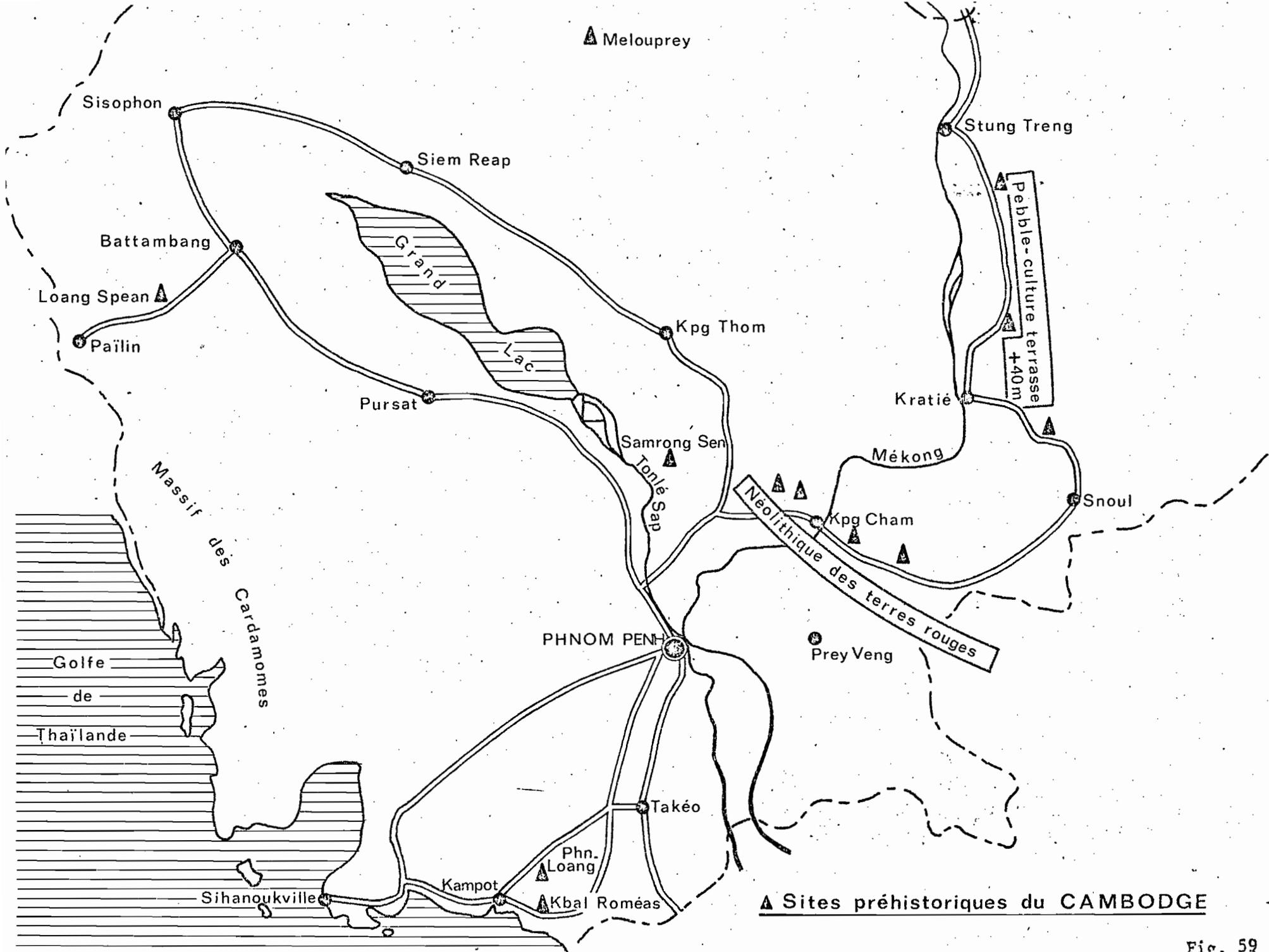


Fig. 59

que la faune des couches de Trinil est légèrement antérieure à 610.000 ans et daterait donc d'environ 700.000 ans.

Notons cependant que la faune à Orang-Outang s'est étendue dans le temps sur une période qui a pu être longue. FROMAGET (1941) pour l'Indochine septentrionale acceptait cette idée puisqu'il classait les trois principaux gisements de cette faune en disant que celle de Tam Hang (nord de la Chaîne Annamitique) est plus ancienne que celle de Langson (est du Tonkin), elle-même étant plus vieille que celle de Thung Lang (frontière Tonkin - Annam).

De même pour la Chine, les paléontologistes hésitent beaucoup à synchroniser rigoureusement les faunes de Chou Kou Tien et celles du Szechwan, l'ensemble pouvant être compris entre le sommet du Pleistocène inférieur et le Pleistocène moyen.

Les conventions stratigraphiques actuelles placeraient les couches de Chou Kou Tien à la base du Pleistocène moyen.

C'est essentiellement pour des raisons locales que nous avons préféré faire débiter le gisement du Phnom Loang au sommet du Pleistocène inférieur; en effet, si l'on place la faune de Loang entièrement dans le Pleistocène moyen, nous sommes obligé de considérer que l'ensemble de la très longue période du Pleistocène inférieur a uniquement été dominé par les phénomènes d'érosion; dans ce cas, nous devrions avoir des niveaux d'éboulis bien plus importants à la base des coupes de remplissages karstiques. De plus, toujours dans cette perspective, nous ne voyons pas pourquoi des dépôts de pente auraient pu être conservés, tels ceux du Phnom Totung.

En conclusion, les deux gisements paléolithiques du Cambodge paraissent être subcontemporains et dater d'environ 700.000 ans l'un et l'autre. Ils ne sont certainement pas synchrones mais font partie du même cycle géologique.

1 - 2 Les industries du Paléolithique

1. 2. 1. *La civilisation du galet aménagé*

de la terrasse de + 40 m, a fait l'objet d'une première description par SAURIN (1963), une étude plus détaillée vient de paraître (E. SAURIN, 1966).

Le matériel recueilli par SAURIN en 1963 et 1964, complété par nous en 1966 par quelques échantillons, ne diffère guère de celui de l'ensemble de la "pebble culture" extrême orientale et particulière-

ment de celui de la rivière Kwai en Thaïlande (VAN HEEKEREN, 1947; HEIDER, 1960). Seule la présence de "sphéroïdes à facettes" marque l'originalité de cette culture.

Notons de plus qu'il semble y avoir au moins deux lots d'artefacts :

- Un premier lot de galets non roulés paraît subcontemporain ou légèrement postérieur à l'épandage de la nappe de galets;
- un autre lot dont fait partie un "sphéroïde à facette", présente des pièces roulées, aux arêtes émoussées; ce lot est antérieur à la nappe de galets et pourrait provenir de la terrasse supérieure de + 100 m dont les éléments auraient été remaniés.

Malheureusement, les témoins de la terrasse de + 100 m sont loin de présenter le développement de ceux de la terrasse de + 40 m, et les chances de trouver les sites primaires de cette "pebble culture" ancienne sont minimes. Cependant, de nombreuses zones à la frontière kméro-vietnamienne (région de Mimot) restent à explorer.

1. 2. 2. *L'industrie osseuse*

est associée au gisement paléolithique du Phnom Loang et est uniquement osseuse. Elle a fait l'objet d'une première description (CARBONNEL & BIBERSON, 1968).

L'ensemble des ossements présentant des types de fractures d'aspect inhabituel est classé en trois catégories :

- Une série peu abondante où l'intervention de l'"homme" peut seule expliquer les types de fractures et les aménagements secondaires relevés.
- Une série plus abondante, sans aucune reprise de taille décelable comportant surtout des fragments de côtes de gros Mammifères, dont les fractures transversales de l'os frais ont été exécutées par flexion ou choc sur un percuteur dormant, aucun carnassier n'étant susceptible de réaliser un tel type de cassure avec ses mâchoires et le mécanisme de la rupture franche par simple pression au sein des couches sédimentaires du gisement étant à exclure. Certains de ces fragments portent des mâchures marginales qui indiquent leur utilisation comme percuteurs.
- Une série douteuse, très abondante, où les traces possible de Carnivores ou de Rongeurs sont parfois très visibles. Cette catégorie n'a pas été retenue.

Sans que les études soient encore aussi exhaustives que celles portant sur les méthodes de débitage et de taille des outils lithiques, le travail de l'os par l'homme du Paléolithique inférieur a fait l'objet

de recherches expérimentales poussées (BIBERSON & AGUIRRE, 1965) qui permettent, sinon de préciser avec exactitude une typologie des instruments en os, du moins de fixer certains critères de taille qui se retrouvent sans conteste dans les séries 1 et 2 de la grotte du Phnom Loang.

La matière première est très souvent fournie par les côtes de gros animaux (Rhinocéros probable), mais aussi par la diaphyse des os longs de divers Mammifères de taille moyenne : Bovidés ou Cervidés .

Cette matière première est traitée soit comme le bois, soit comme la pierre, selon la forme naturelle de l'os employé et le but recherché par l'artisan préhistorique. Des traces de sciages partiels apparaissent, sans doute destinés à affaiblir une partie de l'os au point de rupture choisi . Cette rupture est ensuite obtenue par flexion ou coup porté sur l'arête d'un percuteur dormant. Certains os, ceux des membres notamment, sont fendus en long dans le sens des fibres osseuses, comme une forte branche d'arbre, peut-être à l'aide d'un coin. Souvent les fragments obtenus sont laissés tels quels. Par contre, à la manière de la pierre, certains d'entre eux sont, après ce premier débitage, repris par une taille au percuteur manuel de pierre, travail qui a laissé en creux les stigmates des enlèvements provoqués par les coups de percuteur. Certaines arêtes marginales ont ainsi été simplement régularisées ou franchement abattues; parfois des coches ont été créés qui dégagent des pointes plus ou moins aiguës. Par ces procédés ont été réalisés divers objets qui présentent de grandes analogies avec certaines pièces osseuses récoltées dans des gisements acheuléens d'Europe (BIBERSON, 1964 et 1968).

Il nous semble faire peu de doute que, à l'instar du Sinanthrope de Chou Kou Tien, les "Hommes" du Pleistocène inférieur du Cambodge ont utilisé l'os pour la fabrication de leurs instruments, peut-être en raison de la pénurie à proximité immédiate du site de Loang d'un matériau lithique susceptible d'être taillé. Il est intéressant d'ailleurs de noter qu'à Chou Kou Tien l'industrie lithique est très pauvrement représentée (BREUIL, 1932). Sans soutenir l'existence d'une civilisation uniquement fondée sur l'utilisation artisanale de l'os, du type de la "Ostéodontokératique - culture" attribuée par R. DART (1967) à l'Australopithèque, il ne serait pas déraisonnable de supposer l'existence en Extrême-Orient de tribus préhistoriques primitives adonnées plus particulièrement à la confection d'un outillage en os, au détriment des industries, par ailleurs bien représentées à la même époque aussi bien au Cambodge qu'au Sud Viet-Nam (SAURIN, 1969). Notons toutefois un fait qui mérite d'être précisé : les grottes de Phnom Loang sont actuellement inondées six mois par an, ce qui rend leur occupation impossible durant ces périodes. Cette inondation provient des eaux du système karstique et non de celles de la plaine alentour. Si le karst est actuellement fonctionnel, il n'y a aucune raison de supposer qu'il n'en était pas ainsi au Pleistocène inférieur et moyen. Aussi cela permet de penser que l'occupation par "l'homme" de ces grottes ne devait être qu'occasionnelle et nous aurions tendance à interpréter le site comme un abri de chasse au cours de la saison sèche (janvier à juin). Si tel est bien le cas (le rassemblement en un si faible volume de tant d'espèces animales si diverses le confirme), les "hommes" qui fréquentaient Loang à cette époque devaient être plus ou moins itinérants.

Il est normal que, dans ce cas, ils n'aient pas transporté avec eux un grand nombre d'outils de pierres mais qu'ils aient préféré utiliser les matériaux disponibles sur place, les ossements de leurs produits de chasse.

Notons cependant dans le gisement la présence de quartz sans trace apparente d'aménagement intentionnelle. Ces quartz sont d'origine filonienne. Or, nous ne trouvons de filons de quartz dans le calcaire permien de la colline que sur la face opposée aux grottes, ce qui prouve leur transport et leur utilisation par les chasseurs paléolithiques. Ils pourraient avoir été utilisés comme percuteurs dormants.

De même, nous avons pu reconnaître des débris de coraux dans le niveau paléolithique de Loang. Ces coraux que M. CHEVALLIER du Muséum National d'Histoire Naturelle a eu la gentillesse de nous déterminer proviennent de deux espèces : la plus abondante est Pocillopora damicornis (Pallas), Acropora sp. a été reconnue par deux débris bien conservés. Ces débris sont plus ou moins encroûtés de produits ferrugineux qui se sont déposés dans les alvéoles superficielles du squelette calcaire. Acropora est une espèce très courante de dispersion temporo-spatiale étendue. Pocillopora damicornis est aussi courante, sa présence dans le gisement n'est pas incompatible avec la date présumée du site puisqu'on la signale dans le Pliocène inférieur de Java (CHEVALLIER, comm. pers.). Ces deux espèces sont très littorales. Leur présence à Loang prouve :

- soit le déplacement des "hommes" de l'époque entre le site et la mer qui se trouve à l'heure actuelle à environ 20 km à vol d'oiseau;
- soit des échanges avec des populations côtières.
- Elle prouve aussi un psychisme évolué de leur part, puisque les coraux n'ont apparemment pas une utilité immédiate dans leur activité de chasse.

Une étude de détail du site de Loang devrait pouvoir nous donner plus de renseignements en ce domaine. Notre étude préliminaire que nous avons dû arrêter en juillet 1967 à cause de l'inondation progressive du site et que nous n'avons pu reprendre, pour la même raison, avant notre départ en janvier 1968, s'est limitée à un puits d'exploration dans un recoin de la vaste chambre karstique C 57. En particulier, le centre et l'entrée de cette grotte largement ouverte, devraient pouvoir nous fournir des éléments plus importants sur le mode de vie de ces "hommes" du Pleistocène ancien.

2.- LE NEOLITHIQUE

Le Néolithique cambodgien s'est longtemps réduit au site de Samrong Sen, puis à celui de Mlu Prei. Nous ne reviendrons pas sur le premier étudié par MANSUY (1902 et 1923) sinon pour donner notre contribution chronologique à ce gisement.

Ils furent étudiés par LEVY (1943) de façon très succincte. Ces sites où abondent tessons de poteries, outillage lithique poli, témoins de l'âge du bronze et du fer peuvent s'échelonner dans le temps du Néolithique franc jusqu'au subactuel. Le site le plus ancien paraît être celui de l'« Pie Can qui se situe, d'après l'auteur, entre 20 et 60 cm de la surface du sol, alors que les autres affleurent tous en surface. En absence de donnée stratigraphique et d'étude détaillée du matériel céramique et lithique, il est très hasardeux de vouloir caractériser plus avant ces sites dont certains peuvent très bien être d'âge historique.

2 - 2 Le Néolithique des Bas Plateaux basaltiques

C'est en 1959 que MALLERET pour la première fois attirait l'attention sur les formations circulaires des "Bas Plateaux" de terres rouges du Cambodge et du Sud Viet-Nam. Ces ouvrages appelés localement "forts moi" ou "forts chams", sont composés de levés de terre circulaires. MALLERET en cite un certain nombre principalement au Sud Viet-Nam (12 "forts" et dans la région de Mimot et Krek (6 "forts"), il en a étudié la morphologie générale mais n'a effectué aucune fouille. En 1962, B.P. GROSLER, effectue une fouille dans un des ouvrages de la plantation de Mimot, mais à ce jour aucune étude approfondie ne semble avoir été effectuée sur le matériel récolté. Une brève prise de date (GROSLIER, 1966), dans un ouvrage de caractère général, propose le terme de "Mimotien" pour l'ensemble des ouvrages de la région, en précisant que 14 niveaux ont été reconnus sur trois mètres de hauteur de dépôt.

Bien que nous n'ayons pas eu le temps d'effectuer des fouilles, notre effort a consisté à établir un second recensement de ces ouvrages et à cette occasion de découvrir de nouveaux sites.

Nous avons visité l'ensemble des ouvrages cambodgiens et nous avons pu faire les principales constatations suivantes : - dans toute la large bande des Bas-Plateaux qui va de Chamcar Andong au Sud Viet-Nam, on trouve partout des ouvrages artificiels attribuables à l'homme. Dans cet ensemble, on peut distinguer deux types morphologiques distincts :

- un premier type est représenté par ce que MALLERET appelle les "ouvrages circulaires" sur lesquels nous ne reviendrons pas.

- le second type, découvert par nous, est représenté par des groupements de tumuli sensiblement disposés circulairement.

Ces deux types ne se rencontrent pas dans les mêmes régions et paraissent s'exclure réciproquement.

Les groupements de tumuli sont localisés aux terres rouges de l'ouest du Mékong (principalement sur la plantation de Chamcar Andong et Prek Kak) et à l'est du Mékong uniquement sur les plantations de Chup-Thmar Pich et Peam Cheang. Dans cette dernière plantation, MALLERET signale un "fort" circulaire (son n° 18), à notre avis ce "fort" n'en est pas un mais est une forme naturelle, une "caldeira" volcanique. En effet le fond et les bords de ce "fort" sont formés de basalte subaffleurant, on a affaire là à un "cratère adventif" assez commun en milieu basaltique de type fissural.

Ainsi il semble que les deux types morphologiques de "forts" que nous avons isolés, soient bien distincts et que leur limite passe sensiblement entre les plantations de Chup et de Krek.

Outre une morphologie et une localisation différentes, les deux types diffèrent par la localisation des restes matériels qu'on y peut récolter : dans le "fort" circulaire des régions Est, le bourrelet de terre est généralement stérile et c'est la plateforme centrale qui contient les artefacts, preuve que le "village" se trouvait en centre et que le bourrelet était uniquement défensif. A l'inverse, dans les cercles de Tumuli ce sont chaque tumulus qui contient les restes préhistoriques et non la surface qu'ils enserrant. Ces tumuli suggèrent la disposition suivante : des maisons sur pilotis comme celles que l'on observe actuellement au Cambodge et sous lesquelles s'accumulent déchets et débris de toutes sortes; ces maisons disposées en cercle entourent une "place" centrale nue, lieu de réunion commun à tous les habitants. Notons que cette disposition existe encore actuellement dans les villages "mois" de la région de Ratanakiri que nous avons pu visiter en 1963. Cette disposition du "kjøkenmødding" est identique à celle du site de Samrong Sen; ce dernier gisement est composé par l'accumulation des détritiques d'un village sur pilotis dont les maisons étaient groupées.

Ces tumulis ou tertres sont hauts au maximum de 1 m à 1,5 m, leur forme a été en général adoucie par le ruissellement et l'érosion. Dernière observation de quelque intérêt pour le préhistorien, dans les plantations les zones où se rencontrent ces vestiges, la végétation est très pauvre, c'est ainsi que dans les zones plantées d'hévéas, ces derniers sont souvent défoliés ou très malades sur les ouvrages circulaires et les cercles de tumuli. C'est un très bon repère pour leur reconnaissance d'avion.

2. 2. 1. *Datations absolues.*

La terre rouge basaltique est un milieu très oxydant et la matière organique y est très vite détruite, ce qui explique que l'on ne trouve jamais bois, tissus, os ou autre matériau susceptible d'être daté par C¹⁴.

Des récoltes en surface des principaux sites de terres rouges nous ont quelque peu familiarisé avec la céramique que l'on y trouve. Certaines des poteries sont faites avec un dégraissant composé de fibres végétales (paille de paddy ?); nous avons pu grâce à ce procédé de fabrication effectuer deux datations par C¹⁴ sur ces poteries.

Les deux sites datés sont : un groupement de tertres sur la plantation de Chamcar Andong et un tertre de la plantation de Chup.

a - Chamcar Andong.

C'est le groupe de tumuli situé le plus à l'ouest de la plantation (coordonnées : 12°22, 105°12, feuille à 1/50.000ème n° 6048 III). Les tertres ont de 1 à 2,5 m de haut et ont une forme très aplatie. Six de ces tertres sont répartis sur un vaste oval d'environ 500 m de grand axe. Les témoins préhistoriques sont constitués de débris de poteries divers, de billes d'argile de 15 à 5 mm de diamètre et de nombreux bouts d'argile pétrie (empreintes) sans forme. Quelques haches assez grossières ont été récoltées lors des défrichements; de nombreux blocs de basalte sont dispersés en surface, leur assez grande concentration par rapport à ce que l'on trouve normalement sur les terres rouges environnantes, attestant qu'ils y ont été amenés intentionnellement (pierres de foyer ?).

La datation par C¹⁴ d'un lot de poteries à dégraissant carbonneux récolté de façon aléatoire en surface a donné un âge de 1150 ± 100 ans BP soit 800 ans après J.C.

b - Chup-Thmar Pich.

C'est un tertre d'un groupe de tumuli disposé vaguement sur un cercle situé entre les blocs 86 et 87 de la plantation (coordonnées : 12°00, 105°37, feuille à 1/50.000ème n° 6146 IV) qui a été étudié. Là aussi on remarque l'abondance des débris de poteries et des blocs épars de basalte, mais l'absence de billes d'argile.

La datation par C¹⁴ effectuée sur le même type de matériel qu'à Chamcar Andong donne 2130 ± 100 ans BP soit 180 ans avant J.C.

Ces deux datations qu'on ne doit considérer qu'à titre indicatif, puisqu'elles ont été faites sur des échantillons récoltés en surface, privés de tout contexte stratigraphique précis, montrent que les sites de terres rouges ont subi une occupation humaine qui s'étend sur 1000 ans au minimum et que cette occupation s'est poursuivie au moins jusqu'à la période historique.

Cette constatation est à rapprocher de celle faite par C. et R. MOURER & Y. THOMMERET (1970) qui ont montré que la grotte de Loang Spean (province de Battambang) a été occupée du Vème millénaire avant J.C. jusqu'au IXème siècle après J.C.

La date fournie par les tertres de Chamcar Andong correspond à celle fournie par la couche superficielle (-2 à -10 cm) du sondage central du Phnom Loang Spean dont l'industrie lithique est essentiellement constituée par un "gros outillage de type hoabinien ... retouché en général sur une seule face".

Quant à la datation de Chup, elle se rapprocherait plutôt de celle fournie par ces mêmes auteurs pour la partie moyenne de leur couche rouge de surface située de -15 à -30 cm de profondeur dans cette grotte. Mais l'élément le plus intéressant est la comparaison de la datation de Chup avec celle de la culture de Sa-Huynh, datée à Hang Gon près de Xuan Loc (Sud Viet-Nam) de 2100 à 2300 ans BP à l'aide de 3 datations par C¹⁴ (2190, 2300, 2100 ans BP). Cette culture de Sa Huynh surtout connue par des champs de jarres funéraires, a livré du fer et du bronze, des perles de verres et de pierres dures ainsi qu'une poterie abondante (SAURIN, 1968).

Jusqu'à maintenant, les sites de terres rouges que nous avons visités n'ont pas donné de matériel métallique, mais on ne peut en conclure qu'ils n'en contenaient pas, car le milieu très oxydant de ces sols les détruit très rapidement. Seule une étude comparative qui reste à faire, des tessons de poteries, pourra nous indiquer si cette "culture" est assimilable à celle de Sa Huynh. Notons cependant dans le site de Chamcar Andong la présence de très nombreuses billes en terre qu'on retrouve à Han Gon (SAURIN, 1968) mais aussi à Samrong Sen, Mlu Prei, île de la Tortue et Oc-Eo.

2 - 3 Le site de Samrong Sen

Nous ne reviendrons pas sur les études de MANSUY, 1902, 1923) qui demeurent la base de nos connaissances sur ce site. Notre contribution a consisté à dater les coquilles fluviales formant la grosse masse de cet immense kjøkkenmødding.

La datation a été effectuée sur des coquilles (Corbicula sp. et Paludina sp.) récoltées en deux endroits :

- en place à environ 1 m au-dessous du sol actuel, au sud de la pagode du village de Samrong Sen, en zone de bambous, entre le village et les champs cultivés, donc dans une zone où les remaniements actuels risquent le moins d'avoir perturbé le gisement;

- à l'entrée d'un trou de recherches de coquilles (pour la confection de la chaux) fait par les villageois; ce trou est profond de 1,50 m au maximum et se trouve au pied est du parvis de la pagode. La datation a donc été faite sur des coquilles provenant d'un niveau situé 1 m et 1,5 m de profondeur, en pleine couche préhistorique. Ceci est important puisque le village qui se trouve sur le site même continue à déverser des détritiques sur le gisement.

Le Carbone 14 donne la date de 3230 ans + soit 1280 ans avant J.C. Rappelons que la couche préhistorique a une épaisseur d'environ 5 m; la base serait donc beaucoup plus ancienne.

Cette datation vieillit singulièrement ce site considéré jusqu'à

maintenant de l'époque du bronze et que classiquement les auteurs plaçaient vers les premiers siècles avant notre ère. Bien que MANSUY n'ait jamais récolté lui-même, lors de ses fouilles, des pièces en bronze et que tout ce qu'il a décrit provient de récoltes des indigènes, la présence de moules d'objets en bronze et surtout l'âge des tessons de poterie de l'époque du bronze (10 km au sud de Xuan Loc, Sud Viet-Nam) (3950 + 250 ans) (SAURIN, 1968), nous oblige à reculer sensiblement l'apparition du bronze dans la péninsule indochinoise et à revoir nos idées sur sa dispersion supposée à partir des grands centres chinois.

2 - 4 Le site de Loang Spean

Ce site, découvert par C. MOURER, est encore en cours de fouille. L'industrie lithique est en cours de publication (C. et R. MOURER, 1968). Six datations absolues (C. et R. MOURER et Y. THOMMERET, 1970) prouvent que le gisement a été occupé depuis au moins 7000 ans (de 6240 à 1120 ans BP). L'outillage lithique est de type hoabinien, son étude détaillée permettra certainement de se faire une bonne idée de son évolution ainsi que de celle de la céramique pour laquelle une échelle typologique cohérente manque encore pour le Cambodge.

2 - 5 Le site de Kbal Roméas

Ce gisement est un abri sous roche dans la colline calcaire du même nom. Situé entre Kampot et Kep à 5 km de la mer, il a été signalé la première fois par A. PAVIE (1881) pour lequel cet amas de coquilles marines correspondait à une ancienne ligne de rivage (+10 -15m). Cependant, la présence de débris de poterie atypique, de débris charbonneux, l'absence de trace d'érosion marine dans le calcaire et la sélection des espèces de coquilles, a permis d'y reconnaître un amas de débris de cuisine, un Kjøkkenmodding (SAURIN, 1962).

Nous avons donné au chapitre II de la deuxième partie de ce travail la stratigraphie complète de ce gisement.

Les coquilles ont été datées par C¹⁴. Elles fournissent un âge de 5370 ans ± 140 ans BP.

2 - 6 Le site du Phnom Loang (Kampot)

En plus du gisement paléolithique que nous avons découvert (voir plus haut) au Phnom Loang, un certain nombre de grottes ont livré divers matériaux d'interprétation difficile, mais dont certains éléments indiscutables

prouvent l'existence de sites néolithiques dans cette colline.

Tous les sites sont localisés dans le niveau superficiel (noté PV I, voir partie II, chap. II). Ce niveau dont les caractères granulométriques sont très variables d'une grotte à l'autre est caractérisé par de nombreux débris osseux. Parmi ces derniers, certains présentent un façonnement intentionnel qui prouve que l'on se trouve dans un contexte préhistorique, mais nombreux sont ceux qui ont été attaqués par les rongeurs, et il est alors difficile de faire la part de l'intentionnel et du fortuit. Une étude systématique est en cours qui permettra de définir peut-être les caractéristiques de ces deux types de marques.

Très peu d'objets sont indubitablement façonnés par l'homme parmi les centaines de pièces que nous avons récoltées. Nous décrirons à titre d'exemple un "burin" que nous orientons comme un outil en pierre. Cet outil a été fabriqué à partir d'un os long assez épais dont le tissu médulaire est encore visible sur la face inférieure. Ces dimensions sont : longueur 95 mm, largeur 37 mm, épaisseur 14 mm. La face inférieure est plane alors que la face supérieure présente deux plans obliques de part et d'autre d'une surface plane (12 mm de large) parallèle à la face inférieure. La section est ainsi trapézoïdale et ses bords sont tranchants. Le talon est perpendiculaire à l'axe d'allongement de l'outil et est plan, alors que l'extrémité opposée est un plan oblique formant biseau tranchant. Ce plan a été "retouché" par les rongeurs comme en témoignent les nombreuses stries qui l'altèrent, à l'inverse de tous les autres plans qui sont polis. Le contour des bords latéraux forme un losange tronqué aux deux extrémités. La partie supérieure de ces bords est particulièrement polie et tranchante comme s'il s'agissait de la partie utile. Aucun modèle d'outil comparable à celui-ci n'a encore été signalé dans la littérature; l'outil en pierre dont il se rapprocherait le plus serait "l'herminette à bords taillés obliquement" telle qu'elle figure dans MANSUY (1920, planche 1, figure 4).

Cet objet provient de la grotte C 57, celle-là même où nous avons découvert le paléolithique, dans un sédiment limono-sableux rougeâtre existant à l'état de lambeaux dans le passage joignant le fond de la grotte au boyau qui la relie à un couloir karstique situé au NE.

Dans ce même boyau, un autre objet a indubitablement été façonné par l'homme. C'est un morceau d'os isolé d'un os plus complexe (bassin ?) à cause de son étroitesse et de sa forme aiguë. Il mesure 122 mm de long. L'extrémité aiguë a été façonnée de telle sorte qu'elle présente une surface plane très oblique par rapport à l'axe d'allongement. Ce plan est lisse, il a été poli sur une surface dure et lisse. Dans le détail, on s'aperçoit que ce plan est en réalité double et que le polissage a été fait en présentant l'extrémité de l'objet suivant deux angles d'attaque. De plus, on observe que la surface naturelle de l'os est recouverte de deux enduits superposés, le plus ancien est brun-jaune rougeâtre, il est recouvert par un enduit noir manganésifère. Or, sur la surface façonnée, le premier enduit n'existe plus et seul l'enduit noir s'est déposé, on peut donc en déduire que le polissage est antérieur au dernier enduit qui le "fossilise".

Ces deux objets attestent la présence d'une industrie osseuse dans le Néolithique du Phnom Loang. Elle reste à étudier en détail.

La présence de l'homme y est encore prouvée par un outil lithique qui n'a pas été récolté par nous mais par M. CARREL, géologue de l'ONU, qui nous l'a communiqué. C'est une hache dont les dimensions sont les suivantes : L 165 mm, l 80 mm, e 38 mm. Elle a été faite à partir d'un galet long, ovoïde, de microgranite à feldspath séricitisé et à quartz automorphe, contenant de l'hématite rouge en film superficiel à sa surface et dispersée dans sa masse. La forme générale de ce galet paraît avoir été retouchée par bouchardage dont les stigmates sont encore visibles sur la moitié inférieure de l'outil. La partie distale de l'outil a été polie sur les deux faces principales de façon dissymétrique sur 6 cm d'un côté, sur 4 cm de l'autre. La longueur du taillant devait avoir environ 5 cm mais plusieurs éclats grossiers en a fait disparaître plus de 3 cm. Ces éclats ont eu lieu sur la face la moins polie et la moins bombée. Le talon a été martelé, au moins trois éclats grossiers à surface irrégulière en ont été détachés. Ces éclats affectent l'objet sur 5 cm de long au maximum.

L'objet est actuellement cassé en deux, la cassure est postérieure à sa découverte. La surface de la hache est altérée en totalité ce qui lui donne une teinte grisâtre, alors que la roche saine est à fond vert piqueté de rouge sombre. Cette altération est postérieure au façonnage de la pièce.

L'origine de la roche dont est faite cette hache n'est certainement pas locale. Aucun grand fleuve susceptible de charrier une telle pièce (719 g) n'existe à l'heure actuelle dans la région. De même, les côtes maritimes à proximité n'ont pu fournir un tel galet. Il reste donc soit une origine fluviale lointaine, soit une origine géologique particulière (conglomérat de base du Trias, boulders d'altération granitique). Le conglomérat de base de Trias ne contient pas de galets de granite (GUBLER, 1935); aussi nous croyons que les boulders d'altération ont de fortes chances d'avoir fourni cette roche. Les gisements de granite les plus proches du Phnom Loang se trouvent à 30 km au Nord dans le massif du Préah et à 50 km au SE près de la frontière Sud Viet-Nam. C'est de ce dernier endroit que doit provenir la hache car nous avons affaire à un granite "frais" non laminé ni écrasé, comme c'est le cas pour les granites anciens du Préah.

Quoiqu'il en soit, nous sommes là en présence d'un objet typiquement bacsonien tel qu'il est défini par MANSUY et COLANI (1925) : "hâches de travail rudimentaires, la plupart faites d'un galet non retouché, parfois au contour naturel repris par retouches plus ou moins étendues, toutes ayant reçu le polissage à l'une des extrémités".

Nous ne savons pas si cet outil qui a été trouvé en surface, remanié à l'occasion des déblaiements des couches superficielles du remplissage karstique, est synchrone du Néolithique à industrie osseuse de la grotte C 57 ou s'il lui est antérieur. Il témoigne cependant de la présence du Néolithique inférieur au Phnom Loang. C'est le premier exemple typique de Bacsonien au Cambodge.

Le fait que le "burin" en os que nous avons décrit plus haut soit entièrement poli, devrait le faire ranger dans le Néolithique supérieur, puisque c'est la caractéristique typologique de ce niveau pour l'industrie lithique (MANSUY, 1924) de la péninsule. De même, sa forme rappelant l'herminette pourrait nous le faire associer à l'extrême fin du Néolithique. Cependant, la différence de matériaux et l'absence de référence de comparaison nous empêche de conclure à la présence du Néolithique inférieur et du Néolithique supérieur dans les grottes du Phnom Loang.

2. 6. 1. *Datations absolues.*

Deux datations absolues C^{14} ont été effectuées sur le niveau supérieur du Phnom Loang.

- un lot de débris osseux provenant de la couche superficielle de la grotte C 62 bis a fourni un âge de 4370 ans \pm 135 BP soit 2420 ans avant J.C.

- Par ailleurs, des coquilles fluviatiles provenant de la couche préhistorique de la grotte C 57 ont donné 500 ans \pm 90 BP.

Si la première date est compatible avec le type de matériel que nous avons décrit, la seconde paraît très curieuse. Cela est dû au fait, maintes fois observé dans les sites préhistoriques cambodgiens, que ces sites sont souvent encore fréquentés, sinon habités par l'homme. La plupart des grottes des collines calcaires, que ce soit dans la région de Battambang ou dans la région de Kampot, sont visitées par les paysans à la recherche de guano de chauves-souris ou habitées par des ermites comme par exemple les très belles grottes de Tuk Méas (province de Kampot). L'exploitation en carrière du calcaire pour les fours à chaux en est une autre cause. Les niveaux superficiels sont par suite pratiquement tous remaniés. On ne peut donc pas tirer beaucoup d'arguments de datations aussi peu nombreuses.

3.- CONCLUSIONS

Les études préhistoriques au Cambodge, après avoir été négligées durant de longues années, commencent à reprendre vie grâce aux découvertes récentes et aux premières publications qui en sont issues.

Il est actuellement encore trop tôt pour en tirer beaucoup de conclusions. Cependant, en terminant ce bref aperçu, nous voudrions attirer l'attention sur un certain nombre de points que nous considérons comme importants :

- L'importance du site paléolithique du Phnom Loang est telle au point-de-vue du développement des études quaternaires en Asie du Sud-Est, que nous avons proposé que le terme de LOANGIEN lui soit associé (CARBONNEL et GUTH, 1968), équivalent local du Choukoutienien.

- La présence d'une industrie osseuse indubitable dans le Paléolithique permet de se poser la question de savoir si ce n'est pas une constante de ce type de gisements en Asie et si ailleurs (Chine, Haut-Laos et Java), elle n'est pas passée inaperçue. Signalons que BREUIL (1932) en a décrit à Choukoutien, que FROMAGET (1930) l'avait entrevue au Haut-Laos.

- Le Néolithique cambodgien, longtemps composé uniquement du site de Samrong Sen, révèle petit à petit sa complexité et surtout son ancienneté. Les deux types d'industries classiques dans le nord de la Péninsule : Bacsonien (Phnom Loang) et Hoabinien (Phnom Loang Spean) existent au Cambodge. La période du bronze voit sa date d'apparition reculée et petit à petit le Préhistorique cambodgien n'apparaît plus comme un produit tardif de la Chine, mais comme une culture participant de façon autonome à l'évolution générale du continent asiatique.

CONCLUSIONS GENERALES

Le travail présenté ici est le résultat de 4 ans de mission sur le terrain.

Ce premier essai de synthèse sur les phénomènes quaternaires au Cambodge s'avère fructueux tant au point de vue stratigraphique que structural. Les données analytiques à notre disposition ont été très diverses en fonction des régions étudiées, c'est pourquoi nous avons dû recourir à des moyens d'approche différents adaptés aux problèmes posés, ainsi qu'à la nature et à la densité des faits d'observation.

Ainsi, dans l'étude des terrasses fluviatiles, les faits et les problèmes qu'elles posaient ont été analysés très différemment suivant les niveaux. Les minéraux lourds, par exemple, ont été utilisés pour les sédiments de la terrasse de Talat, alors qu'ils ne l'ont pas été pour ceux de la terrasse de + 40 m du Mékong parce que le problème posé par elle ne pouvait être résolu à l'aide de cette technique.

De même, certaines techniques "classiques" ont été négligées parce que considérées comme peu intéressantes eu égard au temps nécessaire à leur mise en oeuvre : c'est le cas de la granulométrie que nous avons utilisée seulement quand elle était le seul paramètre mesurable.

Les conclusions auxquelles nous aboutissons peuvent être groupées sous deux rubriques : conclusions d'ordre structural, conclusions d'ordre stratigraphique, l'ensemble dessinant un premier schéma paléogéographique du Quaternaire cambodgien.

1.- CONCLUSIONS STRUCTURALES

Le schéma structural de la figure 4 résume les principaux résultats auxquels nous avons abouti.

Elargissant nos conclusions de 1965, nous avons montré que la structure quaternaire de la partie ouest de l'Indochine méridionale est une structure "en damier" dont les éléments principaux sont des failles majeures NW-SE, devenant N-S vers le Sud, et des "seuils" transversaux NE-SW. Ce schéma se poursuit sous le delta du Mékong jusqu'en domaine maritime.

Cette structure correspond à une série de "graben" et de "horsts" qu'on retrouve à diverses échelles dans la zone étudiée. La Cuvette du Grand Lac ou le "delta" du Donnaï peuvent ainsi être considérés comme des grabens à l'échelle de la Péninsule, alors que le "graben" de Sré Ambel apparaît au sein même du Massif des Cardamomes. L'histoire des grands accidents est difficilement analysable alors que celle des accidents à plus petite échelle l'est moins parce que les rapports structuraux y sont plus facilement observables. C'est ainsi que nous avons pu voir que l'histoire du graben de Sré Ambel s'est déroulée, tout au moins dans ses dernières manifestations, au cours du Quaternaire, avec l'effondrement de sa partie méridionale (discordance de Trapéang Réang) et la mise en place de basaltes le long des failles le limitant.

Il en est de même dans la région des Bas-Plateaux où nous avons pu prouver que c'est le jeu de la faille du Phnom Pô qui, en abaissant de 80 à 100 m la terrasse de + 100 m du Mékong, a permis la mise en place des coulées basaltiques à ces basses altitudes. Ces basaltes "cicatrisent" une zone complexe de transition entre les terrains anciens mésozoïques et la région deltaïque. Cette faille, postérieure à la terrasse de + 100 m, a joué certainement avec les dernières manifestations volcaniques importantes que nous avons datées de 650.000 ans (Pleistocène inférieur).

Les grands accidents limitant la Cuvette du Grand Lac ne sont pas datées avec autant de précision; cependant, il est permis de penser que le parallélisme des structures est la preuve d'un certain synchronisme des phénomènes qui en furent la cause.

C'est ainsi que nous croyons avoir prouvé que l'histoire récente de la Cuvette du Grand Lac est identique à celle de la partie septentrionale du delta du Mékong, centrée sur Phnom Penh; les accidents tectoniques qui les bordent doivent donc avoir eu la même destinée, c'est pourquoi la double fracture qui limite à l'Est la Cuvette est certainement contemporaine de la double fracture encadrant le "delta" du Donnaï, dont on a vu que le dernier épisode tectonique date du sommet du Pleistocène inférieur.

Cette néotectonique qui a eu lieu au cours du Pleistocène est évidemment due au réjeu d'une tectonique plus ancienne à travers des lignes de moindre résistance du bâti indochinois, elles-mêmes anciennes. L'absence de Tertiaire connu et bien daté dans le sud de la Péninsule nous empêche de retrouver l'histoire anté-miocène de ces structures, mais on peut être assuré de sa réalité grâce, par exemple, à l'existence du granite "tertiaire" de Nui San témoin, sinon d'une mise en place magmatique à cette époque, tout du moins d'une phase thermique ayant agi voici 7 m.a.

Ce n'est qu'en multipliant les datations des roches ignées de cette région que nous arriverons à reconstituer cette histoire fort longue et complexe qui a débuté au Trias avec l'exondation définitive de la Péninsule.

2.- CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Pour chaque région, ainsi que pour chaque groupe de phénomènes étudiés, nous avons tenté d'établir une stratigraphie locale cohérente. Nous avons systématiquement recherché un critère chronologique absolu pour pouvoir effectuer la corrélation des différentes séquences de phénomènes locaux ainsi hiérarchisées dans le temps. Ce critère se trouve très souvent situé aux alentours de 0,6 à 0,7 m.a. Les principaux repères sont en effet :

- la datation (0,65 m.a.) par traces de fission de l'U des basaltes de la "ligne de fracture de la Haute Cochinchine" de E. SAURIN (1935).
- la limite du dernier renversement magnétique (0,69 m.a.) de part et d'autre duquel se situent les basaltes du massif des Cardamomes.
- la date de la chute des tectites (0,70 m.a.) qu'on retrouve en place dans les dépôts de terrasse.
- l'extension temporelle de la faune à Orang-Outang (0,7 à 0,5 m.a.).

A partir de ces données qui se situent toutes dans une tranche de temps relativement restreinte, nous avons pu établir le tableau de corrélation (n°30) avec la convention que nous avons admise d'une date de 0,6 m.a. pour la limite Pleistocène inférieur - Pleistocène moyen.

Les trois coupures stratigraphiques principales sont aussi des coupures tectoniques. Ce sont :

- La faille du Phnom Pô antérieure aux basaltes de 0,65 m.a. et postérieure à la terrasse de + 100 m;
- le niveau d'érosion des "alluvions anciennes" du Grand Lac et des argiles et sables de Phnom Penh;
- la discordance de Trapéang Réang.

3.- SCHEMA PALEOGEOGRAPHIQUE

Les sédiments, plus vieux que 0,65 m.a., sont ceux du sous-sol de la vallée du Mékong au niveau des Bas-Plateaux. Ils correspondent à une aire de sédimentation synchrone de la terrasse fluviale de + 100 m. Elle n'a été conservée que grâce à son effondrement par le jeu de la faille du Phnom Pô et à sa protection par les coulées basaltiques. Partout ailleurs, seuls les niveaux de planation du Pleistocène inférieur ont été conservés, les dépôts de cette époque ayant été emportés par l'érosion postérieure. Ces sédiments n'existeraient que dans le delta du Mékong, le fossé du Donnai et peut-être le fond de la Cuvette du Grand Lac.

Alors que partout ailleurs en Asie du Sud-Est le Villafranchien qui fait suite à un Pliocène fluvio-lacustre a été conservé dans des structures fermées ("intermountains basins"), du type de celles des bassins tertiaires de Birmanie et du nord de la Thaïlande, les "pièges" du Sud Indochinois ont été ou enfouis par le jeu de la néotectonique, ou ouverts sur le domaine maritime ce qui a favorisé leur érosion complète.

Après les mouvements tectoniques de la fin du Pleistocène inférieur et l'érosion concomitante, la faune à Orang-Outang se répand au Cambodge en même temps que les premiers "hommes" connus s'installent sur la berge de + 40 m du Mékong où ils laissent une industrie rudimentaire sur galets ainsi que dans le Sud, près de la mer actuelle, où nous avons pu retrouver leurs débris de chasse. Cette période est caractérisée par un alluvionnement argilo-sableux important (niveau PV II en domaine karstique, "alluvions anciennes" du Grand Lac) par étalement des niveaux épais d'altérites qui s'étaient développés antérieurement. Ce cycle de sédimentation se termine par des dépôts de précipitation (dépôts chimiques massifs en grotte, dépôts séquentiels de la terrasse de + 40 m) provenant de l'ultime lessivage des hautes terres d'altération.

L'étude détaillée de ces niveaux a permis de mettre en évidence deux séquences climatiques principales; la première comprend trois phases humides et trois phases sèches tendant vers une aridité de plus en plus

	CARDAMONES	KARST	GRAND LAC CAMBODGE CENTRAL	BAS - PLATEAUX	NIVEAUX FLUVIAUX
sup.		sables et limons holocènes	"alluvions actuelles"		BASSES
pléistocène moyen	BASALTES (fossé de Sré Ambel) ---/---DISCORDANCE---/---/---/érosion violente/---/---/---/érosion/---/---/---/				TERRASSES
	Trapéang Réang surface de 50 m	dépôts chimiques diffus	"niveau intermédiaire"	" TERRES	EROSION + 20 m
	---/	dépôts chimiques massifs	argiles et sables de Phnom Penh	ROUGES "	EROSION
	BASALTES surface de + 100 m	P.V II	" Alluvions anciennes"	phase explosive	+ 40 m
0,60 m.a	BASALTES (Veal Veng) surface de 250-300m	FAUNE A ORANG OUTANG ? ---	chute des tectites (0,70 m.a) EROSION	BASALTES (0,65 ma) ---/---/FAILLE du Phnom Pô/---/---/---/---/---/	EROSION + 10 m
PLÉISTOCÈNE inférieur	Pénèplaine de 1200-1400 m	EROSION VIOLENTE			

STRATIGRAPHIE DES PHÉNOMÈNES QUATÉRNAIRES

corrélation régionale

Tableau n° 30

poussée, la seconde ne groupe qu'une phase humide et une phase sèche, cette dernière allant vers une aridité encore plus marquée.

Au cours de la même période s'édifiait la surface de 100 m du Massif des Cardamomes, bientôt recouverte de basalte dont l'apparition s'est faite à la faveur d'un diastrophisme important marquant la fin du cycle. On retrouve les effets de cette tectonique en milieu karstique grâce à la lacune sédimentaire du sommet des argiles PV II et grâce à l'existence des brèches qui vont remplir le fond des grottes et les fissures qui y aboutissent. La lacune sédimentaire du sommet des argiles anciennes du Grand Lac en est un autre témoin.

Un autre cycle de dépôt commence bientôt qui a laissé peu de témoins, certainement parce que sa résultante globale se traduit par une érosion. Les dépôts chimiques diffus des poches karstiques en sont le témoin, mais ce sont essentiellement les dépôts de la terrasse de + 20 m de Talat qui fournissent le plus de renseignements. On assiste au cours de cette période, comprise toute entière dans le Pleistocène moyen, à une série de micro-fluctuations climatiques, suivie d'une phase humide importante encadrée par deux périodes d'érosion. La dernière période d'érosion est synchrone de mouvements tectoniques dont la discordance de Trapéang Réang est le témoin spectaculaire. Ce diastrophisme paraît avoir été général puisqu'on le connaît aussi bien dans les Cardamomes que dans le Cambodge médian (érosion anté-alluvions récentes) et qu'en milieu karstique (destruction des brèches provenant du diastrophisme précédent). Il semble qu'à ces mouvements on doive associer une dernière émission basaltique (coulées du fossé de Sré Ambel principalement et coulée de la base du Phnom Pô), peu importante en volume, mais ayant fourni des laves très contaminées par les roches du socle.

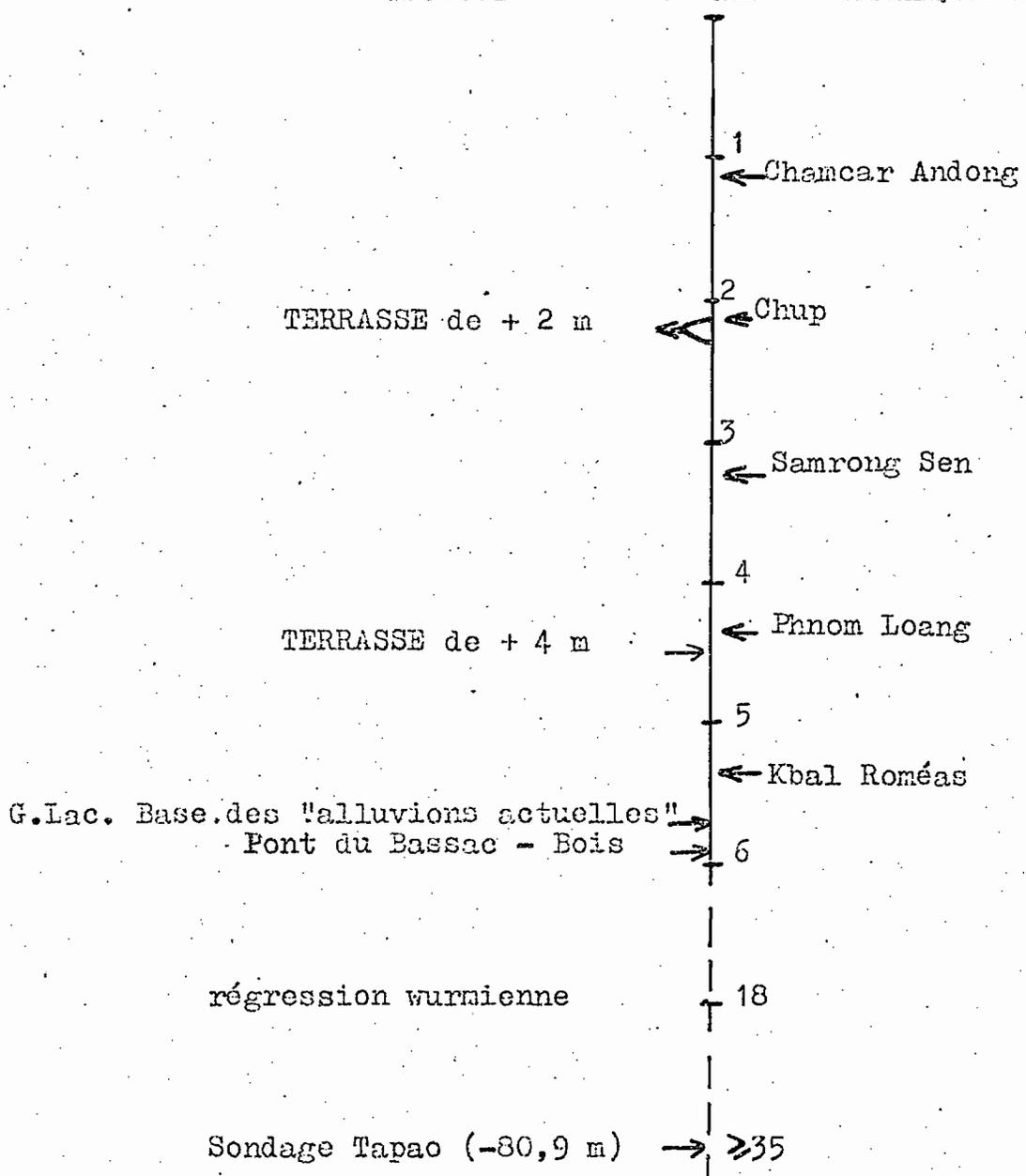
Avec cette dernière crise tectonique se termine certainement le Pleistocène moyen. Il faudra attendre l'Holocène pour que commencent à se déposer de nouveaux sédiments dont les "alluvions actuelles" du Grand Lac sont le témoin.

Nous avons réuni (tableau 31) les données géochronologiques dues aux datations par C^{14} concernant les phénomènes géologiques et pré-historiques récents.

GEOLOGIE

10^3 ans

PREHISTOIRE



GEOCHRONOLOGIE DES PHENOMENES RECENTS

(datations par C^{14} , en 10^3 ans B.P)

Tableau n° 31

ANNEXES

SONDAGES A L'OUEST DE LA CUVETTE
DU GRAND LAC

Lieu : Subdivision des T.P. à Pursat
Sondage n° 249 des T.P.

épaisseur : nature du terrain

7	sable fin
4	sable fin et grossier
3	gravier blanc et argile blanche
2	sable blanc
5	sable blanc et terre brune
7	terre brune et pierre blanche et noire
5	sable et pierre blanche
3	terre molle, sable et cailloux
21	sable et pierre
3	pierre dure
4	argile et pierre dure

(socle apparemment atteint vers -56 m de la surface).

Lieu : Sala Srok Maung Russey, srok Maung Russey.
Sondage n° 4317 des T.P.

épaisseur : nature du terrain

3	argile grise
44	argile jaune et sable fin
6	argile rouge
57,5	argile jaune

(sondage ayant atteint -110,5 m sans toucher le socle).

Lieu : enceinte de la caserne G.P. à Battambang.
Sondage n° 81 des T.P.

Profondeur maximum -64 m sans avoir atteint le socle.

Lieu : Tuol Tack à Battambang, derrière la gare de chemin de fer.
Sondage n° 60 des T.P.

Profondeur maximum -97 m sans avoir atteint le socle.

Lieu : Chamcar Samrang à Battambang, à côté de la station "Shell" de la route vers Sisophon.
Sondage n° 59 des T.P.

Profondeur maximum -60 m sans avoir atteint le socle.

Lieu : école primaire de Battambang.
Sondage n°68 des T.P.

épaisseur : nature du terrain :

57 m	argile noire
64 m	argile à cailloux
42 m	argile bigarrée, blanche et rouge

(sondage ayant atteint -163 sans toucher le socle).

Lieu : enceinte de la caserne G.P., route de Phnom Penh à côté du relais
de la radio à Battambang.
Sondage n°80 des T.P.

épaisseur : nature du terrain :

3	argile grise
2	" jaune
2	" noire, grisâtre
16	" jaune
5	" rouge violacée
7	" jaune
2	" rouge violacée
13	" jaune grisâtre
6	" rouge violacée
30	" jaune
14	" jaune très fine

(sondage ayant atteint -100 m sans toucher le socle).

Lieu : usine des eaux à Battambang.
Sondage n°56 des T.P.

épaisseur : nature du terrain :

5	argile
20	argile jaune
5	argile et sable fin
8	" " " "
2	argile grise
10	" rouge
10	" grise
13	" blanche
10, 3	" grise
6, 7	" blanche
29	" rouge et blanche
13	argile et cailloux

Lieu : usine des eaux à Battambang (suite)

épaisseur : nature du terrain :

21	sable et petits cailloutis
9	sable blanc et rouge
21	cailloux et sable induré
5	argile et sable
6	argile et sable induré
9	argile noire avec sable et cailloux
2	sable jaune
2	argile et gros cailloux
9	argile et sable fin
16	argile et cailloux
43	sable dur (grès ?)

sondage ayant atteint -293 m sans assurance d'avoir atteint le socle, le dernier niveau pourrait être les "grès supérieurs" ?

SONDAGES A L'EST DE LA CUVETTE
DU GRAND LAC

Lieu : centre de Santé Preah Sihanouk de Stang
Sondage n°4179 des T.P.

épaisseur : nature du terrain :

3	terre grise
4	argile jaune
3	latérite (?) jaune
5	argile jaune
2	sable rouge
3	argile rouge
15	argile jaune
3	sable fin
12	argile blanche et sable
40	argile rouge et gravillons de petites dimensions

(socle non atteint à -90 m).

Lieu : Kompong, srok Stang en Kompong Thom.
Sondage n°267 des T.P.

épaisseur : nature du terrain :

21	argile
9	sables
3	cailloux blancs (quartz ?)
3, 75	sable jaune

(socle non atteint à -36, 75 m).

Lieu : Wat Kuk Nokor, Phum Pong Ror, Srok Baray en Kompong Thom.
Sondage n°4290 des T.P.

(socle atteint à -40 m).

Lieu : Nord du stade de Kompong Thom
Sondage n°223 des T.P.

(socle atteint à -30 m).

Lieu : face à l'usine des eaux de Kompong Thom.
Sondage n°222 des T.P.

(socle atteint à -80 m).

Lieu : face à l'usine des eaux de Kompong Thom.
Sondage n°221 des T.P.

épaisseur : nature du terrain :

10	argile noire
9	sable
22	argile rouge
17	sable blanc
3	sable fin, jaune
5	roche rouge et blanche

(socle atteint à -61 m).

Lieu : aérodrome de Siem Reap.
Sondage n°4525 des T.P.

épaisseur : nature du terrain :

1	sable rouge
2	sable jaune
3	argile et sable fin
2	argile jaune
4	argile blanche et sable
18	argile et sable
6	argile jaune
12	argile jaune et sable
9	sable rouge
1	argile jaune compacte

(socle non atteint à -58 m).

Lieu : Angkor Wat à Siem Reap

épaisseur : nature du terrain :

6	argile grise et blanche
9	argile jaune
10	argile blanche
6	argile jaune et cailloux
1	sable jaune
2	argile jaune
1	sable blanc
1	sable et sablon
3	argile jaune, marron
10	argile blanche et sable rouge
9	argile rouge

(socle non atteint à -58 m).

SONDAGES CAMBODGE CENTRAL
Sondages Pont "Monivong" sur le Tonle Sap

Sondage 1 - côtes

de + 11,90 à + 8,00
 de + 8,00 à + 5,90
 de + 5,90 à + 0,50
 de + 0,50 à - 9,00

nature des couches

sable brun
 sablon vaseux
 vase gris brunâtre compacte
 sable grisâtre

Sondage 2

de + 3,30 à - 9,20
 de - 9,20 à - 9,50
 de - 9,50 à -13,00
 de -13,00 à -13,60
 de -13,60 à -23,30

argile brune un peu friable
 sable gris
 argile brun moyenne (medium dark brown clay)
 argile sèche jaune avec cailloux
 argile fermée jaune avec quelques cailloux et
 sable, taches de kaolin

Sondage 3

de - 8,05 à -10,50
 de -10,50 à -11,00
 de -11,00 à -11,70
 de -11,70 à -12,50
 de -12,50 à -15,75

vase
 sable argileux avec cailloux
 argile ferme jaune
 grès faible (soft sandstones)
 roche décomposée

Sondage 4

de - 8,60 à - 9,80
 de - 9,80 à -20,30
 de -20,30 à -20,50
 de -20,50 à -22,05

vase
 argile fermée jaune brunâtre contenant du sable
 sable argileux et des passages de kaolin
 grès

Sondage 6

de - 8,10 à - 9,10
 de - 9,10 à -10,95
 de -10,95 à -13,40
 de -13,40 à -15,40

 de -15,40 à -16,60

argile avec kaolin et cailloux
 argile rouge très ferme
 argile brune très ferme avec passage de kaolin
 argile très ferme avec kaolin et roche décom-
 posée
 roche décomposée

Sondage 7

de - 8,40 à - 9,60
 de - 9,60 à -12,00
 de -12,00 à -12,40
 de -12,40 à -17,60
 de -17,60 à -20,60
 de -20,60 à -26,00
 de -26,00 à -27,30
 de -27,30 à -13,90

vase
 sablon gris
 argile bleue
 argile jaune avec kaolin
 argile rouge-jaune
 argile jaune compacte et roche décomposée
 argile ferme
 grès et roche décomposée

Sondage 8

de + 10,00 à + 7,30	sol de surface
de + 7,30 à - 9,80	argile brun foncé avec sable
de - 9,80 à -10,00	sable gris avec cailloux
de - 10,00 à -13,90	argile jaune très ferme avec sable et roche

Bassac - sondage n°4, rive droite

<u>côtes</u>	<u>nature du prélèvement</u>
+ 11,93 à 11,53	remblais : limons sableux à grains fins mauve, passées d'ocre, quelques graviers roulés, légèrement micacés.
+ 7,93 à + 7,53	silt argileux mauve foncé, homogène, taché de M.C en décomposition, devenant plus argileux avec graviers roulés vers le bas, légèrement micacé.
+ 5,93 à + 5,53	argile silteuse mauve avec taches de matières organiques, légèrement micacée.
+ 3,93 à + 3,53	argile mauve claire, plastique, nombreuses taches de matières organiques, gleys et pseudogleys, quelques niveaux fins de sablon très fin.
+ 1,93 à 1,53	argile bariolée mauve chocolat et bleuâtre, fissurée, miroirs de glissement, compacte. Devenant plus plastique vers le bas, avec taches de matières organiques et passages blancs châtres calcaires.
-0,07 à 0,47	argile bariolée marron, jaune, ocre et bleuâtre. Idem précédent.
-2,07 à -2,47	argile mauve molle, plastique avec débris végétaux obliques par rapport à la stratification. A la base 15 cm de lignite datée par C-14 à <u>-5 920 ans B.P.</u>
-4,07 à -4,47	en haut : argile mauve, idem précédente. à la base : 27 cm de sable fin à galets bien roulés (pâtinés ?) devenant moins grossier et plus argileux vers le bas.
-6,07 à -6,47	argile silteuse mauve légèrement micacée, à la base, "noyau" d'argile blanche légèrement pâtinée par oxydes de fer, entourée d'une auréole d'altération (?) blanche, un peu calcaireuse, devenant moins silteuse et plus plastique vers la base.

- 10, 07 à -10, 57 sablon argileux mauve, micacé, avec débris végétaux et graviers roulés à la base : 30 cm de sable très fin argileux mauve, micacé.
- 12, 07 à -12, 59 sablon argileux mauve avec graviers roulés, avec passées blanchâtres plus ou moins carbonatées, assez identiques aux concrétions précédentes.
- 14, 07 à -14, 67 argile mauve chocolat assez compacte avec zones indurées jaunes ocres et trainées blanchâtres calcaires.
- 16, 07 à -16, 67 idem précédent mais sans trainées blanchâtres à la base : sable très fin.
- 20, 07 à 20, 47 marne sableuse, bariolée, très compacte, avec nids de sable fin, quelques rognons calcaires, et nodules ferrugineux brun foncé.
- 22, 07 à 22, 22 sable quartzeux, moyen à grossier, avec argile blanchâtre ; devient compacte à la base.
- 24, 07 à 24, 67 argile beige sableuse quartzeuse à passes jaune ocre et nombreux petits gravillons blanchâtres tendres ; à la base : sable moyen quartzeux, argileux, idem au précédent.
- 28, 07 à -28, 57 argile sableuse à grain moyen quartzeux, marron et blanchâtre, compacte, schiste argileux marron, gris-verdâtre fissuré, avec miroirs de glissement, dépôts ferrugineux et carbonatés.
- 28, 52 schiste grisâtre très altéré (kaolin) puis vient une zone moins altérée avec blocs de schiste entourés de kaolin et de feldspaths (?) jauné ocre.
- 29, 87 jusqu'à 39, 95 schistes altérés de diverses couleurs avec dépôts ferrugineux ocres et noirâtres et filonnets de dépôts carbonatés blanchâtres entourés d'argile verdâtre plastique.

REGIONS DES "BAS-PLATEAUX"

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : école primaire de Skoun, srok Choeung Prey en Kompong Cham.
Alt. environ 15 m.

Sondage des T. P. n°4289

épaisseur : nature du terrain :

7 m	argile jaune
5	" rouge
7	" jaune
3	sable jaune
7	argile rouge
6	" jaune
4	" grise
6	roche de couleur grise ("grès supérieurs" ?)

Le sondage n°4723 des T. P. au Lycée de Skoun à -28 m est resté dans les alluvions.

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : Vat Trapéang Russei, Khum Samrong. Srok de Prey Chhor, en Kompong Cham. Alt. environ 15 m.

Sondage des T. P. n°4235 de août 1965.

épaisseur : nature du terrain :

3	argile blanche
3	" grisâtre
6	" rouge
2	" grisâtre
4	" rougeâtre
3	" sablonneuse, rouge
9	" " jaunâtre
8	" " grise
4	" rouge
4	" jaune
8	" sablonneuse jaune
4	roche tendre jaune
12	roche tendre grisâtre
5	roche tendre noire
11,5	roche dure noire (?)

(le socle commence à -54 m environ, il semble qu'on n'ait plus affaire aux Indosinias supérieures).

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : Phum Trapeang Russey, Khum Samrong, Srok Prey Chhor en
Kompong Cham. Alt. environ 15 m.
Sondage des T. P. n°4451.

épaisseur : nature du terrain :

2 m	sable rouge
4	argile rouge
3	" jaune
6	" rouge
5	" sablonneuse jaune
10	argile sablonneuse jaunâtre
7	" " rougeâtre
28	roche assez tendre grise devenant noire en profondeur.

(le socle paraît être de même nature que dans le sondage précédent 4235).

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : école primaire de Méméang, Khum Lovea Srok Prey Chhor en
Kompong Cham. Alt. environ 12 m.
Sondage des T. P. n°4249.

épaisseur : nature du terrain :

2	argile jaune
18	" rouge
5	" bigarrée
6	" rouge et sable
4	sable blanc
6	argile jaune
15	latérite jaune
31	roche grisâtre devenant noire en profondeur.

(socle identique à 4235 et 4451).

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : Phum Dong, Khum Tong Rong, Srok Prey Chhor, en Kompong
Cham. Alt. environ 22 m.
Sondage des T. P. n° 35 18 de mars 1964.

épaisseur : nature du terrain :

1	terre noire
5	argile jaune
19	argile rouge
4	argile jaune
3	sable fin
7	sable noir
5	sable rouge
4,5	sable blanc

(socle non atteint à -48,5 m)

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : Vat Prâssath, Khum Tong Rong, Srok Prey Chhor, en Kompong Cham. Alt. environ 20 m.

Sondage des T.P. n°189 de mars 1962.

épaisseur : nature du terrain :

18 m	argile jaune foncé
9	" marron
3	" blanche
3	sable fin jaune
17	sable noir

(socle non atteint à -50 m).

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : Vat Khel Chey, Sangkat Mien, Srok Prey Chhor, en Kompong Cham. Alt. environ 30 m.

Sondage des T.P. n°4652 de mars 1967.

épaisseur : nature du terrain :

1, 3	terre noire, plus ou moins bigarrée
11, 7	roche dure foncée basaltée
1, 5	argile rouge et granule (lepilis ?) rouge
8, 5	argile jaune et rougeâtre
10, 0	" " " et concrétions
23, 0	sable fin jaune
9, 5	sable rouge et argile rouge

(socle non atteint à -65, 5 m).

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : Vat Knel Chey, Sangkat Mien, Srok Prey Chhor, en Kompong Cham. Alt. environ 30 m.

Sondage des T.P. n°4673 d'avril 1967.

épaisseur : nature du terrain :

0, 5	terre noire
8, 5	roche dure foncée : basalte
5, 0	latérite rouge foncé
2, 0	argile rouge
6, 0	argile jaune, très pâteuse
21, 0	argile jaune foncé
10, 0	sable fin jaune
6, 0	argile jaune clair
5;0	sable jaune
8, 3	argile jaune et sable fin

(socle non atteint à -72, 3 m).

Sondage de Skoun à Kompong Cham

Lieu : léproserie de Troeung en Kompong Cham, Alt. env. 30 m.
Sondage des T.P. n°206 de juillet-août 1962.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
9	basalte massif
9	argile molle, rougeâtre
36	argile "
19	argile et gravillon
34	" "
12	argile rouge, molle
5	sable fin
16	argile molle
49	argile sableuse
29	argile molle

(socle non atteint à -218 m).

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : Vat Phnom Kéo Romoul, Khum Ampil Srok Kompong Siem en
Kompong Cham, Alt. environ 52 m.
Sondage des T.P. n°4454 de mai 1965.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
2	sol et cailloux basaltiques
13	basalte
7	terre rouge
6	basalte
8	latérite noirâtre
6	sable grossier
8	latérite noirâtre
10	sable grossier
5	sable fin

(socle non atteint à -65 m).

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : Phum Ampil, Khum Ampil, Srok Kompong Siem en Kompong
Cham, A gauche de la NR 7 au PK 120, Alt. environ 32 m.
Sondage des T.P. n°4428 de décembre 1965.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
1	sol
22	basalte
9	argile rouge
16	terre noire
4	sable

(socle non atteint à -52 m).

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : Kompong Cham-centre. Hôpital. Alt. environ 20 m.
Sondage des T. P. n°2491 de janvier 1963.

épaisseur : nature du terrain :

1	sol
23	basalte noir compact
21	sable fin
21	sable grossier

(socle non atteint à -66 m).

Sondages de Skoun à Kompong Cham

Lieu : Hôpital de Kompong Cham-centre. Alt. environ 20 m.
Sondage des T. P. n°204 de juillet 1962.

épaisseur : nature du terrain :

19	basalte avec passage argileux entre 7 et 12 m.
3	sable fin
5	basalte
7	sable fin
3	sable grossier
10	basalte
20	sable grossier

(socle non atteint à -67 m).

SONDAGES REGION CHAMCAR ANDONG

Lieu : Chamcar Andong. Plantation à 250 m du sondage PECA n°1.
Sondage des T.P. n°4190 du 14/9 au 29/11/1964.

Puits Layne productif.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
6 m	terre rouge
6	terre grise et graviers
6	latérite
2	terre grise et sable
32	basaltes en coulées
9	argile et sable
20	argile
3	gravier et sable
2	gravier, sable et argile jaune
3	argile jaune et sable

Lieu : Chamcar Andong. Plantation

Puits n° V2

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
16,5 m	terre rouge et latérite
6,0	basalte gris tendre (cendres ?)
4,0	latérite grise
3,0	argile brune
6,0	basalte craquelé
35,5	basalte massif noir

Lieu : Chamcar Andong. Plantation.
Sondage PECA n°1 du 2/9/1967.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
7	terre rouge
4	terre sableuse brun rose (altération) s'éclaircissant vers la base
4	basalte brun gris à gris
1	poudre (cendres ?) gris beige
1	basalte
1	poudre (cendres ?) gris beige
4	basalte compact dur
3	basalte tendre (cendres ?)
10	basalte

épaisseur : nature du terrain :

9,8 m	terre rouge
5,7	basalte gris tendre décomposé
1,3	argile brune compacte
1,0	basalte en bombes et lapilis
1,2	argile verdâtre
1,0	basalte décomposé
16,8	basalte compact (cendres)
36,8	basalte massif compact

Lieu : Chamcar Loeu, Plantation.

épaisseur : nature du terrain :

4	terre rouge latéritisée par endroits avec bombes volcaniques
97	basalte
34	argile jaunâtre à petits éléments basaltiques au sommet
10,5	sable grossier blanc quartzeux latérisés en surface
4,5	même sable grossier, argileux, sale, à éléments gréseux (ce niveau semble avoir été consolidé et correspondre au sommet de la série des "grès supérieurs").

SONDAGES CHUP-TAPAO

Lieu : Plantation de Chup, Nord route Toulé Bet-Krek près de l'usine
des eaux. Alt. 25 m.

Sondage n°1

<u>épaisseurs :</u>	<u>nature du terrain :</u>
3,04 m	terre rouge
3,05	argile sablonneuse bleue
1,07	argile rouge
3,65	argile bleue dure
6,61	argile sablonneuse rouge
2,94	argile jaune dure
22,43	sable jaune
5,48	sable grossier et gravier
4,88	argile jaune
4,75	sable bleu et gravier
14,57	argile jaune
1,19	sable jaune
1,22	sable fin gris
5,18	sable jaune
8,12	sable gris et gravier
3,05	argile jaune

(socle non atteint à -91,21 m).

Sondage n°2

3,04	terre rouge de surface
3,04	sable argileux bleu gris
1,05	argile rouge
3,65	argile bleue grise
6,60	sable argileux rouge
2,93	argile jaune dure
16,80	sable fin, jaune-brun
5,58	sable fin, jaune
5,49	sable jaune et gravier
4,48	argile jaune compacte
14,82	sable blanc et graviers
567,48	argile jaune compacte

(socle non atteint à -67,48 m).

Lieu : Plantation de Chup, Nord route Toulé Bet-Krek près de l'usine des eaux, au Nord du sondage n°2. Alt. 25 m.

Sondage n° 3.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
5,30 m	terre rouge
7,20	argile bleue
1,50	argile sablonneuse grise
4,40	argile jaune dure
4,60	sable argileux jaune
5,63	sable très fin jaune
13,87	gros sable jaune et gravier
42,50	argile très dure

Lieu : Plantation de Chup, près de l'IRCC. Alt. 21 m.

Sondage n°4.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
1,52	sol rouge
2,74	argile bleue
0,60	" "
1,52	argile sablonneuse bleue
0,30	" " jaune
1,22	" " grise
0,60	" " jaune dure
0,30	" " rouge dure
0,90	" " rouge dure
2,13	" couleur argile (argile bigarrée ?)
5,79	argile sablonneuse gris et jaune
4,57	" " jaune et graviers
0,91	gravier jaune
0,61	gravier jaune et rouge, argile grise
1,22	argile grise et rouge
1,52	argile sablonneuse jaune avec graviers
1,52	argile grise rouge et graviers
3,04	gravier jaune avec sable
0,91	argile sablonneuse dure
0,91	" " " avec graviers
1,22	sable fin
0,30	argile dure
0,30	gros graviers
0,30	gravillons et sables
0,30	gros graviers
0,30	sable et gravier
0,30	gravier et sable rouge
0,90	gravillons blancs et sable
12,19	argile grise

(socle non atteint à -38,40 m).

Lieu : Plantation de Chup, Sud du sondage n°1 ; bordure du parc 02.
Alt. 27 m.

Sondage n°5.

épaisseur : nature du terrain :

1,22 m	sol rouge de surface
2,44	argile grise et rouge
2,43	argile grise
2,43	argile grise et rouge
1,21	argile rouge avec un peu d'argile grise
0,60	argile gris noir et un peu d'argile grise
2,13	argile gris noir et un peu d'argile verte
0,30	argile gris noir avec argile rouge
0,30	argile rougeâtre
0,30	argile jauné clair
1,21	argile grise très claire
0,60	argile grise très claire avec débris charbonneux
5,79	argile rouge et jaune clair
8,23	sable jaune fin
1,83	sable jaune fin avec gravillons
3,05	graviers
1,22	cailloux (blocs)
0,60	graviers divers
0,60	gravillons noirs
1,83	sable blanc et gravillons
0,30	graviers noirs
1,52	sable fin et gravillons
1,22	mélange de graviers et d'argile sablonneuse noire
0,90	argile gris noir

(socle non atteint à -42,36 m).

Lieu : S.K.P.H. Plantation de Tapao, Phum Chhuk, Alt. 16-17 m.
Sondage n°1 de janvier 1963.

épaisseur : nature du terrain :

4,94	sable fin brun-rose, dans partie sup. : sable brun-gris sur 0,5m
6,28	argile gris blanc et brun-jaune
4,75	graviers et sables
3,80	graviers, sables et galets fluviatiles
4,80	argile brun-jaune
12,00	argile et argile sableuse
14,20	sables
10,80	argile bleu-gris et gris bleu
27,68	sable très fin avec débris ligneux à la base et au sommet du niveau. Un bois provenant d'un niveau situé à 80,8m a été daté de <u>plus de 35 000 ans.</u>
5,70	argile dense et dure rougeâtre, gris violet et argile avec graviers gris-bleu.

(socle non atteint à -95,88 m).

Lieu : Plantation de Tapao, Khum Chhuk de Kabey. Kriek, 250 m au Sud du sondage n°1. Alt. 20 m.
Sondage n°2 d'avril-mai 1966.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
0,5 m	sol superficiel
11,5	argile jaune gris et sable
3,4	sable fin jaune-brun et argile
3,9	sable grossier jaune-brun avec intercalations de sable fin entre 17,4 et 18,5 m
2,7	galets et sable
0,6	sable fin et graviers
2,4	sable grossier jaune-brun
0,4	sable fin et argile
13,2	argile jaune-gris et sable
6,6	argile dure, gris clair
5,0	sable fin avec 40 % d'argile
8,6	argile grise et sable

(socle non atteint à -58,60 m).

Lieu : Plantation de Tapao, srok Thboung Khmum en Kompong Cham.
Sondage des T.P. n°175 de sept-oct. 1961.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
1	terre rouge)
8	roche brune)
3	roche noire) basaltés sur 44 m
4	roche brune)
29	roche noire)
12	sable rouge
3	argile grise
11	sable
10	sol gris et cailloux (galets ?)
50	sol gris (argileux ?)
49	sol rouge
12	sol gris et bleu
12	sable
3	sable gris
9	sable rouge
8	sable rouge
50	sable et argile rouges

(socle non atteint à -274 m).

Lieu : Plantation Tapao, srok Thboung Khmum en Kompong Cham.
Sondage des T.P. n°176.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :	
3 m	argile et cailloux	
1	roche et argile)
3	roche et cailloux rouges)
2	roche brune)
4	roche noire)
4	roche brune)
11	roche noire tendre) Basaltes
6	roche noire et rouge)
9	roche et argile grise)
6	roche noire et argile rouge)
6	argile rouge)
30	roche et sable rouge (cendres ?))
4	sable rouge (cendres ?))
18	argile grise)

(socle non atteint à -104 m).

Lieu : Tapao Khum Acapopram, srok Thboung Khmum en Kompong Cham.
Sondage des T.P. n°177 de novembre 1961.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :	
2	argile	
2	roche tendre	
1	roche grise)
4	roche noire) Basaltes
4	roche et argile rouge)
4	argile blanche)

Sondage des T.P. n°178 de novembre-décembre 1961.

18	terre rouge
3	roche noire et rouge
10	roche noire dure

Lieu : Phum Chhouk (Tapao), Khum Krabey Krيره, srok Kroch Chhmar
en Kompong Cham.

Sondage des T.P. n°179 de décembre 1961.

épaisseur : nature du terrain :

7 m	argile blanche
14	sable fin, rouge
1	sable grossier, rouge
3	sable fin, rouge
3	graviers (galets ?)

Sondage des T.P. n°180 de décembre 1961.

6	sol blanc
7	argile jaune
4	sable grossier
7	argile jaune
5	argile jaune
19	sable fin, jaune
3	argile noire
12	cailloux (galets ?) et argile noire
37	argile jaune

(socle non atteint à 102 m).

Lieu : Station d'élevage de Tenel Preah Vihear, Khum chiriote, srok
Tbaung Khmum en Kompong Cham.

Sondage des T.P. n°4347 de sept-oct. 1965.

épaisseur : nature du terrain :

2	sol de surface
4	roche tendre)
4	roche dure) Basaltes
10	latérite
12	argile blanche
13	sable très grossier
10	argile jaune
5	sable fin

Sondage des T.P. n°4348

2	sol de surface
8	roche dure : Basaltes
10	latérite
5	argile blanche

(socle non atteint à -60 m).

SONDAGES DE KREK

Lieu : Plantation de Krek, Sud de la parcelle n°26 , au Nord de la route
Toule Bet-Mimot.

Sondage n°1 d'octobre 1960.

<u>épaisseur</u> :	<u>nature du terrain</u> :
0,91 m	sol de surface
1,22	latérite
1,83	argile bleue
1,22	argile sablonneuse bleue
0,91	argile et sable jaune
1,22	argile sablonneuse grise
1,83	argile grise et rouge
1,52	argile sablonneuse grise et jaune
0,61	argile sablonneuse fine, jaune
2,74	" " gris jaune et gravillons
0,61	" " fine, blanche
8,23	sable fin blanc
2,13	sable blanc et gravillons
5,18	sable jaune et graviers
3,05	sable et graviers grossiers avec un peu d'argile sablonneuse rouge
4,88	gravier et sable grossiers, argile sablonneuse rouge
1,22	gravier et sable jaune
3,05	gravier et sable jaune et argile sablonneuse rouge
3,96	<u>basalte</u>
2,74	sable et gravier
2,44	cailloux et sable grossier et un peu d'argile sablonneuse
1,22	<u>basalte</u> et conglomérat (bombes ?)
0,91	argile grise noire, sable grossier et gravier
0,92	<u>basalte</u> et conglomérat basaltique
1,22	gravier jaune, sable grossier et un peu d'argile
3,05	gravier jaune avec sable grossier et couche de lapilis (?)
0,50	gravier jaune et argile sablonneuse grossière
1,82	gravier et argile sablonneuse
3,35	gravier et <u>lapilis grossiers</u> (?)
2,74	sable grossier blanc
1,56	sable grossier blanc et gravier
0,30	argile sablonneuse et gravier
4,88	argile grise

(socle non atteint à -73,7 m).

Lieu : Plantation de Krek, à 200 m au Nord du sondage précédent n°1.

Sondage n°2 d'octobre 1960.

Sondage identique au précédent mais profond seulement de 51,5 m ; on retrouve deux couches basaltiques à -42,97 -44,81 m et 47,24-48,18 m de profondeur.

Entre 33,83 et 35,05 m niveau de bois.

Annexe :

Coupe dans les niveaux de lapilis couvrant les flancs du

Phnom Srei

(près de Kompong Cham, piste de l'aérodrome)

La coupe fait environ six mètres de haut, la base se perd dans une zone marécageuse située à l'Ouest de la piste menant à la pagode du Phnom Srei. Les coupes échantillonnées sont fraîches car l'ensemble des niveaux est utilisé comme carrière.

De la base au sommet on a :

1) environ 2 m de niveaux de lapilis dont seul le sommet est visible ; c'est un sable quartzueux, fin, compact, légèrement ferruginisé à éléments éruptifs peu abondants, très bien lités.

Vient ensuite un replat important d'où affleurent des blocs basaltiques de grosse taille dont on ignore s'ils sont enracinés.

2) 0,26 m d'un sable hétérogène mi-quartzueux, mi-basaltique ; les éléments basaltiques étant les plus grossiers (10-15 mm de diamètre).

3) 0,04 m d'un sable quartzueux fin identique à 1.

4) 0,13 m de sable graveleux à éléments pouvant atteindre 35 mm. Les éléments basaltiques sont dominants avec cependant des petits galets de quartz (15 mm) très roulés. Les plus gros éléments basaltiques sont anguleux alors que les éléments fins (lapilis) sont subsphériques.

5) 0,09 m de sable hétérogène lié par une matrice limono-argileuse. Présence de passées bien litées d'éléments basaltiques légèrement plus grossiers.

6) 0,32 m d'alternance de matériaux hétérogènes fins et grossiers suivant un très bon litage.

7) 0,45 m d'un sable graveleux assez identique à 4 mais avec des éléments basaltiques de grande taille (45 mm) de forme parallépipédique, galets de quartz rosés.

8) 0,45 m assez identique au précédent, devenant de plus en plus grossier vers le sommet et avec de moins en moins de quartz.

9) 0,40 m d'alternance de niveaux fins et grossiers avec prédominance de niveaux fins quartzueux. Ces derniers contenant par endroits des éléments grossiers basaltiques.

10) 0, 23 m de sable fin essentiellement quartzeux à éléments basaltiques fins et dispersés, très bien lités.

11) 0, 30 m de sable graveleux , à éléments basaltiques dominants avec grains de quartz peu roulés, anguleux.

12) 0, 18 m de grenaille de lapilis avec quelques rares quartz brisés et petits galets brisés d'une roche très altérée pouvant être une rhyolite (?). L'ensemble paraît bien calibré et semble n'être dû qu'à une seule retombée de lapilis, non remanié par agents fluviaux.

13) 0, 89 m d'alternance de sable hétérogène plus ou moins grossier, en petits bancs de 0, 04-0, 05 m. Certains lapilis semblent être altérés.

14) 0, 40 m de terre brun-rougeâtre moyennement argileuse, à rares éléments basaltiques reconnaissables. Ce sol correspond à l'altération quasi-complète d'une couche sans qu'il y ait passage progressif à la couche précédente.

L'ensemble de cette coupe a un léger pendage vers le Sud (5° environ) mais il est dû à ce que les dépôts épousent la forme conique de l'appareil volcanique du Phnom Srei. Le sommet de la coupe est à environ 20 m au-dessus du niveau du Mékong.

B I B L I O G R A P H I E. -

La bibliographie ci-dessous est uniquement la bibliographie citée. Une bibliographie complète (géographie-géologie-paléontologie-mines) des ouvrages relatifs au Cambodge a été publiée par nos soins sous forme ronéotypée (CARBONNEL, 1967, mission géologique CNRS-ORSTOM au Cambodge, 21 p.)

- AGAFONOFF, M.V. (1929). - Sur quelques sols rouges et Bienhoa de l'Indochine. Revue Bot. appl. et agric. coloniale, IX, n° 89-90.
- ALEXANDER, F.E.S. (1959). - Observations on tropical weathering : A study of the movement of iron, aluminium and silicon in weathering rocks at Singapore. Quart. Journ. Geol. Soc. London, n°458.
- ALIMEN, H. (1952). - Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. Formations récentes. XIXe Congr. géol. international. (Monographies régionales) 1ère sér., n°15.
- ALIMEN, H. (1955). - Préhistoire de l'Afrique. Boubée, Paris.
- ARAMBOURG, C. et FROMAGET, J. (1938). - Le gisement quaternaire de Tam Hang (chaîne Annamitique septentrionale). Sa stratigraphie et ses faunes. C.R. Acad. Sci., t.205, p. 793-795.
- ARMSTRONG, R.L. (1966). - K/Ar dating of Plutonic and volcanic rocks in orogenic belts, in "Potassium Argon dating" compiled by O.A. SCHAEFFER et J. ZÄHRINGER. Springer Verlag. p. 117-133.
- BARNES, V.E. (1962). - Tektites. I.C.S.U. Rev., Amsterdam, vol. 4, p. 75-81.
- BELINKO, de G. (1960). - Etudes des phosphorites de Tuk Meas et de Battambang. Comptoir des phosphates d'Afrique du Nord, rapport GB/1958/AL du 21 sept. 1960, ronéoty.
- BEMMELLEN, van R.W. (1948). - The geology of Indonesia, Govt. Printing Office, The Hague, 2.
- BIBERSON, P. et AGUIRRE, E. (1965). - Expérience de taille d'outils préhistoriques dans des os d'éléphant. Quaternaria, Roma, 7, p. 165-183.
- BIBERSON, P. TORRALBA et AMBRONA (1964). - Notes sur deux stations acheuléennes de chasseurs d'éléphants de la Vieille Castille. Miscelanea en Homenaje al Abate Henri Breuil, Barcelona, Monographias 6, p. 201-248.
- (1968). - Les gisements acheuléens de Torralba et Ambrona (Espagne) Nouvelles précisions, 1'Anthropologie, 72, n°s 3-4, p. 241-278.
- BLONDEL, F. (1929). - Les altérations des roches en Indochine française. Bull. Serv. géol. Indochine, XVIII, fasc. 3.
- BARNES, V. E. et PITAKPAIVAN, K. (1962). - Origin of Indochinite tektites. Proc. nation. Ac. Sc., vol. 48, n°6, p. 947-955.

- BORISKOVSKY, P.I. (1962). - Explorations d'anciens sites de l'âge de la pierre en République démocratique du Viet Nam. Archéol. soviét. 2, Moscou, Ac. Sc. URSS; p.17-25.
- BOUCHUD, J. (1968). - Sur la présence de *Crocota crocuta* Owen dans le Pléistocène inférieur du Phnom Loang (Cambodge). C.R. Acad. Sci., t.267, p.2291-2293.
- BOURCART, J. (1952). - Les frontières de l'Océan. Albin Michel, édit. Paris 208 p.
- (1930). - Le problème des "Taffoni" de Corse et l'érosion alvéolaire. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam. III, 1,5-15, 2 pl. h. t.
- BOUREAU, E. (1950). - Contribution à l'étude paléoxylologique de l'Indochine. Bull. Serv. géol. Indochine, vol. XXIX, fasc. 1, Hanoi.
- (1952). - Contribution à l'étude paléoxylologique de l'Indochine, V : *Dipterocarpoxyton khmerinum*. Mém. Mus. Hist. Nat. Paris, n. s., 100, 2.
- BREUIL, H. (1932). - Le feu et l'Industrie de pierre et d'os dans le gisement du "Sinanthropus" à Choukoutien, l'Anthropologie, 42, p. 1-17.
- BROWN, G.F., BURAVAS, S., CHARALJAVANAPHET, J., JALICHANDRA, N. JOHNSON, W.D., Jr., SRETHAPURA, V., et TAYLOR, G.C.Jr. (1951). - Geology reconnaissance of the mineral deposits of Thailand. U.S. Geol. Survey Bull. 984, 183 p.
- BUCHANAN, F.M. (1807). - A journey from Madras through the countries of Mysore. Canara and Malabar, London, t. 2 et 3.
- BURTON, C.K. et BIGNELL, J.D. (1969). - Cretaceous Tertiary events in Southeast Asia. Geol. Soc. of America Bull. V. 80, p. 681-688.
- BURTON, R.C. (1917). - On the origin of the laterite of Seoni, Central Provinces. Rec. geol. Surv. India, vol. 48.
- BUSHINSKIY, G.I. (1946). - A propos du problème de la genèse des bauxites. In Données sur la lithologie. Soc. natural. Moscou.
- (1958). - Types génétiques des bauxites. In Strakhov, Les bauxites, leur minéralogie et leur genèse. Ac. Sc. URSS, Moscou, trad. B.R.G.M., Paris n° 2640, art. 8, p. 1-114.
- CAILLIERE & HENIN (1963). - Minéralogie des argiles. Masson & Cie, 1 vol. 355 p.

- CALAME, J.J. (1962). - Rapport de la campagne 1961-1962 de la mission B.R.G.M. au Cambodge.
Arch. Serv. Mines Cambodge. 40 p. dactyl.
- CARBONNEL, J.P.
- (1963). - Vitesse d'accumulation des sédiments récents du Grand Lac du Cambodge, d'après le Carbone 14. Corrélations stratigraphique et morphotectonique.
C.R. Acad. Sci., Fr. t. 257, n°17, p.2514-2516.
- (1964a). - Rapport d'une première année d'étude sédimentologique sur le bassin du Grand Lac du Cambodge.
Cah. Pacifique. Fr., n°6, p. 143-169, 4 fig., 1 dpl.
h. t. 2 cartes dpl. h. t. (Rés. angl.).
- (1964b). - Valeur de l'érosion au Cambodge. -
C.R. Acad. Sci., t. 259; p. 3315-3318, (9 nov. 1964).. -
- (1964c). - Sur l'existence d'un complexe de terrasses quaternaires dans l'île de Saracen (Cambodge).
C.R. Soc. géol. Fr., n° 9, p. 371-373.
- (1965a). - Essai d'interprétation morphotectonique de la cuvette cambodgienne.
Rev. Géogr. Phys. Géol. dynam. Fr., t.7, n°3,
p. 277-281, 1 carte dpl. h. t., (Rés. angl., all).
- (1965b). - Bilan sédimentaire du Veal Pkok.
Comité du Mékong, E.C.A.F.E. Bangkok, ronéotypé;
- (1965c). - Sur les cycles de mise en solution du fer et de la silice en milieu tropical.
C.R. Acad. Sci., t. 260, 4035-4038.
- (1967a). - Le graben de la rivière de Sré Ambel et les mouvements tectoniques récents au Cambodge (C.R. Somm. S.G.F.) fasc. 2, p. 59.
- (1967b). - Nouvelles données stratigraphiques sur les basaltes récents du Cambodge et du Nord de la Thaïlande.
C.R. somm. Soc. géol. Fr. fasc. 7, p. 289.
- CARBONNEL, J.P. et BIBERSON, P. (1968). - Industrie osseuse et présence humaine dans le gisement pléistocène inférieur du Phnom Loang. C.R. Acad. Sci., t. 267, p. 2306-2308.
- CARBONNEL, J.P. et DELIBRIAS, G. (1968). - Premières datations absolues de trois gisements néolithiques cambodgiens.
C.R. Acad. Sci., t. 267, p. 1432-1434.
- CARBONNEL, J.P. et DUPLAIX, S. (1971). - Le Quaternaire moyen de Talat (Cambodge occidental).
Volume spécial. Actes du VIIIème Congrès de l'INQUA, 1969.

- CARBONNEL, J.P. et GUISCAFRE, J. (1965). - Grand Lac du Cambodge - Sédimentologie et hydrologie. - 1962-1963. - Ministère des Affaires Etrangères. Imprim. de France. 401 pages.
- CARBONNEL, J.P. et GUTH, C. (1968). - Le gisement pléistocène inférieur du Phnom Loang, stratigraphie et faune. C.R. Acad. Sci., t. 267, p. 2077-2080.
- CARBONNEL, J.P. et POUPEAU, G. (1969). - Premiers éléments de datations absolues par traces de fission des basaltes de l'Indochine méridionale. Earth and Planetary Sci., Let. 6, 1, 26-30.
- CARMICHAEL, I. (1963). - Crystallization of feldspars in volcanic acid liquids. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 119, 95-113.
- CARREL, P. (1966). - Etudes des indices bauxitiques du N-O du Cambodge : mission bauxite 1965, Arch. Serv. Mines, Cambodge, 75 p. ronéoty. 13 fig.
- CASTAGNOL, E.M. (1942). - Le sol : étude théorique et pratique. Hanoi. IDEO, p. 1-266.
- CASTAGNOL, E.M. (1950). - Problèmes de sol et l'utilisation des terres en Indochine. Arch. Inst. Rech. agron. Indochine, n°7, p. 28-29.
- CASTAGNOL, E.M. et PHAM GIA TU. (1940). - Etude des principaux types de latérites d'Indochine. Bull. économ. Indochine, fasc. 1, p. 180-212.
- COLANI, M. (1931). - Recherches sur le préhistorique indochinois. Bull. Ecol. Fr. Extr. Orient., t. XXX, p. 299-422.
- COLBERT & HOOIJER (1953). - Pléistocène mammals from the limestone fissures of Szechwan, China. Bull. American Mus. Nat. Hist., 102, 1.
- CONTRI, J.P. (1968). - Notice explicative sur la feuille Tbeng Mean Chey. Rapport B.R.G.M., 68, RME47, Arch. Ser. Mines Phnom Penh.
- CORRE, A. (1879). - Rapport sur les objets de l'âge de la pierre et du bronze recueillis à Som-Ron-Sen (Cambodge). Excursions et Reconnaissances, t. 1, fasc. 1, p. 84-114. (95-124).

- CORRE, A. (1880). - Sur les instruments de l'âge de pierre au Cambodge. Bull. Soc. Anthropologie, p. 532-534.
- COX, A. (1969). - Geomagnetic reversals. Science, 163, n°3864, p. 237-245.
- DANA, J.D. et E.S. (1955). - System of Mineralogy, 7e éd., New-York, vol. 1, p. 670.
- DART, R. (1967). - The osteodontokeratic Culture of Australopithecus prometheus, Transvaal Museum Publ., Pretoria.
- DEBELMAS, J. et MICHEL, R. (1961). - Silicifications par altération climatique dans les séries alpines. Trav. Labor. géol. Fac. Sc., Grenoble, 37 p. 7-14.
- DELVERT, J. (1961). - Le paysan cambodgien. Mouton et C° Edit. La Haye. 740 p.
- DOE, B.R. et NEWELL, M.F. (1965). - Isotopic composition of uranium in zircons. Amer. Miner. 50, 613.
- DOTTIN, O. (1968). Notice explicative sur la feuille Siem Reap. Rapport B.R.G.M., 68 RME47, Arch. Serv. Mines, Phnom Penh.
- DUCHAUFOUR, P. (1968). - L'évolution des sols. Essai sur la dynamique des profils. Masson, édit. 1 vol. 93 p.
- DUPLAIX, S. (1958). - Détermination microscopique des minéraux des sables. Dunod Ed. 2ème édition.
- DURAND, J.H. (1959). - Les sols rouges et les croûtes en Algérie. Etude générale. Dir. Hydrol. et Equip. rural. Alger, n°7.
- EMERY et HIROSHI NIINO (1963). - Sediments of the gulf of Thailand and adjacent continental shelf. Geol. Soc. of America Bull. 74, 5, 541-554.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1958). -
 (1958). - Dating the latest movements of the quaternary sea level. Trans. New-York Acad. Sci., vol. 20, 471-482.
 (1961). - Eustatic changes in sea level. Physics and Chemistry. of the Earth. vol. 4, 99-185.
- FAURE, C. et FONTAINE, H. (1969). - Géochronologie du Viet Nam méridional. Arch. géol. Viet Nam, n°12, p. 213-222.

- FERMOR, L.L. (1911). - What is laterite ? Geol.Mag. Vol.3, p.461.
- FILEAU de SAINT HILAIRE (1920). - Le district minier de Païlin (Battambang, Cambodge) et l'exploitation de ses gisements de saphir 1915-1918. Rev. Indochinoise, 33, 5-6, 417-447., et 7-8, 27-55.
- FLEISCHER, R.L. et PRICE, P.B. (1964). - Fission tracks evidence for the simultaneous origin of tektites and other natural glasses. Geoch. et Cosmoch. Acta, 28, 6, p. 755.
- (1964). - Decay constant for spontaneous fission of U238. Phys. Rev. 133B, 63.
- FLEISCHER, R.L., PRICE, P.B., VIERTL, J.R.M. et WOODS, R.T. (1969). - Ages of Darwin Glass, Macedon glass and For Eastern tektites. Geoch. et Cosmoch. Acta, 33, 9, 1071-74.
- FLEISCHER, R.L., PRICE, P.B., et WALKER, R.M. (1964). - Fission track ages of zircons. J. Geophys. Res. 4885.
- (1965). - Neutron flux measurement by fission tracks in solids. Nucl. Sci. Engin., 22, 153.
- (1965). - Effects of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glass. J. Geophys. Res., 70, 1467.
- FLEURIOT de LANGUE et de MARTIN de VIVIES (1967). - Etude géologique du massif des Cardamomes. Rapport BRGM, S.G.67A13, (1. dec. 1967). Arch. Serv. Mines Phnom Penh. 28 p. ronéoty.
- FLINT, R.F. (1957). - Glacial and Pleistocene geology. New-York, John Wiley and Sons, Inc., Ch. 15.
- FONTAINE, H. (1963). - Etudes géologiques du projet de barrage de Banan. Ext. de Rapport général "Aménagement de la plaine de Battambang". S.O.G.R.E.A.H., rapport R. 8500, pièce 3, ronéot.
- (1964). - Géologie des environs de Banan (Province de Battambang, Cambodge occidental). Arch. géol. Viet Nam, n°6, p. 25-28.
- (1964). - Anciens niveaux marins dans la région de Ninh-Hoa, (Province de Nha-Trang). Arch. géol. Viet Nam, 6, p. 5-11.
- (1965). - Quelques observations sur le sous-sol de Phnom Penh. Arch. géol. Viet Nam, 7, p. 17-19.

- FONTAINE, H. (1967). - Note sur l'Archipel de Tho-Chan. Arch. géol. Viet-Nam. 10, p. 17-22.
- (1968). - Notes sur le golfe de Thaïland. Arch. géol. Viet Nam, 11, p. 119-147.
- FONTEILLES, M. (1967). - Appréciation de l'intérêt métallogénique du volcanisme de Madagascar à partir de ses caractères pétrologiques. Bull. du B.R.G.M., n°1, p.121-154.
- FREDERICKSON, A.F. (1948). - Présence de titane et du zircon dans latérites. Amer. Mineralogist, t. 35, n°s 5-6, p.374-77. traduction B.R.G.M. n° 3884, 6 p.
- FROMAGET, J. Etudes géologiques sur le Nord de l'Indochine centrale. (1927). - Thèse, Université de Lyon, I.D.E.O. Hanoï, 368 p.
- (1930). - Note sur l'âge des granites en Indochine. Bull. Soc. Géol. Fr., vol. 30, p.957-970.
- (1930). - La stratigraphie des dépôts préhistoriques de Tam Hang (Chaîne Annamitique septentrionale) et ses difficultés Proceed 3th Congress of Prehist. of the Far East, Singapore, Singapour, 1940, p. 60-70.
- (1932). - Les phénomènes géologiques récents et le Préhistorique indochinois. Preahist. Asiae orientalis I (C.R. Ier Congr. préhist. Extrême-Orient, Hanoï). p. 47-59, 1e. h.t.
- (1934). - Observations et réflexions sur la géologie stratigraphique et structurale de l'Indochine. Bull. Soc. géol. Fr., (5), IV, 1, p.101-164.
- (1936). - Aperçu sur la stratigraphie et l'Anthropologie préhistorique des formations récentes dans la chaîne Annamitique et le Haut Laos. Congr. préhist. de France, XIIIème sess. p. 785-799.
- (1936). - Sur la stratigraphie des formations récentes de la chaîne Annamitique septentrionale et sur l'existence de l'homme dans le Quaternaire inférieur de cette partie de l'Indochine. C.R. Acad. Sci., Paris, t.203, n°16, 738-740.
- (1938). - La stratigraphie des dépôts préhistoriques de Tam Hang et ses difficultés. Proceeding of the 3e Congress of the Far East. Singapore 1930, Singapore 1940, p.60-70.
- (1941). - L'Indochine française. Sa structure géologique, ses roches, ses mines. Bull. Serv. géol. Indochine, XXVI, 2, Hanoï.

- FROMAGET, J. et SAURIN, E. (1936). - Note préliminaire sur les formations cénozoïques et plus récentes de la chaîne Annamitique septentrionale et du Haut-Laos (Stratigraphie, préhistoire, anthropologie). Bull. Serv. géol. Indochine Vol. XXII, fasc. 3, 48 p.
- FUCHS, E. (1882). - Station préhistorique de Som-Ron-Sen. Anthropologie, p. 153.
- FUCHS, E. (1882-83). - Station préhistorique de Som-Ron-Sen au Cambodge, son âge. Matériaux pour l'histoire primitive et naturelle de l'homme, XIII, p. 356-65.
- FUCHS, E. (1883). - Une station préhistorique au Cambodge. Communication à l'association française pour l'avancement des Sciences. Session de la Rochelle, 1882. C.R.R. Scientifique, 1, p. 215-216.
- FURON, R. (1956). - Importance paléogéographique des mouvements de subsidence du Pacifique central. Procéd. Eighth. Pacific Science Congr. Vol. IIa, 891-900.
- GENTNER, W., STORZER, D. et WAGNER, G.A. (1969). - New fission track ages of tektites and related glasses. Géoch. et Cosmoch. Acta, 33, 9, 1075-82.
- GENTNER, W. et ZHRINGER, J. (1960). - Das Kalium-Argon-Alter von Tektiten. Zeitschr. Naturforsch. XVa, 2 : 93-99.
- GEZE, B. (1959). - Altération des roches et formation des sols. In La Terre, Encyclop. Pléiade, Paris, Gallimard, Ed., p. 1111.
- GLANGEAUD, L. (1943). - Evolution des magmas du massif volcanique du Mont Dore. Bull. Soc. géol. Fr., 13, 419.
- GROSLIER, B.P. (1966). - Indochine. Archaeologia. Mundi. Edit. Nagel, Genève, 1 vol. 251 p.
- GUBLER, J.
 (1930). - Nature tectonique de quelques directions orographiques du SW de l'Indochine. C.R. somm. S.G.F. 30, 15, 202-203.
 (1930). - Sur la structure géologique dans le centre du Cambodge occidental. C.R. Acad. Sc. t. 191- p. 141.
 (1933). - Traits généraux de la structure du Cambodge Nord occidental. Sa position tectonique dans le bâti de l'Indochine du Sud. Bull. Soc. géol. Fr., t. III, p. 583-597.
 (1935). - Etudes géologiques au Cambodge occidental. Bull. Serv. géol. Indochine, XXII, 2, 176 p. Hanoï.

- GUBLER, Y. et GUBLER, J. (1935). - Le granite post triasique du Cambodge et ses roches de contact. Bull. Serv. géol. Fr. IV, 801-825.
- HEEKERE, H.R. va (1948). - Préhistoric discoveries in Siam, 1943-44. Proc. Préhist. Soc. XIV, 24-32.
- HEIDER, K.G. (1960). - A pebble-tool complexe in Thailand. Asain Perspectives, II, 2, 63-67.
- HENRY, Y. (1931). - Terres rouges et terres noires basaltiques d'Indochine. Leur mise en culture. I.D.E.O. Hanoï, 1 vol.
- HILDE, T.W. et C.G. ENGEL (1967). - Age, composition and tectonic setting of the granite island, Hon Trung Lon, off the coast of south Viet Nam. Geol. Soc. of America Bull. v. 78, p. 1289-1294.
- Ho MAN TRUNG (1969). - Esquisse structurale du delta du Mékong. Discussion du problème pétrolier. Arch. géol. Viet Nam. n° 12, Saïgon, 195-211.
- HURLEY, P.M., HUGUES, W.H. et PINSON, W.H. et FAIRBAIRN, H.W. (1969). - Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperatures obtained from Alpine fault uplift in New Zealand. Geochem. et Cosmoch. Acta, v.26, 68-80.
- JALICHANDRA, N. et PITAKPAIVAN, K. (1948). - Rapports sur l'examen des dépôts bauxitiques à Kanchanaburi. Arch. Serv. Mines, Bangkok.
- JAMES, L. (1891). - L'âge de la pierre polie au Cambodge d'après de récentes découvertes. Bull. de Géographie historique et descriptive. Paris.
- JONES, N. (1949). - The prehistory of Southern Rhodesia. Museum Mem. Cambridge, n°2.
- KEMPF, A. (1928). - Rapport sur le fonctionnement du Service Océanographique des Pêches de l'Indochine en 1927-1928. Service Océanogr. Indochine, 11e note, 26 p. Saïgon.
- KIRK, H.J.C. (1964). - Igneous rocks of Sabah and Sarawak. Progress Rept. on Bull. 5 : Malaysia Borneo Region Geol. Survey. Am. Rept. for 1963, p. 82.
- KHMELEVSKAYA, L.V. (1948). - A propos du problème de la paragenèse du titane, du carbone organique et de certains autres éléments. Kokl. Ak. Nauk. SSSR, 13, n°6.
- KLOMPE, Th. H.F. (1962). - Igneous and structural features of Thailand. Geol. en Munbouw, 41e an. Juin, p.290-302.

- KOENIGSWALD, G.H.R. (1935). - Verläufige Mitteilung über das Vorkommen von Tectiten auf Java. Kon. Ak. Wetensch. Amsterdam, 38, n°3, p. 287.
- (1964). - Potassium-argon dates and early man : Trinil. INQUA, 6Th. Congr. intern. (Warsay, 1961). Report t.1, p. 325-327., 1 fig.
- KUENEN, Ph. H. (1933). - Geology of coral reefs, Geological results. Snellius Expedition. Leiden, E.J. Brill, 5, 2.
- KULP, J.L. (1961). - Geologic time scale, Sciences, 133, 1105-14.
- KUNO, H. (1959) - Origin of cenozoic petrographic provinces of Japon and surrounding areas. Bull. Volcanologique, 2, 20, p. 37-76.
- (1960). - High alumina basalt. J. Pétrol. G.B. 1, p.121-145.
- (1968). - Differentiation of basalt magmas. in "The Poldorvaart treatise on rocks of basaltic composition". Interscience publishers, London, vol. 2, p.623-688.
- LACROIX, A. (1923). - Minéralogie de Madagascar, Ed. Geogr. marit. et coloniales, vol.3, p.91 spp.
- (1933). - Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives d'Indochine. Bull. Serv. Géol. Indochine, V, t.XX, fasc.3. Hanoi, 208 p.
- (1962). - Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'Outre-Mer. Blanchard Ed., Paris, t.3, p.396.
- LACROIX, A. et BLONDEL, F. (1927). - Sur l'existence dans le Sud de D'Annam d'une pépérite résultant de l'intrusion d'un basalte dans un sédiment à Diatomées. C.R.Acad. Sci. t.184, p.1145.
- LACOMBE, P. (1964). - Cardamomes Est-Kchol. Secteur Nord. Prospection générale. Campagne 1963-1964. Rapport B.R.G.M. Arch. Serv. Mines Cambodge., 83 p. ronéoty.
- (1965). - Ratanakiri. Prospection générale. Campagne 1964-1965. Rapport B.R.G.M. Arch. Serv. Mines Cambodge. ronéot. + 7 pl. h. t.
- (1967). - Le massif basaltique de Ratanakiri et ses gisements de zircons-gemmes, son substratum, sa place en Indochine et dans le Monde. Thèse Ing. Docteur. Clermont-Ferrand, 341 p. annexes, 2 cartes h.t. ronéot.
- LAFONT, L.R. (1967). - Etudes littorales et estuariennes en zone intertropicale humide. Thèse, Faculté des Sciences, Orsay. 3 tomes, ronéot.

- LAKE, P. (1891). - The geology of south Malabar, between the Beypore and Ponnari rivers. Mém. geol. Surv. India, Vol. 24.
- LAMOTHE, R. de (1926). - Itinéraires géologiques dans le Cambodge occidental et le Laos méridional. Bull. Serv. géol. Indochine, XV, 4, 50 p. + 1 carte h.t.
- LAMOTHE, M. et ROUGERIE, G. (1962). - Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. Rev. Géomorphol. Dynam. XIII, n°s 10-11-12, p. 145-160.
- LAMOUREUX, P.E. et DINBUNNAG, N.J. (1959). - Reconnaissance of the geology and ground water of the Khorat Plateau, Thailand. U.S. geol. Survey, water supply. paper 1429, Bangkok.
- LASSERRE, M., LACOMBE, P. et SAURIN, E. (1968). - Etude pétrographique, chimique et géochronologique du granite de Bô Kham, (Cambodge oriental). Comptes rendus, t.267, p.2073-2076.
- LENEUF, N. (1959). - L'altération calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Sc. Paris 210 p.
- LEVY, P. (1954). - Recherches préhistoriques dans la région de Mlu Prei, accompagnées de comparaisons archéologiques et suivies d'un vocabulaire français-kuy. I.D.E.O. Hanoi. publication de l'E.F.E.O.
- MAIGNIEN, P. (1958). - Le cuirassement des sols en Guinée, Afrique occidentale. Mém. Serv. Carte géol. Als-Lorr., n°16.
- MAINGUY (1968). - Regional geology and prospects for mineral resources on the northern part of the Sunda shelf. Econ. Commis. for Asia and the Far East Committee for Co-ordination of joint for mineral resources in Asian offshore areas, Tech. Bull. n°1, Tokyo, 129-143.
- MALAN, B.D. (1947). - The final phase of the middle Stone Age in South Africa. Proc. Fierst Pan-African Congr. Prehist.
- MALLERET, L. (1959). - Ouvrages circulaires en terre (rouge) dans l'Indochine méridionale. Bull. Ecole Française d'Extrême-Orient, LIX, fasc.2, p.409.

- MALLET, F.R. (1881). - On the ferruginous beds associated with the basaltic rocks of north-eastern Ulster in relation to Indian latérite. Rec. geol. Surv. India, vol.14, p.1.
- MANSUY, H. (1902). - Stations préhistoriques de Samrong Sen et Long Prao. (Cambodge). Scheiner, Hanoï, 29 p. 15 pl.
- (1916). - Sur quelques Mammifères fossiles récemment découverts en Indochine (Mém. préliminaire). Mém. Serv. géol. Indochine, vol. V, fasc. 2, Hanoï.
- (1920). - Contribution à l'étude de la préhistoire de l'Indochine, I. Bull. Serv. géol. Indochine, vol.VII, fasc. 1.
- (1923). - Résultats de nouvelles recherches effectuées dans le gisement préhistorique de Samrong Sen. Mém. Serv. géol. Indochine, Vol. X, fasc. 1, 24 p., 9 pl.
- (1924). - Contribution, IV à l'étude de la Préhistoire de l'Indochine : Stations préhistoriques dans les cavernes du massif calcaire de Bac-Son (Tonkin). Mém. Serv. géol. Indochine, vol. XI, fasc. 2, 37 p. 14 pl. h.t.
- MANSUY, H. et COLANI, H. (1925). - Néolithique inférieur (Bacsonien). Néolithique supérieur dans le Haut Tonkin. Contribution VII à l'étude de la Préhistoire de l'Indochine. Mém. Serv. géol. Indochine. Vol. XII, fasc. 3.
- MARBUT, C.F. (1932). - Morphology of laterites. Second Internat. Congr. Soil Sc. Commiss., V.
- MILLOT, G. (1964). - Géologie des argiles. Masson, Ed. 499 p.
- MILLOT, G., RADIER, H., MULLER-FEUGA, R., DEFOSSEZ, M. et WEY, R. (1959). - Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., t. 12, fasc. 2.
- MOORMANN, F.R. (1961). - Les formations latéritiques du Viet Nam. Dir. Et. agron. forest. et zootechn. Saïgon, Rapport interne III, Bhea.
- MOURER, C., MOURER, R. et THOMMERET, Y. (1970). - Premières datations absolues de l'habitat préhistorique de la grotte de Loang Spean, province de Battambang (Cambodge). C.R. Acad. Sc., t. 270, 471-473.

- MOURER, C. et MOURER, R. (1969). - Note préliminaire sur la présence d'une industrie préhistorique dans la grotte de Loang Spean, province de Battambang (Cambodge), VIIIe Congr. int. sc. anthrop. et ethn. Tokyo. 1968, (en impression).
- MOVIUS, H.L. (1943). - The stone age of Burma. Trans. Americ. Phil. Soc., t. 32, n°4, 341-393.
- (1948). - The lower palaeolithic cultures of southern and eastern Asia. Trans. Americ. Phil. Soc. t.38, n°4, 325-420.
- (1955). - Palaeolithic archaeology in southern and eastern Asia, exclusive of India. Cahiers d'Histoire Mondiale, t. II, n°2-3, 257-282, 520-553.
- PATTE, E. (1924). - Etude de l'île des Cendres, volcan apparu au large de la côte d'Annam. Bull. Serv. géol. Indochine, vol. XIII, fasc. 2, 19 p. 6 pl.
- (1926). - Le flottage des ponces et l'étude du volcanisme sous-marin. Le volcanisme récent dans les parages de l'Indochine. Bull. volcanol. Napoli. 1er et 2ème trim., p. 83-85.
- (1928). - Comparaison des faunes de Mammifères de Lang Son (Tonkin) et du Se Tchouen. Bull. Soc. géol. Fr. (4), XXVIII, 55-63.
- PATON, J.R. (1959). - Jurassic/Cretaceous sediments in Malaya. Nature. v. 183 - p. 231.
- PAVIE, A. (1881). - Excursion dans le Cambodge et le royaume de Siam. Excurs. et Reconnaiss., IV, 7, Saïgon.
- PENDLETON, R.L. (1941). - Latérite and its structural uses in Thailand and Cambodia. The Geogr. Rev., XXI, n°2, p. 177-202.
- PENDLETON, R.L. et SHARASUVANA, S. (1942). - Analyses and profile notes of some laterite soils and soils with iron concretions of Thailand. Soil Sc., Vol. 54, p. 1-26.
- PENDLETON, R.L. et SHARASUVANA, S. (1946). - Analyses of some siamese laterites. Ibid., vol. 62, p. 423-440.
- PETITJOHN, F.J. (1941). - Persistence of heavy minerals and geologic age. J. Geol. Usa, 49, 610-25.

- PITAKPAIVAN, K. et SRILENAWA, R. (1967). - Post Pliocene changes of sea level in the Gulf of Thailand. Journ. Geosciences, vol. 10, p. 19, Osaka City University.
- POLEVAJA, N.I., V.D. SPRINCSON, ISOKH, E.P. LE DIN KHYU et NGUYEN, VAN TIEN (1964). - en russe : Les premières données sur l'âge absolu des roches magmatiques du Viet Nam Nord. "Mezhdunarod Geologish Kongress". XXII sess. Indija (1964). Dokl. Sovets. geologov. Problema 3, absoljut. Vozrast. Geologish. Fornacij. Moskura, Isdat. Nanka, p. 78-95.
- PRESCOTT, J.A. et PENDLETON, R.L. (1952). - Laterite and lateritic soils. Technic. communic., Commonwealth Bureau of Soil Sc. n°47.
- PRICE, P.B. et WALKER R.M. (1963). - Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. J. Geophys. Res., 68, 4847.
- (1963). - A simple method of measuring low uranium in zircons. Amer. Miner. 50, 613.
- REZANOV, I.A., NGUYEN KAN, NGUYEN. (1967) en russe. (Traits essentiels de l'Histoire du relief et de la néotectonique du N. Viet Nam). Izvest. Akad. Nauk. SSSR, Serv. geogr. n°1, 17-29, 6 fig.
- RICHARD, C. et NGUYEN An Cu (1961). - Hydrologie de la région de Hiep Hoa. Rapp. annuel Inst. Pasteur Viet Nam, Saigon, p. 100-107.
- ROE, F.W. (1955). - Radioactive age determination of West Sarawak igneous rocks : British Terr. in Borneo Geol. Survey. Dept. Ann. Rept. for 1954. p. 76-78.
- SAURIN, E. (1930). - Sur l'existence de granites post liasiques en Cochinchine et dans le Sud Annam. C.R. Ac. Sc. t.191, p.572.
- (1934). - Les formations néogènes de la vallée du Song Ba. (Sud Annam). C.R. Somm. S.G.F. fasc. 13, 5 nov. pp. 184-196.
- (1935a). - Etudes géologiques sur l'Indochine du Sud-Est (Sud-Annam), Cochinchine, Cambodge oriental). Bull. Serv. Géol. Indochine, vol. XXII, fasc. 1, Hanoï, 420 p., 15 pl. 1 carte géologique.
- (1935b). - Sur quelques gisements de tectites de l'Indochine du Sud. C.R. Ac. Sc. t. 200, n°3, pp.246-48, 14 Janv.1935.

- (1935). - La faune des dépôts marins du Quaternaire récent des environs de Cana (Sud-Annam), de Cau-Giat et de l'île des grottes (baie d'Along). C.R. somm. S.G.F., fasc. 1.
- (1937). - Les pénélaines et les formations récentes du massif Sud-Annamitique. Bull. Serv. Géol. Indochine, XXIV, 3,
- (1937). - Notice sur la feuille de Saïgon (Carte géol. Indoch. au 1/500.000). Hanoï, IDEO.
- (1939). - Notice sur la feuille de Bangkok (Carte géol. Indoch. au 1/500.000, Hanoï, I.D.E.O.
- (1942). - Notice sur la feuille de Khong (Carte géol. Indoch. au 1/500.000) Hanoï, I.D.E.O.
- (1942). - Nouveaux gisements quaternaires inférieur à Orang-Outan Houei-Hoc, Haut-Laos). C.R. Cons. Rech. Scient. Indochine, Hanoï, pp.153-157.
- (1942). - Sur l'existence d'un bassin tertiaire dans la vallée de la Nam Bang (Haut-Laos). Ibidem, pp. 157-163.
- (1944). - Les formations récentes de la moyenne Sekong. C.R. Conseil. Rech. Scient. Indochine, Hanoï.
- (1950). - *Tapirus indicus intermedius* Hooijer dans le Quaternaire Indochinois. C.R. somm. S.G.F., p.257.
- (1950). - Sondages à Haïphong. C.R. somm. S.G.F., p.273-275.
- (1951). - Etudes géologiques et préhistoriques. Bull. Soc. Et. Indoch. t. XXVI, n°4, 525-539.
- (1952). - Le cadre géologique de la préhistoire dans l'Indochine du Sud-Est (1935). Univ. Manila Journ. East Asiatic Studies. 1, 3 Manila.
- (1952). - Sur la nature géologique de quelques îles indochinoise du golfe du Siam. Bull. Océanographique, Paris, IV, n°1, pp. 11-15.
- (1956). - La Géologie de l'Indochine - VIIIe Pacific Sc. Congress. Quezon City, 1953, paru en 1956 in C.R. vol. 2, pp.313-323.
- (1953). - La Géologie du Quaternaire et les industries préhistoriques en Indochine. VIIIe Pacific Science Congress. Quezon City,
- (1955). - Notes sur les îles Paracels - Archives géol. Viet Nam, Saïgon, n°3, pp. 9-39.
- (1955). - Les îles Poulo Obi, Hon Buong et Fausse Poulo Obi. Ibidem, pp. 41-44.

- (1956). - Lexique stratigraphique International, vol. III, Asie, fasc. 6a, Indochine, Paris, C.N.R.S.
- (1957). - Notes sur quelques formations récentes du Viet-Nam méridional. Saïgon, Arc. Géol. du Viet-Nam, n°4.
- (1962). - Compléments à la notice sur la feuille de Saïgon. Serv. Géogr. Nat. Viet Nam, Dalat, 1962, p.65-79.
- (1962). - Compléments à la notice sur la feuille de Bang Kok. Serv. Géogr. Nat. Viet Nam, Dalat, pp. 27-35.
- (1962). - Compléments à la notice sur la feuille de Pak Nam. Serv. Géogr. Nat. Viet Nam, Dalat, pp. 19-22.
- (1962). - Terrasses enterrées dans les vallées du Krong Klet et du Haut Da Nhim. Ann. Fasc. Sc. Saïgon, p. 447-452, 2 fig.
- (1962). - Formations sous-marines au large des côtes du Sud Viet-Nam. Ann. Fac. Sc., Saïgon, p. 453-462, (Rés. ang.).
- (1963). - Age, d'après le Carbone 14, des terrasses marines de Ca Na (Sud-Viet Nam). C.R. S.G.F., n°1, p. 14-16.
- (1963). - Station préhistorique à Hang-Gon près Xuan-Loc (Sud-Viet-Nam). Bull. Ec. Fr. Extr. Orient. t. 51, n°2, p. 433-452. 1 fig. 9 pl. h. t.
- (1963). - Premiers éléments sur la présence de galets aménagés et de vieux Paléolithique au Cambodge. C.R. somm. S.G.F., p. 259.
- (1963). - La station préhistorique de Hang Gon près Xuan Loc. (Viet Nam). Asian Perspectives, Hong Kong, 6, 1-2, pp. 163-167. pl. 1-2 et Bull. Ecol. Fr. Extr. Orient. t. LI, fasc. 2, p. 433-452., pl. XXII-XXX.
- (1964). - Compléments à la notice sur la feuille de Khong. Serv. Géogr. Nat. Viet Nam, Dalat, pp. 47-74.
- (1964). - Le substratum de Saïgon et la formation du delta du Mékong. C.R.S.G.F., n°8, p. 306-308.
- (1965). - Terrasses littorales de Son-Hai (Province de Nihn-Thuan). Archives géologiques du Viet Nam, n°7, Saïgon.
- (1966). - Le Paléolithique du Cambodge oriental. Asian Perspectives, IX, p. 96-110.
- (1966). - Notes géologiques sur Poulo Cecir de mer in Expéditions Scientifiques, Inst. Océanogr. de Nhatrang, vol. 1, p. 123-143.
- (1967). - La néotectonique de l'Indochine. Rev. Géogr. Phys. et Géol. dynam. (2), IX, 2, 143-152.

- (1968). - Nouvelles observations préhistoriques à l'Est de Saïgon. Bull. Soc. Et. Indochine, nouv. sér., t. XLIII, n°1, p. 1-17, 3 pl. h.t.
- (1936). - SAURIN et FROMAGET. - Note préliminaire sur les formations cénozoïques les plus récentes de la chaîne annamitique septentrionale et du Haut Laos (Stratigraphie, Préhistoire, Anthropologie). Bull. Serv. Géol. Indochine, 22, 3, 48 p. 54 fig.
- (1958). - SAURIN, E. et ROCH, E. - Observations sur des formations latéritiques du Cambodge et du Viet Nam du Sud. C.R. Ac. Sc., t. 247- Paris.
- (1961). - SAURIN, E. et MILLIES-LACROIX, A. - Tectites sur 1 270 m de fond au large du Viet Nam. C.R. S.G.F. n°5, p. 128-129.
- (1964). - SAURIN, E. et CARBONNEL, J.P. - Les latérites sédimentaires du Cambodge oriental. Rev. Géogr. Phys. et Géol. dynam. Fr., t.6, n°3, pp. 241-256, 5 fig., 1 pl. h. t.
- (1965). - SAURIN, E. et NGUYEN THI TAN-ANH. - Notes sédimentologiques sur les grès des Dangrek, dans la falaise du Prah Vihear (Cambodge). Archives géologiques du Viet Nam, n°7, Saïgon.
- SAURIN, E. et NGUYEN LAN TU (1965). - Les sédiments récents du sous-sol du Cauda, Nhatrang, (Province de Khanh-Hoa). Arch. géol. Viet-Nam, n°7, p. 60-77, 5 fig.
- SCHLOESSER, M. (1903). - Die Fossilen Säugethiere Chinas nbst einer Odontographie der Recenten tilopen. Abh. K. Bayer, Akad. Wiss. II, C.I. Bd XXII.
- SCHMID, M. (1963). - Contribution à la connaissance des sols du Viet Nam : Le massif sud-annamitique et les régions limitrophes. Cah. ORSTOM Pédol., cah. n°2, p. 15-72.
- SCHMID, M., SAUCHERE, P. de la et GODARD D. (1951). - Les sols et la végétation au Darlac et sur le plateau des Trois Frontières. Arch. Rech. Agronom. n°8.
- SHEPARD, F.P. (1963). - Submarine geology. New-York, Harper and Row, Publishers, 2nd Ed, 267-268, 367-368.
- SHERMANN, G.S. et KANEHIRO, J. (1954). - Origin and development of ferruginous concretions in Hawai an latosol. Soil Sc., 77, n°1.
- SINDOWSKI (1949). - Results and problems of heavy minerals analysis in Germany. Journ. of Sedim. Petrol. 19, 1, 3-25.
- SNELLING, N.J. BIGNELL, J.D. et HARDING, R.R. (1968). - Ages of Malayan granites. Geol. en Mijnbouw, Nederl., 47, 5, p. 358-59.

- STORZER, D. et WAGNER G.A. (1969). - Correction of thermally lowered fission track ages of tektites. Earth and Planetary Sci. Letters, 5, 463-468.
- STRZETELSKI, R. et TOKARSKI, A. (1965). - Compte rendu des travaux géologiques exécutés au Cambodge du 7.11.1960 au 25.4.1961. Arch. Serv. Mines Cambodge. Phnom Penh, 31 p.dactyl.
- TAN - KIM - HUON (1963). - Géographie du Cambodge, de l'Asie des Moussons et des principales puissances, Phnom Penh, 1 vol. 294 p.
- THEILHARD de CHARDIN; P. (1937). - Notes on continental geology. Bull. geol. Soc. China. Vol. XVI, p. 209.
- (1938). - Le Villafranchien d'Asie et la question du Villafranchien. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., t. 8, 17; 325-327.
- TJIA, H.D. (1965). - Preliminary geological report of the Baruna Expedition, 1964. Djarkata, Baruna Expedition, 1, 1, sect. a, b, c : 27-49.
- (1968). - Fluvial correlates of "Daly levels". Z. geomorphol. t. 12, n°2, 194-199.
- TKATCHENKO, B. (1936). - Remarques sur les processus de latéritisation en terres grises. Bull. économ. Indochine, p.167-182.
- TRICART, J. (1960). - Compte rendu critique du cuirassement des sols en Guinée par P. MAIGNIEN, Rev. Géomorph. dyn. XI, n°s 4 - 5 - 6, p. 80.
- WILBERT, J. (1962). - Croûtes et encroûtements calcaires au Maroc. Al Awamia, n°3; p. 175-192.
- WILFORD, G.E. et KHO, C.H. (1965). - Penrissen Area, West Sarawak, Malaysia. Malaysia Borneo Region. Geol. Survey Rept. n°2, p. 139.
- WOLFENDEN, E.B. et HAILE, N.S. (1963). - Sematan and Lundu Area, West Sarawak. British Terr. in Borneo Geol. Survey, Dept. Rept. n°1, 81-84.
- YOUNG, C.C. (1932). - On the Artiodacyle from the Sinanthropus site at choukoutien. Paleontologica Sinica, 8, fasc. 2, sér.C.
- ZUBAKOV, V.A. (1967). - Geochronology of the continental pleistocene deposits. Geokhimiya, n°2, 144-154; (UDC) 550-93.

- X. (1959). - Laboratoire d'étude et de contrôle des eaux : Puits Layne de Saïgon et de Cholon.
Rapp. ann. Inst. Pasteur Viet Nam, p. 135.
- X. (1959). - Débit et caractéristiques physico-chimiques des puits Layne en service à Saïgon et à Cholon en 1959.
Ibid., p. 138-130.
- X. (1961). - Débit et caractéristiques physico-chimiques des puits Layne en service à Saïgon et à Cholon en 1961.
Ibid., p. 196-197.
- X. (1962). - Etude des eaux alunées de la plaine alluviale du Sud Viet Nam. Ibid., p. 119-131.