HAL
open science

Paléoenvironnements de dépôt et transformations post-sedimentaires des sables fauves du bassin du sais (Maroc)

Khadija Boumir

To cite this version:

Khadija Boumir. Paléoenvironnements de dépôt et transformations post-sedimentaires des sables fauves du bassin du sais (Maroc). Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 1990. Français. NNT : 1990NAN10377 . tel-01777328

HAL Id: tel-01777328

https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01777328

Submitted on 24 Apr 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE LORRAINE

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

90/463

UNIVERSITE DE NANCY I
U.F.R. - Sciences et Techniques de la Matière des Procédés
Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires

Sc N 90/377 B

THESE

présentée devant
l'UNIVERSITE DE NANCY I
pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE NANCY I
option : Géologie Sédimentaire

par

Khadija BOUMIR

UNIVERSITE NANCY BIBLIOTHEQUE-SCIENCES

PALEOENVIRONNEMENTS DE DEPOT ET TRANSFORMATIONS POST-SEDIMENTAIRES DES SABLES FAUVES DU BASSIN DU SAIS (MAROC)

Soutenue publiquement le Mardi 20 Novembre 1990 devant la Commission d'examen

JURY

MM.	J.	CLERMONTE	Président,	Université de NANCY I
	R.	MEYER	Directeur de thèse,	Université de ROUEN
	J.J.	MACAIRE	Rapporteur,	Université de TOURS
	Ch.	MANGOLD	Rapporteur,	Université de NANCY I
	M.	DURAND	Examinateur,	Université de NANCY I

BIBLIOTHEQUE SCIENCES NANCY 1
D 095 145229 7

UNIVERSITE DE NANCY I
U.F.R. - Sciences et Techniques de la Matière des Procédés
Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires

THESE

présentée devant
l'UNIVERSITE DE NANCY I
pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE NANCY I
option : Géologie Sédimentaire

par

Khadija BOUMIR

UNIVERSITE NANCY BIBLIOTHEQUE-SCIENCES

PALEOENVIRONNEMENTS DE DEPOT ET TRANSFORMATIONS POST-SEDIMENTAIRES DES SABLES FAUVES DU BASSIN DU SAIS (MAROC)

Soutenue publiquement le Mardi 20 Novembre 1990 devant la Commission d'examen

JURY

MM.	J.	CLERMONTE	Président,	Université de NANCY I
	R.	MEYER	Directeur de thèse,	Université de ROUEN
	J.J.	MACAIRE	Rapporteur,	Université de TOURS
	Ch.	MANGOLD	Rapporteur,	Université de NANCY I
	M.	DURAND	Examinateur,	Université de NANCY I

DEDICACE

A la mémoire de mon père

A toute ma famille

AVANT-PROPOS

Ce mémoire est l'aboutissement d'un travail effectué au laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires de la Faculté des Sciences de Nancy I ainsi qu'au département de Géologie de la Faculté des Sciences de Fès, et c'est grâce à la collaboration, l'aide et l'encouragement de mon entourage qu'il s'achève aujourd'hui.

Je ne pourrai oublier Mr R. KHATIB qui m'a initié à la sédimentologie à la Faculté des Sciences de Fès et m'a confié ce sujet et c'est grâce à lui que je suis aujourd'hui membre de l'équipe du laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires, je le remercie sincèrement.

Mr J. CLERMONTE m'a acceuilli dans le laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires et m'a fait l'honneur de présider mon jury,qu'il touve ici l'expression de tous mes respects et mes remerciements

Je dois remercier Mr R. MEYER qui a été mon directeur de recherche. Il n'a pas cessé de me prodiguer conseils et aide dans tous les domaines et à tous les stades de la réalisation de ce mémoire. J'ai beaucoup apprécié ses qualités scientifiques et humaines.

Mes remerciements et m'a reconnaissance s'adressent aussi à Mr M. DURAND auprès duquel j'ai trouvé aide et suggestions fructueuses. Sa visite au Saïs a constitué un tournant décisif dans la réalisation de ce travail. Aujour'hui il participe à mon jury.

Je remercie également Mr Ch. MANGOLD qui a bien voulu accepté d'être mon rapporteur et de critiquer ce travail.

Auprès de Mr J.J. MACAIRE j'ai bénéficié de sa grande connaissance en sédimentologie sur le terrain et au cours de nombreuses discussions pendant ses séjours au Maroc. Il a bien voulu se déplacer pour juger ce travail, je le remercie vivement.

Mrs R. WERNLI de l'Université de Genève, M. LAURAIN de l'Université de Paris et L. GINSBURG de l'Institut de Paléontologie de Paris ont bien voulu s'occuper des déterminations paléontologiques de mes échantillons, je les remercie infiniment.

Mr A. BACH a montré une grande disponibilité et ma considérablement aidé dans tous les domaines, au début de la réalisation de ce travail, lors de son séjours au Maroc. Je le remercie vivement.

Mes remerciements vont aussi à Mmes A. MARCHALet C. RETOURNARD ainsi qu'à Mlle S. FORTIER pour toute l'aide apportée au cours de mes séjours à Nancy et plus particulièrement lors de la dernière mise en forme et au tirage de ce mémoire

Je remercie également tous les chercheurs permanents du laboratoire de G. E. S. et mes collèques du 3ème cycle pour leur collaboration et leur acceuil sympathique et amical au sein du laboratoire ainsi que mes amis et collègues à Fès pour leur aide considérable.

Je ne pourai oublier mon mari, mes soeurs,mon fils et toute ma grande famille qui m'ont supportés tout au long de la réalisation de ce mémoire et m'ont patiemment attendu pendant mes absences à Nancy, à tous m'a profonde gratitude et mes remerciements chaleureux.

Enfin, je remercie infiniment tous ceux qui ont permis le bon déroulement de ce travail et dont les noms ne sont pas cités ici.

MERCI A TOUS.

RESUME

Les Sables fauves sont constitués d'éléments détritiques à histoire assez complexe, remaniés à partir de formations sédimentaires plus anciennes et contemporaines déposées latéralement. Les différents résultats obtenus à partir de l'étude sédimentologique effectuée sur ces sables confirment le caractère marin de cette formation.

L'âge de la série est précisé grâce à la présence de *Globorotalia crassaformis* qui donne un âge Pliocène moyen. C'est une série qui enregistre la transgression marine du Pliocène moyen (Moghrébien) induite par la montée relative du niveau de la mer à cette époque. La mer avance alors vers l'E jusque dans la région de Fès. Le bassin du Saïs constituait ainsi un golfe ouvert vers l'W sur l'océan Atlantique.

L'évolution géodynamique du bassin est liée à la poursuite de l'exhaussement des Rides sud-rifaines et le soulèvement isostasique du domaine méséto-atlasique. Par ailleurs, Le Saïs était subsident. L'érosion des reliefs jeunes sous un paléoclimat humide conduit à l'augmentation des apports détritiques. Le comblement du bassin par les apports sédimentaires, conjugué à la baisse relative du niveau de la mer à la fin du Pliocène moyen et la montée du seuil d'El Kansara à l'W, sont à l'origine du retrait définitif de la mer de ce bassin.

Après l'émersion, le paléoclimat chaud et humide a favorisé le développement d'une paléoaltération de type ferrallitique. La redistribution des oxydes de fer par la nappe phréatique et les eaux météoriques conduit à la marmorisation des sables marins qui est à l'origine de leur appellation de "Sables fauves".

Le changement du paléoclimat, qui devient plus sec, induit le dépôt de la formation fluvio-lacustre/palustre dans laquelle nous avons découvert des cellules de ponte d'Hyménoptères rapportées à l'ichnogenre *Celliforma*.

MOTS CLES : Sables fauves - Pliocène moyen - sédimentologie - paléoenvironnement - marin - paléoaltération - bassin du Saïs - Maroc.

DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS AND PALEOALTERATION OF THE "FAWN SANDS" FORMATION IN THE SAIS BASIN (MOROCCO)

ABSTRACT

The "Fawn sands" are constituted of detrital elements of quite complex history, reshaped from older and contemporaneous sedimentaries latterally setteled. The different results obtained from the sedimentologic study excecuted on these sands confirm the marine nature of this formation.

The age of sequence is specified by the *Globorotalia crassaformis* that gives middle Pliocene age.It's a series that registers the marine transgression of the middle Pliocene ("Moghrebien") caused by the relative rise in sea level in this era. The sea enters then into the region of Fez. The Sais basin constituted thus an open gulf to the west on the Atlantic ocean.

The basin geodynamic evolution is releted to the rise of the south-rif Ridges and the isostasic uplift of the meseto-atlasic domain. By another way, the Sais basin had been subsiding. The erosion of the young reliefs under a humid paleoclimate leads to an increase of the detritic supplies. The filling up of the basin by sedimentary supplies associated with the lowering of relative sea level during the late middle Pliocene and the rise again of the El Kansara limit are the cause of the final sea recession of this basin.

After the emersion, the warm and humid paleoclimate favoured the development of a ferralitic paleoalteration. The redistribution of the iron oxides by the phreatic and meteoric waters caused the marine sands marmorosis which allowed these sands to bee called "Fawn sands".

The paleoclimate change, which becomes drier, induced continental deposit in which we have discovered larval Hymenopetra cells belonging to the ichnogenus *Celliforma*.

KEY WORDS : Fawn sands - middle Pliocene - sedimentology - paleoenvironment - marin - paleoalteration - Sais basin - Morocco.

CHAPITRE I

GENERALITES

I- LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

Le bassin du Saïs constitue la partie médiane du Sillon sud-rifain. Ce dernier appelé aussi couloir ou détroit sud-rifain est une dépression qui s'étend de l'Atlantique à l'W au détroit de Taza à l'E. Elle se prolonge jusqu'à la Méditerranée par le couloir de Taza-Oujda (Fig. 1). Le Sillon sud-rifain s'est formé au Miocène supérieur après effondrement des bordures septentrionales de la Méséta occidentale et du Causse moyen-atlasique. Il se caractérise par sa situation entre deux grands domaines très différents:

- au N, le Rif qui est une chaîne alpine dont l'histoire s'étend du Trias au Miocène supérieur. Il est caractérisé par des charriages, l'acquisition d'une schistosité et un métamorphisme, tous liés au cycle alpin;

- au S, le Maroc Central à socle paléozoïque structuré par la tectonique hercynienne et le Causse moyen-atlasique à matériel essentiellement calcaire et dolomitique du Jurassique peu déformé.

Le bassin du Saïs qui fait l'objet de ce travail est limité à l'E par la vallée de l'Oued Sebou (E de Fès) et à l'W par celle de l'Oued Beht, qui le sépare de la région des Zemmours-Mamora (Fig. 2). Il fait environ 100 Km d'E en W et 30 Km du N au S dans la région de Meknès. Il se rétrécit nettement en allant vers l'E pour se fermer au niveau de Taza (Fig. 1).

Le bassin du Saïs est constitué de deux unités structurales : le plateau de Meknès à l'W de l'escarpement d'Aïn Taoujdat (Fig. 2) et la plaine du Saïs à l'E. Entre les deux existe une dénivellation d'environ deux cent mètres (500 à 700 m à l'W et 400 à 500 m à l'E). Le climat du bassin est du type méditerranéen, défini essentiellement par la combinaison d'une saison sèche correspondant à la période chaude de l'année et d'une saison humide et froide.

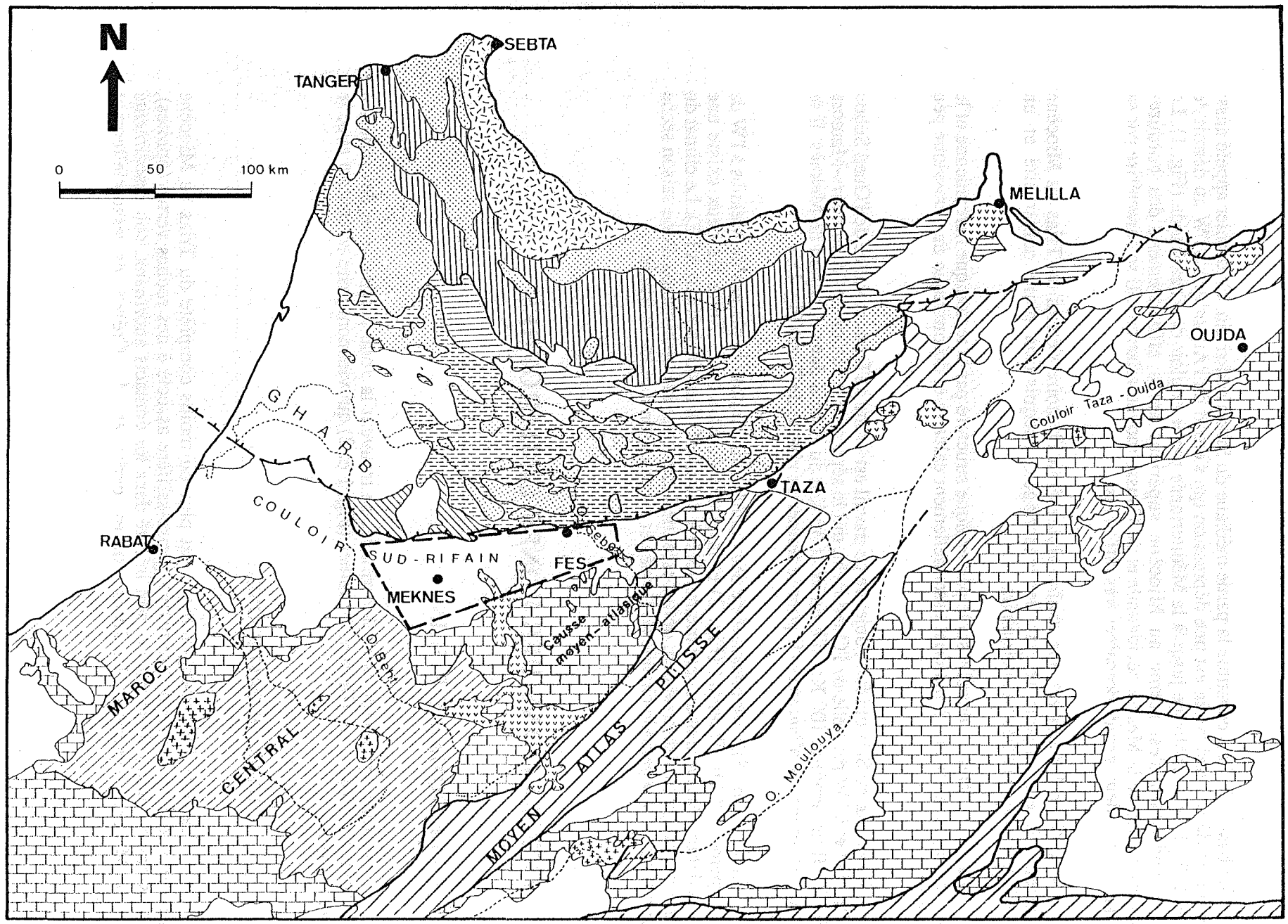
II - FORMATIONS DES ZONES LIMITROPHES

A - LE DOMAINE RIFAIN

A la limite externe de la chaîne rifaine, se trouvent la zone prérifaine et des reliefs à matériel mésozoïque : les Rides sud-rifaines (Fig. 1 et 2) qui viennent juste en contact avec le bassin du Saïs.

1 - LA ZONE PRERIFAINE

La série lithostratigraphique est plus ou moins complète du Trias au Miocène supérieur. Le Trias est de nature marno-gypso-salifère associé à des roches vertes (ophites), parfois des dolomies. Il se trouve, soit injecté dans les contacts anormaux, soit resédimenté dans le Miocène supérieur. Le Jurassique est carbonaté. Le Crétacé est essentiellement marneux.


N
0
50
100 km
SEBTA
TANGER
MELILLA
OUJDA
Couloir Taza - Oujda
TAZA
GHARB
COULOIR
RABAT
SUD-RIFAIN
FES
MEKNES
O. Sebou
Causse moyen-atlasique
MAROC
CENTRAL
O. Beht
MOYEN
ATLAS
PLISSE
O. Moulouya

LEGENDE:

- Zones internes
- Zones intrarifaines
- Zones mésorifaines
- Zones prérifaines
- Unités "flottantes"

} Zones externes } RIF

- Rides sud-rifaines
- Basaltes néogènes et quaternaires
- Couverture néogène
- Couverture secondaire et tertiaire tabulaire
- Couverture secondaire plissée
- Substratum paléozoïque
- Principaux granites hercyniens
- "Front" des nappes rifaines
- Secteur étudié

Fig. 1 - Localisation du secteur étudié sur la carte structurale du Maroc au 1/2 000 000 simplifiée, publiée en 1982.

L'Eocène et l'Oligocène sont marno-calcaires à silex puis argileux. Le Miocène inférieur est marneux et se termine par un complexe chaotique à matrice qui est bien représenté dans la partie externe de la chaîne. Le "front" ou limite sud de ce complexe prérifain disparaît sous les marnes du Miocène supérieur du Sillon sud-rifain. Cette disposition du complexe au sein du Miocène permet de distinguer un Miocène "anté-nappe" d'un Miocène "post-nappe" dans la zone prérifaine. Tous les géologues du Rif sont d'accord sur le concept du complexe prérifain mais il y a divergence en ce qui concerne la signification géodynamique et l'origine des séries prérifaines.

2 - LES RIDES SUD-RIFAINES

Ce sont des reliefs qui dominent les dépôts néogènes du Sillon sud-rifain. Ils ont été étudiés par J.C.FAUGERES (1978, p. 2) qui leur avait donné le nom de "Rides sud-rifaines, terme géographique qui évite toute confusion avec les unités structurales prérifaines dont elles se distinguent paléogéographiquement et tectoniquement".

La série des Rides sud-rifaines débute par un Lias calcaire se terminant par un Toarcien marneux. Le Dogger est détritique terrigène, avec les grès estuariens de Zerhoun qui indiquent l'émersion de la région. Le Crétacé au N de Zerhoun est identique à celui du Prérif. Il est transgressif et débute à l'Albien par des conglomérats suivis de marnes, de lumachelles et de marno-calcaires. A la limite Crétacé-Paléocène, des calcaires phosphatés coiffés par un faciès siliceux marquent le maximum de la transgression. Le cycle se termine par une sédimentation littorale au cours du Paléocène suivie d'une émersion.

Le Miocène moyen-supérieur débute par des calcaires marins bioclastiques ("Molasse inférieure") suivis de marnes et argiles continentales, puis de calcaires bioclastiques ("Molasse supérieure"). Le Miocène supérieur se termine par des marnes blanches surmontées de marnes bleues du Sillon sud-rifain. La série se poursuit par des marnes sableuses, des sables et grès à grandes coquilles du Pliocène inférieur (J.C.FAUGERES, 1978 et 1981).

B - LE DOMAINE MESETO-ATLASIQUE

La partie de ce domaine qui vient en contact avec le bassin du Saïs est constituée du Causse moyen-atlasique à l'E et de la terminaison nord-orientale du Massif hercynien central à l'W (Fig. 1 et 2).

1 - LE MASSIF HERCYNIEN CENTRAL

C'est le plus étendu des affleurements hercyniens de la Méséta marocaine. Au NE, il est recouvert par les dépôts triasiques et liasiques du Causse moyen-atlasique. Le Paléozoïque apparaît sous forme de boutonnières le long de la bordure N de ce dernier. Tout à fait au NE, on trouve le massif de Tazzéka à l'W de Taza. Au N, le Paléozoïque du Massif hercynien central plonge sous les formations néogènes du Sillon sud-rifain. Il est visible au N d'Agouraï dans la vallée de l'Oued El Kell.

La série paléozoïque du Massif hercynien central débute par l'Ordovicien et se termine par le Permien.

- **Ordovicien** : il est caractérisé par une sédimentation détritique fine (pélites, grès fins et quartzites) qui devient grossière à l'Ashgillien. Ces dépôts grossiers sont représentés par des grès, des quartzites et des argilites microconglomératiques à grains de quartz arrondis, millimétriques, et à blocs de grès et de quartzites. Ce dernier faciès est qualifié de faciès périglaciaire (J.DESTOMBES,1968). L'étude exoscopique de ces grains de quartz a permis de déceler un épisode éolien périglaciaire suivi d'un séjour marin (N.HAMOUMI,1984).

- **Silurien** : dans tout le Maroc il se présente sous un même faciès : schistes noirs et phtanites à Graptolites.

- **Dévonien** : il est caractérisé par des dépôts détritiques (grès et pélites) à intercalations carbonatées.

- **Carbonifère** : dans le Massif hercynien central, les affleurements du Carbonifère sont de loin les plus étendus. Ils sont caractérisés par des dépôts détritiques (grès, pélites et conglomérats) avec des épisodes carbonatés.

- **Permien** : caractérisé par une série volcano-sédimentaire.

Cette série paléozoïque du Massif hercynien central est essentiellement structurée pendant l'orogenèse hercynienne, qui a débutée probablement au Dévonien et s'est achevée au Permien. Cette déformation est accompagnée de métamorphisme et mise en place de massifs intrusifs (Zaer, Oulmès, Ment, ...). Les structures sont en général de direction NE-SW.

2 - LE CAUSSE MOYEN-ATLASIQUE

Le Paléozoïque du Plateau central est recouvert en discordance majeure, dans sa partie NE, par le Trias et le Lias.

Le Trias se présente sous forme d'argilites, siltites et grès rouges débutant localement par un conglomérat à galets empruntés au socle paléozoïque. Au sein de cette formation sédimentaire, s'intercalent d'importants épanchements basaltiques à texture généralement doléritique. Un niveau sédimentaire carbonaté d'épaisseur réduite (5 m au maximum) est en permanence associé à ces basaltes (D. OUARHACHE, 1987).

Le Trias passe par des niveaux marneux jaunes aux calcaires et dolomies du Lias inférieur et moyen.

Le Causse moyen-atlasique est peu tectonisé. La tectonique s'y manifeste par des plis à grand rayon de courbure et des failles de direction NE-SW (direction hercynienne). Sa bordure septentrionale correspond à un escarpement d'origine tectonique (J. MARTIN, 1981): escarpement de flexure à l'E, escarpement de faille au centre et ligne de broyage à l'W. Le Trias et le Lias passent donc sous la couverture néogène du bassin du Saïs où ils ont été retrouvés par sondage.

Le Lias du Causse moyen-atlasique est percé de volcans plio-quaternaires dont les laves arrivent parfois jusque dans le bassin du Saïs (Outqui et El Koudiat).

N
0
10
20 km
O. Sebou
FES
A. TAOUJDATE
MEKNES
O. Beht

LEGENDE

- Quaternaire
- Travertins du quaternaire moyen
- Basaltes quaternaires
- " Calcaires lacustres " du Saïs
- Sables fauves pliocènes
- Grès et sables messiniens
- Marnes bleues du Tortonien
- Miocène moyen
- le Prérif
- Crétacé - Eocène
- Rides sud - rifaines
- Calcaires et dolomies liasiques du Causse moyen-atlasique
- Argiles et basaltes triasiques
- Socle paléozoïque
- Front de la nappe prérifaine
- Faille

Fig. 2 - Carte géologique du bassin du Saïs (inspirée de la carte géologique de la chaîne rifaine au 1/500 000, édition 1980).

Série néogène du Saïs	P. TALTASSE 1953	G. CHOUBERT 1965	G. BEAUDET 1969	H. FEINBERG 1978	J.C. FAUGERES 1978	J. MARTIN 1981	P. CIRAC 1985	R. WERNLI 1986
Calcaire lacustre	Pliocène	"Saïssien"	Villaf. moyen	Pliocène	Pliocène supérieur	P. sup. (Calc. sup).	Pliocène	Pliocène supérieur
						P. moy. (S.F)		
Sables fauves		Pliocène	Villaf. inférieur	Messinien	Pliocène inférieur	P. inf. (Calc. inf.)	inférieur	Pliocène moyen
Silts et grès	Faciès "Sahélien"		Pliocène			Messinien Tortonien	Miocène terminal	Pliocène inf.
Marnes bleues	Tortonien	Tortonien	Miocène terminale	Tortonien	Miocène terminal			Messinien Tortonien

Tab. 1 - Les différents âges qui furent proposés pour les formations du bassin du Saïs.

Villaf. : Villafranchien
P. : Pliocène
S.F. : Sables fauves

III - TRAVAUX ANTERIEURS SUR LES SABLES FAUVES DU BASSIN DU SAIS

A - LA SERIE NEOGENE DU BASSIN DU SAIS

Elle débute par des faciès transgressifs (conglomérat, grès, calcaire bioclastique) qu'on appelle dans la région "molasse de base". Au-dessus vient une épaisse série de Marnes bleues ou grises. L'épaisseur de ces marnes augmente du S au N, et elle atteint son maximum aux pieds des Rides sud-rifaines où elle peut atteindre 1000 m d'épaisseur (sondage de Douyet, x = 523,5 / y = 382,5). Par endroit, les Marnes grises sont surmontées de Silts jaunes. Cette série se termine par les Sables fauves puis les formations continentales du Saïs.

B - LES SABLES FAUVES

L'appellation de "Sables fauves" (P. TALTASSE, 1953) est en liaison avec leur coloration qui est variable: rouge, brun, jaune, ocre, ...

La paléogéographie postérieure au dépôt des Marnes bleues ainsi que l'âge des Sables fauves et des Calcaires lacustres, dans le bassin du Saïs, sont diversement interprétés par les chercheurs qui se sont intéressés à cette région (Tab. 1 et 2).

D'après G. CHOUBERT (1945), les grès qui se trouvent au- dessus des Marnes grises au N de Meknès (plateau d'Ourzirha) sont des grès terminaux tortoniens passant aux grès rouges pontiens. Il distinque deux phases de sédimentation lacustre; une pontienne et une pliocène. En 1965, l'auteur introduit le terme "Saïssien" comme nom d'étage pour tous les Calcaires lacustres qui recouvrent en discordance les grès et sables du Pliocène marin de la région de Fès-Meknès. Le "Saïssien" est encadré par le Pliocène marin et la transgression moghrébienne (équivalent du Villafranchien inférieur).

Pour P. TALTASSE (1953), le Pliocène marin n'existe pas à l'E de la vallée de l'Oued Beht. La régression serait astienne dans la région de Fès-Meknès. Les Sables fauves seraient du Pliocène continental. C'est une formation qui ne dépasse pas Aïn Taoujdat vers l'E. Elle s'est mise en place par épandage fluviatile d'origine mésétienne. Sur le plateau de Meknès, les Calcaires lacustres surmontent, par une surface ondulée, les Sables fauves. Alors qu'entre Sbaâ Youn et Aïn Taoujdat, il y a une intercalation des deux faciès ce qui implique un passage latéral de faciès.

En 1954, J. MARGAT et P. TALTASSE datent du Pliocène des sables, grès coquilliers et lumachelle transgressifs sur le Vindobonien marneux. Au NE de Meknès, ces dépôts reposent sur la formation lacustre de la plaine de Fès (équivalent des "Calcaires lacustres inférieurs") qui est Pliocène. La limite orientale de ce golfe pliocène se situerait entre Aïn Taoujdat et Fès où les sables peuvent atteindre une centaine de mètres d'épaisseur.

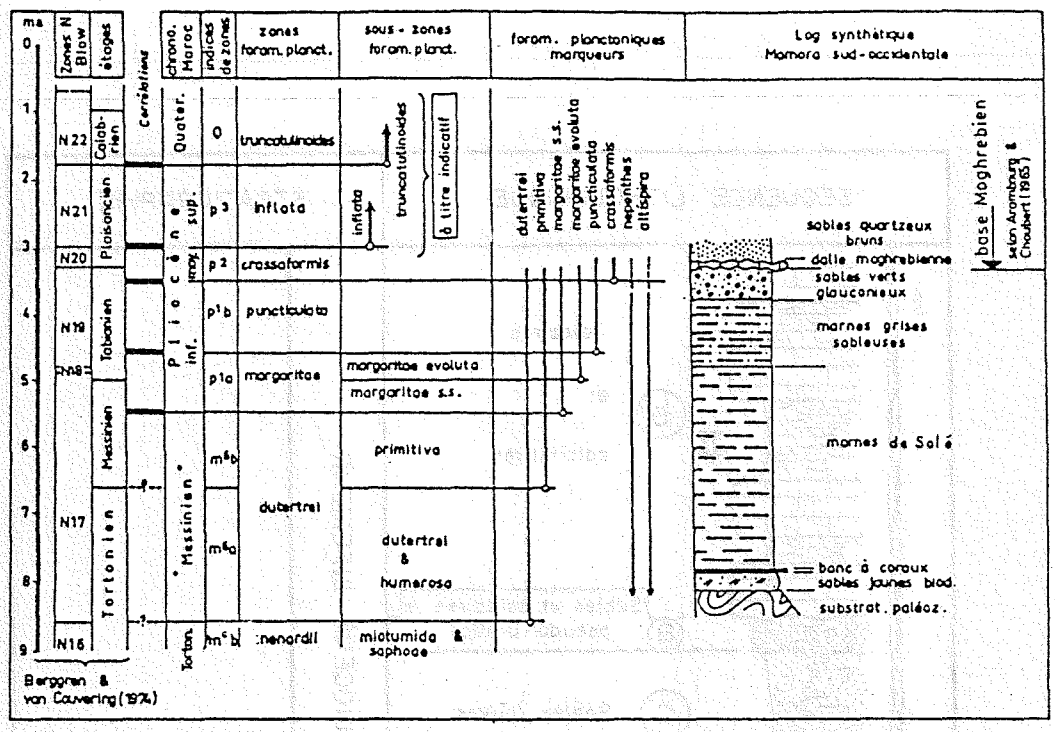
G. BEAUDET (1969), ne trouve pas de séparation nette entre les dépôts marins et les Sables fauves qu'il attribue au Villafranchien inférieur. Après le retrait de la mer pliocène, il y avait apport de sédiments fins arrachés au Plateau central et qui a donné la formation des Sables fauves. La partie supérieure de ces Sables correspond à un sol ferrugineux qui s'est développé après leur dépôt. Les Calcaires lacustres sont datés du Villafranchien moyen.

Année	Auteur (s)	Milieu du dépôt proposé
1953	P. TALTASSE	plaine d'inondation, delta
1954	P. TALTASSE et J. MARGAT	continental
1965	G. CHOUBERT	marin
1969	G. BEAUDET	fluviatile
1978	J.C. FAUGERES	marin
1978	H. FEINBERG	marin
1981	J. MARTIN	fluviatile
1985	P. CIRAC	littoral à sub-continental
1986	R. WERNLI	marin de plate-forme

Tab. 2 - Les environnements du dépôt proposés pour les Sables fauves.

Pour H. FEINBERG (1978), la limite tortono-messinienne correspond à un épisode détritique. Au Messinien existaient des récurrences de sédimentation marine dans le bassin du Saïs (Sables fauves). Avant le sommet du Messinien, les communications entre la Méditerranée et l'Atlantique ont cessé complètement. Dès le début du Pliocène inférieur, il y avait régression vers l'W. La mer pliocène ne dépassait pas la vallée de l'Oued Beht. Cette évolution particulière du bassin du Saïs est en relation avec la surrection du horst de l'Oued Beht et des Rides sud-rifaines.

R. WERNLI (1979) a établi une biozonation dans la région de la Mamora , qu'il propose comme référence pour le Maroc septentrional (Tab. 3). Récemment (1986), l'auteur a étudié la faune des Sables fauves. Dans ceux de la région de Meknès, la faune benthique autochtone indique un milieu de plate-forme interne. Les foraminifères planctoniques indiquent un âge Pliocène moyen (p^2). Ils sont donc contemporains de la "dalle moghrébienne" et des Sables verts glauconieux de la région de Rabat (R. WERNLI, 1979), c'est la zone à *Globorotalia crassaformis*. Dans le Sillon sud-rifain, il n'y a pas de transgression pliocène mais une lente régression à partir du sommet du Pliocène inférieur et durant la base du Pliocène moyen. En certains endroits, il n'y a pas de témoins de cette série régressive. A Moulay-Yacoub (NW de Fès), il y a une continuité des faciès pélagiques entre le Miocène et le Pliocène. La mer du Pliocène inférieur, déposant des faciès pélagiques, arrivait au moins jusqu'à Fès mais ses témoins sont exceptionnels à cause du ravinement par la mer des Sables fauves (p^2). Les fonds marins devaient donc être assez tourmentés à la limite mio-pliocène . La mer moghrébienne transgresserait jusque dans la région de Meknès sous des faciès peu profonds; elle déposerait alors les Sables fauves qui illustrent le stationnement ultime de la mer p^2. Au Pliocène supérieur (p^3), il y avait dépôt des calcaires lacustres du Saïs.



Tab. 3 - Stratigraphie du Miocène terminal et du Pliocène dans la Mamora sud-occidentale : biozonation et corrélation avec les travaux de BERGGREN et VAN COUVERING (1974) (d'après R. WERNLI, 1979).
----- : corrélation directe
- ? - : corrélation incertaine

Pour P. CIRAC (1985), les "sables à matrice carbonatée" dont l'épaisseur est maximale à l'W du bassin, disparaissent dans la région de Fès à l'E. Ces derniers passent aux Sables fauves qui représentent un faciès littoral à sub-continental. Ils sont limités entre Meknès et l'Oued Beht. Il leur attribue un âge pliocène inférieur (fig. 3).

Pour J. MARTIN (1981), le "Calcaire supérieur" a été daté grâce à des micromammifères du Pliocène supérieur (J.J. JAEGER, in J. MARTIN, 1981). A la suite de cette datation, J. MARTIN (1981) a attribué l'âge Pliocène moyen au Sables fauves et Pliocène inférieur aux "Calcaires inférieurs".

A la suite d'une étude des formations récifales du Miocène du sillon sud-rifain et du couloir de Taza-Oujda, J.P. SAINT MARTIN (1987) signale la prédominance des Porites qui témoigneraient d'une persistance de communications entre la Méditerranée et l'Atlantique durant au moins une partie du Messinien.

IV - OBJECTIF DE L'ETUDE

Après cet aperçu historique sur les Sables fauves il paraît évident que de nombreux problèmes d'ordre sédimentologique et stratigraphique sont posés par cette formation. Le présent travail a été réalisé dans le but de reconstituer le (ou les) paléoenvironnement(s) de dépôt des Sables fauves et de préciser les relations stratigraphiques qui existent entre ces sables et les formations qui les encadrent.

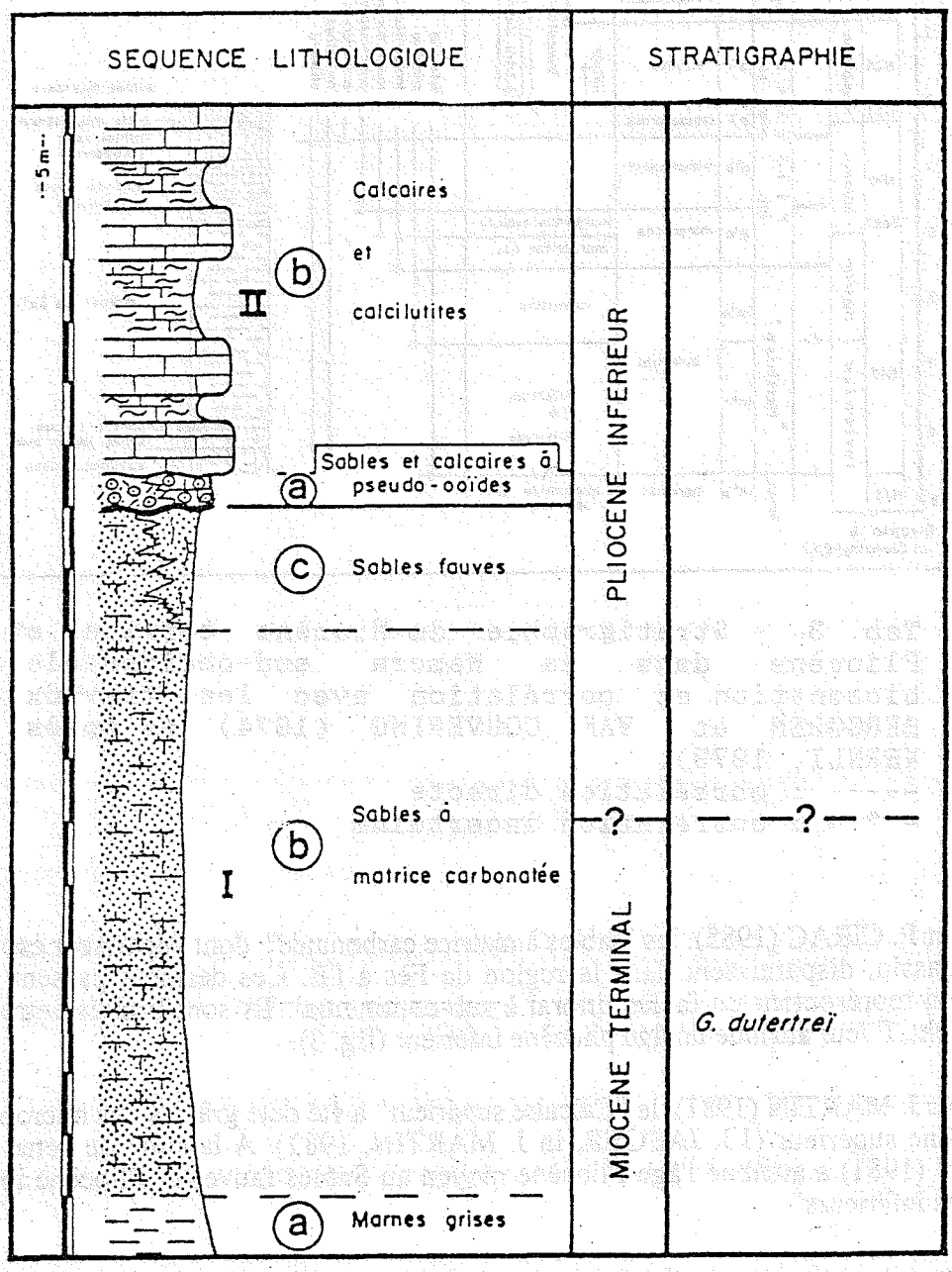


Fig. 3 - Coupe synthétique du Néogène supérieur de la région du Saïs : séquence et chronologie (proposée par P. CIRAC, 1985).

CHAPITRE II

METHODES

ET TECHNIQUES UTILISEES

I - INTRODUCTION

Les Sables fauves du Saïs, comme leur nom l'indique, correspondent à une formation détritique terrigène le plus souvent meuble et versicolore. Les méthodes d'études, aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire, sont nombreuses et variées. Celles choisies pour ce travail répondent le mieux aux problèmes posés.

II - ETUDE SUR LE TERRAIN

A - MESURES DES PENDAGES DES STRATIFICATIONS OBLIQUES

Les stratifications obliques sont les structures directionnelles les plus abondantes dans la formation étudiée. Dans les travaux antérieurs sur les Sables fauves, aucune étude concernant ces structures sédimentaires n'a été faite. Leur intérêt dans la reconstitution des paléocourants et des paléoenvironnements nous a incité à les examiner en détail. Différents types ont été reconnus et comparés à ceux décrits par divers auteurs (J.R.L. ALLEN, 1963 et 1982 ; A.V. JOPLING, 1963 et 1965 et R.G. WALKER, 1984) .

La majorité des mesures de pendages dans les faisceauxde stratifications obliques ont été faites dans des carrières qui sont malheureusement concentrées dans la région de Meknès. De plus, la mauvaise consolidation des sables et la redistribution des oxydes par la nappe phréatique ont rendu difficile, dans certains cas, la mesure des orientations des stratifications obliques.

Les mesures provenant de feuillets pentés à moins de 10° n'ont pas été pris en compte, il en a été de même pour les faciès dont la granulométrie est anormalement fine, les surfaces de ravinement et les feuillets moulants de telles surfaces ou des obstacles (M.DURAND, 1978).

B - TRAITEMENT DES MESURES OBTENUES

Les méthodes de traitement des mesures de stratifications obliques sont très variées. Celle utilisée consiste à déterminer la bissectrice de la dispersion maximale. C'est une méthode préconisée par P. WURSTER (1963 et 1964).

Quand ce dernier multipliait les mesures de pendages de feuillets sur un même affleurement des Grès à roseaux (Keuper moyen d'Allemagne occidentale), la dispersion des azimuts atteignait rapidement une valeur limite proche de 180°. La bissectrice de cet angle indique la direction locale des paléocourants. Cette méthode est applicable aux formations sédimentaires détritiques.

En pratique on utilise un diagramme circulaire ou canevas polaire équisurface (fig 4) sur lequel on tient compte de la direction, du pendage et du sens de l'inclinaison des feuillets (M. DURAND, 1978).

En terrain basculé, dont l'orientation et la valeur du basculement sont connues, on fait la correction du pendage des feuillets à l'aide du canevas de Wulff. Dans ce cas il ne faut pas négliger les valeurs faibles. Cependant, après restitution de l'orientation initiale des feuillets, on rejette les valeurs inférieures à 10°.

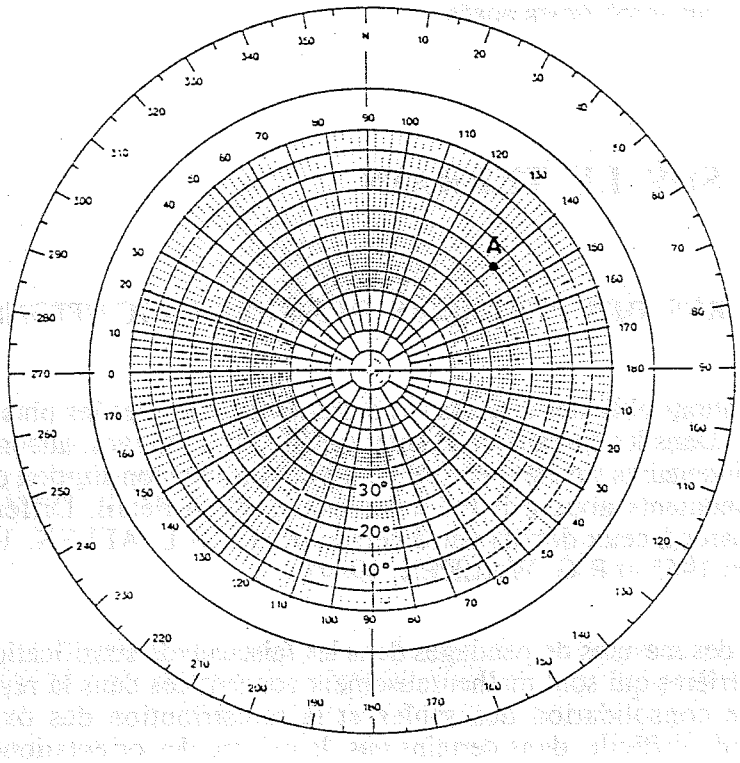


Fig. 4 - Diagramme circulaire utilisé pour le report du pendage des feuillets.

Exemple : un feuillet N140, 20°SW est reporté à l'intersection du diamètre gradué 140 (graduation interne) avec le cercle correspondant à une inclinaison de 20° (pôle A) (d'après M. DURAND, 1978).

C - ETUDE DES GALETS

Après un examen de détail des galets : première reconnaissance de leur nature pétrographique, leur forme, leur surface (lisse, perforée, encroûtée de balanes et d'huîtres), une étude de leur taille a été faite.

La méthode utilisée est celle du plus gros galet moyen. C'est une méthode mise au point par F. FORCHE (1936, *in* M. DURAND, 1978) et qui a été modifiée par M. DURAND (1978). Cette méthode consiste à mesurer la plus grande dimension du cinquième galet (L5) parmi les dix plus gros galets rangés en ordre décroissant. C'est une méthode facile et qui a l'avantage d'être applicable sur n'importe quel type d'affleurement.

Les résultats sont représentés sur des cartes sous forme de cercles proportionnels à L5. L'évolution de la taille des galets permet de retouver, dans certains cas, l'origine des éléments (M. DURAND, 1978). Cependant, du fait de la pauvreté des Sables fauves en galets et du nombre restreint d'affleurements à galets, l'application systématique de la méthode n'est pas possible.

III - ANALYSE AU LABORATOIRE

L'étude sur le terrain est complétée par une analyse d'échantillons au laboratoire. Les étapes de cette analyse sont résumées sur le tableau 4.

A - ETUDE DES GALETS

Des études petrographiques ont été effectuées sur des lames minces taillées dans des galets provenant de diverses régions du Saïs. Cette étude a été effectuée dans le but de retrouver la zone nourricière.

B - ETUDE DES SABLES

1 - ASPECT DU MATERIEL DETRITIQUE A LA LOUPE BINOCULAIRE ET AU MICROSCOPE OPTIQUE

Après lavage sur tamis 50 µm, les sables sont observés à la loupe binoculaire pour une première reconnaissance des éléments. Des lames minces ont été taillées dans les niveaux indurés (80 lames). Leur examen permet de déceler la nature minéralogique du matériel détritique, la reconnaissance des grands groupes de bioclastes , l'évolution diagénétique de ce matériel, et la nature de la phase de liaison.

2 - GRANULOMETRIE

Des analyses granulométriques ont été effectuées pour 100 échantillons suivant le procédé indiqué sur le tableau 4. Les résultats de l'analyse granulométrique sont traduits par un certain nombre de paramètres et de représentations graphiques (K. BOUMIR, 1987).

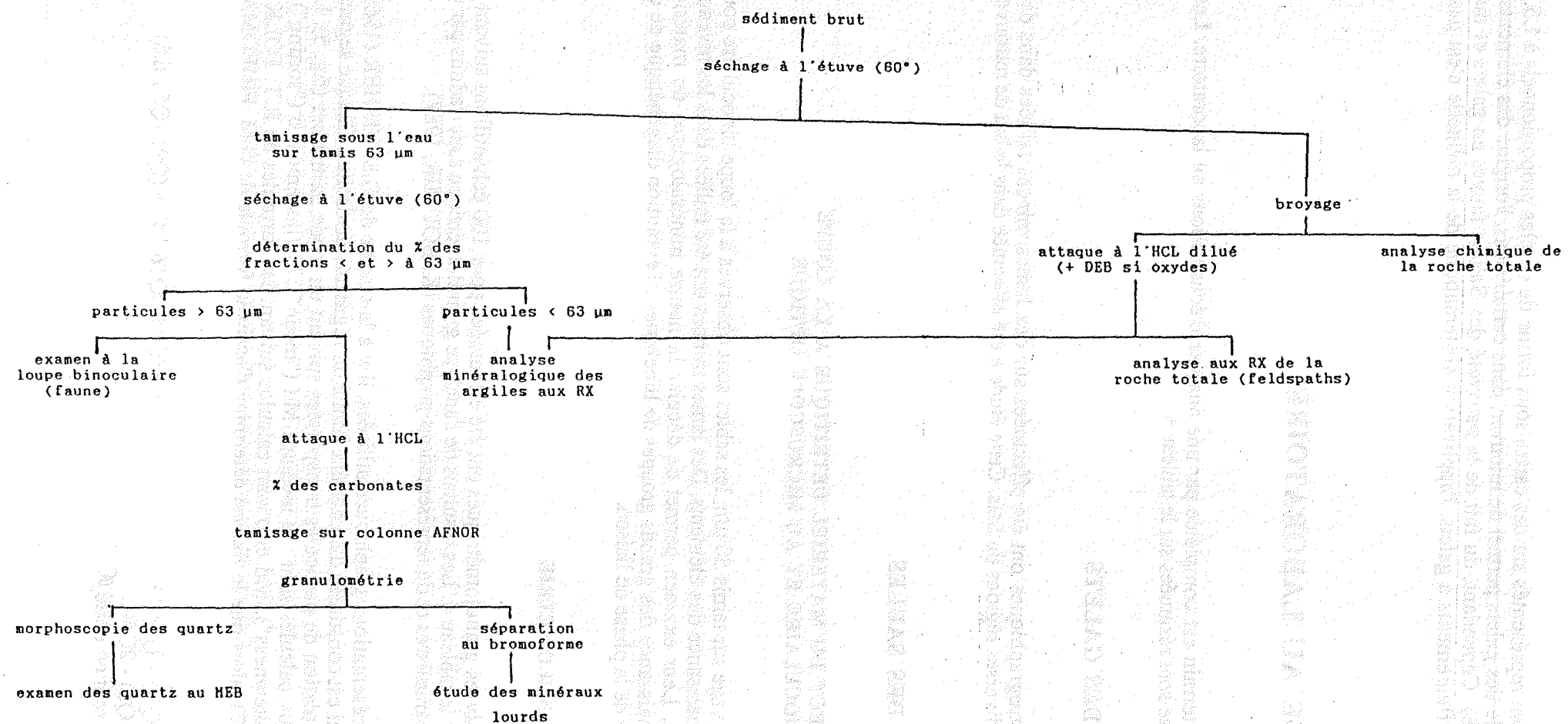
Parmi les représentations graphiques utilisées, il y a la courbe de G.S. VISHER (1969). C'est une courbe qui est constituée d'un nombre limité de segments de droites. Chaque segment représente une population de particules transportées suivant un mode particulier (fig. 5). Les paramètres texturaux calculés sont : la médiane Md ("mean"), le classement σ ("sorting") et l'asymétrie Sks ("skewness"). Md et σ sont calculés suivant les formules de R.T. FOLK et W.C. WARD (1957), alors que le Sks est déterminé d'après la formule de G.M. FRIEDMAN (1967).

$Md = Q16 + Q50 + Q84 / 3$

$\sigma = (Q84 - Q16 / 4) + (Q95 - Q5 / 6,6)$

$Sks = (Q95 + Q5) - 2Q50$

Md, σ et Sks sont en unité ϕ.



Tab. 4 - Schéma des analyses effectuées au laboratoire.

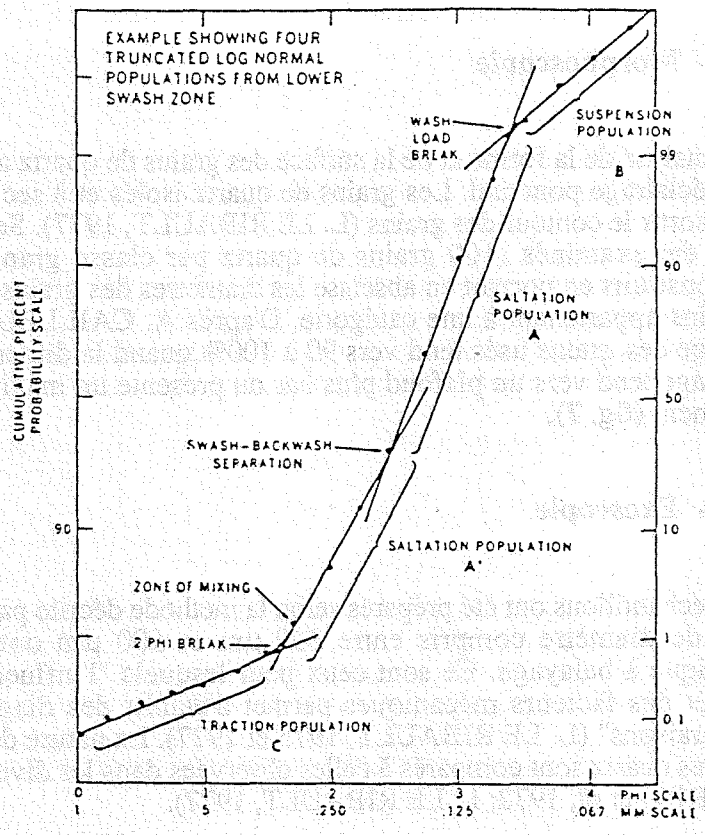


Fig. 5 - Courbe de distribution granulometrigue et mode du transport des "populations élémentaires" (d'après G.S. VISHER, 1969).

3 - LES MINERAUX LOURDS

Après tamisage, on isole les stocks granulométriques suivants :
- fraction A : 0,315 - 0,500 mm
- fraction B : 0,160 - 0,315 mm
- fraction C : 0,063 - 0,160 mm

Chacune de ces fractions a subi une séparation au bromoforme dont la densité est égale à 2,890 à 20°C (A. PARFENOFF et *al*, 1970). Les minéraux lourds sont montés entre lame et lamelle afin de les déterminer au microscope polarisant. Seule une étude qualitative a été faite, la détermination quantitative n'est pas significative dans le cas des sables étudiés à cause de la présence, autour des grains, d'une pellicule d'oxydes de fer qui leur donne un aspect d'opaques.

L'étude de la fraction lourde des sédiments permet parfois de retrouver l'origine des apports et d'obtenir, dans certains cas, des éléments pour les reconstitutions paléogéographiques.

4 - ETUDE DES GRAINS DE QUARTZ

a - Morphoscopie

L'analyse de la forme et de la surface des grains de quartz a été faite à la loupe binoculaire sous un éclairage ponctuel. Les grains de quartz isolés et à sec sont placés sur un fond noir qui fait ressortir le contour des grains (L. LE RIBAULT, 1977). Selon cette méthode, 40 échantillons ont été examinés (100 grains de quartz par classe granulométrique). Des graphiques ont été construits en portant en abscisse les diamètres des grains et en ordonnées le pourcentage des grains appartenant à une catégorie. D'après A. CAILLEUX et J. TRICART (1959), le pourcentage des grains usés tend vers 90 à 100% quand la dimension croît (fig. 6). Lorsque ce pourcentage tend vers un plafond plus bas ou présente un maximum, cela signifie qu'il y a un remaniement (fig. 7).

b - Exoscopie

34 échantillons ont été préparés selon la méthode décrite par L. LE RIBAULT (1975). Les quartz de diamètre compris entre 300 µm et 500 µm ont été examinés au microscope électronique à balayage. Ce sont ceux pour lesquels "l'influence respective des facteurs chimiques et des facteurs mécaniques permet d'établir des diagnostics fiables en autorisant des comparaisons" (L. LE RIBAULT, 1975 et 1977). La nature des figures et traces qui apparaissent sur les quartz sont comparés à celles observées dans les divers environnements naturels (L. BARBAROU et *al*, 1972; L. LE RIBAULT, 1977).

C - ETUDE DE LA FRACTION ARGILEUSE

Des lames orientées de particules argileuses (40 échantillons) ont été préparées à partir de la fraction inférieure à 63 µm ou après broyage de la roche totale (Tab. 4). Après décarbonatation avec l'acide chlorhydrique dilué et élimination des oxy-hydroxydes de fer, quand ils existent, à l'aide de la solution de DEB, chaque échantillon est rincé puis mis en suspension. On prélève la fraction argileuse inférieure à 2 µm au bout de deux heures et on la laisse sécher à l'air libre. Des préparations à partir de tartine n'ont pas été faites vu la faible quantité d'argile dans les Sables fauves. Les lames préparées pour chaque échantillon sont :

- lame nature (N)
- lame chauffée à 490° (C)
- lame traitée au glycérol (G)
- lame traitée à l'hydrazine (H) dans certains cas pour distinguer la kaolinite de la chlorite.

L'interprétation des diffractogrammes est faite en se basant sur des travaux de divers auteurs (S. CAILLERE et *al*, 1982; Ph. LARQUE et F. WEBER, 1975; M. THIRY et *al*, 1983). L'estimation semi-quantitative de chaque minéral argileux est faite suivant la méthode utilisée par J. ALLOUC (1977). Elle consiste à mesurer les hauteurs des pics sur les diagrammes de la préparation glycérolée en tenant compte des corrections suivantes :

- le pic à 10 A° de l'illite est multiplié par 1 (c'est le pic de référence);
- le pic à 17 A° des smectites est multiplié par 0,25;
- le pic à 14 A° de la chlorite est multiplié par 0,33;
- le pic à 7 A° de la kaolinite et de la chlorite est multiplié par 0,40.

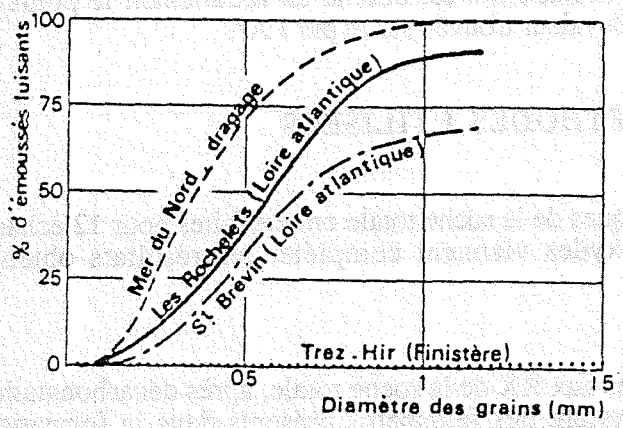


Fig. 6 - Sables marins actuels, peu ou pas de grains ronds-mats dans les échantillons (d'après A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959).

——— cas le plus fréquent
– – – – assez fréquent
—.—.— assez rare
..... le plus rare

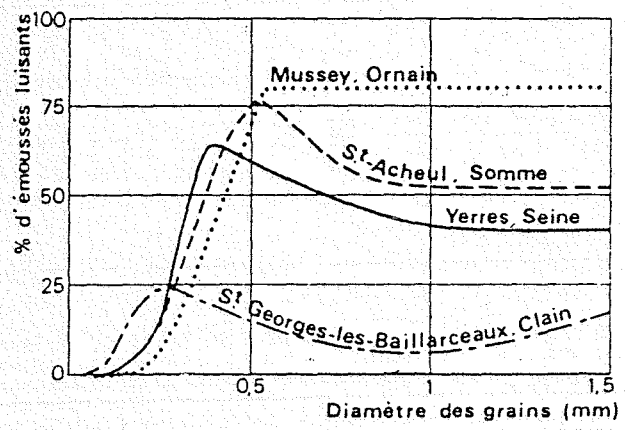


Fig. 7 - Sables fluviatiles quaternaires ou pliocènes remaniant du matériel marin (d'après A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959).

Le pourcentage d'un minéral est égal à la hauteur du pic du minéral étudié divisée par la somme des hauteurs des pics des différents minéraux et multipliée par 100.

Le pourcentage de la kaolinite est obtenu en retranchant le pourcentage de la chlorite obtenu sur le pic 14 A° à la valeur trouvée sur le pic 7 A°.

D - AUTRES METHODES UTILISEES

Des analyses chimiques de la roche totale ont été faites pour 12 échantillons. Les résultats obtenus sous forme d'oxydes viennent compléter les résultats obtenus à partir d'autres analyses.

Des essais d'analyses aux RX de la roche totale, après décarbonatation, ont été faits dans le but de déterminer la nature des feldspaths présents dans la formation étudiée. Les pics obtenus étant très petits ne permettent pas une étude systématique.

La méthode de coloration utilisée est l'alizarine rouge. Celle-ci colore la calcite en rouge et ne colore pas la dolomite.

CHAPITRE III

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

ET SEDIMENTOLOGIQUE

I - INTRODUCTION

Le plateau de Meknès et la plaine de Fès sont parmi les plus riches régions agricoles du Maroc. Les sols rouges méditerranéens ou sols fersiallitiques y sont bien développés. De ce fait, les affleurements sont rares. Ils se localisent au fond de certaines vallées (Oued El Kell, Oued Madhouma, ...) et dans des carrières d'exploitation des sables et des calcaires. Malheureusement, ces exploitations sont mal réparties dans le bassin du Saïs. Elles se concentrent autour de la ville de Meknès.

II - LE PLATEAU DE MEKNES

Il s'étend entre la vallée de l'Oued Beht à l'W et la rupture de pente au niveau de la région d'Aïn Taoujdat, au-delà de la vallée de l'Oued El Madhouma (fig. 8). La description des affleurements est faite d'W en E puis seront examinées les bordures nord : prérifaines, et sud : moyen-atlasiques.

A - DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS ET ANALYSE DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES

1 - SECTEUR D'AIN LORMA ET DE L'OUED EL KELL

Les affleurements de la région d'Aïn Lorma constituent les affleurements les plus occidentaux du plateau de Meknès (fig. 8).

a - Description des coupes

*** Coupe de Moulay Idriss** (x = 465,8 / y = 363,8)

Elle se trouve à environ 2,5 km au S du village d'Aïn Lorma près de Moulay Idriss, sur la rive droite du petit Oued d'Aïn Kharouba. Près de la cascade, affleurent les Marnes grises surmontées de Silts jaunes puis de sables jaunâtres. C'est une coupe qui a été décrite par plusieurs auteurs.

Pour P. CIRAC (1985), à Moulay Idriss, il n'y a pas de Sable fauves. Les Marnes grises sont surmontées de "sables à matrice carbonatée" renfermant des coquilles de Pecten. Au-dessus vient la formation des Calcaires lacustres sous faciès oncholitique.

R. WERNLI (1986) décrit à Aïn Lorma des Sables fauves au-dessus des Silts jaunes d'âge Pliocène inférieur (p^1) sûr, alors qu'à Moulay Idriss, les Silts jaunes sont absents et les Sables fauves p^2 sont discordants sur les Marnes grises (m^6).

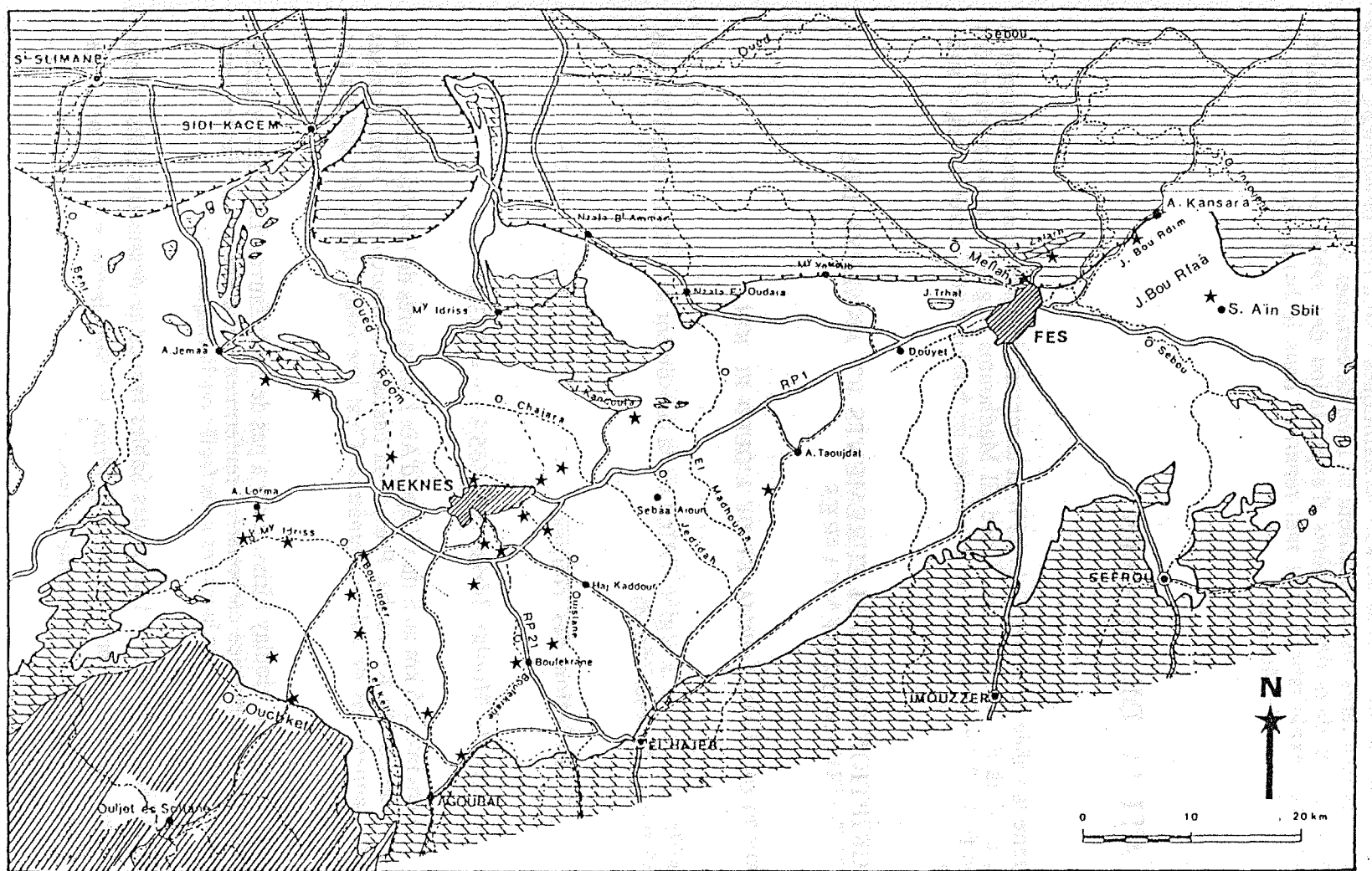


Fig. 8 - Situation des affleurements étudiés ★.

Prérif — Rides sud-rifaines (au N) et Causse moyen-atlasique (au S) — Massif hercynien central.

Ensuite, J.P. SAINT MARTIN (1987), signale la présence de Sables fauves au sommet de la coupe de Moulay Idriss. Ces derniers reposent sur des sables jaunes à faune identique à celle des Marnes grises du dessous, mais qui est remplacée rapidement au sommet par des Pectinidés et quelques Ostréidés, et puis de rares Ostréidés tout à fait à leur sommet où ces sables jaunes se présentent sous forme de bancs gréseux à stratifications obliques.

La coupe de Moulay Idriss présente l'intérêt de montrer le passage entre les Marnes grises et les Sables fauves.C'est d'ailleurs la seule coupe sur tout le plateau où on peut observer la succession des faciès depuis les Marnes miocènes jusqu'aux "Calcaires lacustres". Nos observations sur le terrain complètent celles des auteurs précités.

Les Marnes grises riches en faunes marines sont surmontées de Silts jaunes contenant la même faune que les marnes mais d'abondance moins importante. Ces silts passent progressivement vers le haut à des sables fins, jaunes, à quelques lamellibranches (fig. 9).

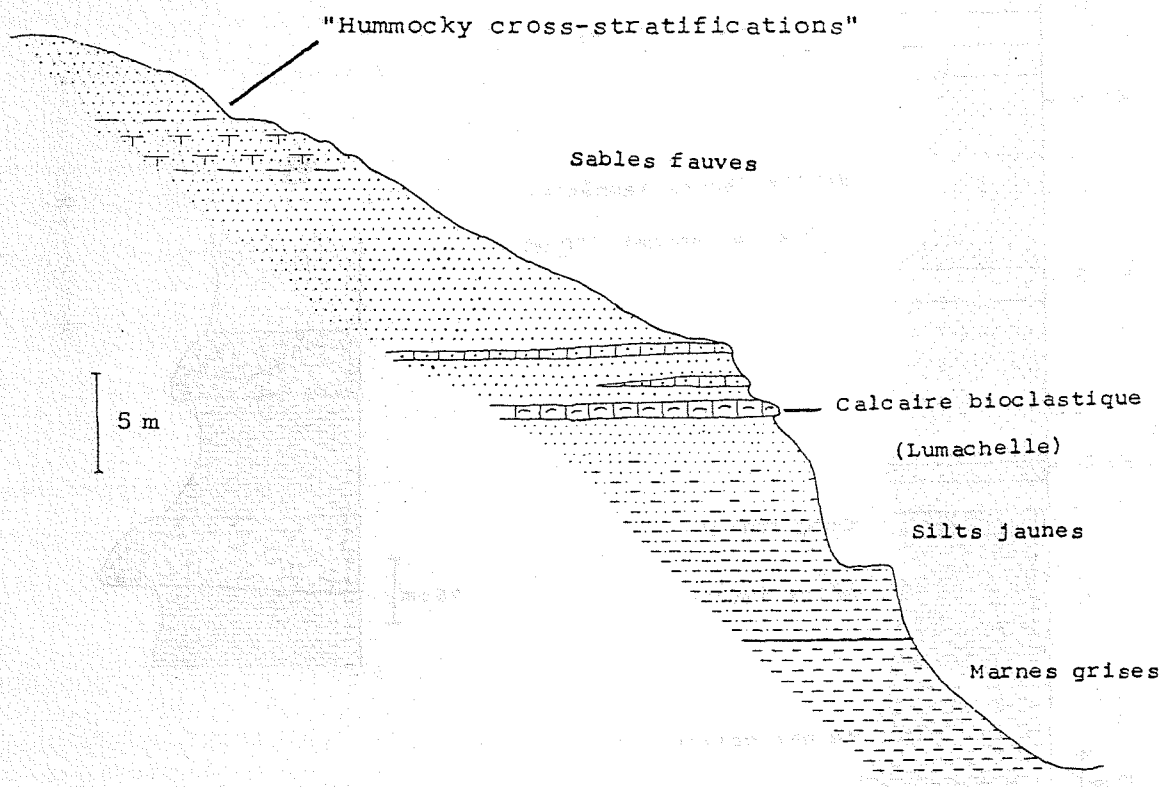


Fig. 9 - Coupe de Moulay Idriss montrant le passage des Marnes grises aux Sables fauves.

Au-dessus du talus de la petite piste, sous les arbustes de Retama, nous avons trouvé un niveau grossier riche en coquilles de Pectinidés et radioles d'échinides (lumachelle). C'est un niveau d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur et qui est continu. On le retrouve le long de la rive droite de l'Oued El Kell vers l'E, à environ 2 km. Il passe latéralement à un conglomérat à galets essentiellement siliceux paléozoïques et à Pectinidés montrant des structures de remplissage de chenaux.

Par endroit, on observe deux niveaux grossiers conglomératiques séparés par un niveau de silts jaunâtres Fig. 10). Son épaisseur est variable et peut atteindre plus d'un demi mètre. Ce niveau est surmonté d'une série sableuse jaunâtre à intercalations de niveaux gréseux, d'une épaisseur de 25 à 30 m, devenant rouge à son sommet (Fig. 10).

Au niveau de la source (Aïn Kharrouba), les grès sont coiffés par des niveaux oncholitiques à stratification oblique surmontés de sables fins blanc-jaunâtres (Fig. 11).

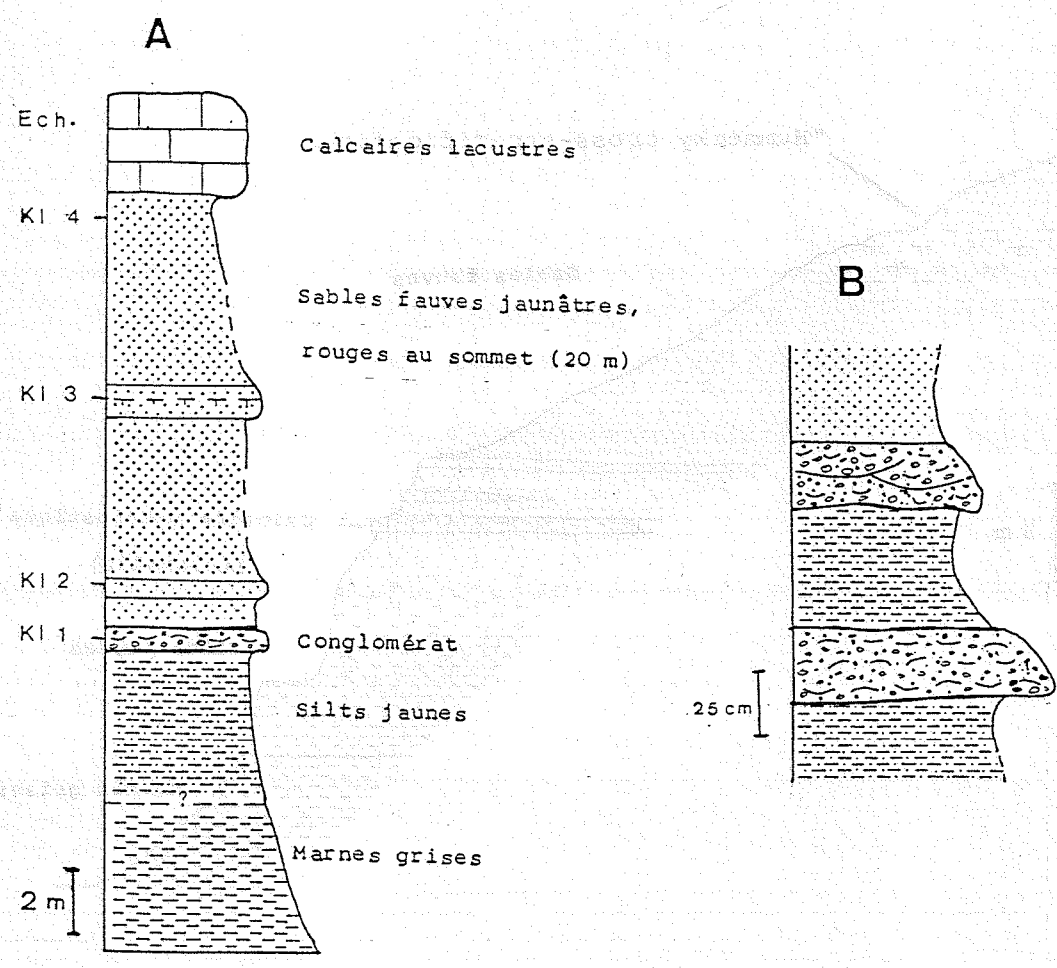


Fig. 10 - Coupe de l'Oued El Kell (A) et détail du conglomérat (B) à Pectinidés et galets siliceux.

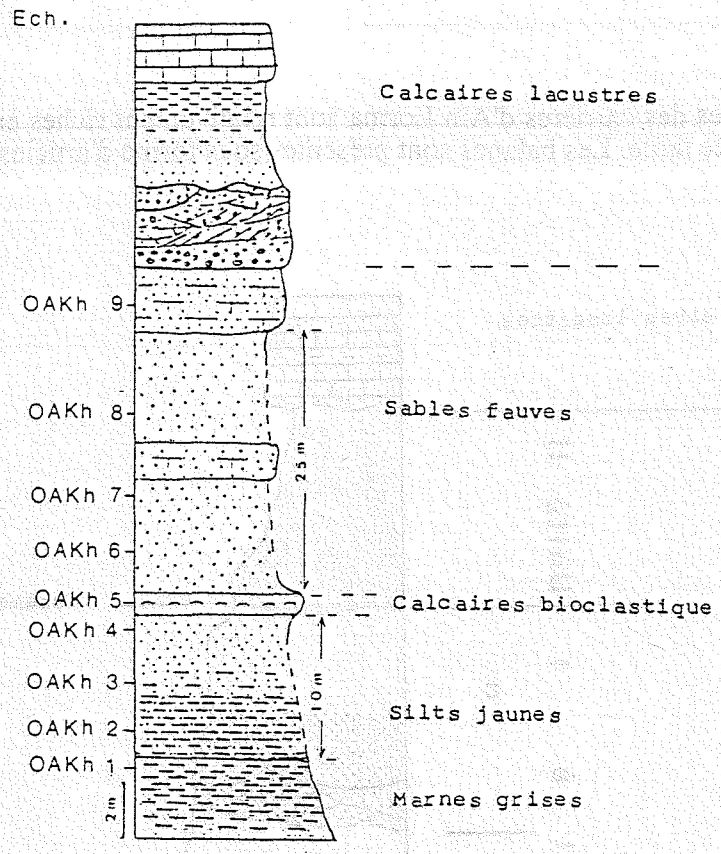


Fig. 11 - Coupe complète de la zone de Moulay Idriss.

*** Coupe des carrières au SE d'Aïn Lorma** (x = 468,5 / y = 365,2).

L'étude de détail des Sables fauves est faite au niveau des affleurements des carrières qui se trouvent au SE d'Aïn Lorma. Les sables affleurent sur une dizaine de mètres d'épaisseur et quelques centaines de mètres de long. Ils constituent la partie sommitale de la série des Sables fauves.

Un pavage de galets et graviers s'observe au milieu des fronts de taille (fig. 12). C'est un niveau continu sur tout l'affleurement. Les galets et graviers sont essentiellement siliceux : quartz laiteux, quartzite, grès quartzeux, rognons de silex, des schistes verdâtres et des jaspes. Ce pavage (lag) sépare une unité inférieure structurée d'une unité supérieure homogène. Le sable est surmonté de calcaire crayeux blanc à intercalation d'un niveau marneux grisâtre.

L'unité inférieure "I" est constituée de trois sous-unités ("a", "b" et "c"). Les sous-unités "b" et "c" montrent un granoclassement positif passant d'un sable grossier à graviers à un sable moyen-fin alors que la sous-unité "a" est constituée de sable moyen jaunâtre homogène.

L'unité supérieure "II" est formée de sable moyen non structuré jaunâtre devenant incolore et fin au contact des calcaires. Des tubules sont visibles dans cette unité. Ils ont été considérés par certains auteurs comme des paléoracines (P. TALTASSE, 1953 et P. CIRAC, 1985), mais un examen de détail a montré que se sont des racines récentes traversant aussi bien les calcaires que les sables. Certaines montrent un remplissage blanc crayeux et d'autres des restes de matière organique peu dégradée.

Les sables des carrières d'Aïn Lorma sont relativement riches en dents de requins et en huîtres de petite taille. Les balanes sont présentes sous forme d'articles isolés dans les niveaux grossiers.

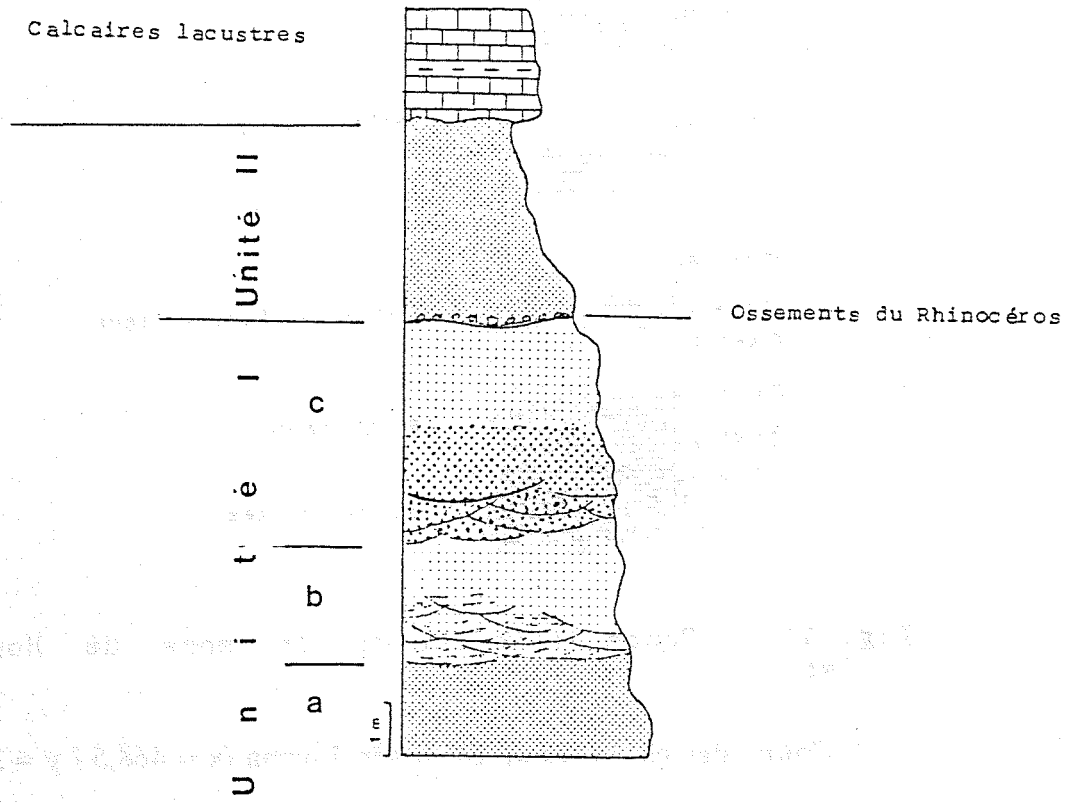


Fig. 12 - Coupe dans les Sables fauves des carrières d'Aïn Lorma.

b - Les structures sédimentaires

Les stratifications obliques tabulaires et arquées sont les structures sédimentaires les plus représentées dans les sables des carrières d'Aïn Lorma.(fig. 13) Les lits plans sont visibles au sommet de la sous-unités "c" (SH, fig. 15).

Un autre type de structure a été observé au sommet des sables de la coupe de Moulay Idriss. Un petit talus de 3 m de haut montre une structure à laminations ondulées à convexité vers le haut (PL. I, photo. 3). C'est ce qu'on appelle structures en mammelon ou les "Hummocky cross stratifications" (J.C. HARMS, 1975).

A environ 1 km au S d'Aïn Lorma, près d'une source appelée Aïn Mira (x = 467,2 / y = 365,4), les sables montrent une stratification oblique arquée à la base (fig. 16 et 59). Au-dessus, une ancienne petite carrière montre une structure à laminations incurvées soulignées par de minces bandes argilo-ferriques. Ce sont des "dish" structures (PL. I, photo. 4).

c - Interprétation

Les structures sédimentaires observées dans les sables de la région d'Aïn Lorma donnent des indications sur le régime hydrodynamique.

La sous-unité "b" (fig. 12) débute par un sable grossier à graviers montrant des faisceaux à base érosive correspondant à des faisceaux de stratifications obliques arquées (SA, fig. 13). Ces faisceaux sont formés par la migration de mégarides tridimensionnelles (3 D dunes).Au-dessus, on observe un faisceau à stratifications obliques tabulaires (ST, Fig. 13).

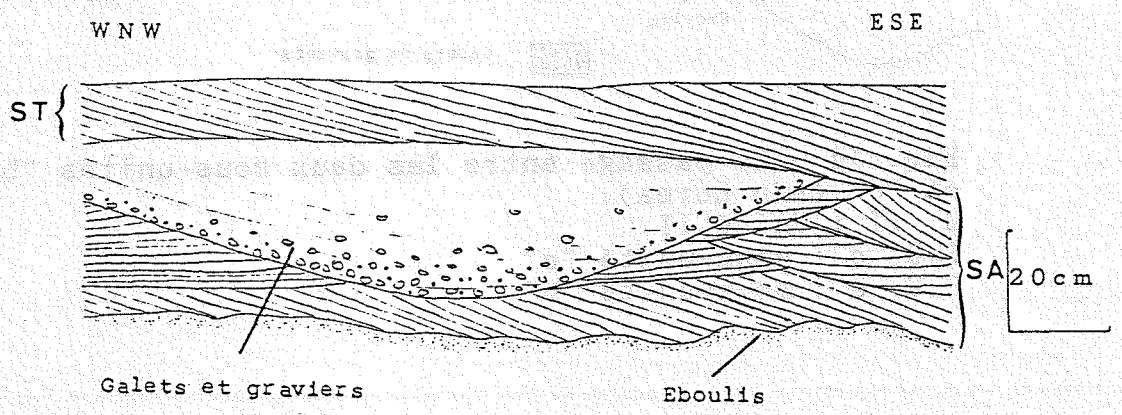


Fig. 13 - Structures sédimentaires observées à la base de la sous-unité "b" (carrière d'Aïn Lorma).

Le passage de la sous-unité "b" à "c" (fig. 14) montre des faisceaux obliques tabulaires, à contact basal tangentiel (fig. 14).

La sous-unité "c" débute par des niveaux grossiers à graviers et galets présentant une stratification oblique arquée (fig. 14) ou des faisceaux de stratifications obliques tabulaires à base tangentielle (fig. 15). Ces faisceaux résultent de la migration de mégarides bidimensionnelles (2D sandwaves). Le dernier faisceau montre une surface de réactivation (SR, fig. 15) commune dans ce type de faisceaux (J.C. HARMS et *al*, 1975). La surface de réactivation est définie comme étant une surface inclinée qui recoupe un faisceau à litage oblique et elle sépare des feuillets adjacents de pendages peu différents (P.J. Mc CABE et C.M. JONES, 1977). Elles peuvent résulter soit d'un changement du régime d'écoulement soit de l'arrivée d'une forme mineure surimposée en régime constant (H.E. REINECK et I.B. SINGH, 1986).

Au-dessus des faisceaux à stratifications obliques tabulaires, on observe un faisceau à lits plans (SH, fig. 15).

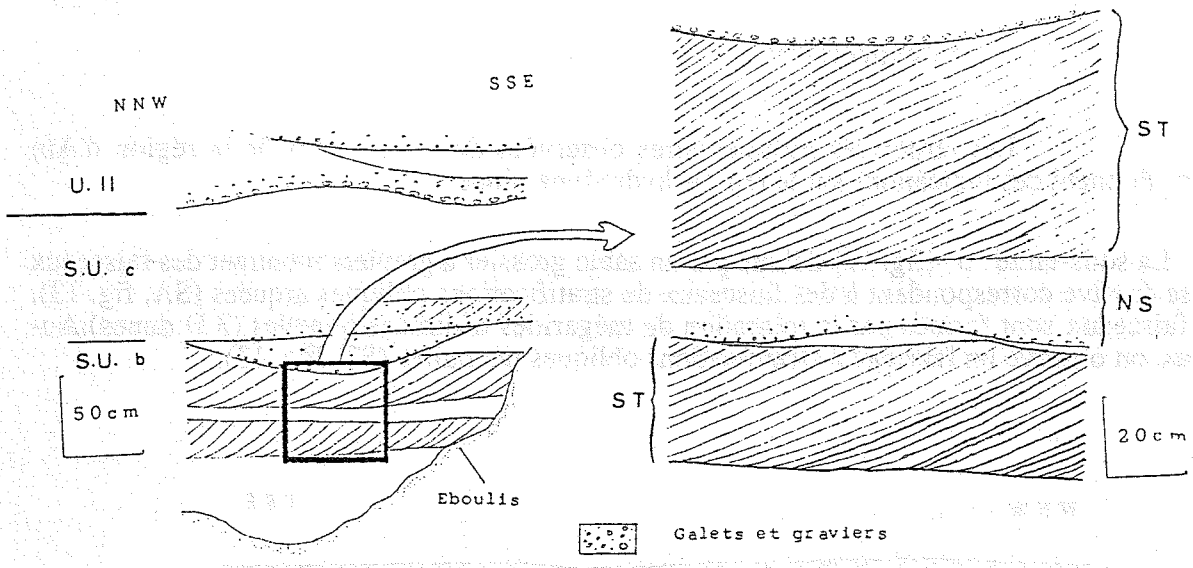


Fig. 14 - Le passage entre les deux sous-unités "b" et "c" (Aïn Lorma).
U. II : Unité II
S.U. c : sous-unité "c"
S.U. b : sous-unité "b"

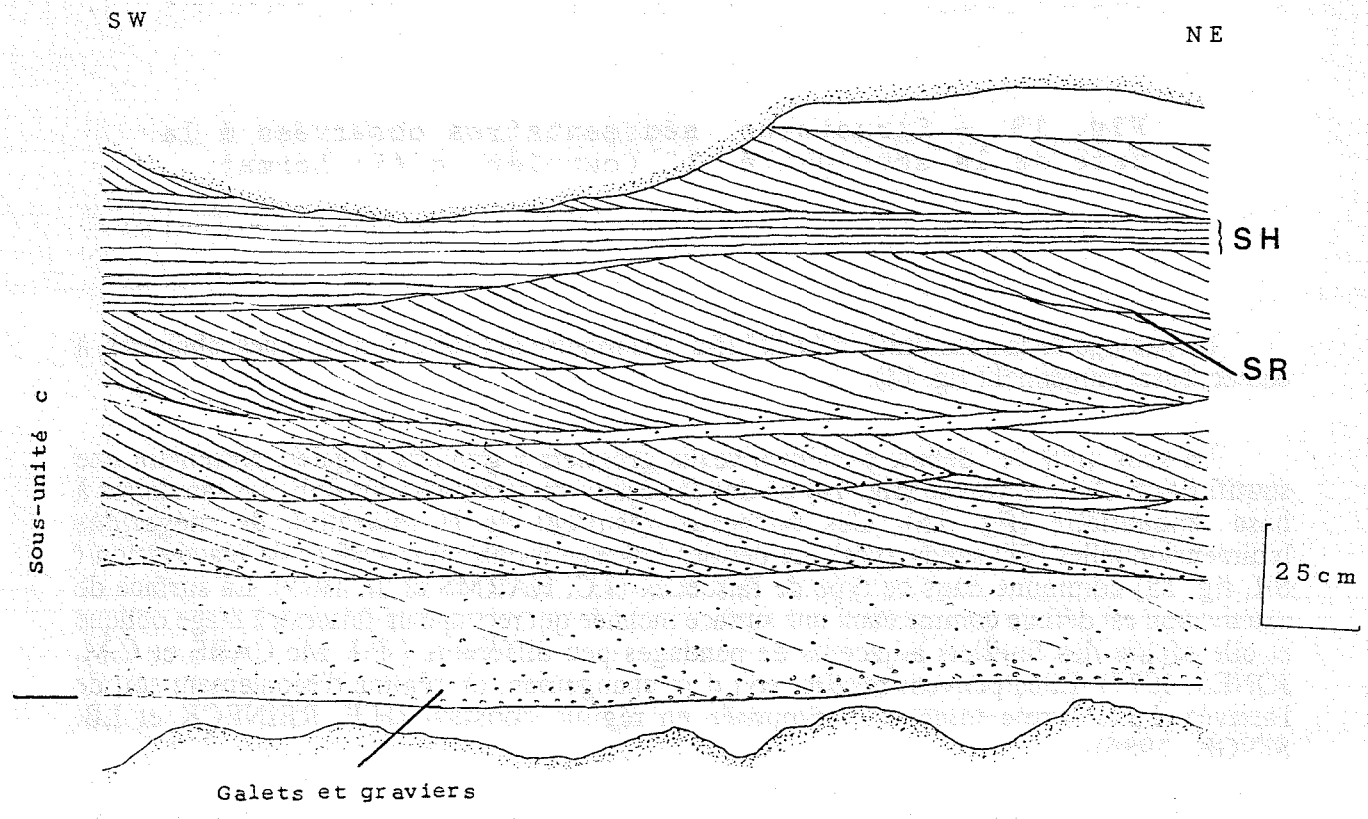


Fig. 15 - Structures sédimentaires à la base de la sous-unité "c".

A Aïn Mira, on observe surtout des stratifications obliques arquées (fig. 16) qui résultent de la migration de mégarides tridimensionnelles (3D dunes) les unes au-dessus des autres.

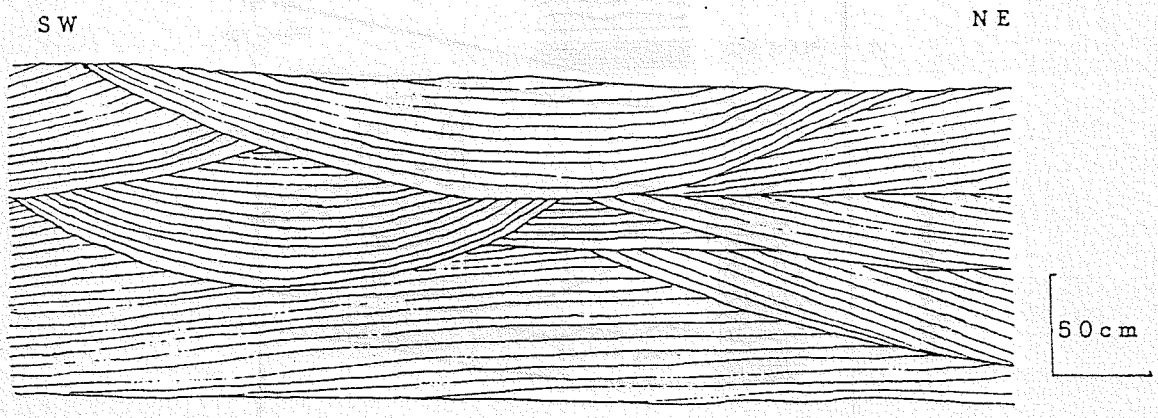


Fig. 16 - Structures sédimentaires observées sur l'affleurement d'Aïn Mira, perpendiculaires au paléocourant qui est dirigé vers le SE.

Les mégarides bidimensionnelles (2D sandwaves) et les mégarides tridimensionnelles (3D dunes) sont des formes du fond caractéristiques du bas régime d'écoulement (D.B. SIMONS et *al*, 1965), alors que les lits plans et les antidunes caractérisent le haut régime d'écoulement (fig. 17).

On a parfois une variation du régime hydrodynamique qui monte vers le haut puisqu'on passe de faisceaux à stratifications obliques du bas régime à des lits plans du haut régime (fig. 15). Le contact tangentiel des feuillets et l'existence de galets et graviers suggèrent des courants de grande vitesse qui indiqueraient une zone de transition vers le haut régime. Ainsi, la surface de réactivation concave peut être le résultat de cette augmentation du régime liée à l'accroissement de la vitesse du courant.

Le sommet des sables (unité "II", fig. 12) indique plutôt un milieu à énergie moins importante qu'à la base (unité "I").

Les "Hummocky cross stratifications" sont interprétées comme étant le résultat des courants de tempête. Elles se trouvent au niveau de la plate-forme interne sous le niveau d'action des vagues (fig. 18). Elles sont communes dans les sables fins et très fins, mais on peut les trouver aussi dans les sables grossiers et les graviers (R.G. WALKER, 1984).

Les "dish structures" observées à Aïn Mira sont des structures postérieures au dépôt. Elles sont le résultat d'échappement d'eau dans un sédiment meuble engorgé d'eau. Le dégagement de l'eau produit des réarrangements de particules ce qui provoque soit une déformation des structures originelles soit une formation de nouvelles structures (D.R. LOWE, 1975; *in* H.E. REINECK et I.B. SINGH , 1986). Elles se trouvent dans différents milieux quand il y a alternance entre des périodes de forte sédimentation et des périodes de faible dépôt (D.R. LOWE et R.D. LOPICCOLO, 1974; *in* H.E. REINECK et I.B. SINGH, 1986). On ne peut pas exclure sur certains affleurements que ces structures soient soulignées par des migrations récentes d'argiles qui les rendent plus visibles .

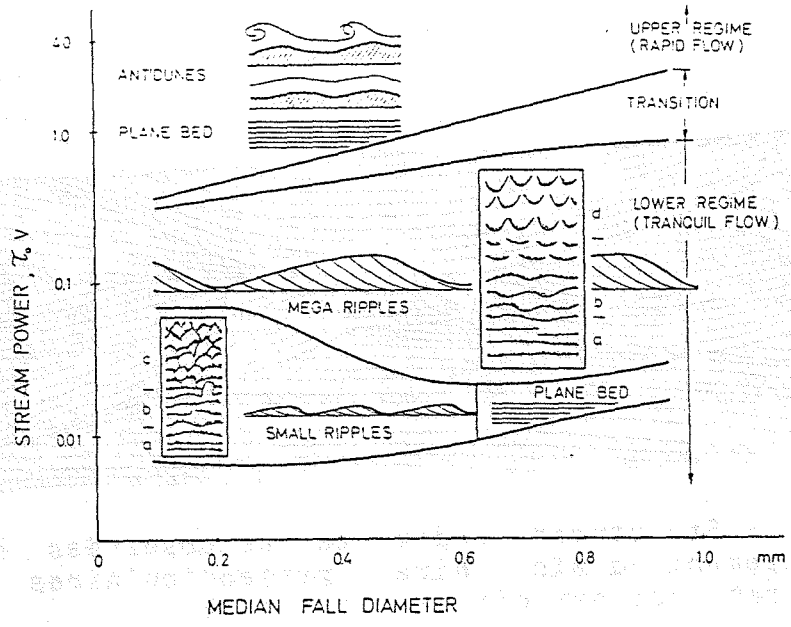


Fig. 17 - Diagramme de variation des formes du fond en fonction de la taille des grains et de l'énergie du courant (H.E. REINECK et I.B. SINGH, 1986).

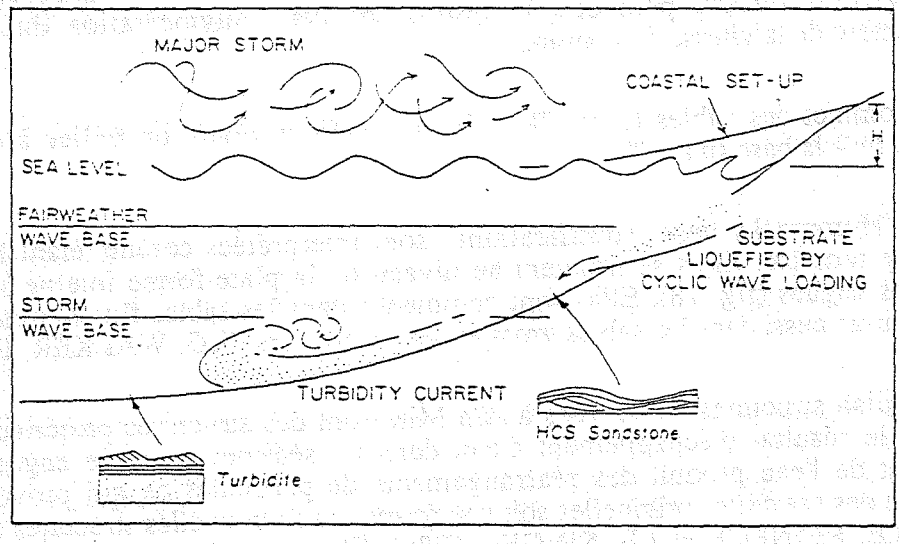


Fig. 18 - Zone d'action des courants de tempête et formation des "Hummocky cross-stratifications" (HCS) (R.G. WALKER, 1984).

d - Conclusion

Les Sables fauves de la région d'Aïn Lorma contiennent une faune marine (huîtres et dents de poissons) mais dépourvu de faune continentale autochtone et de bioturbation. Les dépôt argileux sont complètement absents.

Les structures sédimentaires sont essentiellement des stratifications obliques arquées et parfois tabulaires. Leur agencement indique une variation du régime hydrodynamique dans la partie inférieure tandis que le sommet, sans structures sédimentaires apparentes et à granulométrie plus fine, indique une décroissance de l'énergie vers le haut de la série.

La présence des "Hummocky-cross-stratifications" est en faveur d'un milieu marin à l'abri de l'action des vagues normales, mais soumis à des courants de tempête.

2 - SECTEUR DE MEKNES

L'exploitation artisanale des Sables fauves a mis à jour de très beaux affleurements dans les environs de la ville de Meknès. Les plus spectaculaires se trouvent le long de la vallée de l'Oued Boufekrane et celle de l'Oued Ouislane au S et SE de la ville de Meknès (fig. 8).

a - Description

Les affleurements de sable s'étendent sur 3 à 5 Km le long des deux vallées. La hauteur des fronts de taille peut atteindre une trentaine de mètres, ce qui rend difficile l'observation et l'échantillonnage au sommet des coupes quand l'exploitation en palier est absente (Pl. I, photo. 1).

Les sables de la région de Meknès sont des sables dont la granulométrie est plus ou moins homogène. La fraction grossière est constituée en grande partie de bioclastes. Il existe des niveaux siliceux azoïques surtout au sommet de la série.Les niveaux argileux sont très rares. A l'Oued Ouislane, les argiles se présentent sous forme de lentilles de quelques mètres de long et quelques millimètres d'épaisseur, observées en deux endroits seulement (fig. 19). A l'Usine électrique (Oued Boufekrane), on les trouve sous forme d'intraclastes dans un chenal (fig. 20).

Les galets et graviers s'organisent en un pavage plan ou ondulé étendu sur des centaines de mètres (P, fig. 19 et 20). Très exceptionnellement, on trouve les graviers en remplissage de chenaux (RC, fig. 21) près de l'Usine électrique. Les galets peuvent atteindre une dizaine de centimètres de diamètre. Ils ont une forme arrondie, parfois aplatie. Leur nature pétrographique est variée : grès quartzeux, quartzite, quartz laiteux, silex, calcaire fin micritique, calcaire bioclastique, calcaire oolithique et grès calcaire avec parfois un coeur sombre. Certains galets sont perforés par des taraudeurs (Pl. IV, photo. 1 et 3) d'autres sont encroûtés de Balanes , de petites huîtres (Pl. IV, photo. 2) ou très rarement de bryozoaires. Dans la vallée de l'Oued Ouislane les intraclastes d'argiles grises ou rouges sont abondants. Ils sont toujours entourés d'une pellicule dure d'oxydes de fer de un à trois millimètres d'épaisseur. La surface de cette pellicule d'oxydes est encroûtée de balanes et d'huîtres (Pl. IV, photo. 5). Ils sont interprétés comme des galets mous riches en matière organique présentant une oxydation des sulfures à leur surface.

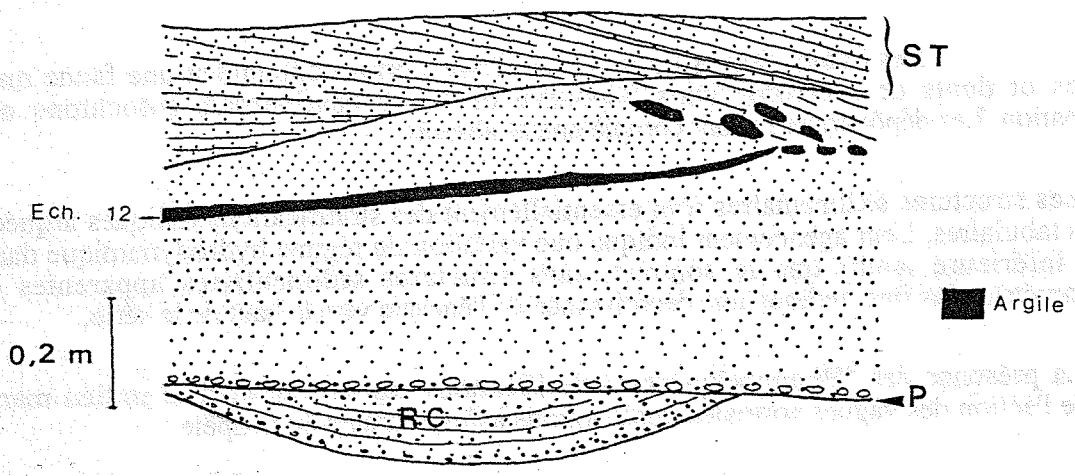


Fig. 19 - Lentille argileuse observée sur les fronts de taille des carrières de l'Oued Ouislane.
P : pavage de galets
RC : remplissage de chenaux
ST : stratifications obliques tabulaires

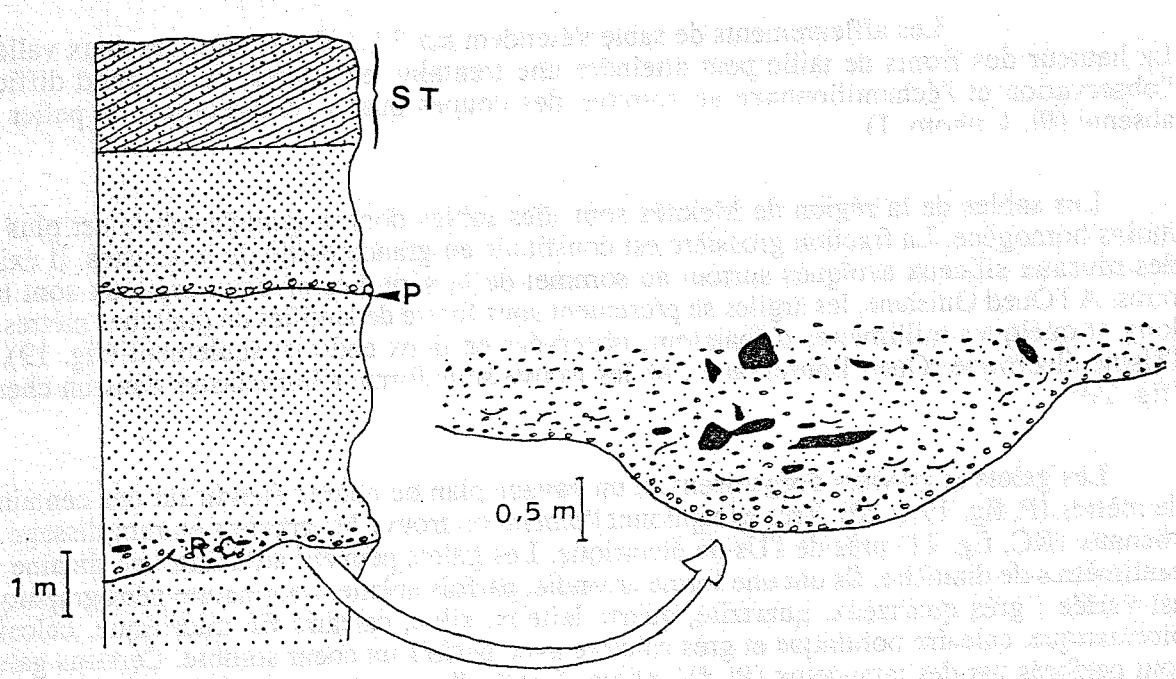


Fig. 20 - Intraclasts argileux près de l'Usine électrique (carrières de l'Oued Boufekrane).
(même légende que Fig. 19)

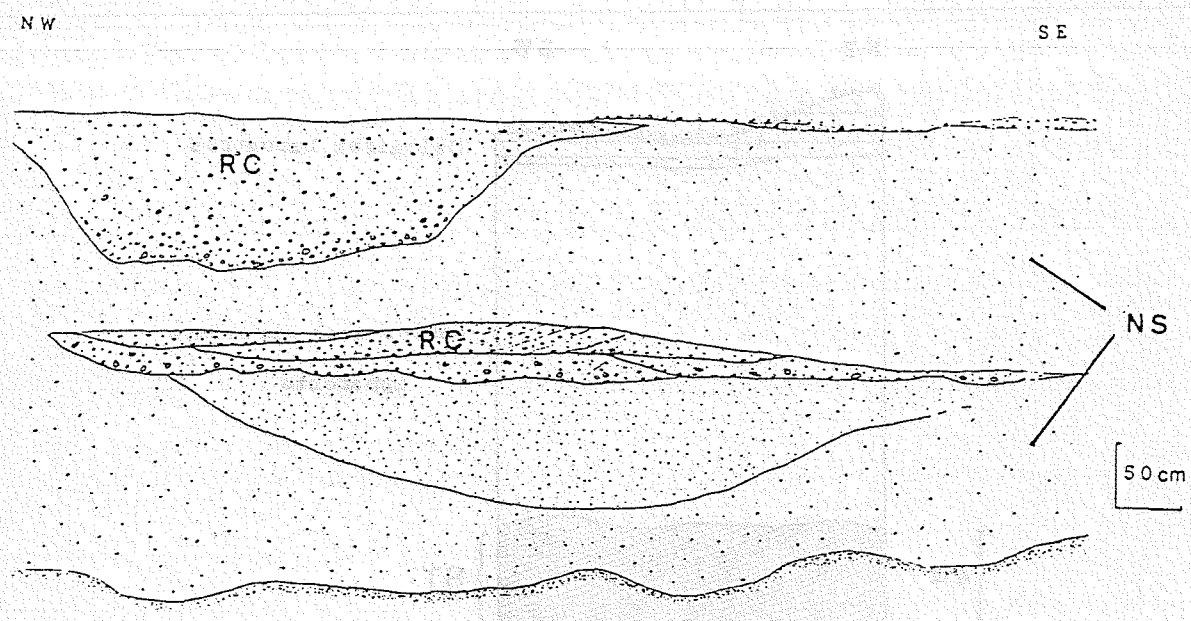


Fig. 21 - Chenaux à remplissage grossier (RC) près de l'Usine éléctrique (carrières de l'Oued Boufekrane).
NS : sables moyen sans aucune structure apparente.

Les sables contiennent des niveaux consolidés sous forme de concrétions de grès à ciment calcaire. La taille de ces dernières varie de quelques centimètres à plus d'un mètre. Par endroit, elles forment des bancs indurés dans le sable. On les trouve surtout à la base et au milieu de la série. Elles ont un aspect fusiforme présentant une direction générale d'allongement N160 à N175. Leur limite recoupe les feuillets de stratification oblique. Certaines montrent un coeur sombre et un cortex clair ou une zonation de bandes sombres et claires (Pl. IV, photo. 6). Horizontalement, elles présentent un aspect de "rides" et sont interprétées comme dunes éoliennes par P. TALTASSE (1953). Ce ne sont, en fait, que des nodules cimentés au cours de la diagenèse.

D'après le sondage le plus proche de Meknès (153/15 : x = 493,25 / y = 360,70), l'épaisseur maximale des sables , dans la région, est supérieure à 40 m. Plus au N (Sidi Ali El Haj), cette épaisseur est d'environ 60 m.

La macrofaune observée dans la région de Meknès est constituée essentiellement d'huîtres qui sont plus grosses et plus abondantes qu'à Aïn Lorma (Pl. IV, photo. 4) et des fragments de balanes et de bivalves.

b - Structures sédimentaires

Les structures sédimentaires les plus abondantes dans la région de Meknès sont les stratifications obliques tabulaires. Il s'agit soit de faisceaux isolés de grande taille de 1 à 4 m d'épaisseur étendus sur plusieurs centaines de mètres de long (ST, fig. 22 et Pl. I, photo. 2); soit de groupements de petits faisceaux à stratifications obliques (fig. 23, 25 et 27). Les faisceaux de stratification oblique arquée sont moins abondants qu'à Aïn Lorma (fig. 24).

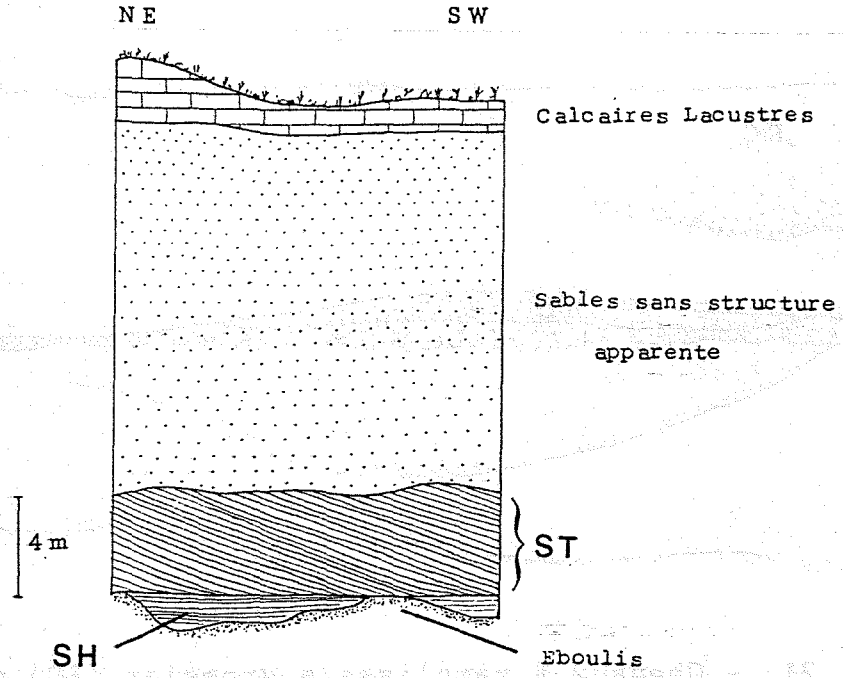


Fig. 22 - Grand faisceau à stratifications obliques tabulaires (ST) et à feuillets granoclassés surmontant un faisceau à lits plans (SH) (carrières de l'Oued Boufekrane).

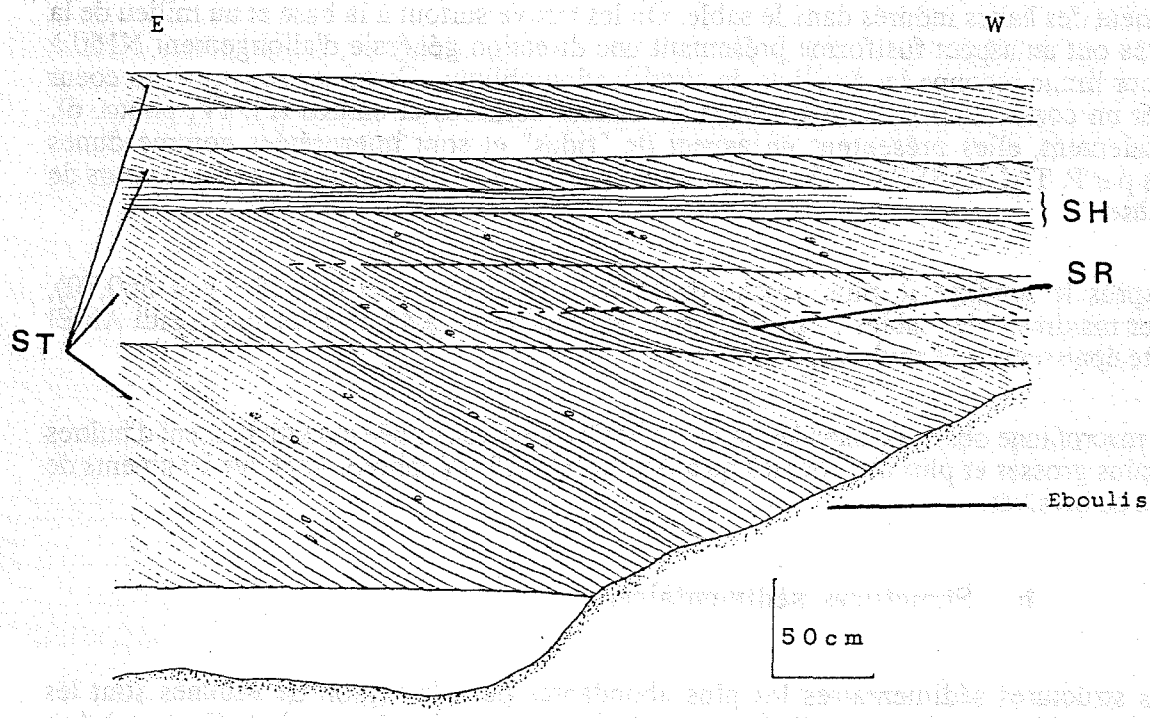


Fig. 23 - Structures sédimentaires observées sur les fronts de taille des carrières de l'Oued Boufekrane. S R : surface de réactivation.

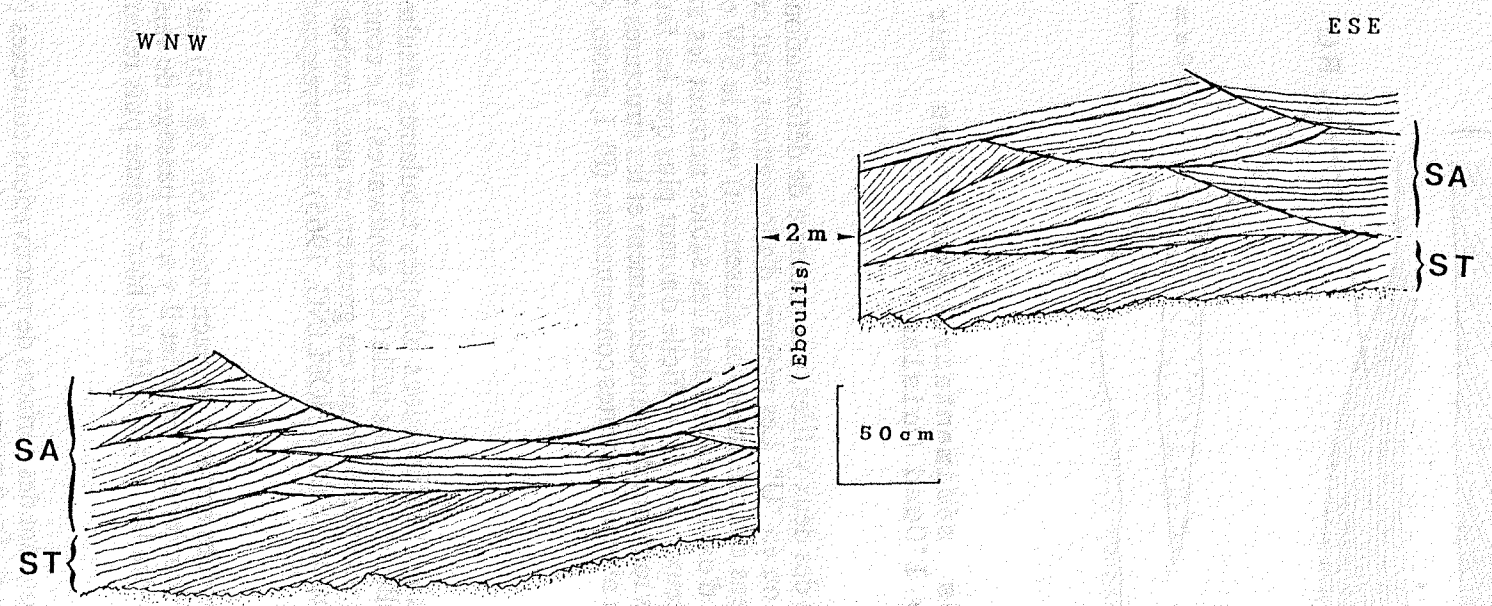


Fig. 24 - Structures sédimentaires visibles sur les fronts de taille des carrières de l'Oued Ouislane.

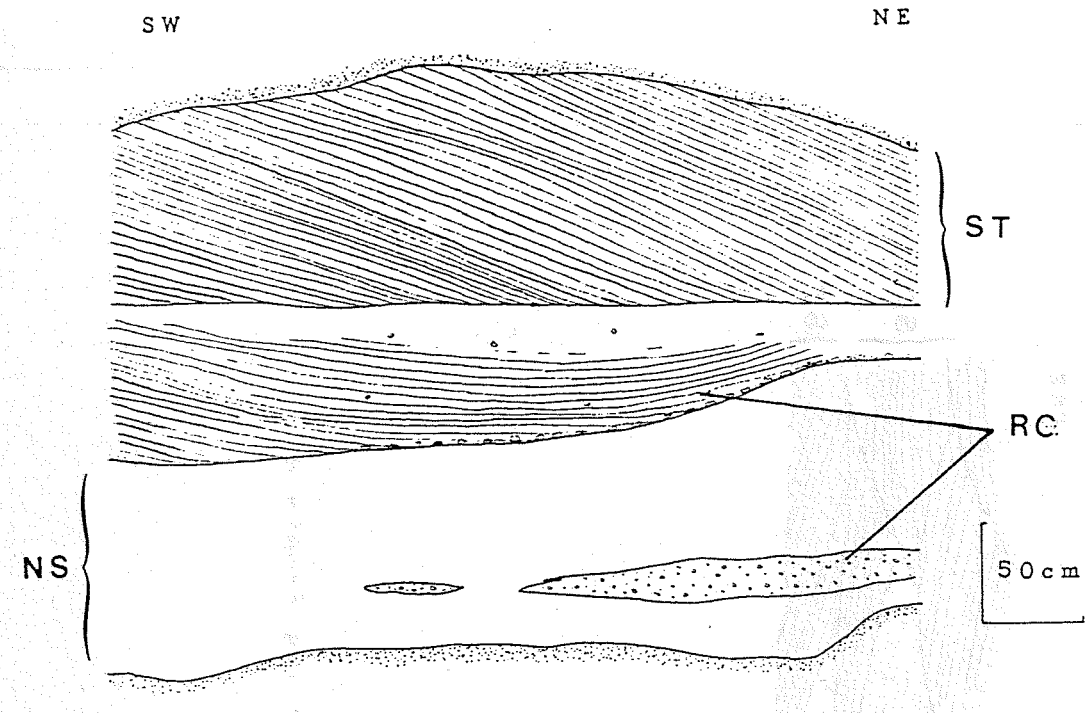


Fig. 25 - Structures sédimentaires observées sur les affleurements de l'Oued Ouislane.

On observe aussi, dans les sables des deux vallées, une structure de déformation = slump (Pl. I, photo. 5). Elle apparaît en "V" ou en "U". Les mesures d'allongement sont comprises entre N120 et N140 (NW-SE) et un sens d'écoulement (ou glissement) vers le SW et parfois vers l'W. Souvent, les concentrations d'oxydes de fer dans les sables miment les structures déformées, et la distinction entre les deux types est difficile d'autant plus que les feuillets de stratifications obliques ne montrent pas toujours de granoclassement et les structures dues aux oxydes de fer se débitent en feuillets au niveau des fortes concentrations (Pl. I, photo. 6).

c - Interprétation

Les grands faisceaux de stratifications obliques tabulaires résultent de la migration de mégarides bidimensionnelles de grandes taille (2D sandwaves). Le contact basal des feuillets est anguleux à cause de la granulométrie qui est grossière et aussi probablement à cause d'un courant à vitesse modérée et stable (A.V. JOPLING, 1965).Ils correspondent à la classe IA de J.R.L. ALLEN (1980) (fig. 26).

Dans certains faisceaux, on observe des surfaces de réactivation (SR, fig. 23) qui seraient le résultat d'une variation du régime d'écoulement. En effet il y a un passage de faisceaux à stratifications obliques du bas régime à des lits plans (SH) du haut régime puis retour au bas régime d'écoulement.

Par endroit, il y a des faisceaux montrant des surfaces de réactivations convexes (fig. 27). Elles sont dues à la migration des formes du fond surimposées dans un régime constant selon le schéma présenté par P.J. Mc CABE et C.M. JONES (1977) (fig. 28). Ils correspondent à la classe IIA (J.R.L. ALLEN, 1980).

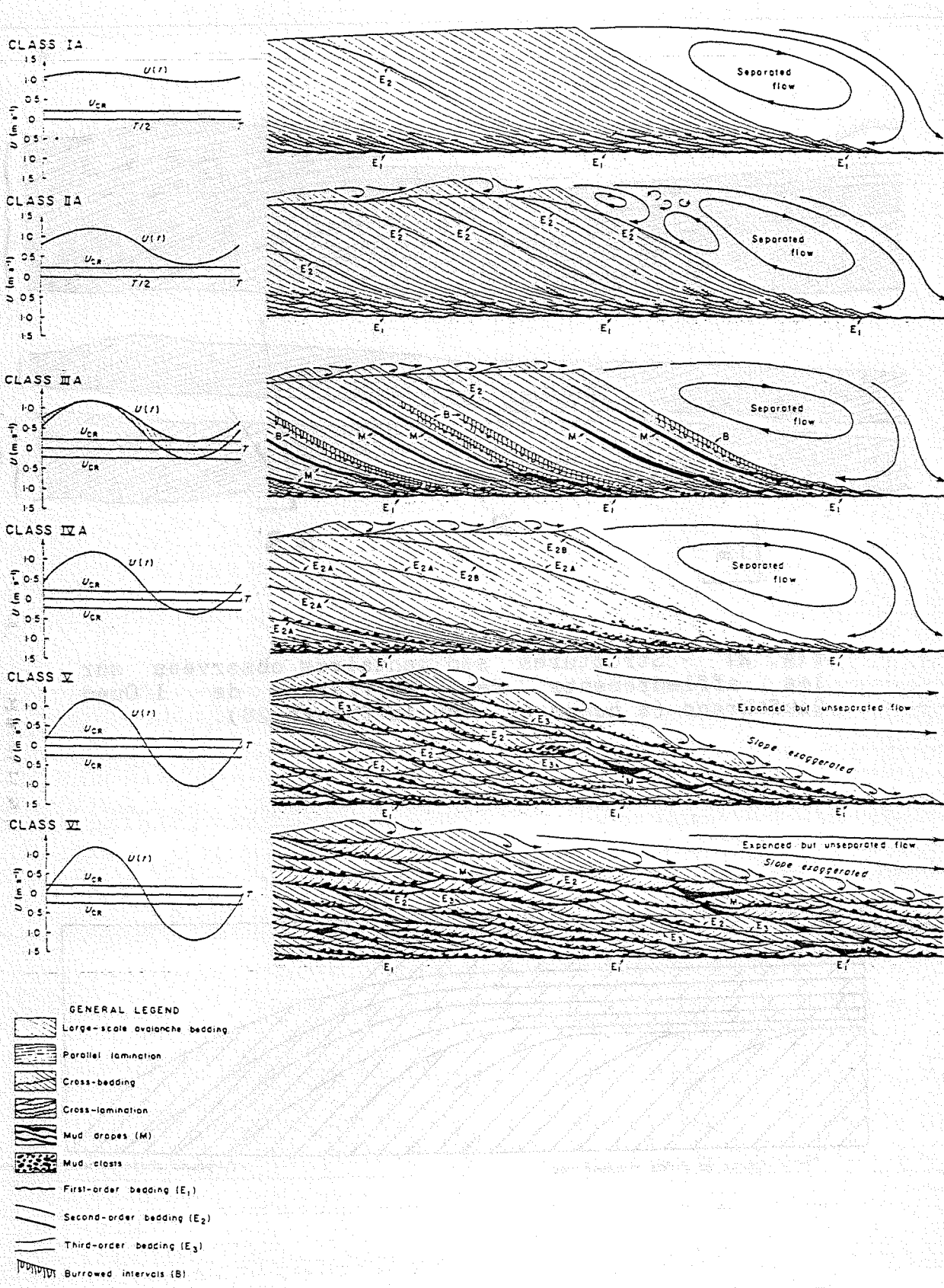


Fig. 26 - Les différents types de sandwaves définies en fonction de la variation du courant (d'après J.R.L. ALLEN, 1980).

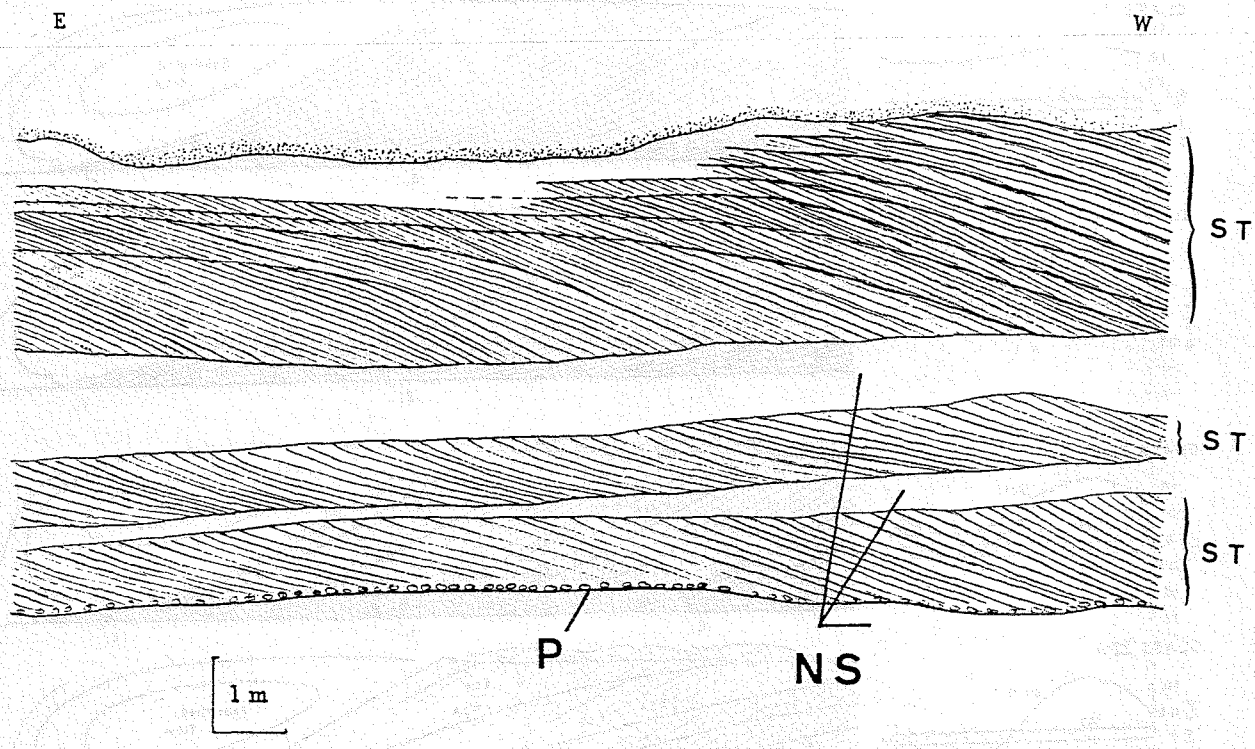


Fig. 27 - Structures sédimentaires observées sur les affleurements des carrières de l'Oued Boufekrane (à comparer avec la figure 28).

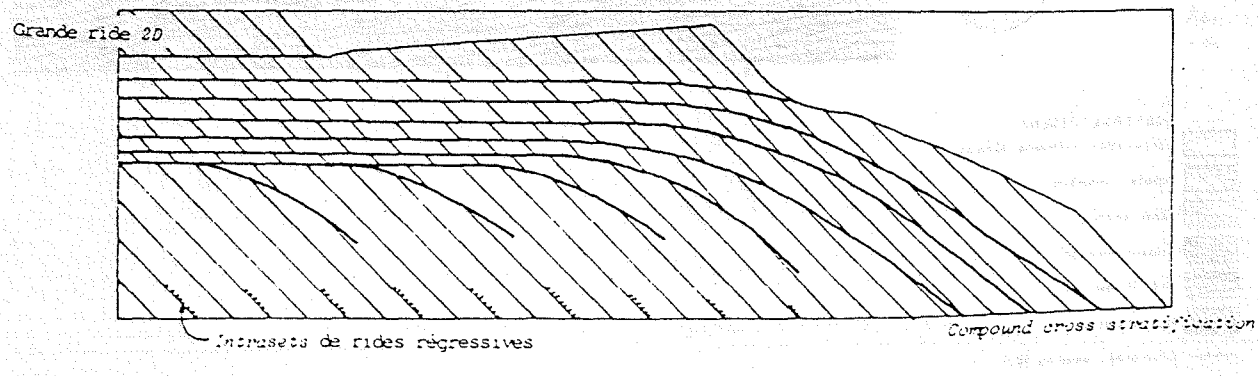


Fig. 28 - Evolution des discontinuités du 2ème ordre dues à la migration de formes surimposées au cours d'une diminution de la vitesse du courant (d'après M. DURAND, 1985; inspiré de C.M. JONES et P.J. Mc CABE, 1980).

Les stratifications obliques arquées résultent de la migration de mégarides tridimensionnelles (3D dunes). Les chenaux présentent un remplissage grossier sans structure interne (fig. 21), passant latéralement à un pavage de galets et graviers qui se suit sur plusieurs mètres (lag), ou structuré (RC, fig. 25). A l'Usine électrique, on observe des intraclastes à contours irréguliers au-dessus d'un chenal (fig. 20). Ces intraclastes ont résisté au transport probablement grâce à leur état hydraté qui leur permet d'être moins fragiles.

Aucune trace d'activité biologique n'a été observée dans les sables de la région de Meknès. Celle présente sur les galets est héritée du milieu d'origine de ces galets.

Les intraclastes d'argiles entourés d'une carapace rouge très dure, qui accompagnent les galets, indiqueraient une évolution en milieu oxydant, probablement à l'air libre ou dans les eaux agitées oxydées avant leur dépôt dans les Sables fauves.

La présence d'intraclastes argileux en remplissage du chenal de l'Usine électrique indiquerait une érosion des dépôts argileux latéraux contemporains des Sables fauves.

d - Conclusion

Les structures sédimentaires observées dans la région de Meknès indiquent un milieu à régime hydrodynamique variable. On a des formes du fond du bas régime d'écoulement et celles du haut régime d'écoulement avec la prédominance de celles du bas régime.

La présence de faune marine et l'absence de bioturbation ainsi que de dépôts argileux indiqueraient un milieu marin de plate-forme moyenne.

3 - REGION D'AIN TAOUJDAT

C'est la région qui se trouve à la limite orientale du plateau de Meknès. La coupe étudiée se trouve au SW du village d'Aïn Taoujdat (fig. 8) au niveau de la colline Lgart (x = 514,5 / y = 367,2).

Le passage entre les Marnes bleues et les Sables fauves est invisible. La formation sableuse débute par une barre gréseuse de 2,5 m d'épaisseur environ (fig. 29). C'est un grès à graviers riche en Pectinidés. Ce niveau semble être continu et on le retrouve plus au S dans les déblais d'un puits (x = 514,5 / y = 362,8).

Au-dessus, on trouve des sables jaunâtres. Le sable devient rouge et s'enrichit en pisolites ferrugineux au sommet. Il est coiffé par des niveaux oncholitiques puis des calcaires fins.

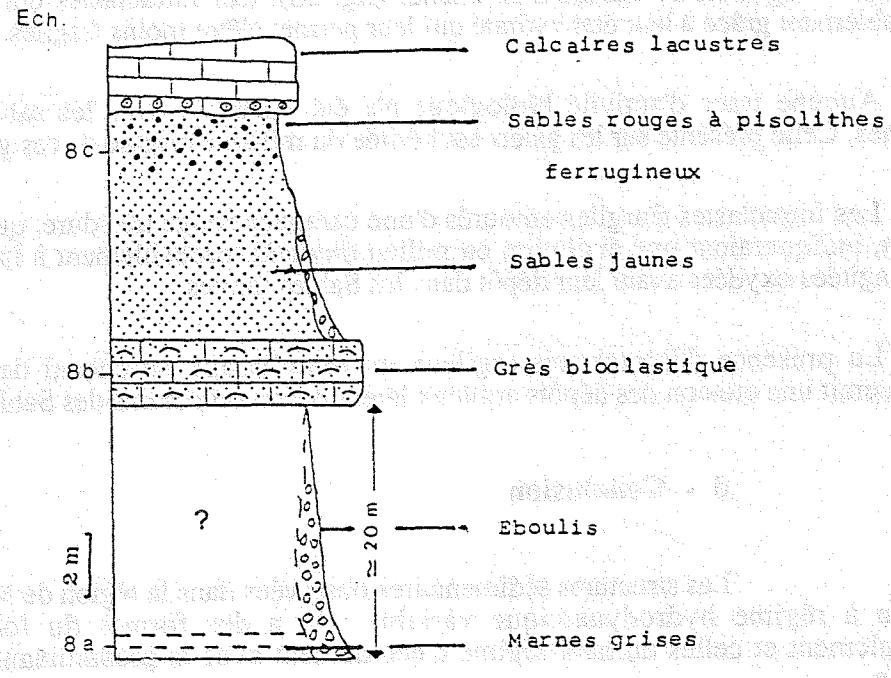


Fig. 29 - Coupe du Jbel Lgart (S d'Aïn Taoujdat).

4 - BORDURES N ET S DU PLATEAU DE MEKNES

Les affleurements des sables au S du bassin sont très rares. Au N, on trouve quelques affleurements au contact des Rides sud-rifaines

a - Affleurements au N du bassin

* Affleurements du Jbel Kefs

Les sables affleurent au niveau des talus au bord de la route qui va de Meknès à Sidi Slimane en passant par Aïn Jemaâ, au S du Jbel Kefs (fig. 8).

Le contact entre les dépôts miocènes du Saïs et ceux du Jurassique du Jbel Kefs s'effectue par une grande faille N80 à N110 (J.C. FAUGERES, 1978).

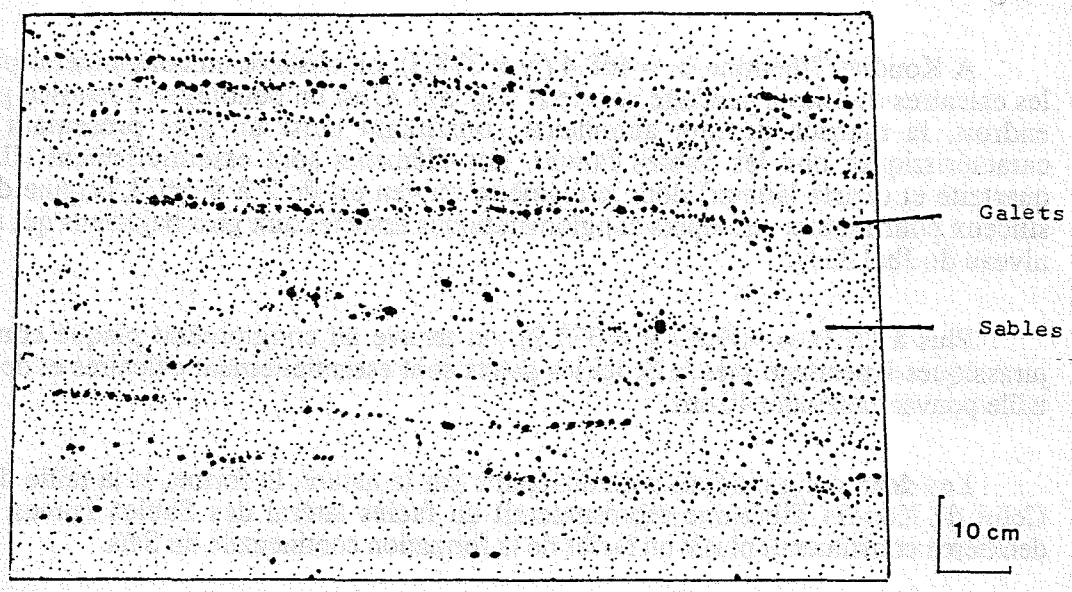


Fig. 30 - Sables fauves rouges à gros galets du Paléozoïque (le plus gros galet moyen = 11 cm) au S du Jbel Kefs.

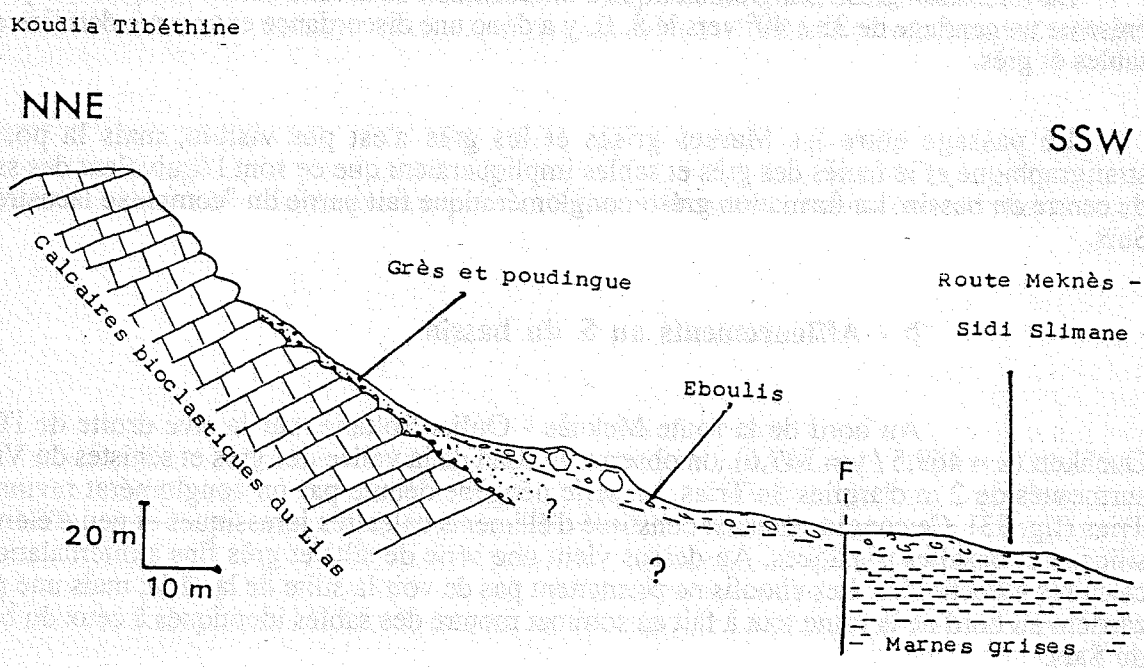


Fig. 31 - Coupe de la Koudiat Tibéthine.

Les petits affleurements, qui sont tout au long de la route aux pieds du Jbel Kefs, montrent des sables jaunâtres ou parfois rouges (x = 471,5 / y = 377,5) renfermant des passées conglomératiques à éléments essentiellement siliceux (fig. 30).

A Koudiat Tibéthine (x = 468,4 / y = 378,3), on observe un conglomérat plaqué contre les calcaires du Lias à pendage vers le N (fig. 31). C'est un poudingue à matrice gréseuse. Par endroit, la matrice devient abondante constituant ainsi un grès présentant les mêmes caractéristiques que les Sables fauves. Les éléments sont essentiellement siliceux (grès, quartzite et quartz laiteux) dont le diamètre moyen est de 2 à 4 cm. L'origine de ces galets siliceux pourrait être les dépôts conglomératiques associés aux grès bajociens qui affleurent au niveau du Jbel Kefs.

Plus à l'E (x = 469,6 / y = 377,9), on trouve un conglomérat plaqué contre des grès jurassiques à pendage vers le S. Ici les galets sont essentiellement calcaires et de plus grande taille pouvant atteindre 40 cm.

Les deux conglomérats sont différents par la nature, la forme, et la taille des éléments. Celui de Koudia Tibéthine représenterait un faciès latéral des Sables fauves alors que le deuxième constituerait plutôt un faciès de la formation continentale du Saïs.

* Affleurements du Jbel Kannoufa

Au S du Jbel Kannoufa (x = 502,3 / y = 375,6) les Marnes grises sont surmontées de grès et sables fins jaunâtres. Les grès présentent un pendage vertical à subvertical (fig. 32); ils contiennent une faune variée constituée de lamellibranches, balanes, Serpulidés et foraminifères.

La formation gréso-conglomératique à intercalation de niveaux oncholitiques sus-jacente présente un pendage de 35 à 40° vers le S. IL y a donc une discordance entre cette dernière et les sables et grès.

Le passage entre les Marnes grises et les grès n'est pas visible, mais la position stratigraphique et le faciès des grès et sables impliqueraient que ce sont l'équivalent des sables du centre du bassin. La formation gréso-conglomératique fait partie du "complexe lacustre" du Saïs.

b - Affleurements au S du bassin

Au bord de la route Meknès - Ouljet Soltane, sur la rive droite de l'Oued Ouchkett (x = 469,5 / y = 347,6), on observe au fond de la vallée des grès et schistes du Viséen surmontés de 2 m d'argiles du Trias. La série néogène débute par un conglomérat ravinant le Trias (fig. 33). Ce conglomérat est constitué d'éléments calcaires jurassiques et peu d'éléments siliceux et basaltes triasiques. Au-dessus vient une série de silts et grès fins à intercalation de calcaires à Pectinidés. Les éboulis ne permettent pas de voir la suite de la série, mais une petite carrière au bord de la route tout à fait au sommet montre des sables identiques à ceux du bassin du Saïs.

Sur le plateau près de Souk El Had (x = 466,3 / y = 353,2), on observe sur un affleurement un sables rose non structuré surmonté d'un pavage de galets arrondis essentiellement siliceux puis de sables et grès à stratification horizontale (fig. 34).

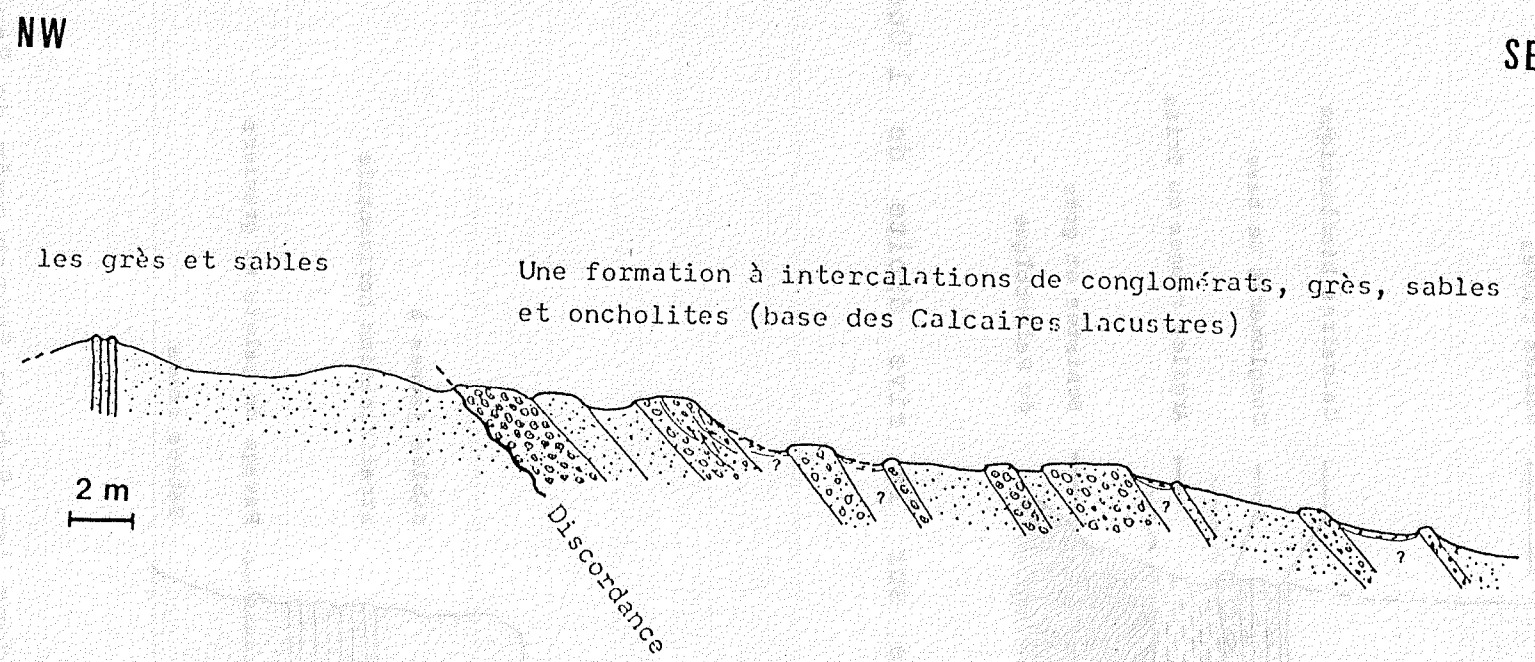


Fig. 32 - Coupe au S du Jbel Kannoufa.

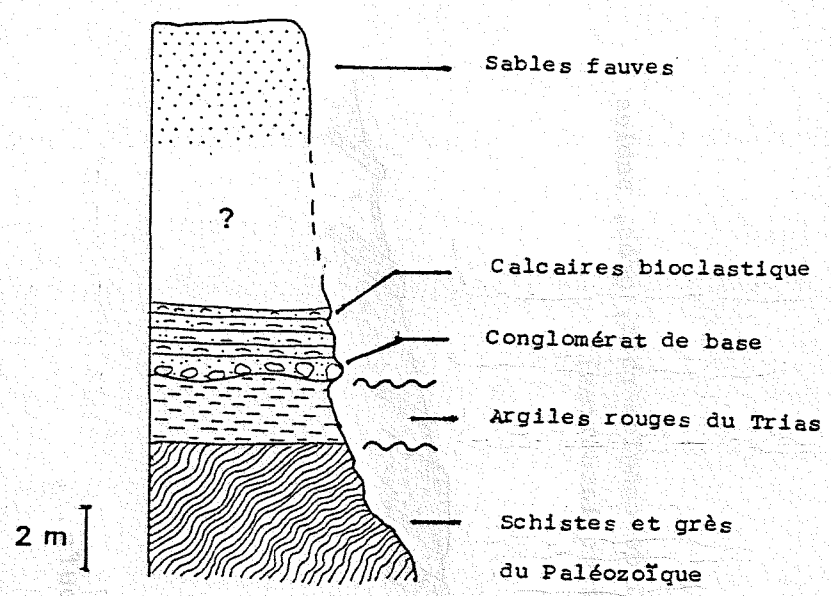


Fig. 33 - Coupe sur la rive droite de l'Oued Ouchkett.

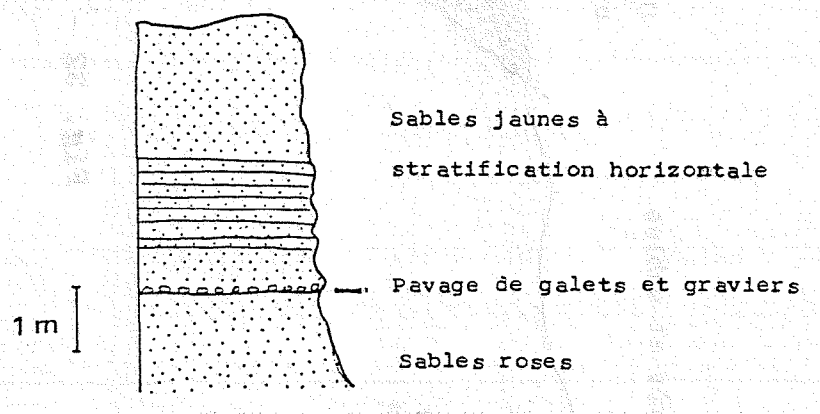


Fig. 34 - Coupe dans les Sables fauves près de Souk EL Had.

5 - CONCLUSION

Le contact entre les Marnes grises et les Silts jaunes et les Sables fauves se fait par un niveau lumachellique passant latéralement à un conglomérat visible dans la région d'Aïn Lorma. Il se prolongerait plus à l'E et serait l'équivalent des grès bioclastiques décrits dans la région d'Aïn Taoujdat. Entre les deux régions aucun affleurement ne montre le passage entre les deux formations et les sondages qui ont été consultés ne donnent pas de précisions concernant le mode du contact entre les Marnes grises et les Sables fauves.

L'étude des affleurements des Sables fauves a permis de déceler certaines caractéristiques à savoir : la présence de faune marine, l'absence totale de bioturbation et de dépôt argileux. Les structures sédimentaires sont des stratifications obliques, essentiellement tabulaires et de grande taille dans la région de Meknès et arquées dans la région d'Aïn Lorma. Elles indiquent un milieu marin de plate-forme pour les Sables fauves.

B - RECONSTITUTION DES PALEOCOURANTS

Les affleurements qui permettent des mesures convenables, à partir de stratifications obliques qui sont les seules structures directionnelles observées, ne sont pas réparties de façon homogène dans le bassin. Les meilleurs affleurements sont ceux de Meknès et d'Aïn Lorma.

1 - PALEOCOURANTS DEDUITS DES STRATIFICATIONS OBLIQUES

Dans la région de Meknès où les mesures sont les plus nombreuses (300 mesures) les paléocourants déduits des stratifications obliques sont unidirectionnels vers l'W (entre NW et SW) (fig. 35). Une seule station, la plus au S de celles de la vallée de l'Oued Ouislane, montre un écoulement vers le N. Ceci est probablement dû au fait que toutes les mesures de cette station proviennent d'un seul faisceau à stratification oblique tabulaire.

A l'E, dans la région d'Aïn Taoujdat, le paléocourant est toujours vers l'W (fig. 36), alors que dans la partie occidentale du bassin (Aïn Lorma), les courants sont plus variables et dirigés vers l'E.

Sur la bordure méridionale du bassin, les courants sont plutôt vers le S (village Boufekrane et l'Oued El Kell).

2 - TAILLE DES GALETS

La mesure du plus gros galet moyen n'indique aucune évolution spatiale et ne permet pas une localisation de la zone distributrice des matériaux grossiers (fig. 37). Ceci à cause, probablement, de la mauvaise répartition des affleurements.

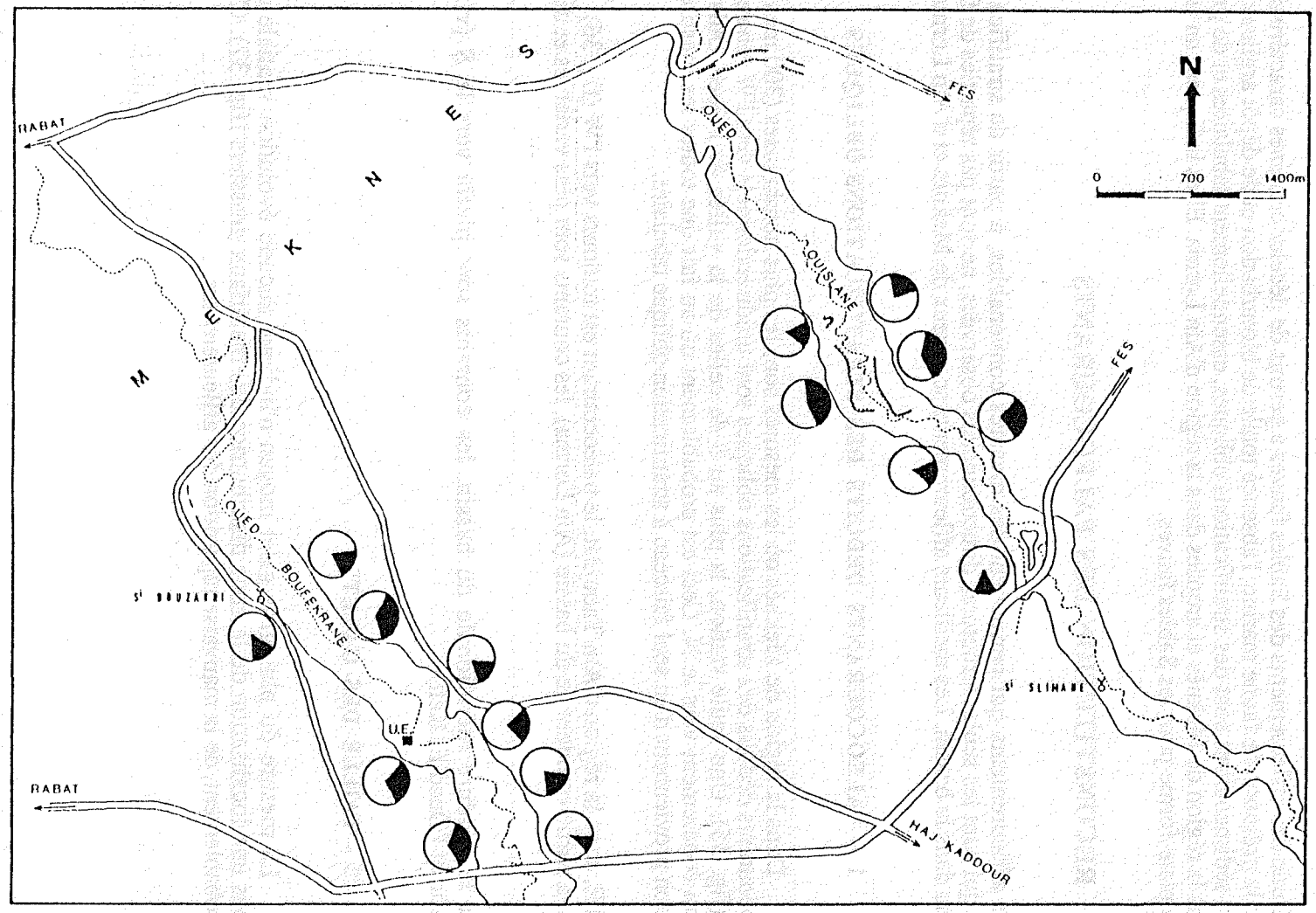


Fig. 35 - Répartition des paléocourants dans la région de Meknès (zone noircie : dispersion maximale des pendages, la pointe du triangle noir indique le sens du paléocourant) .

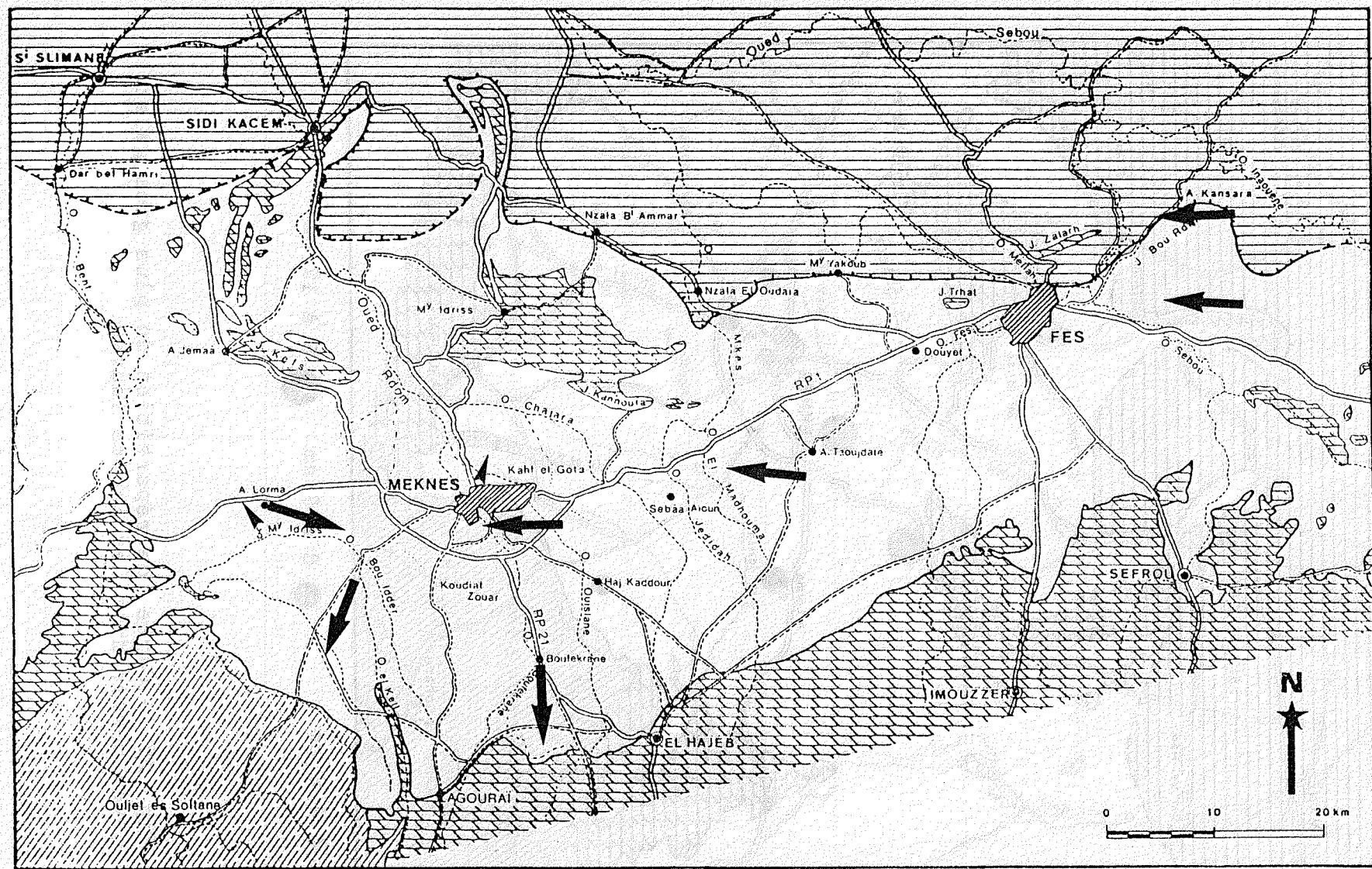
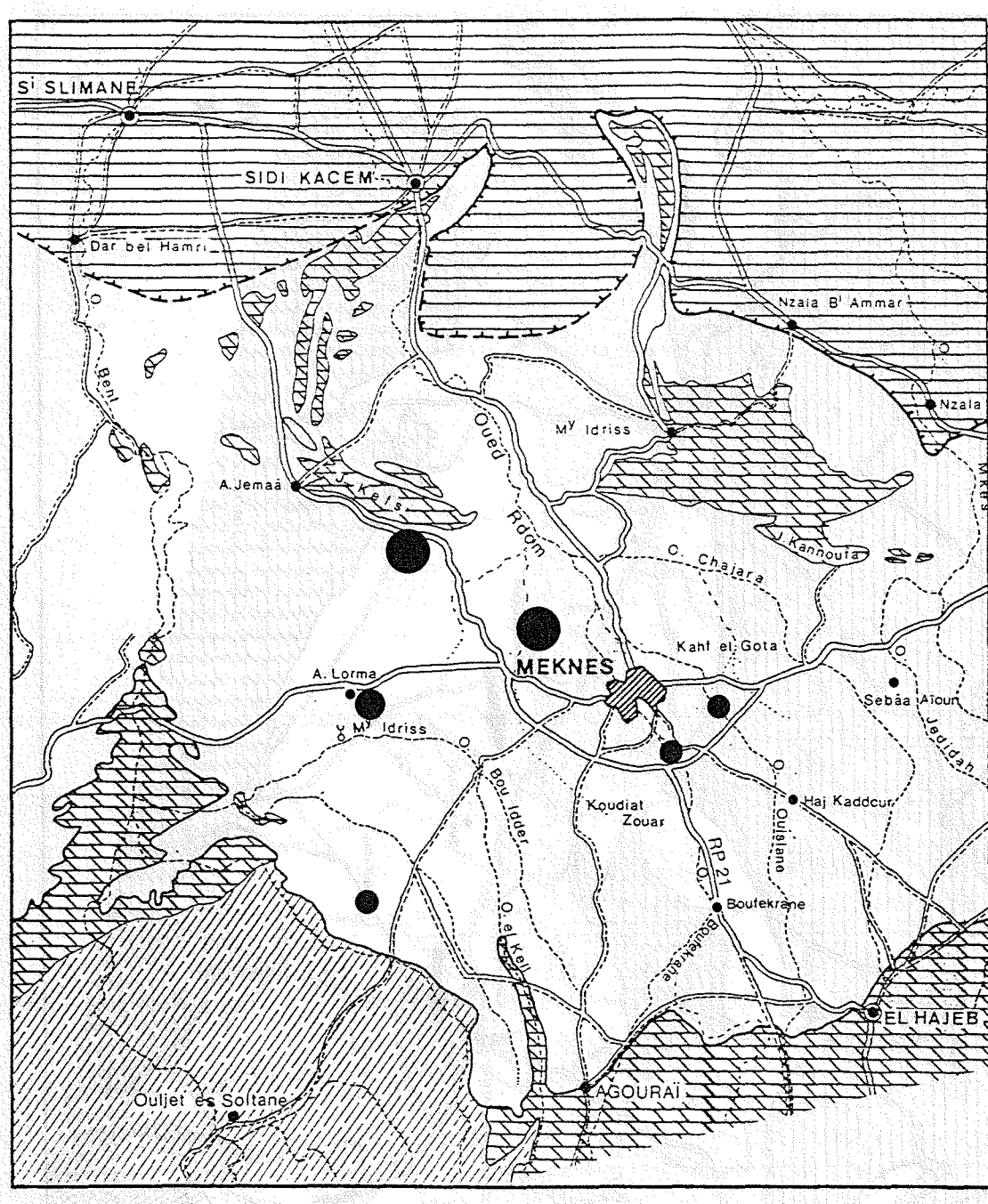


Fig. 36 - Carte de répartition des paléocourants déduits des stratifications obliques dans les Sables fauves (⟵) et dans les sables oncholitiques à la base des Calcaires lacustres (◄) dans le bassin du Saïs.



● 4 à 6 cm ● 6 à 9 cm ● 9 à 12 cm

Fig. 37 - Carte de répartition du plus gros galet moyen mesuré dans les Sables fauves.

3 - CONCLUSION

Le paléocourant déduit des stratifications obliques dans les Sables fauves est unidirectionnel. Ce type de courant caractérise les milieux fluviatiles, deltaïques, mais aussi de plate-forme ("Shelf"). Les observations du terrain excluent les deux premiers environnements. Il s'agirait donc d'un milieu marin où le courant unidirectionnel est l'oeuvre de courants de marée. De tels courants sont souvent générés dans des bassins longs, étroits et ouverts sur un océan. Ce qui serait le cas du Saïs à l'époque du dépôt des Sables fauves. Ce type de courant est bidirectionnel, mais les sédiments enregistrent une seule direction correspondant soit au flux soit au reflux de la mer. Plusieurs facteurs interviennent dans la prédominance de l'une ou l'autre direction. Celle enregistrée est souvent celle qui sera renforcée par d'autres courants marins, par exemple les courants océaniques et de tempête (H.G. READING, 1986).

Les variations observées sur les bordures du bassin seraient dues à leur position plus proche de la zone côtière.

C - ANALYSE GRANULOMETRIQUE

1 - DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE

La fraction fine inférieure à 50 µm se trouve en quantité faible dans les Sables fauves (fig. 38 et 39). On note une nette augmentation du pourcentage de cette fraction au sommet de la formation.

La fraction supérieure à 50 µm se répartit entre les sables fins et les sables très grossiers. On remarque une diminution de la granulométrie vers le haut de la série où les sables fins dominent (fig. 38 et 39). On note aussi que les sables d'Aïn Lorma et des bordures N et S sont moins grossiers que ceux de la région de Meknès.

C'est un sable moyennement bien classé à bien classé (σ comprise entre 0,2 ϕ et 0,6 ϕ). Le classement diminue quand il y a beaucoup de matériel grossier. L'asymétrie est fluctuante entre les valeurs négatives et positives (fig. 38 et 39).

Les carbonates sont relativement importants dans ces sables (30 à 45%). Ils se trouvent essentiellement sous forme de bioclastes, rarement des lithoclastes calcaires ou ciment calcaire. Le pourcentage de ces calcaires est très faible, voire nul dans les niveaux supérieurs qui sont azoïques (fig. 38 et 39).

2 - ANALYSE DES COURBES GRANULOMETRIQUES

La majorité des courbes obtenues pour les sables étudiés montrent que le transport des particules se fait essentiellement par saltation (86 à 98%). Le segment correspondant à cette population présente une forte pente indiquant ainsi un bon classement de cette fraction (G.S. VISHER, 1969). On observe souvent deux sous-populations transportées par saltation (fig. 40). Les particules fines transportées en suspension et la population transportée par roulement sont faibles (0 à 10%).

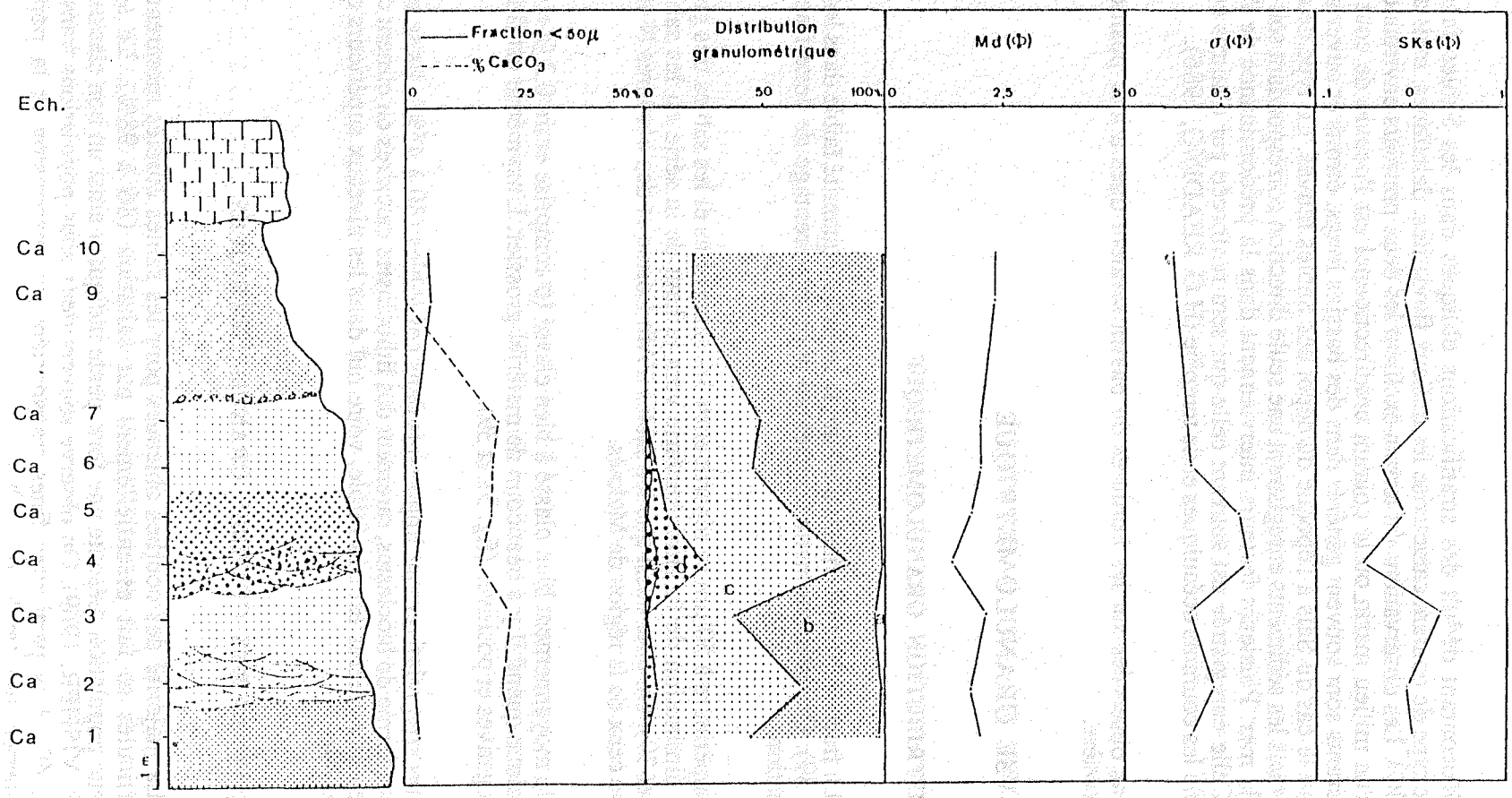


Fig. 38 - Caractéristiques granulométriques des sables des carrières d'Aïn Lorma .

a : sable très fin (0,063 mm - 0,125 mm)
b : sable fin (0,125 mm - 0,250 mm)
c : sable moyen (0,250 mm - 0,500 mm)
d : sable grossier (0,500 mm - 1,000 mm)
e : sable très grossier (1,000 mm - 2,000 mm)

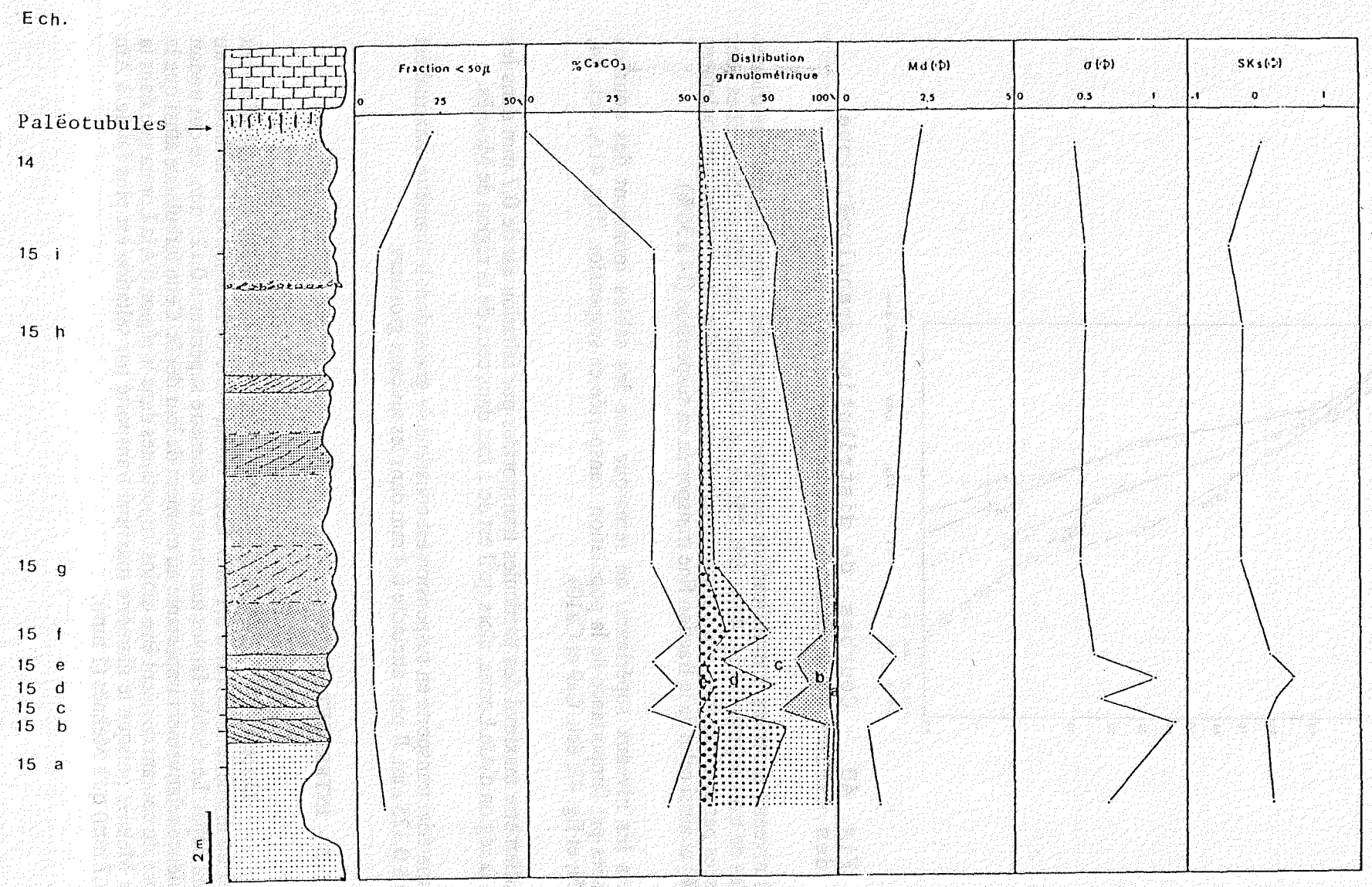


Fig. 39 - Caractéristiques granulométriques des sables de l'Oued Ouislane (a, b, c, d et e idem figure 38).

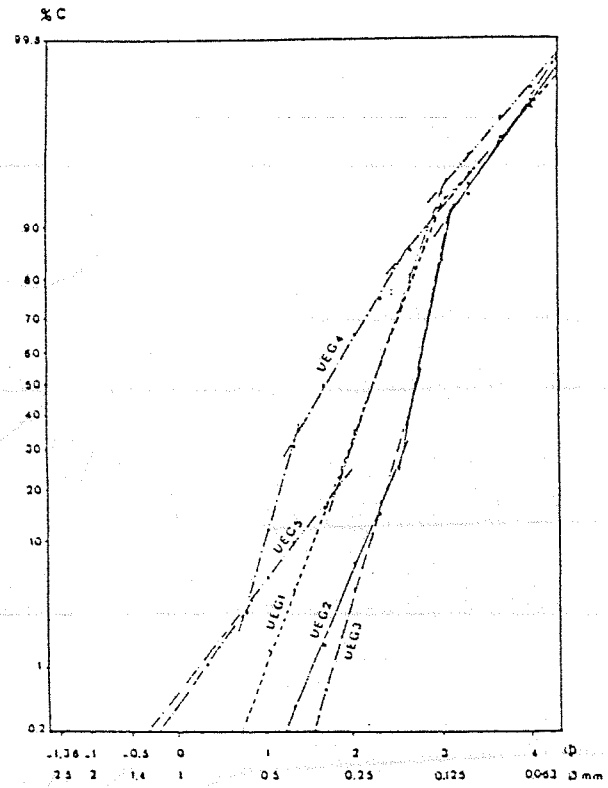


Fig. 40 - Courbes de distribution granulométrique des sables de l'Oued Boufekrane.

Les niveaux grossiers à stratifications obliques donnent des courbes granulométriques constituées de trois segments (fig. 41A; éch. 15f et fig. 41B; éch. 15a, 15b et 15d). Elles sont caractérisées par une importance du segment relatif aux particules transportées par roulement (10 à 20%) et aussi celui de la fraction fine transportée en suspension (14 à 36%).

Dans les niveaux supérieurs, on remarque que les sables montrent des courbes caractérisées par l'importance de la population transportée en suspension (Fig. 41A; éch. 14, 15h, et 15i; et fig. 42; éch. Ca9 et Ca10).

Le diamètre maximal des particules transportées par saltation est de 0,7 mm dans les sables de la région d'Aïn Lorma, alors qu'il est de 1 mm dans ceux de la région de Meknès.

Le matériel transporté en suspension est constitué de grains dont le diamètre maximal est supérieur à 0,125 mm. Il peut atteindre 0,4 mm dans les niveaux grossiers.

3 - INTERPRETATION

D'après G.S. VISHER (1969), les particules transportées en suspension ont en général un diamètre inférieur à 0,1 mm. Cette valeur varie en fonction de la turbulence au moment du dépôt. Les Sables fauves montrent un diamètre supérieur à 0,125 mm, ce qui traduit une turbulence relativement importante au moment de leur dépôt. Cette turbulence ainsi que la compétence du courant devaient être moins importantes dans la région d'Aïn Lorma que dans la région de Meknès puisque le diamètre maximal transporté par saltation est plus faible à Aïn Lorma (0,7 mm) qu'à Meknès (1 mm).

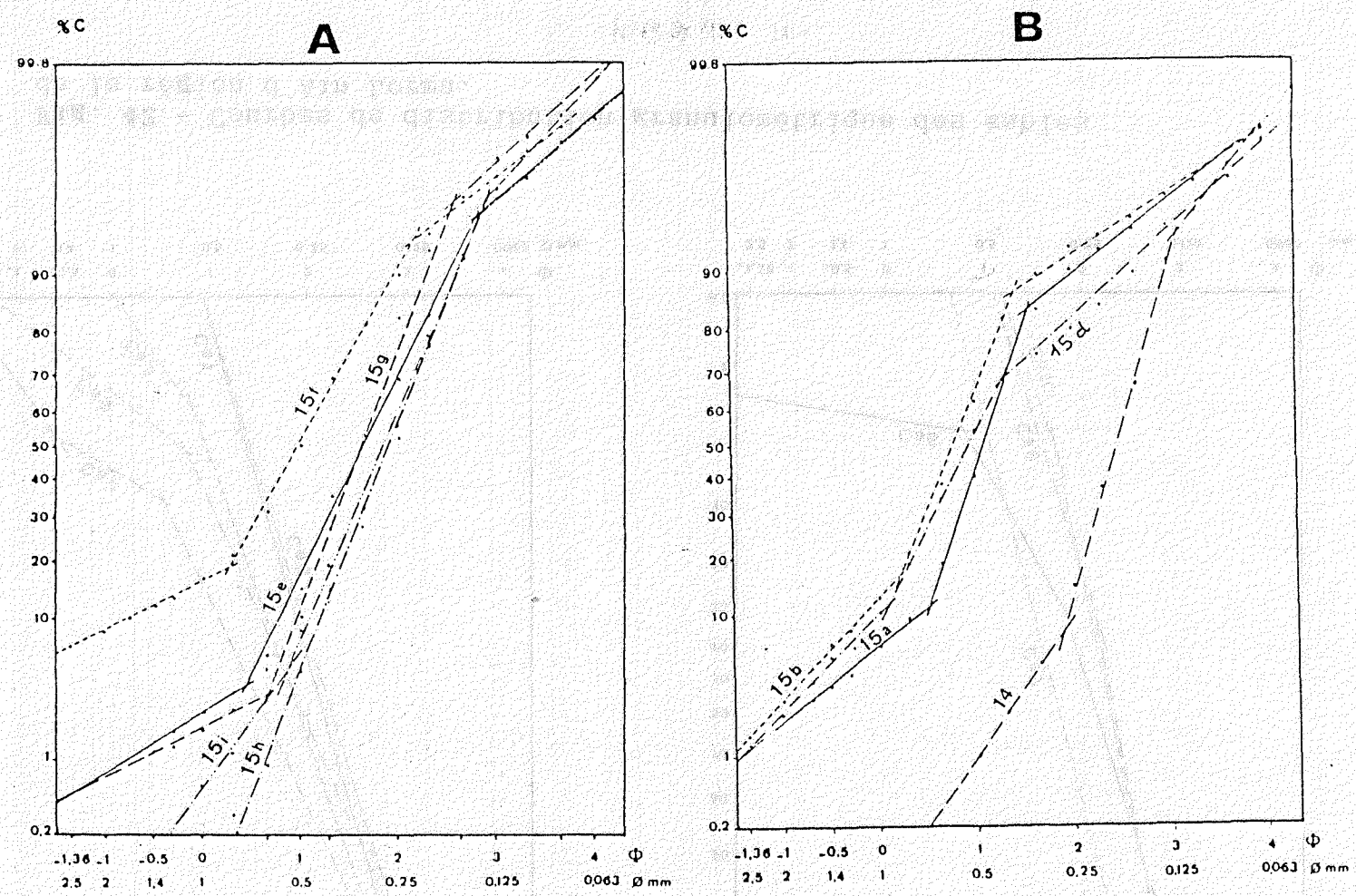


Fig. 41 - Courbes de distribution granulométrique des sables de l'Oued Ouislane.

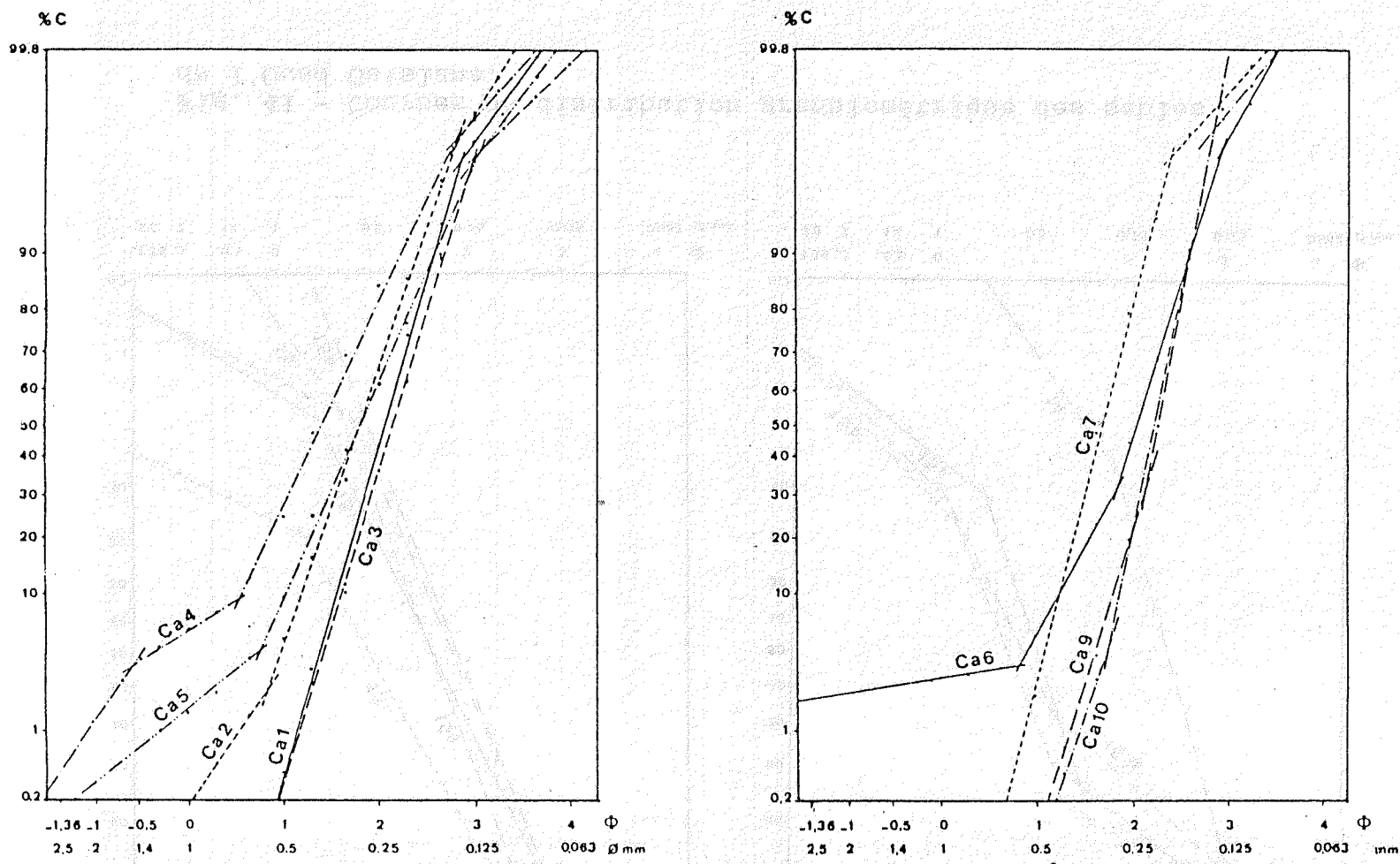


Fig. 42 - Courbes de distribution granulométrique des sables de la région d'Aïn Lorma.

La majorité des courbes obtenues pour les Sables fauves présentent des formes semblables à celles obtenues par G.S. VISHER (1969) pour les dépôts actuels de milieu intertidal (présence de deux sous-populations du matériel transporté par saltation). Cependant, il ne faut pas oublier que le phénomène du remaniement intervient à différents niveaux. Ainsi on peut avoir une conservation de la forme des courbes granulométriques lorsque le remaniement s'effectue sur de faibles distances. C'est l'exemple des sables fluviatiles de l'Oued Fès qui montrent les mêmes courbes que celles des dépôts marins du bassin du Saïs (L. GOURARI, 1987).

Dans le cas des Sables fauves il pourrait y avoir soit un remaniement à partir de terrains marins plus anciens du bassin du Saïs, soit à partir de formations contemporaines déposées latéralement.

4 - CONCLUSION

Les Sables fauves du plateau de Meknès sont moyens à grossiers, en général bien classés sauf les niveaux plus grossiers qui montrent un classement médiocre.

A la base de la formation, on trouve des variations granulométriques avec des passées plus grossières alors qu'au sommet le sable est homogène et plus fin.

Les carbonates dans la fraction supérieure à 50 µm se trouvent essentiellement sous forme de bioclastes à la base et font défaut au sommet de la série.

Le transport des particules sableuses s'effectue essentiellement par saltation, rarement par traction alors que la suspension est relativement importante dans les niveaux supérieurs. Ce transport se fait par des courants turbulents à énergie relativement importante qui diminue de bas en haut de la formation et aussi entre la région de Meknès et celle d'Aïn Lorma (d'E en W).

Le matériel détritique serait remanié de formations marines plus anciennes ou contemporaines, déposées latéralement.

D - ETUDE DE LA FAUNE

1 - LA MACROFAUNE

La macrofaune est variée. Les huîtres sont relativement les plus abondantes. Elles sont de grande taille pouvant atteindre 20 cm de long. Elles se concentrent dans les niveaux grossiers en compagnie des galets et graviers, mais on les trouve aussi dispersées dans le sable homogène. Les cavités de taraudeurs et les balanes ne sont pas rares sur ces coquilles. Le reste de la macrofaune se compose de balanes, bryozoaires, spicules d'échinides et de fragments de bivalves. Cependant aucune trace de bioturbation n'a été décelée dans les sables du plateau de Meknès.

Dans la région d'Aïn Lorma, les huîtres sont de petite taille, les balanes sont moins abondantes alors que les dents de poissons (requins) sont nombreuses.

Ces huîtres montrent une usure assez faible. Certaines ont été déterminées par M. LAURAIN (1985 et 1986) qui a reconnu deux types :

- *Crassostrea gryphoïdes* (forme gingensis) : ce sont des formes larges qui vivent à plat sur les fonds marneux ou argileux dans la zone de battement des marées avec apport d'eau douce,

- les petites formes (non déterminées) : ce sont des espèces de rochers qui vivent dans une mer à salinité normale.

Dans le niveau grossier à Aïn Lorma (cf. fig. 12), nous avons trouvé des ossements dont la détermination de L. GINSBURG (1989) en fait des fragments de crâne d'un *Rhinoceros* de grande taille. Il semblerait que c'est une forme du Miocène supérieur ou plus récente vu sa grande taille. Le mode du gisement, débris fragmentaires dans un niveau à galets et graviers, témoigne d'un transport. Il ne s'agit donc pas d'un fossile autochtone dans les Sables fauves.

2 - LA MICROFAUNE

La microfaune est constituée essentiellement de foraminifères et d'ostracodes.

Les foraminifères extraits des Sables fauves sont très usés ce qui rend leur détermination délicate. Une grande partie est remaniée du Crétacé au Miocène (détermination R. WERNLI). D'après les travaux de R. WERNLI (1986 et des déterminations qu'il a faites pour ce travail en 1989) , les Sables fauves de l'Oued Boufekrane contiennent une association de Foraminifères caractérisée par la rareté des formes planctoniques et les formes benthiques autochtones indiquent la plate-forme interne. La présence de *Globorotalia crassaformis* lui a permis d'attribuer un âge Pliocène moyen (p^2) aux Sables fauves du plateau de Meknès.

Dans les niveaux inférieurs des Sables fauves (l'équivalent des "Sables à matrice carbonatée" de P. CIRAC, 1985), les espèces d'Ostracodes décrites indiquent un milieu de plate-forme continentale (P. CIRAC, 1985).

3 - CONCLUSION

La faune observée dans les Sables fauves est caractérisée par la présence de formes marines à l'exception de toute forme d'eau douce ou continentale.

Les huîtres qui vivaient sur un fond marneux sont donc remaniées et redéposées dans les Sables fauves. Elles peuplaient le milieu intertidal, ce qui explique la présence de Balanes et de trace de taraudeurs à leur surface. Des formes identiques sont présentes dans les Marnes grises tortono-messiniennes de la région de Fès-Sefrou où elles peuvent être très abondantes et servent de support aux constructions récifales (J.P. SAINT MARTIN, 1987). Les huîtres de petite taille sont surtout présentes dans la région d'Aïn Lorma.

Les foraminifères sont essentiellement remaniés à partir de terrains miocènes du bassin du Saïs et aussi à partir de formations crétacés-miocènes du Prérif. Les formes autochtones indiquent un âge Pliocène moyen (p^2) et s'accordent avec les Ostracodes pour un milieu de plate-formeinterne. Celle-ci recevait du matériel remanié de formations sédimentaires plus anciennes et en partie arrachées au littoral.

E - CONCLUSION

Les Sables fauves du plateau de Meknès sont essentiellement des sables moyens à grossiers. Les intraclastes argileux sont très rares, voire absents. Les galets et graviers se concentrent généralement en un pavage étendu sur quelques centaines de mètres.

C'est un sable généralement bien classé. Le transport des particules se fait essentiellement par saltation par un courant turbulent et à énergie importante.

Les niveaux supérieurs sont plus fins,homogènes et dépourvus de carbonate.

Les structures sédimentaires les plus fréquentes sont les stratifications obliques tabulaires et arquées. Le paléocourant déduit de ces structures est unidirectionnel dirigé globalement vers l'W. Des variations s'observent sur la bordure S du plateau et à Aïn Lorma où les stratifications obliques arquées sont les plus abondantes. Ce type de paléocourant caractérise les milieux fluviatiles, deltaïques et marin de plate-forme. La présence des "Hummocky cross stratifications" et de faune marine indique un milieu marin, alors que l'absence de toute trace d'activité biologique et de structure sédimentaire bidirectionnelle élimine un milieu intertidal. L'association de Foraminifères autochtones et d'Ostracodes ainsi que le paléocourant unidirectionnel sont en faveur d'un environnement de plate-forme continentale ("Shelf").

D'après les datations de R.WERNLI (1986 et communication personnelle, 1989) dans les Sables fauves de la région de Meknès, cette série est attribuée au Pliocène moyen (p^2) à *Globorotalia crassaformis*. Il y aurait une discontinuité à sa base matérialisée par le niveau lumachellique observé à Aïn Lorma et à Aïn Taoujdat à base parfois ravinante (Oued El Kell).

III - LA PLAINE DU SAIS

A - INTRODUCTION

Entre la dénivellation d'Aïn Taoujdat et la ville de Fès, la formation continentale du Saïs repose directement sur les Marnes grises datées du Messinien ou plus anciens (A. CHARRIERE, 1984 et 1989; J.P. SAINT MARTIN, 1987 et R. WERNLI, 1986).

Une étude du terrain a été faite dans la région à la recherche d'affleurements montrant la succession des faciès observée sur le plateau de Meknès. Les affleurements qui présentent un intérêt pour notre sujet d'étude se localisent au N et NE de la plaine du Saïs.

B - AFFLEUREMENTS DU JBEL BOU RDIM-AIN KANSARA

1 - DESCRIPTION

Les affleurements du Jbel Bou Rdim-Aïn Kansara se trouvent au contact du front de la nappe prérifaine qui les contourne dans leur partie N et E (fig. 8).

La coupe du Jbel Bou Rdim (x = 549,8 / y = 392,0) débute par des Marnes grises qui sont surmontées de Silts jaunes puis d'une épaisse série (90 m) gréso-calcaire (fig. 43 et Pl. III, photo.1), présentant un pendage tectonique de l'ordre de 5 à 10° SE (flanc NW du synclinal Jbel Bou Rdim-Jbel Bou Rfaâ). Au SE du Jbel Bou Rdim, tout au long du Jbel Bou Rfaâ, on observe un conglomérat à galets essentiellement siliceux (quartz, quartzite, grès...) reposant directement sur les Marnes grises.

La série gréso-calcaire débute par des bancs de grès moyen bioclastique (fig. 44, éch. 25c et 25d). Au-dessus, on observe des intercalations de niveaux de calcarénites où abondent, soit les Hétérostégines (éch. 25e) soit les Serpulidés (éch. 25g, 25h et 25i; et Pl. V, phto. 6) ou les Balanes (éch. 25m et 25n; et Pl. V, photo. 5).

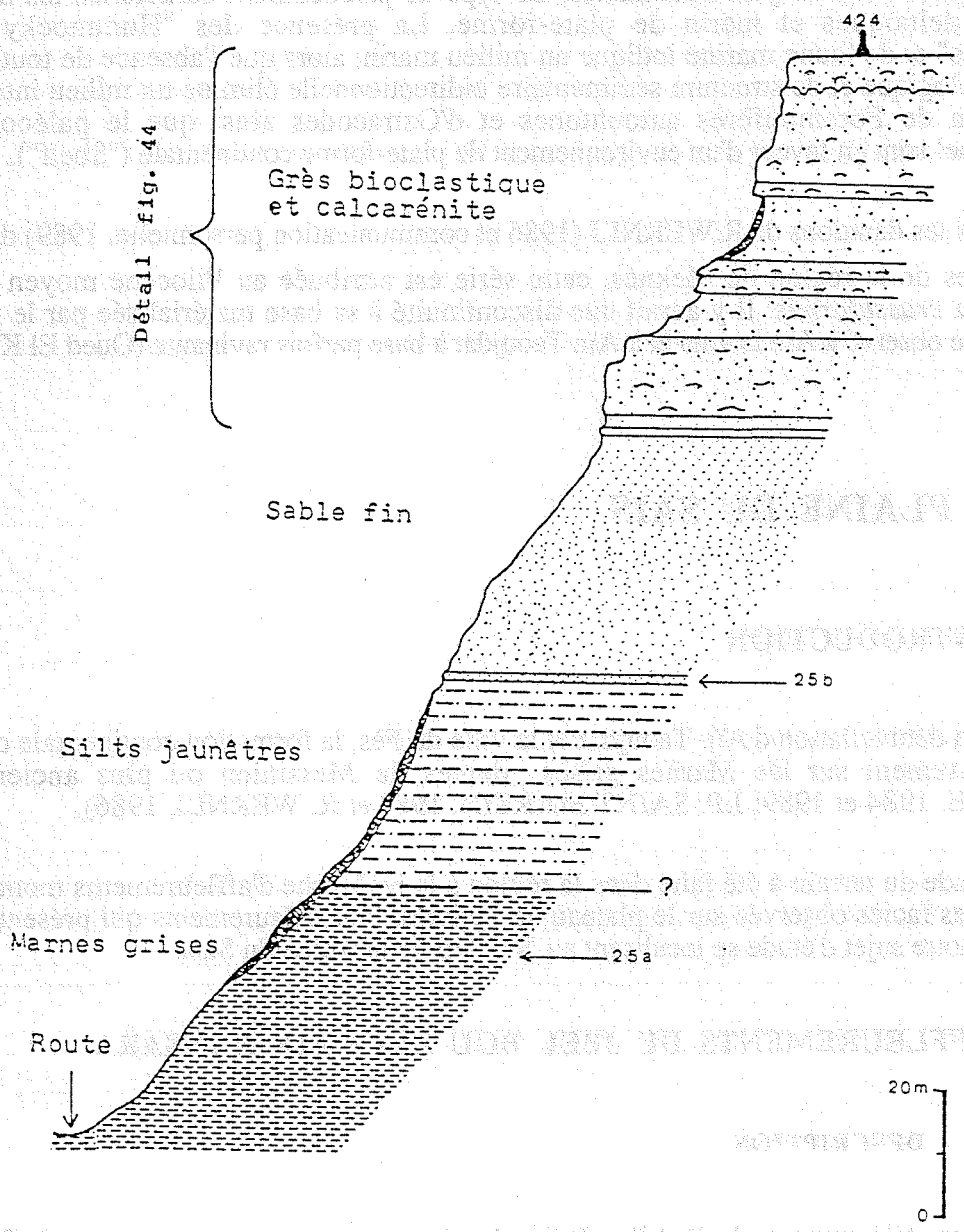
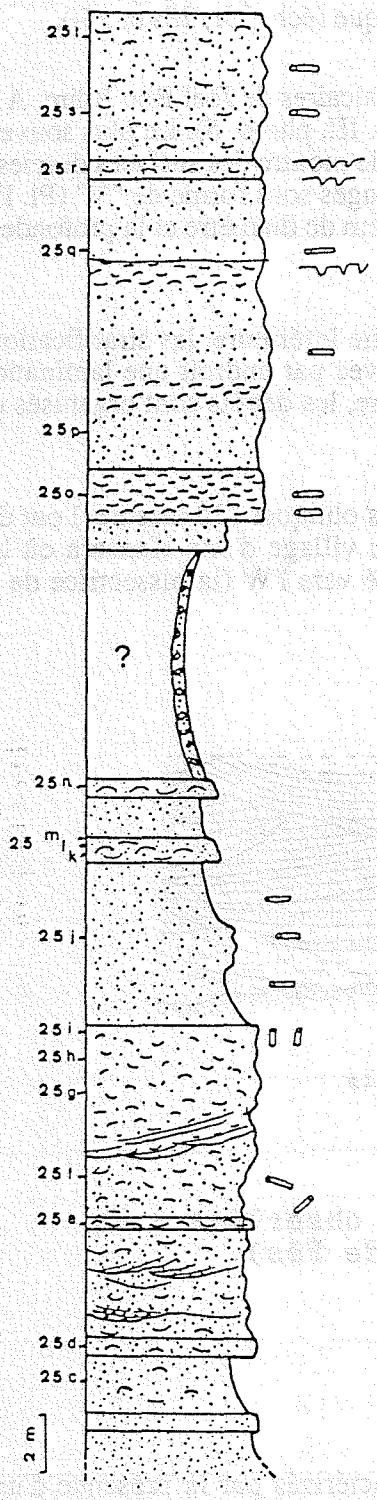


Fig. 43 - Coupe du Jbel Bou Rdim.



Grès jaunâtre bioclastique

Grès jaunâtre bioclastique avec intercalation de quelques niveaux de calcarénite.

Calcarénite à balanes.
intercalation de petits bancs de grès fin et grès bioclastique.

Eboulis.

2 bancs de calcarénite à Balanes.

Grès fin friable jaunâtre avec peu de bioclastes.

Calcarénite à Serpulidés.

Calcarénite à Hétérostégines.

Grès bioclastique jaunâtre, intercalation de quelques niveaux grossiers très riches en bioclastes.

Sable fin jaunâtre.

: Terriers horizontaux } en place
: Terriers verticaux } en place
: Terriers remaniés
: Surface taraudée.

Fig. 44 - Détail de la série gréseuse du Jbel Bou Rdim.

La deuxième partie montre à sa base de petits bancs de grès fin et grès bioclastique surmontés de calcarénite constituée essentiellement de fragments de Balanes de grandes taille (éch. 25o, 25p et 25q). La série se termine par un grès bioclastique (éch. 25r, 25s et 25t).

L'activité biologique est très importante dans ces grès et calcaires de Jbel Bou Rdim. A la base des bancs on observe un système complexe de terriers (Pl. III, photo. 5). Le plus souvent ces terriers se trouvent sous forme remaniée. La partie sommitale montre des surfaces durcies à oxydes de fer ("hard-ground") présentant des cavités de lithophages sous forme de "V" (Pl. III, photo. 3 et 4). L'ouverture de ces cavités est de l'ordre de 1 à 5 cm de diamètre et la profondeur de 3 à 20 cm.

Les structures sédimentaires observées sont, dans la partie inférieure, les stratifications obliques arquées de petite taille (fig. 45 et Pl. III, photo. 2) avec par endroit une lamination horizontale (éch. 25k à 25m) alors que dans la partie supérieure, les dépôts sont organisés en bancs horizontaux.

Les mesures d'orientations des feuillets des stratifications obliques (20 mesures) ont été effectuées sur les affleurements qui se trouvent au-dessus du village d'Aïn Kansara où les structures sont plus visibles. Le paléocourant déduit est dirigé vers l'W (la bissectrice de la dispersion maximale est N262).

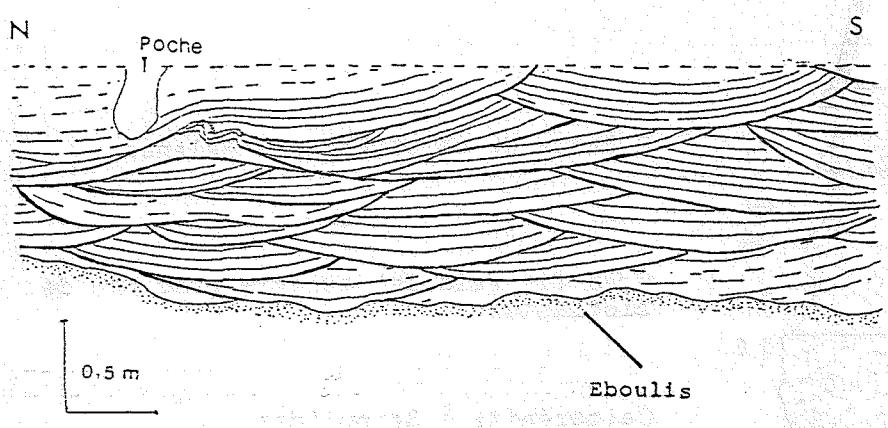


Fig. 45 - Structures sédimentaires observées à la base des grès d'Aïn Kansara (région de Fès).

2 - INTERPRETATION

Les grès et calcaires du Jbel Bou Rdim sont caractérisés par la présence d'une bioturbation relativement intense, de "hard-ground" et l'abondance de bioclastes de milieu marin peu profond.

Les structures sédimentaires dominantes sont la stratification plane et, à la base, une stratification oblique arquée de petite taille.

Ces caractéristiques sont celles d'un dépôt marin peu profond où l'énergie est relativement assez forte puisque les coquilles se trouvent sous forme fragmentée. Les argiles sont complètement absentes et la série est épaisse. La profondeur diminue de bas en haut de la série , ainsi on passe d'un milieu infratidal à un milieu de plage .

Ce milieu recevait très peu de matériel terrigène. Les sédiments sont essentiellement des bioclastes transportés à partir du rivage par des courants de tempête. La sédimentation était faible avec des périodes d'arrêt durant lesquelles se sont développés des fonds durcis peuplés par des organismes lithophages. La cimentation doit être assez précoce puisque les terriers se trouvent remaniés dans certains niveaux.

Les Marnes grises (fig. 43, éch. 25a) ont fourni une association de Foraminifères à *Globorotalia conomiozea* (m^{6b}), elles sont donc messiniennes (détermination R. WERNLI, 1989). La faune de la série gréso-calcaire est très usée est mal conservée ne permettant pas une datation précise. Les conglomérats du dessus représenteraient des dépôts du paléo-Inaouène qui déboucherait dans le Saïs oriental à l'époque de la sédimentation des "Calcaires lacustres" (A.E. LAOUINA, 1973) et qui seraient donc du Pliocène supérieur (cf. chap. V). La série gréso-calcaire serait, soit Pliocène inférieur soit Pliocène moyen oubien les deux.

C - AFFLEUREMENTS DE L'OUED ER RIFFA - OUED SEFAH

1 - DESCRIPTION

Ce sont des affleurements qui se trouvent au SE du plateau du Jbel Bou Rdim - Jbel Bou Rfaâ (fig. 8), dans quelques vallées du plateau d'Aïn Sbit. Les plus intéressants se trouvent le long de la vallées de l'Oued Sefah et de son affluent l'Oued Er Riffa (x = 556,8 / y = 386,2).

Le sommet des Marnes silteuses sur la rive gauche de l'Oued Er Riffa présente des perforations à parois oxydées. Au-dessus vient une série gréseuse à base oxydée (fig. 46). Cette série débute par de petits bans gréseux séparés par des joints argilo-silteux grisâtres et présente une stratification sub-horizontale (SH fig. 46 et 47). Les bancs de grès montrent une bioturbation importante (A, fig. 48).

Un lit argilo-silteux sépare le dernier niveau de deux faisceaux à stratifications obliques arquées (SA, fig. 47) caractérisés par l'abondance de perforations d'organismes lithophages (fig. 48). Ces perforations traversent les stratifications obliques sans les déformer. Certaines présentent un remplissage argilo-silteux identique au lit qui vient au-dessus. Elles se prolongent sur plus de 80 cm avec un diamètre maximum de 10 cm diminuant vers le bas. En plus de ces perforations on trouve des terriers à diamètre constant, généralement horizontaux, bien visibles dans les lits argilo-silteux. Certains descendent dans les perforations à remplissage argilo-silteux (fig. 48).

Au-dessus de ces deux faisceaux à perforations, on trouve un lit argilo-silteux gris puis un faisceau à stratifications obliques arquées de petite taille.

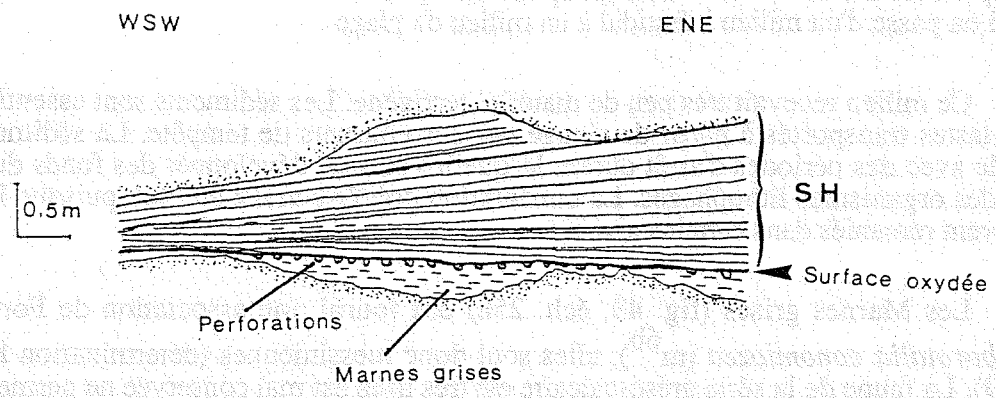


Fig. 46 - Mode du passage des Marnes grises aux grès sur les affleurements de l'Oued Er Riffa (région de Fès).

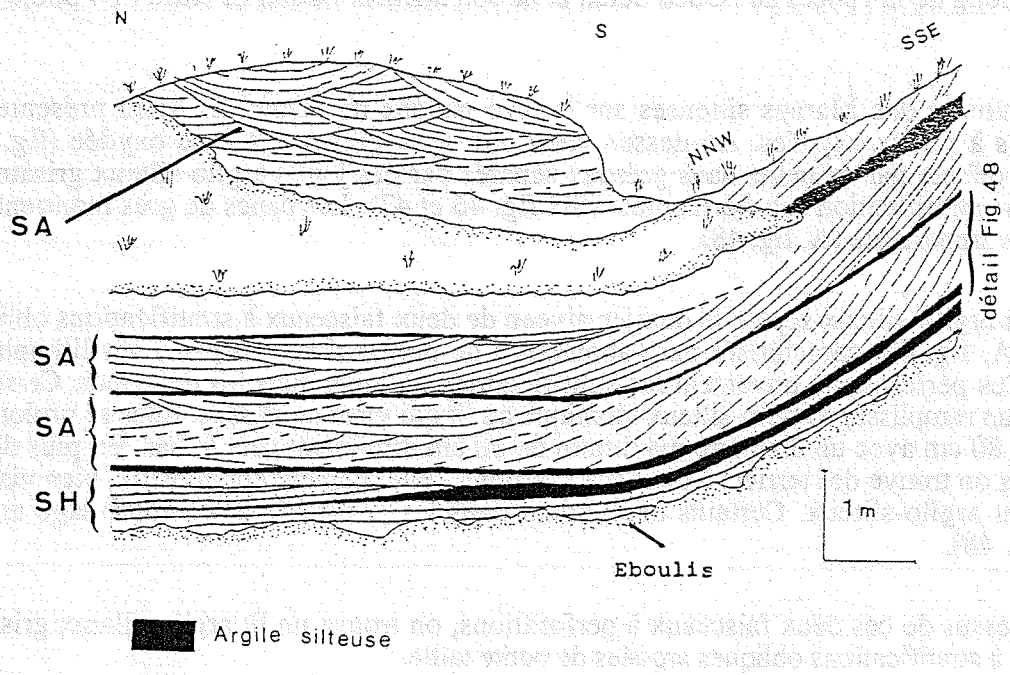


Fig. 47 - Structures sédimentaires à la base de la série gréseuse de l'Oued Er Riffa.

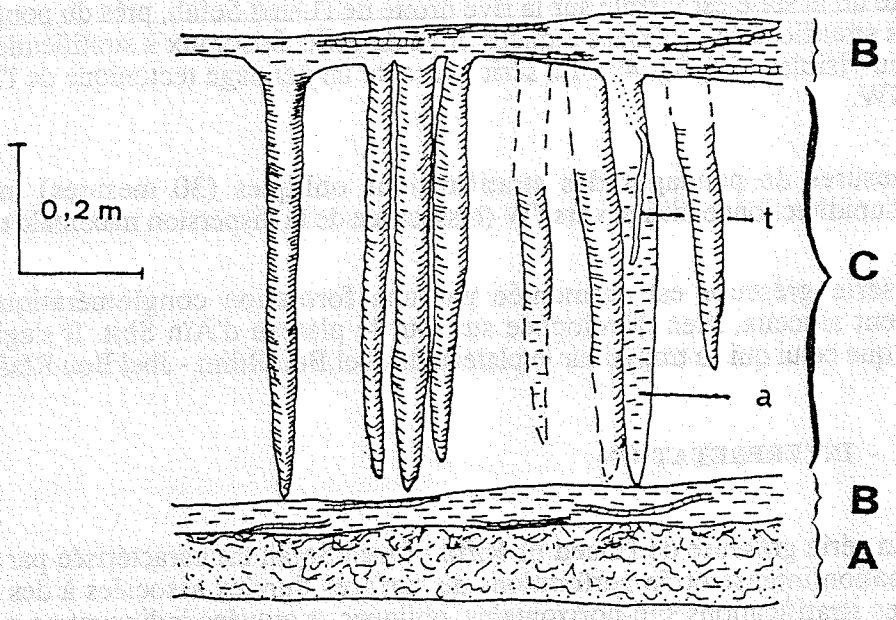


Fig. 48 - Structures dues à l'activité biologique dans les grès de l'Oued Er Riffa.
A : grès bioclastique à bioturbation intense
B : Lits argilo-silteux gris à terriers
C : grès à perforations de lithophages dont certaines ont conservé leur remplissage argilo-silteux (a) avec parfois des terriers (t).

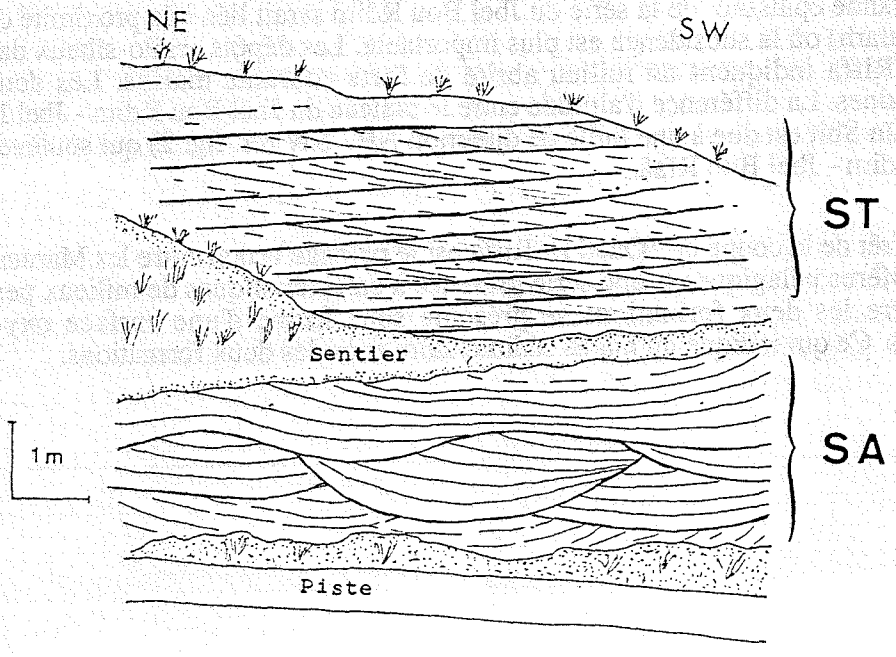


Fig. 49 - Structures sédimentaires observées au sommet des grès de l'Oued Sefah.

La suite de la série est visible sur la rive droite de l'Oued Sefah, près du pont. Au-dessus du faisceau à stratifications obliques arquées, il ya de petits faisceaux à stratifications obliques tabulaires peu visibles (ST, fig. 49). La série présente un pendage tectonique de l'ordre de 5 à 10° vers le NW.

Les mesures de pendages des stratifications obliques (30 mesures) indiquent un paléocourant unidirectionnel dirigé vers l'W (bissectrice de la dispersion maximale est N275).

Cette série gréseuse est surmontée par une formation conglomératique, à galets essentiellement siliceux, bien développée sur tout le plateau d'Aïn Sbit. Il s'agit du même conglomérat que celui qui se trouve sur le plateau du Jbel Bou Rdim - Jbel Bou Rfaâ.

2 - INTERPRETATION

La série gréseuse de l'Oued Er Riffa - Oued Sefah est caractérisée par la présence d'une bioturbation intense et de perforations de surfaces durcies associées à des dépôts fins argileux et des stratifications sub-horizontales, obliques et arquées indiquant un paléocourant unidirectionnel vers l'W. Ce sont des caractéristiques d'un milieu marin peu profond (plate-forme interne).

Les perforations indiquent des substrats durs. Ce qui signifie une cimentation synsédimentaire en milieu sous marin (J.C. GALL, 1976; B.H. PURSER, 1980) pendant une période de non sédimentation au cours de laquelle croissent des organismes lithophages.

C'est une série qui ressemble à celle du Jbel Bou Rdim (partie supérieure)par la présence de niveaux durcis à perforations semblables mais de plus grande taille à l'Oued Er Riffa. Elle en diffère par la présence de dépôts argilo-silteux, l'absence de calcarénite à Balanes et Serpulidés et l'épaisseur qui est faible à l'Oued Er Riffa.

La grande épaisseur de la série du Jbel Bou Rdim serait liée à la proximité des Rides sud-rifaines (Zalarh) où la subsidence est plus importante. Les dépôts argilo-silteux dans les grès de l'Oued Er Riffa indiquent un milieu abrité de forts courants marins. Les deux séries sont contemporaines. La différence d'altitude entre le plateau du Jbel Bou Rdim - Jbel Bou Rfaâ et le plateau d'Aïn Sbit est due à une faille de direction NE - SW (cf. fig. 2) qui soulève le plateau du Jbel Bou Rdim - Jbel Bou Rfaâ.

L'intérêt de la coupe de l'Oued Er Riffa est le passage brutal entre les Marnes grises riches en foraminifères pélagiques à une série gréseuse à caractéristiques de milieux peu profond. Le contact entre les deux formations se présente sous forme d'une surface oxydée à petites perforations. Ce qui indique un hiatus sédimentaire entre les deux formations.

D - AFFLEUREMENTS AU N DE FES

1 - DESCRIPTION

a - Affleurements de l'Oued Mellah et de Bab El Guissa

Sur les deux rives de l'Oued Mellah, qui se trouve entre Jbel Trhat et Jbel Zalarh (fig. 8), affleurent des Marnes grises recouvertes de grès bioclastiques. Un petit affleurement sur la rive gauche (x = 539,25 / y = 386,1) montre le contact entre les Marnes grises et les grès. Ces derniers érodent à les marnes qu'on trouve sous forme d'intraclastes à la base des grès (fig.50). Ces grès sont caractérisés par l'abondance de bioclastes, essentiellement des bivalves et des balanes, et aussi par l'abondance de grains de dolomite (coloration nulle après traitement à l'alizarine rouge) entourés d'oxydes de fer. Les terriers sont abondants à la base des bancs.

Sur la rive droite de l'Oued Mellah (près de Bab El Guissa), les grès deviennent plus fins avec peu de bioclastes, mais les joints argileux deviennent de plus en plus abondants vers le haut soulignant parfois la stratification oblique. Ces grès sont surmontés de conglomérat et travertins de Fès.

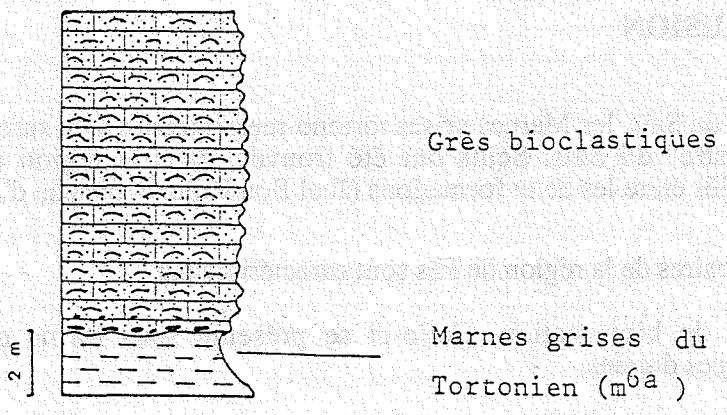


Fig. 50 - Coupe dans les grès de l'Oued Mellah.

b - Affleurements du Jbel Zalarh

Sur le flanc S du Jbel Zalarh, à une altitude d'environ 670 m, existent de petites grottes (x = 541,8 / y = 390,4) remplies de sable fin. Elles sont creusées dans les calcaires à silex du Lias moyen, redressé à la verticale (Pl. III, photo. 6).

La plus importante de ces grottes fait environ trois mètres de large sur un mètre de haut et deux mètres de profondeur. Sur une surface taraudée repose un sable jaune contenant des galets de silex à la base. Le sable remplit la grotte et toutes les fissures latérales, et à l'extérieur, il est plaqué contre une falaise du calcaire, donc sa mise en place est postérieure à la karstification.

2 - INTERPRETATION

Les grès bioclastiques de l'Oued Mellah présentent les caractéristiques d'un dépôt marin peu profond. Les apports détritiques viennent du N, à partir des Rides (Zalarh et Trhat) ce qui explique la présence des grains dolomitiques.

Les Marnes grises contiennent des Foraminifères donnant un âge Tortonien supérieur (m^{6a}, détermination R. WERNLI, 1989). L'absence du m^{6b} serait le résultat de l'érosion précédant le dépôt des grès bioclastiques dont les témoins se trouvent sous forme d'intraclastes à la base de ces derniers.

Les sables du Jbel Zalarh sont des dépôts remplissant des cavités creusées par les vagues dans les paléofalaises du calcaire liasique. Ces sables constitueraient soit un faciès latéral des Sables fauves ou conglomérats de la base des "Calcaires lacustres" (J.C. FAUGERES, 1978); soit l'équivalent des Silts tortono-messiniens en contrebas des falaises (R. WERNLI, 1986). L'absence de faune permettant une datation pose un problème de leur position stratigraphique. Ce qui est certain, c'est qu'ils sont des dépôts marins donc ne peuvent pas être un faciès latéral des "Calcaires lacustres" qui se trouvent en contrebas des falaises du Jbel Zalarh sous forme d'un conglomérat à matrice gréseuse très différente des sables remplissant les grottes. Ce sont des faciès latéraux des formations marines pliocènes du bassin du Saïs.

E - CONCLUSION

Dans la plaine du Saïs, les Marnes grises tortono-messiniennes sont surmontées de dépôts du "complexe lacustre" du Saïs. Seuls ont été trouvés, dans la région de Fès, des grès bioclastiques intercalés entre les deux formations (Jbel Bou Rdim et plateau d'Aïn Sbit).

Les grès et calcaires de la région de Fès sont caractérisés par :

- l'abondance de bioturbation. Celle-ci se présente sous forme de terriers et de perforations de surfaces durcies;

- la présence de dépôts argileux et silteux intercalés dans les grès de l'Oued Er Riffa;

- la présence d'une faune marine de milieu peu profond (balanes, Serpulidés, hétérostégines et Pectinidés) et qui constituent par endroit des calcaires bioclastiques;

- des stratifications arquées, obliques et sub-horizontales donnant un paléocourant dirigé vers l'W;

- une cimentation précoce qui donne des surfaces durcies taraudées et des terriers remaniés.

Il s'agit donc de dépôts marins infra à intertidaux. Le passage entre les Marnes grises tortono-messiniènnes et ces grès est brutal. Ils représenteraient des faciès latéraux des Sables fauves du plateau de Meknès.

IV - CONCLUSIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

Les Sables fauves du Plateau de Meknès sont des sables moyens. La fraction grossière est constituée de bioclastes. Quelques galets et graviers sont présents en remplissage de chenaux ou sous forme d'un pavage qu'on retrouve dans la majorité des coupes étudiées. Les argiles sont absentes sur le plateau de Meknès mais présentes dans la plaine du Saïs.

Les structures sédimentaires les plus fréquentes sont des stratifications obliques tabulaires et arquées dans les sables du plateau de Meknès et arquées et sub-horizontales dans la région de Fès. Ces structures indiquent un paléocourant unidirectionnel dirigé globalement vers l'W.

Le paléocourant unidirectionnel, la présence d'une faune marine sans bioturbation et argiles indiquent un milieu marin de plate-forme pour les sables du plateau de Meknès. Alors que la présence de bioturbation intense, de dépôts argileux et stratifications sub-horizontales dans les grès et calcaires de la région de Fès indiquent un milieu peu profond infra à intertidal.

La base de cette série sableuse, qui est datée du Pliocène moyen, est matérialisée par un calcaire bioclastique dans le plateau de Meknès et un passage brutal dans la plaine du Saïs.

Les dépôts gréseux et calcaires de la région de Fès seraient l'équivalent latéral des Sables fauves pliocènes moyen du plateau de Meknès ou des faciès régressifs ou latéraux du Pliocène inférieur marneux pélagique décrits à Moulay Yacoub (R. WERNLI, 1986). La présence d'une discontinuité à leur base va en faveur de la première hypothèse qui semble la plus vraisemblable, même si le manque de datation empêche d'en avoir la certitude.

CHAPITRE IV

ETUDE PETROGRAPHIQUE

I - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

A - GALETS

L'étude des lames minces taillées dans les galets récoltés au sein des Sables fauves de la région de Meknès et d'Aïn Lorma nous a permis d'identifier un certain nombre de microfaciès, regroupés en trois groupes.

1 - GALETS DE GRES A CIMENT CALCAIRE

a - Description

Ils sont souvent aplatis, quelques uns sont encroûtés de balanes et d'huîtres. Certains possèdent un centre plus sombre oxydé les faisant ressembler aux concrétions gréseuses développées dans le sable.

Ils sont constitués essentiellement par du quartz (environ 40%) dont la taille varie de 0,075 mm à 0,5 mm. La majorité d'entre eux sont anguleux et certains sont automorphes ou polycristallins . Les isoclastes (grains isotropes sans structure interne) représentent environ 5% de l'ensemble de la roche. Les bioclastes sont relativement abondants (10%). Il s'agit de foraminifères, fragments de lamellibranches, radioles d'échinides et annélides. La glauconie (1%) est de couleur jaune, alors que la muscovite est très rare.

Tous les éléments figurés sont entourés d'une pellicule d'oxyde de fer. Le phénomène est accentué dans la zone centrale des galets qui est plus sombre (Pl. V, photo. 2).

Le ciment est une sparite ou microsparite granulaire. Par endroit nous trouvons une sparite de croissance,autour des fragments d'échinides, ou bien une sparite poecilitique.

b - Interprétation et conclusion

Deux origines sont proposées pour les galets à ciment calcaire :

- remaniement des concrétions carbonatées se trouvant dans les Sables fauves. Dans ce cas la diagenèse qui est à l'origine du concrétionnement est très précoce ;

- remaniement des grès du Miocène terminal qui affleurent dans la vallée de l'Oued El Kell et dans la région de Fès-Sefrou.

Ces galets sont donc soit des intraclastes soit des extraclastes. La deuxième hypothèse paraît plus probable puisqu'à la surface de ces galets existent des encroûtements de Balanes et d'Huîtres indiquant un séjour dans un milieu littoral après leur remaniement de la roche mère miocène et avant leur dépôt dans les Sables fauves. Mais rien n'empêche la présence des deux types.

2 - GALETS CALCAIRES

a - Description

Les différents types de microfaciès rencontrés sont :

- **calcaires bioclastiques ou biomicrosparites**, qui existent sous deux microfaciès :

* calcaire constitué essentiellement par des lamellibranches et des gastropodes recristallisés en sparite. Le liant est une microsparite recristallisée à partir de la micrite dont quelques fantômes sont encore visibles;

* calcaire à bioclastes abondants (40%). Ce sont de grands lamellibranches, échinodermes, etc...Le quartz est très faiblement représentés (1%), de taille inférieure à 0,120 mm. La matrice est une micrite;

- **calcaires à polypiers, lamellibranches et crinoïdes (biomicrite)** ; ce calcaire contient des lithoclastes de calcaire micritique, calcaire bioclastique et des agrégats. La matrice micritique est recristallisée par endroit en microsparite;

- **calcaire oolitique (oosparite)** constitué de 50% d'oolites qui montrent une structure fibro-radiée dont certaines sont recristallisées en microsparite. Des isoclastes de petite taille (0,08 mm) sont peu représentés (5%) et affectés par un début de recristallisation. Ces éléments figurés sont liés par une sparite granulaire.

b - Conclusion

Les faciès calcaires décrits ci-dessus sont connus dans les Rides sud-rifaines (J.C. FAUGERES, 1978 et 1981) et aussi dans le Jurassique du Causse moyen-atlasique. Ces galets sont très souvent taraudés (Pl. IV, photo. 3) et encroûtés de balanes et d'huîtres ce qui implique qu'ils ont connu une évolution dans un milieu littoral avant leur dernière sédimentation.

3 - GALETS SILICEUX

a - Description

Ils sont souvent arrondis et traversés par des filonnets de quartz blanc. Les galets examinés ne présentent ni trace de taraudeurs ni encroûtement de balanes et d'huîtres. Les principaux microfaciès observés sont :

- **quartzite** constitué de 90% de quartz de taille inférieure à 0,250 mm. On note la présence de quelques muscovites, zircons et tourmalines. Le liant est une matrice phylliteuse;

- **quartzite** formé de 99% de quartz de taille plus grande (0,5 mm). La matrice phylliteuse est réduite;

- **grès** à litage marqué par des niveaux riches en muscovite et oxydes de fer. Les grains de quartz (0,10 à 0,25 mm) sont entourés d'oxydes. La matrice est phylliteuse;

- **grès** très fin constitué de grains de quartz dont le diamètre ne dépasse pas 0,08 mm. Les micas sont plus abondants (5% de chlorite, biotite et muscovite). La matrice est toujours phylliteuse;

- **grè** hétérogranulaire contenant des lithoclastes de quartzite fin, des bioclastes et peu de glauconie et de muscovite.

b - Conclusion

Les quartzites et grès quartzeux sont des faciès typiques du Paléozoïque du Massif hercynien central, des boutonnières du Causse moyen-atlasique et du massif de Tazzéka. Vu le grand émoussé des galets, ces derniers pourraient provenir de formations conglomératiques anciennes, entre autres les conglomérats carbonifères, ceux de la base du Trias et ceux associés aux grès bajociens des Rides sud-rifaines. Ce qui explique leur abondance dans les sables des zones proches des affleurements de ces conglomérats (Aïn lorma et Jbel Kefs).

L'absence de trace de taraudeurs sur ces galets est liée à leur nature pétrographique (ils sont plus durs). L'absence de balanes et d'huîtres indiquerait une évolution différente des autres types de galets ou tout simplement que de tels galets ont échappé à l'observation.

Il faut noter l'absence des galets de roches plutoniques affleurant dans le Massif hercynien central.

B - GRES

La formation détritique de Meknès est essentiellement meuble. Cependant, elle renferme des niveaux consolidés sous forme de nodules ou parfois quelques bancs plus ou moins indurés s'intercalant dans la série. Ce sont des grès à ciment calcaire (Pl. V, photo. 1). Les sables consolidés à l'araldite présentent les mêmes caractéristiques minéralogiques que les grès sauf évidemment l'absence du ciment .

1 - LES MINERAUX LEGERS

a - Le quartz

Il représente 30 à 50% de l'ensemble du microfaciès. Le diamètre des grains est inférieur à 0,5 mm mais de taille plus petite à Aïn Lorma (0,125 mm). La majorité d'entre-eux sont arrondis. Les quartz automorphes sont présents dans quelques lames ainsi que des quartz à extinction roulante.

Dans la région de Fès, le quartz est moins abondant (5 à 10%) dans les calcaires bioclastiques.

b - Les micas

Ils sont rares. Ce sont essentiellement des muscovites dont certaines présentent des ouvertures au niveau des clivages. Quelques chlorites et biotites sont observées dans les grès d'Aïn Lorma.

c - La glauconie

Elle est également rare et souvent altérée en jaune ou rouge sauf à Aïn Lorma où les niveaux incolores et jaunâtres contiennent de 2 à 5% de glauconie peu ou pas altérée. Elle présente une couleur rouge dans les sables rougeâtres.

d - Les feldspaths

En lame mince, ils sont absents. Les analyses aux RX de la roche totale confirme cette observation. Sur les diffractogrammes apparaissent essentiellement les pics du quartz, de petits pics de glauconite et parfois des pics de calcite. Un seul échantillon de sable de Meknès montre un très petit pic à 3,9459 A° qui pourrait être un pic d'orthoclase (fig. 51).

Dans les Marnes grises et les Silts jaunes, apparaissent deux pics à intensité faible, l'un à 3,2488 A° (feldspath alcalin), l'autre à 3,1949 A° (plagioclase, fig. 52).

L'absence des feldspaths dans les Sables fauves est sans doute liée à leur très faible quantité dans les roches mères sédimentaires, entre autre les Marnes grises et les Silts jaunes du Miocène terminal et les formations sédimentaires du Paléozoïque.

2 - LES LITHOCLASTES

Ils constituent de 2 à 10% de l'ensemble du microfaciès. Leur taille moyenne est de l'ordre de 0,5 mm, mais on peut trouver des grains de 1,5 mm surtout dans les niveaux grossiers. Les différents types lithologiques sont :

- **Siltite à liant ferrugineux** : elle est constituée du quartz seul de taille inférieure à 0,08 mm (Pl. V, photo. 1);

- **Isoclastes** : ce sont des éléments noirs micritiques ou légèrement recristallisés en microsparite. Il s'agit de pellets, gravelles et fragments de calcaire micritique;

- **Grès et quartzite** : ils sont identiques à ceux décrits parmi les galets;

- **Calcaire oolitique** : il présente les mêmes caractéristiques que celui décrit parmi les galets.

Ces lithoclastes sont présents dans les Sables fauves mais on note une abondance de siltite et des isoclastes dans les sables de la région de Meknès, alors que dans ceux de la région d'Aïn Lorma, il ya abondance des lithoclastes siliceux et des siltites rouges. Les lithoclastes siliceux deviennent dominant par rapport aux autres éléments figurés quand on se rapproche du Paléozoïque au S d'Aïn Lorma. Les grès de la région de Fès ne contiennent que les siltites rouges et les isoclastes. Les siltites rouges proviennent des siltites du Trias.

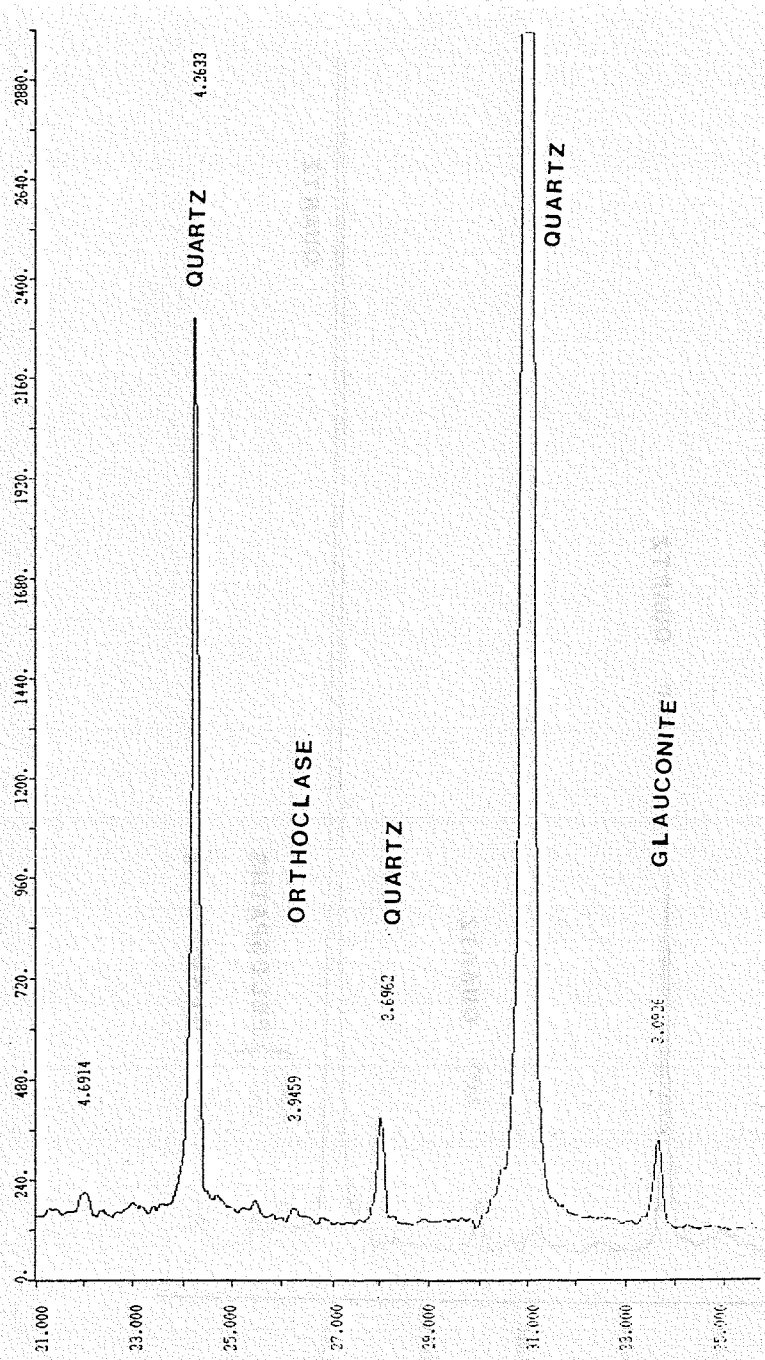


Fig. 51 - Analyse aux RX qui montre qu'il n'y a pratiquement pas de feldspaths dans les Sables fauves (échantillon UEG 5 en provenance des carrières de l'Oued Boufekrane).

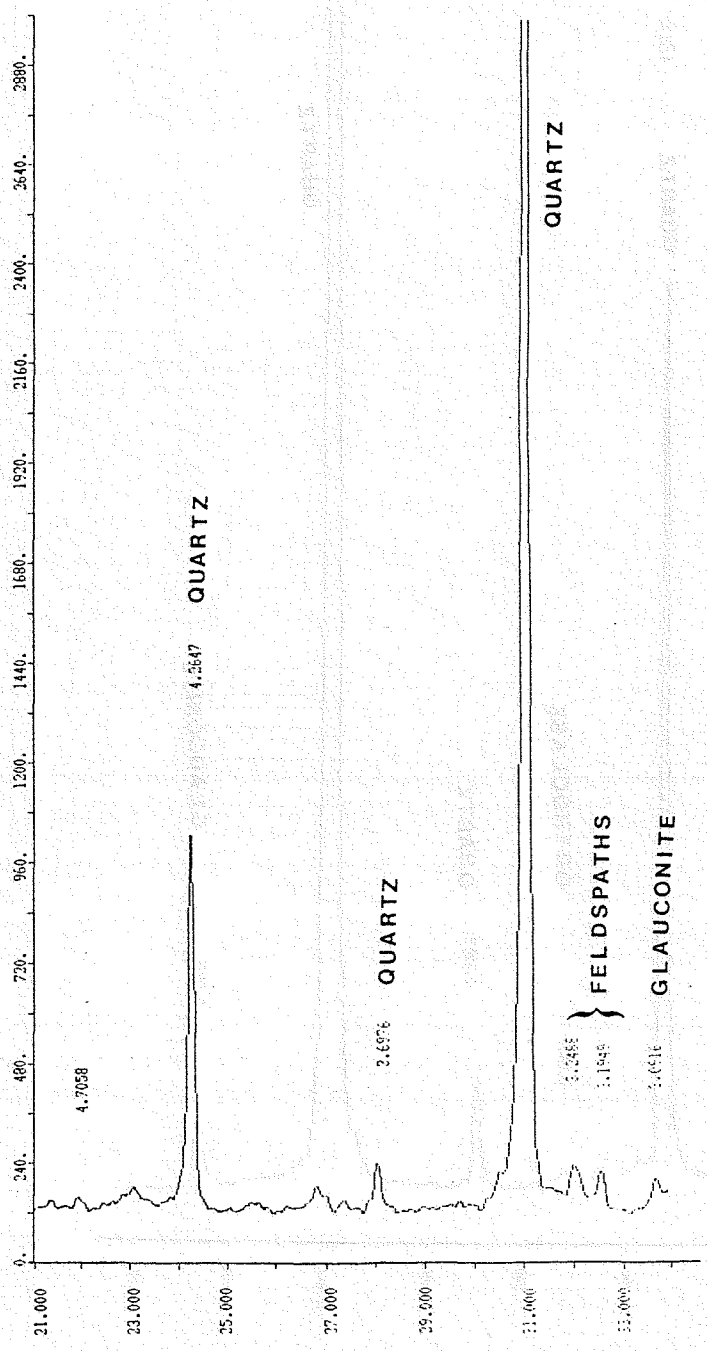


Fig. 52 - Analyse aux RX des feldspaths dans les Marnes grises de Moulay Idriss (échantillon OAKh 1, région d'Aïn Lorma).

3 - LES BIOCLASTES

Ils représentent 5 à 10%. Il s'agit essentiellement de foraminifères, bryozoaires, fragments de bivalves et d'ostracodes, spicules d'échinides et rarement des algues. Les niveaux grossiers sont riches en bioclastes alors que le sommet des sables, dans tout le plateau de Meknès, est azoïque. Par contre, les calcaires de la région de Fès sont très riches en bioclastes (hétérostégines, balanes et Serpulidés).

4 - LE CIMENT

IL est de nature calcaire. C'est un colmatage total ou partiel des pores par une mosaïque de petits ou grands cristaux de calcite (microsparite et sparite) (Pl. V, photo.1, 3 et 4). On peut trouver aussi de la calcite syntaxiale autour des échinodermes, oubien de la calcite poecilitique .

C'est un ciment diagénétique qui s'est précipité dans la zone phréatique,après l'émersion, suivant des mécanismes bien connus (B.H. PURSER, 1980; M. CAMPY et J.J MACAIRE, 1989).

Dans la région de Fès, la cimentation était précoce formant des niveaux durcis perforés par les Lithophages. Elle s'est faite donc dans un milieu infratidal avant l'émersion. La cimentation se continue après l'émersion , ce qui explique la présence de deux phases de cimentation dans les calcaires bioclastiques du Jbel Bou Rdim (Pl. V, photo. 5).

5 - LES MINERAUX LOURDS (PL. VI)

a - Description et interprétation.

Le cortège des minéraux lourds dans les Sables fauves du plateau de Meknès est caractérisé par l'abondance des minéraux opaques (20 à 40%). Cette abondance est liée à la présence de minéraux altérés et de grains entourés d'oxydes de fer présentant l'aspect d'opaques (Pl. VI).

Les minéraux sont généralement usés présentant parfois des cassures fraîches. Les épidotes et les augites sont souvent altérées. Les zircons et grenats sont incolores, rarement roses. Certains zircons sont bipiramidés. Les sillimanites se présentent sous forme de prisme ou de débris fibreux.

Dans les sables de la région de Meknès et celle d'Aïn Lorma, les minéraux lourds les plus fréquents sont les épidotes, zircons, tourmalines et grenats. Les augites et les rutiles sont plus abondants dans la région de Meknès qu'à Aïn Lorma (Tab. 5); alors que les disthènes, micas et sillimanites sont rares.

Région	Zircon	Epidote	Tourmaline	Grenat	Rutile	Disthène	Biotite	Chlorite	Glauconie	Sillimanite	Augite	Hornblende
Meknès	**	***	***	**	**	*	*	-	-	*	***	-
Aïn Lorma	**	***	**	**	*	*	*	-	-	*	*	-
Jbel Kefs	****	**	****	-	**	***	*	-	-	-	-	-
O.Mellah	**	**	***	-	*	**	*	*	*	-	*	**
Jbel Zalarh	****	-	****	**	**	-	**	**	*	-	**	-
Marnes A.L.	**	**	*	**	*	-	****	****	****	***	-	-

Tab. 5 - Répartition des minéraux lourds dans les Sables fauves du bassin du Saïs et dans les Marnes bleues d'Aïn Lorma (Marnes A.L.).

**** : très abondant
*** : abondant
** : peu abondant
* : rare.

Au N du bassin du Saïs (Jbel Kefs et Oued Mellah), on retrouve les mêmes minéraux que sur le plateau à l'exception du grenat et sillimanite. Le disthène devient plus abondant et la hornblende apparaît. Il y a plus de micas à l'E (Oued Mellah). On note une différence du cortège minéralogique entre les grès de l'Oued Mellah et les sables du Jbel Zalarh bien qu'ils se trouvent très proches l'un de l'autre géographiquement. Ceci serait dû probablement à leur position stratigraphique qui est différente.

Les Marnes grises montrent un cortège caractérisé par l'abondance de micas et sillimanite et l'absence de disthène et d'augite (Tab. 5).

Les tourmalines, zircons et micas sont des minéraux qui ont comme origine les granites et sills du Massif hercynien central. Vu leur émoussé, ils proviennent plutôt de roches détritiques du Massif hercynien central qui contiennent ces minéraux. Les augites viennent des basaltes triasiques et des sills du Massif hercynien central, alors que les épidodes ont pour origine les basaltes et dolérites altérés du Trias qui affleurent aussi bien sur la bordure N du Causse moyen-atlasique que dans le Prérif.

Les minéraux du métamorphisme : rutile, grenat, disthène et sillimanite seraient en partie originaires du métamorphisme du contact dans le Massif hercynien central. La sillimanite et le disthène proviennent en grande partie du Prérif où sont décrites des roches du métamorphisme régional (granulites, éclogites, amphibolites,...). La sillimanite des sables viendrait en partie des Marnes grises où ce minéral est abondant.

b - Conclusion

Le cortège des minéraux lourds des Sables fauves est caractérisé par la présence de minéraux ubiquistes ayant un émoussé important. Ce sont donc des grains ayant subi une évolution sédimentaire avant leur dernier milieu de dépôt. Leur origine initiale est essentiellement à rechercher dans les formations du Massif hercynien central et le Trias. Les formations du Prérif ont participé à l'approvisionnement en minéraux du métamorphisme (disthène, sillimanite, grenat, et rutile) et du Trias (épidote et augite).

C - CONCLUSION

L'étude microscopique a permis de préciser un certain nombre de caractéristiques du matériel détritique du plateau de Meknès.

Trois types de galets ont été reconnus : les grès à ciment calcaire, les calcaires, les quartzites et grès.

Les arénites sont constituées essentiellement de quartz et lithoclastes. Dans la classification triangulaire qui se base sur le quartz, feldspaths et fragments lithiques (S. SCOLARI et R. LILLE, 1973) on a soit des sables (ou grès) quartzeux (quartz >90% et fragments lithiques <10%) soit des sables (ou grès) quartzo-lithiques (quartz >75% et fragments lithiques entre 10 et 25%). Dans la plaine du Saïs, on trouve en plus des calcaires bioclastiques.

Les minéraux lourds sont généralement émoussés témoignant d'un long transport ou d'un remaniement de formations sédimentaires plus anciennes (Paléozoïque et Miocène). Ce qui explique l'abondance de minéraux ubiquistes.

L'origine du matériel détritique est mixte :

- au S les galets calcaires, minéraux lourds du Trias (Causse moyen atlasique) et des galets siliceux et minéraux lourds (Massif hercynien central);

- au N les galets calcaires, minéraux lourds du Trias et du métamorphisme (Rides sud-rifaines et Prérif);

- à l'E les galets calcaires et siliceux,minéraux lourds (Tazzéka);

- remaniement des Formations miocènes : grès à ciment calcaire et minéraux lourds.

II - MORPHOSCOPIE ET EXOSCOPIE DES QUARTZ

A - FORME ET ETAT DE SURFACE DES QUARTZ A LA LOUPE BINOCULAIRE

1 - RESULTATS

Une étude détaillée des quartz a été effectuée (K. BOUMIR, 1987). Nous rappelons ici les principaux caractères des quartz des sables du bassin du Saïs.

On note une prédominance des grains non usés (20 à 80%) et des émoussés (20 à 50%) aux dépens des arrondis et très arrondis (0 à 30%). Les émoussés luisants sont plus abondants que les arrondis mats (fig. 53). Ces derniers sont plus représentés dans les sables de la région de Meknès que ceux d'Aïn Lorma. En général, le pourcentage des émoussés luisants diminue quand la taille augmente (fig. 53) ou ne présente aucune évolution particulière. C'est probablement le résultat d'un remaniement (cf. ch. II, fig. 6 et 7) d'autant plus que les grains arrondis mats à cassures fraîches tranchantes ou légèrement émoussées sont fréquents ainsi que les grains intermédiaires entre luisants et mats.

2 - CONCLUSION

Les quartz des Sables fauves possèdent les caractéristiques de grains ayant connu une histoire complexe. Ils sont donc hérités de formations sédimentaires anciennes. Leur dernier agent de transport est aquatique.

B - ETAT DE SURFACE DES GRAINS DE QUARTZ AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB)

1 - RESULTATS

Les quartz examinés au MEB montrent à leur surface un certain nombre de caractères :

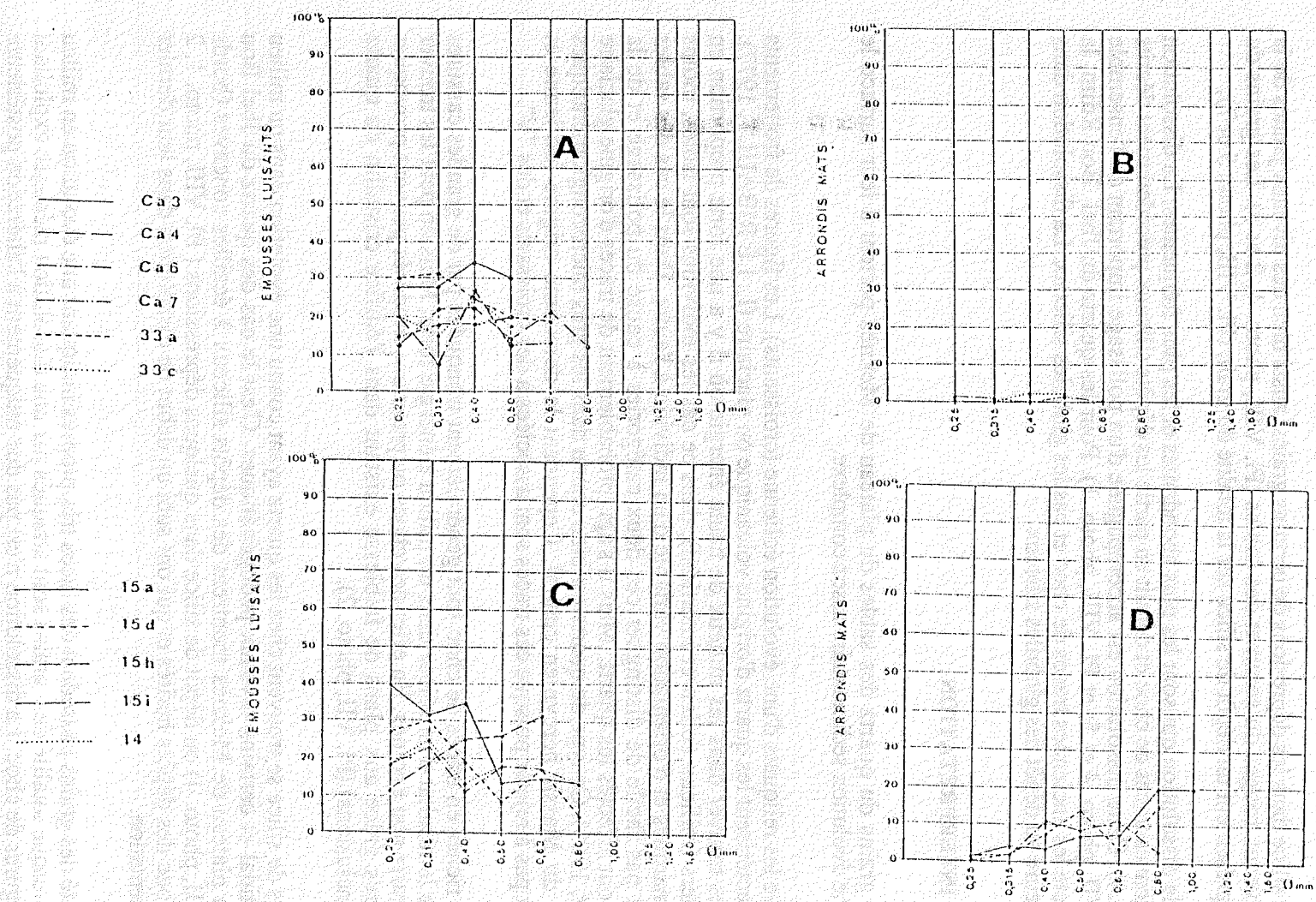


Fig. 53 - Courbes d'évolution des émoussés luisants (A et C) et des arrondis-mats (B et D) en fonction du diamètre des grains.
A et B : échantillons de la région d'Aïn Lorma
C et D : échantillons de la région de Meknès

- traces d'action mécanique : croissants, cupules et "V" sont présents sur tous les grains, souvent très abondants (Pl. VII, photo. 1, 2 et 3);

- grandes cassures conchoïdales sont observées chez la majorité des quartz non usés. Elles recoupent d'anciennes surfaces arrondies à nombreuses traces de choc (Pl.VII, photo. 1 et 2);

- stries de frottement mécanique en "arête de poisson" (Pl. VII, photo. 6) ou profondes (Pl. VII, photo. 5) ainsi que les figures de choc (Pl. VII, photo. 4);

- dépôt de silice dans les dépresions de certains grains, aussi bien des niveaux jaunes de la base que des niveaux rouges du sommet des sables (Pl. VIII, photo. 1, 2 et 3). Les grains du Jbel Bou Rdim présentent un dépôt de silice sur la totalité du grain (Pl. VIII, photo. 5 et 7);

- figures de dissolution qui sont les plus abondantes et les plus fréquentes. La dissolution exploite les anciennes traces de choc et détruit en partie les dépôts siliceux précédemment décrits (Pl. VIII, photo.4). Cette dissolution est accompagnée d'un polissage important de l'ensemble du grain (Pl. VII, photo. 4 et 5; et Pl. VIII, photo. 1). Pour les quartz du Jbel Bou Rdim, la dissolution affecte les anciennes traces de choc et pas les globules siliceux. La dissolution dans ce cas est antérieure au dépôt des globules siliceux.

2 - INTERPRETATION

Les grains du quartz des sables du plateau de Meknès portent à leur surface le témoignage d'une évolution sédimentaire assez complexe.

On observe les reliquats d'une évolution éolienne (croissants). Les figures de frottements mécaniques caractérisent les quartz d'origine volcanique ou glaciaire (L. LE RIBAULT, 1977). Mais on peut les trouver dans les milieux de haute énergie où il y a une forte proportion en éléments grossiers (milieux éolien et intertidal), dans ce cas les individus sont isolés, moins profondément marqués et d'orientation variable d'un individu à l'autre. Dans le cas des sables étudiés, il n'est pas facile de distinguer ces deux catégories à cause du polissage et de la dissolution qui ont affectés les quartz. Mais il s'agit probablement de traces d'origine glaciaire (A. BACH et *al*, 1985). Ce type de quartz est bien connu dans les grès microconglomératiques de l'Ashgillien du Massif hercynien central. Cependant la deuxième origine (éolienne et intertidale) n'est pas à rejeter puisque ces traces sont associées à des croissants et des "V".

Les faces riches en traces de choc sont généralement tronquées par de grandes cassures qui peuvent être le résultat d'un séjour dans un milieu à énergie forte. Mais on peut les trouver aussi sur des quartz non évolués. En effet des chocs ou pressions modérés peuvent provoquer de telles cassures grâce aux plans de faiblesse existant dans l'édifice cristallin du quartz (exemple : les inclusions) (Pl. VII, photo. 2).

Les dépôts de silice se trouvent chez les quartz ayant connu une évolution dans un milieu fluviatile, intertidal et certains niveaux pédogénétiques. C'est le cas des quartz du Jbel Bou Rdim. Ceux du plateau de Meknès montrent des dépôts siliceux à écailles concaves (bords relevés) (Pl. VIII, photo. 4) ou dépôt de silice dans quelques dépressions (Pl. VIII, photo. 1, 2 et 3). Ce sont donc des dépôts hérités et qui ont subi un début de dissolution dans leur dernier milieu de sédimentation.

La majorité des grains possèdent des faces très propres indiquant une évolution en milieu aquatique. La presque totalité des grains sont attaqués par une dissolution ménagée exploitant les anciennes figures de choc. La dissolution n'est pas due uniquement à l'altération postérieure au dépôt puisque même les quartz des niveaux non colorés de base présentent ce phénomène.

Elle est donc due en partie aux conditions du milieu, sans toutefois négliger un éventuel héritage puisque les quartz du Jbel Bou Rdim présentent une dissolution antérieure au dépôt siliceux. Les milieux où ce phénomène est connu sont le milieu fluviatile de haute énergie, le milieu infratidal et certains niveaux pédogénétiques.

3 - CONCLUSION

Les quartz des sables étudiés sont caractérisés par :

- la présence de nombreuses traces de choc indiquant une évolution sédimentaire complexe;

- la présence d'une dissolution qui n'est pas l'oeuvre d'une ferrallitisation seule mais aussi d'une évolution sédimentaire dans un milieu où un tel phénomène est bien connu; il s'agit de milieu fluviatile de haute énergie (torrentiel) ou marin infratidal (plate-forme continentale). Le polissage des grains nécessite un brassage intense dans un milieu aquatique qui serait en faveur donc d'un milieu de plate-forme continentale;

- les quartz du Jbel Bou Rdim montrent en plus de petits dépôts siliceux régulièrement répartis sur toute leur surface qui pourrait indiquer un milieu intertidal.

C - CONCLUSION

Suite à l'étude morphoscopique et exoscopique des quartz nous concluons que les quartz des Sables fauves sont hérités essentiellement de formations sédimentaires plus anciennes à l'affleurement. Il s'agit des plus anciennes au plus récentes de :

- terrains paléozoïques (Ordovicien et Carbonifère) essentiellement au S (Massif hercynien central) et à l'E (Tazzéka) du bassin;

- Trias (grès et conglomérats à matériel d'origine paléozoïque affleurant au S, au N et à l'E du bassin;

- grès bajociens qui affleurent au N dans les Rides sud-rifaines;

- formations du Miocène du Saïs qui reprend éventuellement toutes les formations précédentes.

Le dernier environnement où ont évolués les quartz du plateau de Meknès serait celui d'une plate-forme continentale alors que ceux du Jbel Bou Rdim ont connu une dernière évolution dans un milieu intertidal.

III - ETUDE DE LA FRACTION ARGILEUSE

A - RESULTATS

1 - ARGILES DANS LES MARNES GRISES ET LES SILTS JAUNES

Le cortège des minéraux argileux des Marnes grises et des Silts jaunes du bassin du Saïs (région d'Aïn Lorma et Jbel Bou Rdim) est caractérisé par une illite bien cristallisée (50 à 60%) ouverte du côté de la chlorite (fig. 54), des smectites relativement bien cristallisées (15 à 30%), alors que la kaolinite est peu représentée (5 à 20%), tout comme la chlorite (<5%).

2 - LES SABLES FAUVES : FACIES JAUNATRE DE BASE

La quantité de la fraction argileuse dans les Sables fauves est très faible, voire nulle dans certains échantillons, ce qui ne permet pas de mettre en évidence une évolution du cortège minéralogique des argiles le long d'une même coupe.

Dans les sables jaunâtres de la région d'Aïn Lorma et celle de Meknès, la kaolinite devient dominante (30 à 60%) et ordonnée, montrant un pic à 10,26 A° après traitement à l'hydrazine (fig. 55). L'illite devient moins importante que dans les Marnes grises (10 à 20%). Les smectites sont mal cristallisées et les chlorites sont présentes en trace.

3 - LES SABLES FAUVES : FACIES ROUGES DU SOMMET

Les niveaux rouges du sommet des Sables fauves montrent un cortèges minéralogique argileux constitué essentiellement de kaolinite (70 à 80%) ordonnée, montrant un pic à 10,2 A° après traitement à l'hydrazine (fig. 56). L'illite est présente en faible quantité (10%) avec un pic très ouvert. Les smectites et chlorites apparaissent en traces.

Dans les niveaux rouges à pisolithes ferrugineux d'Aïn Taoujdat, on observe une kaolinite à pic ouvert montrant une raie qui pourrait correspondre à un interstratifié 7-14 Sm (fig. 56, éch. 8c). L'illite est très mal cristallisée et les smectites sont négligeables.

4 - LES LENTILLES ARGILEUSES INTERCALEES DANS LES SABLES DE LA REGION DE MEKNES

L'association minéralogique est caractérisée par une kaolinite bien cristallisée (20%) et une l'illite (50%) très ouverte montrant un interstratifié 10-14 Sm (fig. 57). Les smectites sont relativement bien cristallisées (10%). Les chlorites sont peu abondantes (10%).

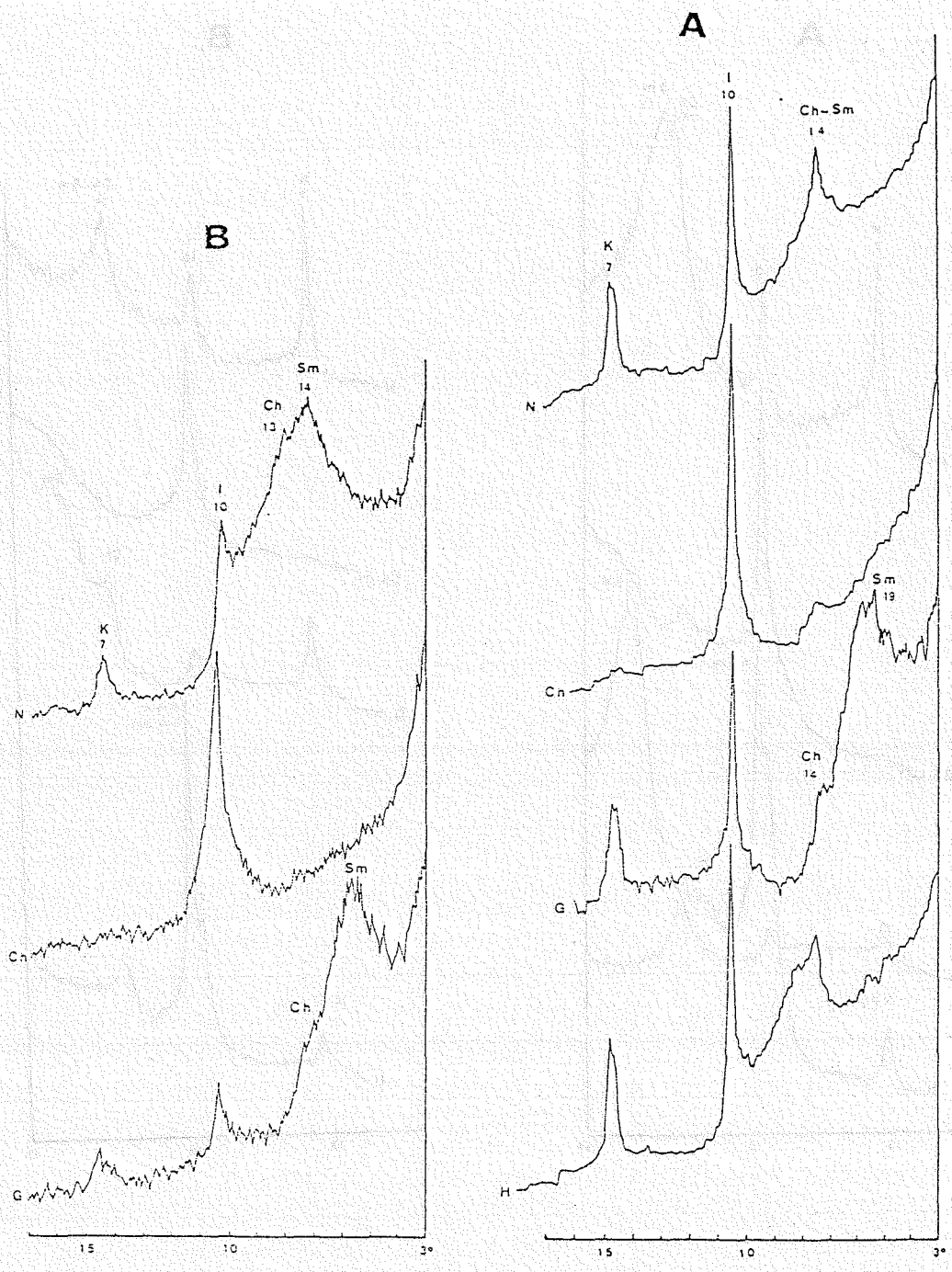


Fig. 54 - Cortège minéralogique des argiles dans la région d'Aïn Lorma.
A : Marnes grises de Moulay Idriss (éch. OAKh 1)
B : Silts jaunes de Moulay Idriss (éch. OAKh 2)

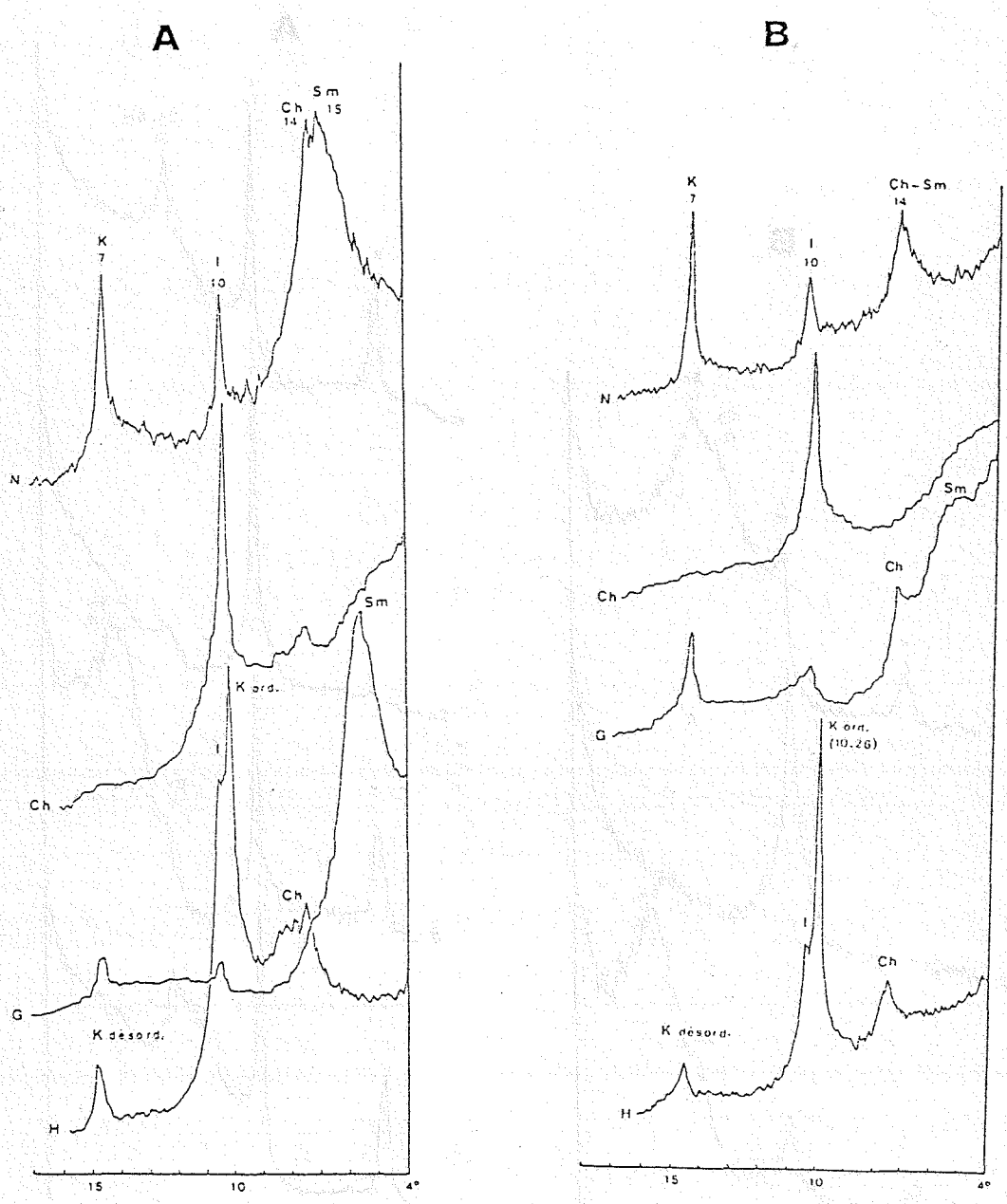


Fig. 55 - Cortège minéralogique des argiles dans les sables jaunes.
A : éch. Ca 3 (carrières d'Aïn Lorma)
B : éch. UEG 2 (carrières de l'Oued Boufekrane)

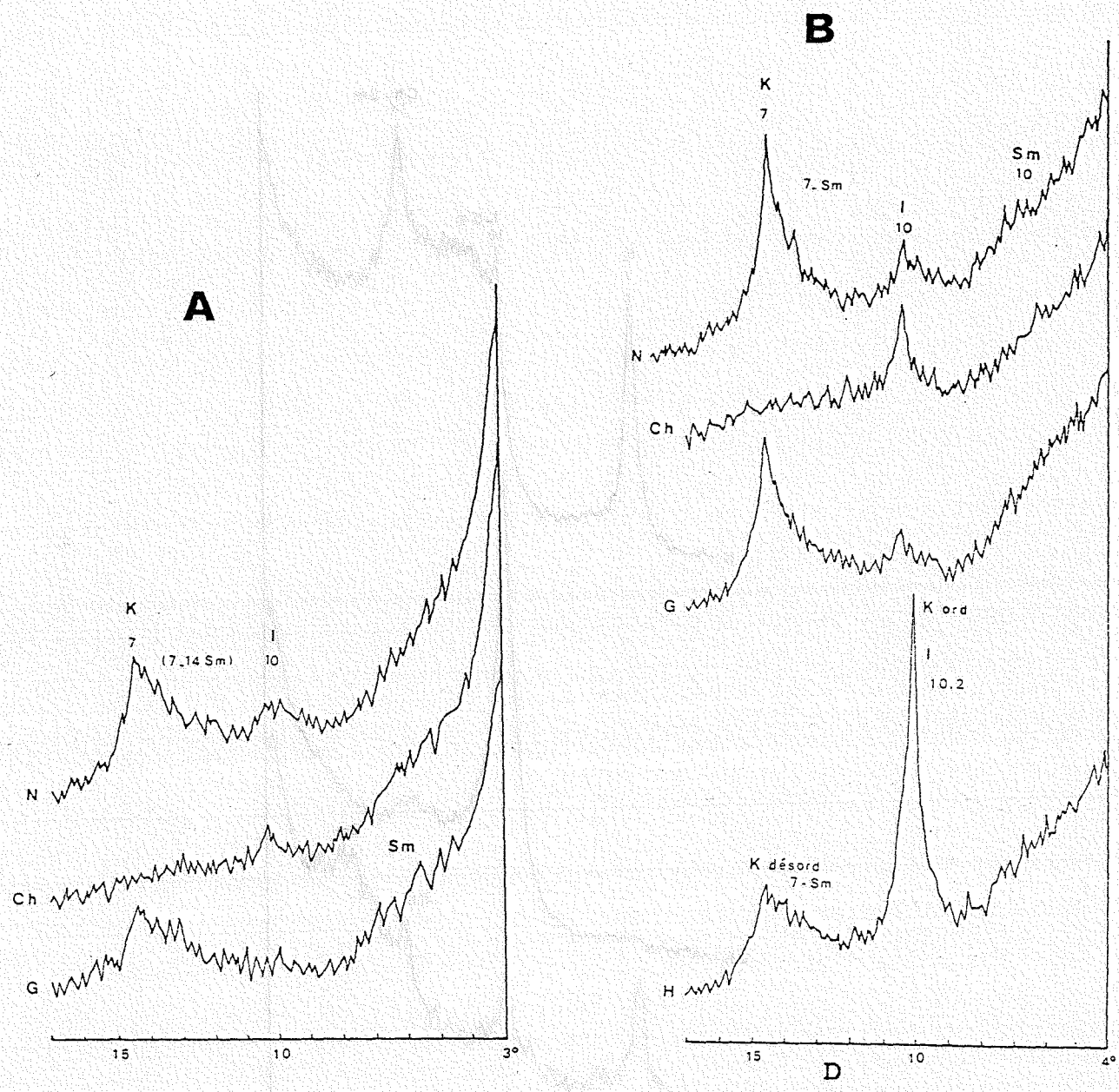


Fig. 56 - Cortège minéralogique des argiles dans les sables rouges.
A : éch. 8 c (Jbel Lgart)
B : éch. Kl 4 (Oued El Kell)

Fig. 57 - Les minéraux argileux présents dans les lentilles argileuses des carrières de l'Oued Ouislane (éch. 12, Fig. 19).

B - CONCLUSION

On constate que le cortège des minéraux argileux montre une évolution depuis les Marnes grises jusqu'aux sables rouges. La kaolinite a subi des changements importants, d'un taux et d'une cristallinité faible, elle devient progressivement dominante et très bien cristallisée. L'illite et la smectite montrent une évolution inverse (K. BOUMIR et *al*, 1986). Dans les niveaux à pisolithes, la richesse du milieu en oxydes de fer semble altérer la kaolinite, qui présente alors une mauvaise cristallinité.

Les argiles des lentilles intercalées dans les Sables fauves sont essentiellement héritées des Marnes grises; elles montrent le même cortège minéralogique.

IV - ANALYSE CHIMIQUE DE LA ROCHE TOTALE

Des analyses chimiques de la roche totale ont été effectuées pour certains échantillons de la région d'Aïn Lorma et de la région de Meknès (Tab. 6). Les résultats obtenus pour les Sables fauves (éch. B1, B8, Ca1, Ca4, Ca7, OAKh9, UEG1 et UEG5) sont proches des grès et sables typiques.Les remarques tirées du tableau 6 viennent à l'appui des études précédentes. On peut faire les remarques suivantes:

- SiO_2 et CaO :

ils montrent des évolutions inverses l'une de l'autre (exemple : éch. UEG1 base et UEG5 sommet), ce qui est normal à cause de l'effet du bouclage à 100%. Les niveaux supérieurs sont pauvres en carbonates (0,12%) par rapport à la base (17,85%). $CaCO_3$ se trouve essentiellement sous forme de bioclastes, lithoclastes et ciment calcaire;

- Fe_2O_3 :

les teneurs significatives se trouvent dans les niveaux rougeâtres (UEG5 et B8); dans ce cas elles traduisent la présence des oxydes et hydroxydes. Dans les Marnes grises et Silts jaunes (OAKh1 et OAKh2) il entre essentiellement dans les réseaux phylliteux;

- Al_2O_3 :

il est très faible dans les Sables fauves (1,57 à 3,76%) et plus important dans les Marnes grises et Silts jaunes (5,77 à 6,01%). il est lié aux minéraux argileux dont il traduit la plus grande abondance dans les Marnes et Silts;

- Na_2O, MgO, K_2O et TiO_2 :

ils sont constants et négligeables dans les Sables fauves. On observe une légère augmentation dans les Marnes grises et Silts jaunes ceci est dû au fait que ces derniers sont plus riches en illite, micas, glauconie et smectites. Na_2O et K_2O sont insignifiants dans les Sables fauves ce qui corrobore les résultats précédents concernant les feldspaths, qui sont absents dans cette formation; cela montre en outre que les illites ne tiennent qu'une place très secondaire dans ces faciès.

N°Echant.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	MnO	K_2O	Na_2O	P.F.	TOTAL
B 1	57,82	1,66	1,83	0,07	20,24	0,62	0,11	0,16	0,05	17,30	99,86
B 8	59,91	1,57	3,46	0,07	18,37	0,53	0,04	0,15	0,05	15,69	99,84
UEG 1	62,29	2,18	1,74	0,10	17,85	0,59	0,02	0,22	0,05	14,84	99,88
UEG 5	88,80	3,76	3,54	0,15	0,12	0,38	0,03	0,39	0,06	1,93	99,16
Ca 1	72,56	1,73	2,20	0,09	12,16	0,50	0,12	0,18	0,06	10,24	99,84
Ca 4	77,47	2,34	2,35	0,16	8,65	0,43	0,13	0,23	0,07	7,75	99,58
Ca 7	76,23	1,71	1,59	0,09	10,48	0,47	0,02	0,18	0,07	9,02	99,86
OAKh 9	70,40	1,41	1,38	0,08	14,15	0,55	0,03	0,11	0,04	11,76	99,91
OAKh 1	53,69	6,01	3,05	0,40	16,61	2,73	0,10	1,28	0,37	15,21	99,45
OAKh 2	65,03	5,77	3,32	0,46	11,84	1,07	0,10	1,20	0,33	10,66	99,78

Tab. 6 - Analyses chimiques de la roche totale.

B 1, B 8, UEG 1 et UEG 5 : Sables fauves de Meknès;
Ca 1, Ca 4, Ca 7 et OAKh 9 : Sables fauves d'Aïn Lorma;
OAKh 1 : Marnes bleues et OAKh 2 : Silts jaunes d'Aïn Lorma.

V - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

Les Sables fauves du bassin du Saïs sont caractérisés par:

- la présence de trois types de galets : calcaires jurassiques, siliceux paléozoïques et gréseux miocènes. Certains ont connu une évolution en milieu intertidal avant leur dépôt dans les Sables fauves;

- l'abondance du quartz dans les arénites qui sont alors des sables quartzeux ou sables quartzo-lithiques, sauf quelques niveaux au Jbel Bou Rdim qui sont des calcaires bioclastiques. Ces quartz portent à leur surface les témoins d'une histoire assez complexe. Le polissage important et la présence de traces de dissolution indiquent une dernière évolution en milieu marin infratidal, alors que la présence de dépôts siliceux à la surface des quartz de la région de Fès suggère un milieu intertidal pour ces derniers. On note l'abondance des minéraux lourds ubiquistes et émoussés. Les feldspaths sont absents;

- les argiles sont rares. Le cortège des minéraux argileux montre une évolution verticale affectant la kaolinite qui devient abondante et bien cristallisée au sommet aux dépens des smectites et illite.

Le matériel détritique des Sables fauves est très mature, hérité de formations sédimentaires anciennes paléozoïques, jurassiques, triasiques et miocènes qui affleurent au N, S et E du bassin du Saïs (fig. 58).

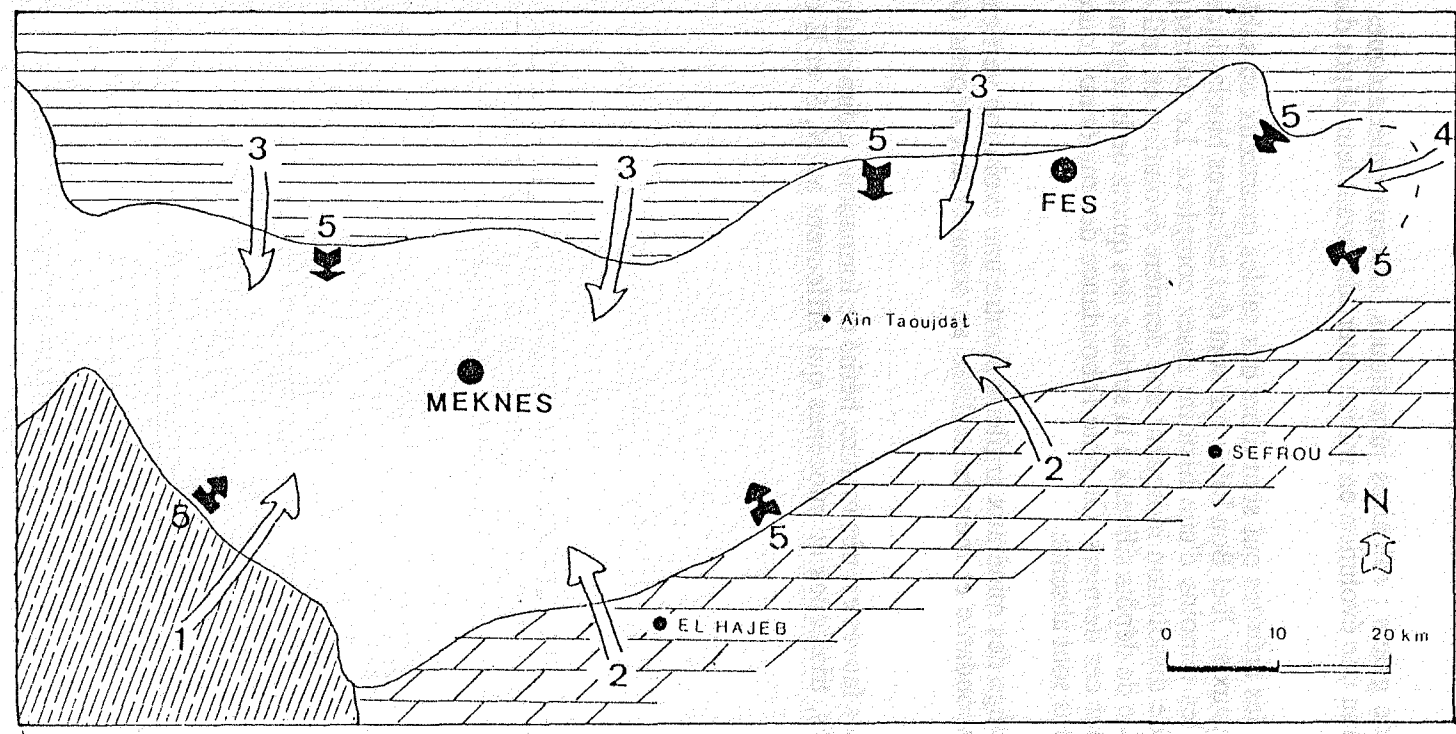


Fig. 58 - Origine des éléments constituants les Sables fauves.

1 : Massif hercynien central fournissant : minéraux lourds, quartz et galets quartzeux;
2 : Causse moyen-atlasique : minéraux lourds (essentiellement augite et épidote), galets calcaires, lithoclastes de siltite rouge et peu de galets quartzeux (Trias);
3 : Rides sud-rifaines et prérif : minéraux lourds, quartz, microfaune (du Crétacé au Miocène), galets calcaires et peu de lithoclastes de siltite rouge et galets siliceux (Trias);
4 : massif du Tazzéka : peu de minéraux lourds, de galets calcaires, de galets siliceux et de lithoclastes de siltite rouge;
5 : bordures du bassin du Saïs : quartz, minéraux lourds, argiles, microfaune du Miocène, balanes, huîtres et galets taraudés.

CHAPITRE V

TRANSFORMATIONS POST-SEDIMENTAIRES DES SABLES FAUVES ET DEPOT DES FORMATIONS CONTINENTALES

I - RELATIONS STRATIGRAPHIQUES ENTRE LES SABLES FAUVES ET LES FORMATIONS CONTINENTALES SUS-JACENTES

A - TRANSFORMATION POST-SEDIMENTAIRE DES SABLES FAUVES

1 - DESCRIPTION

Les sables du Saïs sont colorés en rouge, brun, orange, rose, beige ou jaune. La coloration présente une allure irrégulière dont les limites sont sécentes par rapport aux structures sédimentaires originelles (Pl. I, photo. 2). Du fait de cette coloration, ils ont été qualifiés de "fauves" (P. TALTASSE, 1953) et ont été pris souvent pour des dépôts continentaux (P. TALTASSE, 1953; J. MARTIN, 1981; K. BOUMIR, 1985).

La coloration rouge intense des niveaux supérieurs est très nette dans le paysage où elle apparaît sous les calcaires blanchâtres (vallée de l'Oued El Kell, Sidi Ali El Haj et région d'Aïn Taoujdat).

La coupe du Jbel Lgart (S d'Aïn Taoujdat) montre au sommet un sable rouge à concrétions ferrugineuses (fig. 29). Ces dernières ont un diamètre de 1 à 4 cm. Chaque concrétion est entourée d'oxydes de fer rougeâtres en lamines concentriques. Elles sont constituées de quartz (30 à 50%) fracturés et corrodés noyés dans une matrice argilo-ferrugineuse rouge (Pl. II, photo. 3).

Dans la région d'Aïn Lorma, la coupe d'Aïn Mira (x = 467,2 / y = 365,4) montre au sommet un sable rougeâtre à nodules ferrugineux centimétriques moins durs que ceux d'Aïn Taoujdat (fig. 59). Ce sable est surmonté d'un niveau argileux grisâtre développé sur une vingtaine de centimètres assurant le passage aux niveaux oncholitiques.

Sur la rive droite de la vallée de l'Oued Ouislane (x = 492,2 / y = 364,4), nous avons observé des manchons rouges subverticaux au sommet de la formation sableuse (fig. 60). Le remplissage interne de ces manchons montre le même microfaciès que les concrétions ferrugineuses d'Aïn Taoujdat.

Dans la vallée de l'Oued Boufekrane, au sommet des sables, existent des nodules carbonatés sous forme de "poupées".

A Kahf EL Gota (x = 492,5 / y = 369,7) des sables jaunâtres azoïques sont surmontés d'un niveau argileux gris (fig. 61) constitué essentiellement de smectite (80%) et de kaolinite (20%) (Pl. II, photo. 1). Au-dessus on observe un sable rouge à nodules ferrugineux émoussés centimétriques et présentant les mêmes caractéristiques que ceux d'Aïn Taoujdat (Pl. II, photo. 2 et 3). Ils sont souvent concentrés sous forme de remplissage de chenaux et sont accompagnés de quelques graviers calcaires.

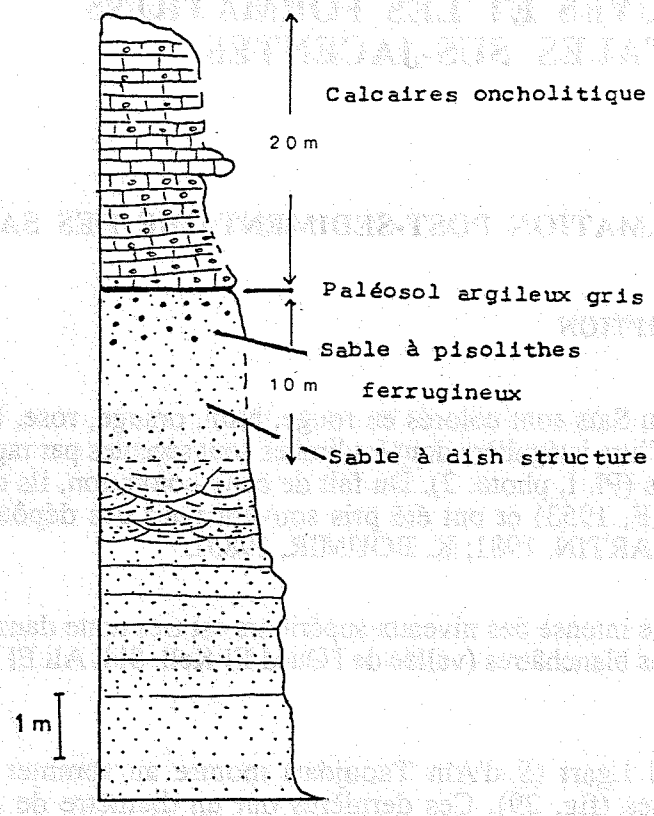


Fig. 59 - Coupe d'Aïn Mira (région d'Aïn Lorma).

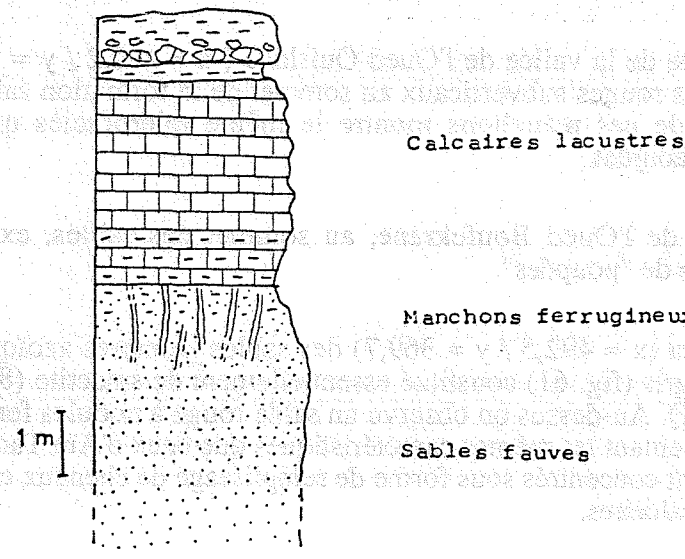
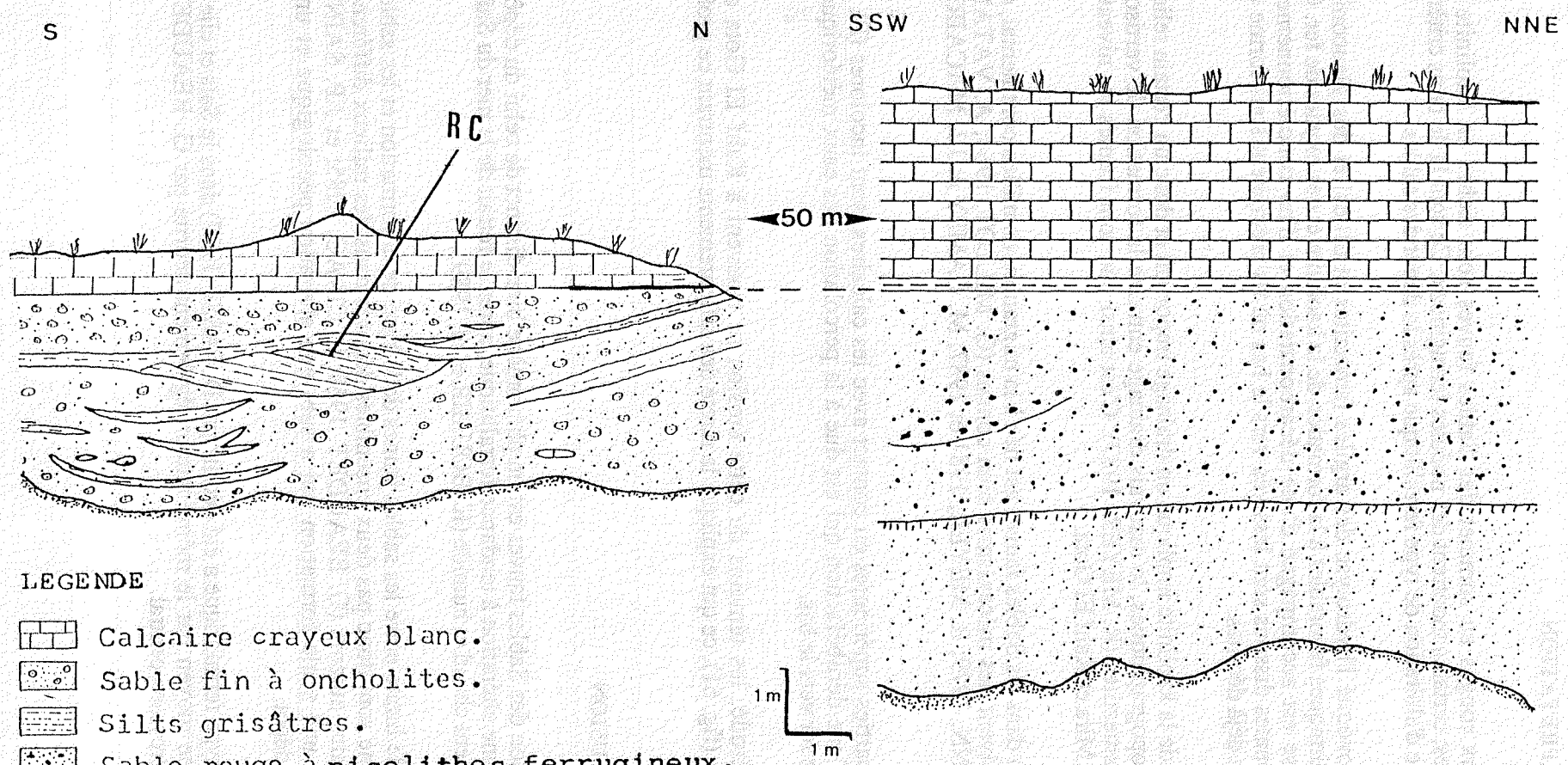


Fig. 60 - Coupe montrant les manchons ferrugineux au sommet des sables de l'Oued Ouislane.



LEGENDE

- Calcaire crayeux blanc.
- Sable fin à oncholites.
- Silts grisâtres.
- Sable rouge à pisolithes ferrugineux.
- Sable moyen jaunâtre.
- Paléosol.

Fig. 61 - Les faciès de la formation continentale à Kahf El Gota (région de Meknès).
RC : remplissage d'un chenal.

2 - INTERPRETATION

Les niveaux rouges au sommet des Sables fauves sont riches en kaolinite et dépourvus de carbonates; certains montrent des nodules ferrugineux. Ce sont là de bons critères d'existence d'un épisode d'altération de type ferrallitique après le dépôt des sables.

L'altération a provoqué l'hydrolyse des argiles (smectites et illites) et des glauconies libérant les éléments chimiques favorables à la formation de la kaolinite et des oxydes de fer. Ce phénomène d'hydrolyse est accompagné d'une décarbonatation et d'un concrétionnement ferrugineux. Les carbonates dissous sont lessivés vers le bas où ils précipitent sous forme de concrétions carbonatées déjà décrites.

La néoformation de la kaolinite implique un drainage important et donc un certain relief. Dans les dépressions topographiques, le mauvais drainage entraîne la formation de vertisols avec néoformation de smectites (R. MEYER, 1987). C'est ainsi que sont formés les niveaux argileux grisâtres à Aïn Mira et Kahf El Gota.

La marmorisation dans les Sables fauves est liée à la migration, en milieu continental, de la nappe phréatique suivant des mécanismes bien connus (G. MILLOT, 1964; A. VATAN, 1967; N. GAMERMANN, 1979; R. MEYER, 1981 et 1987; M. CAMPY et J.J. MACAIRE, 1989).

Par endroit, les parties supérieures en contact avec les calcaires, sont incolores (Pl. I, photo. 1). Il s'agit là d'une dérubéfaction qui est due à la percolation des eaux météoriques entraînant les oxydes de fer vers le bas.

Ce profil a été érodé, les témoins de cette érosion se trouvent à Kahf El Gota en remplissage de chenaux (fig. 61), ce qui explique la rareté des affleurements montrant ce profil d'altération.

3 - CONCLUSION

La rubéfaction des Sables fauves est un phénomène bien distinct de celui du dépôt. C'est la conséquence d'une altération à tendance ferrallitique, après le retrait de la mer du Saïs, sous un climat relativement chaud et humide (K. BOUMIR et *al*, 1989).

Il n'y a donc pas de limite entre les sables jaunes de la base de la formation et les sables rouges du sommet. Ce ne sont donc pas deux ensembles déposés dans des milieux différents comme le pensent certains auteurs (G. BEAUDET, 1969; P. CIRAC, 1985; et J.P. SAINT MARTIN, 1987) mais une seule formation qui a subi une altération pédologique et une marmorisation après le dépôt.

Une altération du type ferrallitique a été décrite par D. FASSI (1977) dans le Saïs et elle a été attribuée au Pliocène moyen par le même auteur, également décrite par G. BEAUDET (1969) dans le Massif hercynien central.

B - NATURE DU CONTACT ENTRE SABLES FAUVES ET CALCAIRES LACUSTRES

Sur le plateau de Meknès, les Calcaires lacustres reposent sur les Sables fauves par une surface irrégulière ondulée à l'échelle métrique. Le passage s'effectue de différentes manières (A. BACH et R. MEYER, 1986), par l'intermédiaire de:

- calcaire gréseux sur la rive droite de l'Oued Boufekrane au N de l'Usine électrique (fig. 62) et à Koudiat Zouar (x = 485,7 / y = 360,0);

- paléosol argileux gris à Kahf El Gota (x = 492,5 / y = 369,7) (fig. 61) et à Aïn Mira (x = 467,2 / y = 365,4) (fig.59);

- niveau noir à oxydes du manganèse à Sidi Bou Grinat (x = 475,6 / y = 361,4) (fig. 64);

- la majorité des affleurements montrent des niveaux oncholitiques à la base de la formation calcaire (fig. 63). Ces niveaux oncholitiques et travertineux sont bien développés sur la bordure N du plateau de Meknès où ils reposent directement sur les Marnes bleues du Miocène terminal. On les trouve aussi sur le Trias (fig. 65) dans la vallée de l'Oued El Kell (x = 479,2 / y = 340,2).

Aucun affleurement ni sondage ne montre une intercalation des Sables fauves dans les Calcaires lacustres.

C - CONCLUSION

L'étude des Sables fauves a permis de mettre en évidence un épisode d'altération ferrallitique responsable d'une décarbonatation des niveaux supérieurs de la formation, de la kaolinisation et du concrétionnement ferrugineux. Cette altération a eu lieu après l'émersion des sables sous un climat chaud et humide.

Cet épisode d'altération est suivi d'une phase d'érosion qui a éliminé en grande partie le profil d'altération dont les éléments se trouvent dans la formation sus-jacente; qui a donc été mise en place sur une paléotopographie irrégulière. On la retrouve actuellement en discordance sur plusieurs formations plus anciennes qu'elles.

II - LA FORMATION CONTINENTALE DU SAIS

A - DESCRIPTION DE QUELQUES AFFLEUREMENTS

les formations continentales ne font pas l'objet du présent travail, seules quelques coupes vont être décrites pour mieux éclaircir les relations existantes entre les Sables fauves et les Calcaires lacustres. Des comparaisons seront faites par la suite entre les faciès continentaux observés et ceux décrits dans la plaine du Saïs (M. AHMAMOU, 1987; D. ROGUI, 1988).

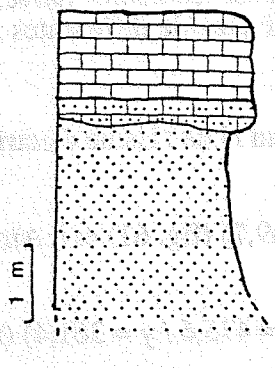
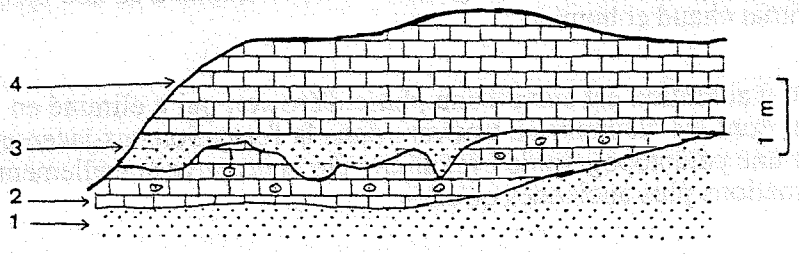


Fig. 62 - Passage Sables fauves - Calcaires lacustres au N de l'Usine électrique (carrières de l'Oued Boufekrane).



4 : calcaire micritique blanc - grisâtre à gastropodes

3 : sable très fin grisâtre

2 : calcaire à oncholites et terriers d'hyménoptères

1 : sable fin jaunâtre

Fig. 63 - Passage Sables fauves - Calcaires lacustres au S de l'Usine électrique (carrières de l'Oued Boufekrane).

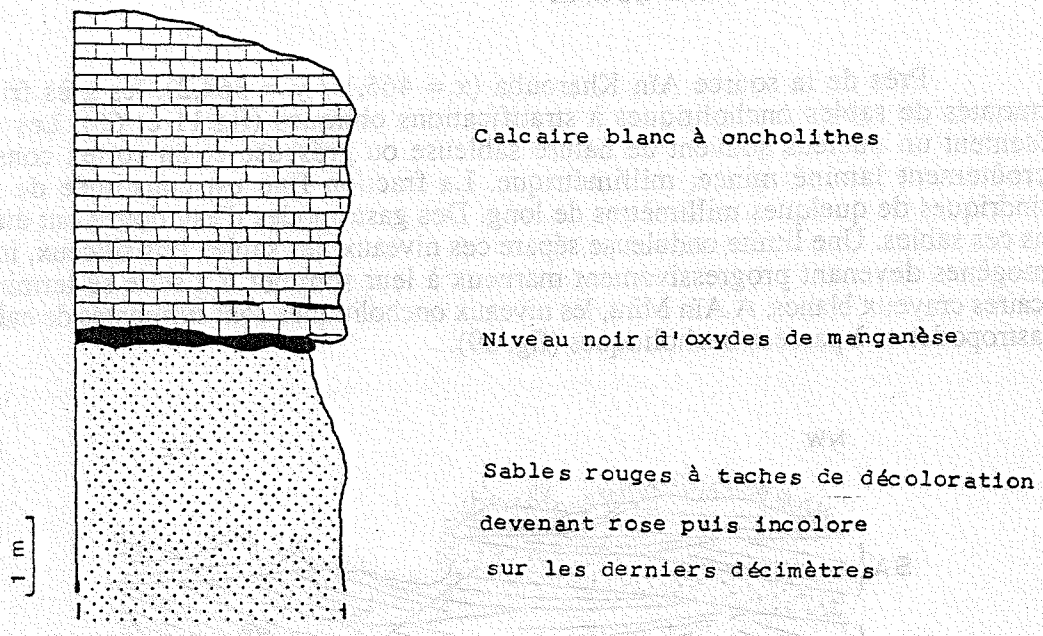


Fig. 64 - Passage Sables fauves - Calcaires lacustres à Sidi Bou Grinat (rive droite de l'Oued El Kell).

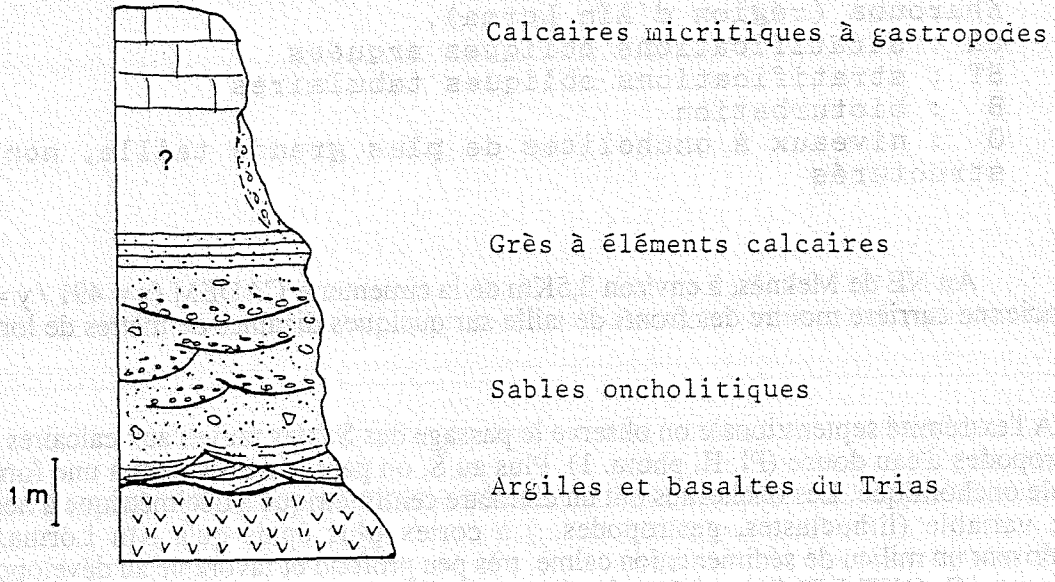


Fig. 65 - Coupe d'Aïn Ksob (rive droite de l'Oued El Kell au S de la coupe de la Fig. 64).

1 - REGION D'AIN LORMA

Près de la source Aïn Kharouba (x = 466,1 / y = 364,2), les grès friables sont surmontés de sables oncholitiques à stratifications obliques (fig.11 et 66). Les oncholites présentent un nucléus souvent de nature sableuse ou gréseuse et un cortex constitué d'un encroûtement laminé mince, millimétrique. La fraction fine est constituée de manchons cylindriques de quelques millimètres de long. Des gastropodes d'eau douce ont été observés dans ces sables. Une limite onduleuse sépare ces niveaux des sables fins siliceux, incolores et homogènes devenant progressivement marneux à leur sommet. La série se termine par des calcaires crayeux blancs. A Aïn Mira, les niveaux oncholitiques sont surmontés de calcaires fins à gastropodes et à passées oncholitiques (fig. 59).

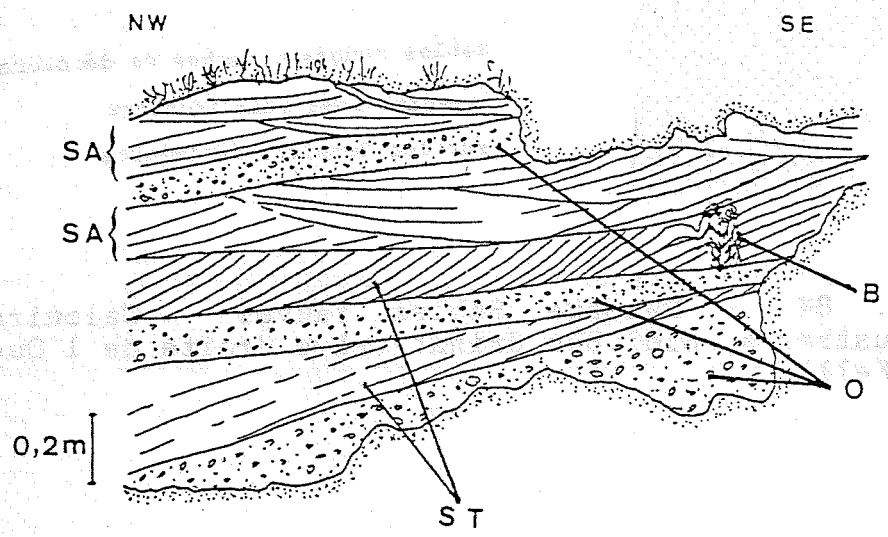


Fig. 66 - Structures sédimentaires observées dans les sables oncholitiques de l'affleurement d'Aïn Kharouba (région d'Aïn Lorma).
SA : stratifications obliques arquées
ST : stratifications obliques tabulaires
B : bioturbation
O : niveaux à oncholites de plus grande taille, non structurés

Au NE de Meknès, à environ 2,5Km de la cimenterie CADEM (x = 491 / y = 368), une ancienne carrière montre des fronts de taille sur quelques dizaines de mètres de long (fig. 61).

A l'extrémité septentrionale on observe le passage des Sables fauves aux calcaires blancs à gastropodes d'eau douce (Pl. II, photo. 1). Plus au S, on passe latéralement à une formation de sable oncholitique. Les oncholites ont un diamètre centimétrique à décimétrique à noyau de nature variable (lithoclastes, gastropodes...) à cortex plus épais qu'à Aïn Lorma. Elles caractérisent un milieu de sédimentation calme, très peu profond et favorable au développement des algues (C. GUILLEMIN, 1979). Quelques structures de remplissage de chenaux sont observées (RC fig. 61).

A quelque dizaines de mètres vers le SW de cet affleurement, on observe dans les calcaires fins grisâtres un niveau marneux noir très riche en gastropodes d'eau douce.

3 - AFFLEUREMENTS N ET S DU PLATEAU DE MEKNES

Tout au long des Rides sud-rifaines on trouve des niveaux conglomératiques, aux pieds de Jbel Kefs et Jbel Kannoufa, qui se prolongent à l'E par les conglomérats du N de la plaine de Fès .

Au S de Jbel Kannoufa et Jbel Kefs, il s'agit d'un conglomérat hétérométrique et polygénique à éléments calcaires dominants et à matrice gréseuse. Des niveaux sableux et oncholitiques sont intercalés dans ceux du Jbel Kannoufa.

Au S du plateau de Meknès, entre Agouraï et El Hajeb, des conglomérats à passées sableuses, oncholitiques et travertineuses sont décrits par P. TALTASSE (1953) et J. MARTIN (1981).

4 - LA FAUNE DES FORMATIONS CONTINENTALES DU SAIS

Les gastropodes d'eau douce sont les plus abondants dans les calcaires, souvent associés à des Charophycées. Des dents de micromammifères ont été décrites par J.J. JAEGER (*in* J. MARTIN, 1981) dans les niveaux marneux noirs riches en gastropodes. Ces micrommamifères ont permis d'attribuer ces calcaires au Pliocène supérieur (J. MARTIN, 1981).

Dans la vallée de l'Oued Bou Fekrane, sur les fronts de taille de la rive gauche, nous avons découvert des traces d'origine biologique dans les calcaires (Pl. II, photo. 4 et 5).

a - Description des traces fossiles découvertes dans les calcaires de Meknès

Il s'agit de traces ovoïdes dispersées dans le sédiment. Ce sont des moulages internes lisses qui se détachent facilement de l'encaissant. Elles mesurent de 2 à 3 cm de long et 1 cm de diamètre. Elles présentent une base subsphérique et un sommet en goulot étranglé (Pl. II, photo. 7). Certaines présentent un opercule conique (Pl. II, photo. 6) qui se prolonge par un conduit plus ou moins flexueux.

Les traces fossiles sont limitées par un liseré brunâtre (fig. 67) à l'extérieur d'une paroi très mince (environ 10 µm) brunâtre ou vide. Le remplissage interne est de même nature que l'encaissant. Il s'agit de calcaire graveleux, les gravelles sont entourées d'un liseré d'oxydes de fer. Les quartz sont très rares et la matrice est micritique.

b - Interprétation et conclusion

Ces traces sont encore peu connues. Des traces semblables ont été décrites dans les formations continentales du Miocène du S de la France (P. FREYTET et J.C. PLAZIAT, 1982; et J.C. PLAZIAT, 1984). Elles sont interprétées comme étant des coques nymphales d'insectes. Des traces identiques ont été découvertes par G. RETALLACK (1984) dans l'Oligocène du Dakota (USA). Il les interprète comme des cellules de pontes d'abeilles solitaires et les rapporte à l'ichnogenre *Celliforma*. Plus récemment J.L. DUCREUX et *al* (1988) ont décrits des traces semblables dans l'Eocène supérieur du NE du Massif central français et les rapportent à une nouvelle espèce de *Celliforma*.

Les traces découvertes dans les calcaires de Meknès ressemblent beaucoup aux traces d'activité de pontes d'hyménoptères. Les hyménoptères (guêpes et abeilles solitaires) creusent des nids avec un conduit de quelques décimètres et des cellules de pontes tout au long (fig. 68). Les cellules de Meknès répondent aux descriptions de cellules d'abeilles solitaires faites dans les travaux antérieurs à : aspect général ovoïde allongé, l'extrémité inférieure subsphérique et l'extrémité supérieure avec un opercule et un conduit plus ou moins flexueux. Elles sont classées dans l'ichnogenre *Celliforma*. La recherche d'autres affleurements à cellules de pontes et l'étude détaillée de ces dernières permettra de préciser l'espèce découverte dans les calcaires pliocène de Meknès.

B - ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DES CALCAIRES DU PLATEAU DE MEKNES

Les calcaires du plateau de Meknès présentent des faciès très variés sur une épaisseur ne dépassant pas 50 m. En plus des faciès décrits ci-dessus, on trouve des calcaires micritiques qui passent à des marnes et argilites, des brèches, des calcarénites, des travertins et des stromatolites (A. BACH et R. MEYER, 1986). Ces faciès se sont mis en place dans des chenaux fluviatiles, des plaines inondables associées et dans des marécages. Les mesures de stratifications obliques dans les niveaux oncholitiques montrent un écoulement unidirectionnel vers le N (NW ou NE) (fig. 36). Les apports se faisaient donc essentiellement à partir du S c'est à dire du Causse moyen-atlasique. Au N du plateau de Meknès (Kahf El Gota), la structure du remplissage d'un chenal est caractéristique d'une barre de méandre élémentaire (fig. 61). A ce niveau, les cours d'eau ont donc atteint leur niveau de base.

Les calcaires fins se sont mis en place dans un milieu à faible tranche d'eau. Les traces de pédoturbation et les nids d'hyménoptères montrent que le paysage était souvent exondé.

A tous les niveaux, dans la formation continentale du plateau de Meknès, on observe des passées sableuses à grains de quartz abondants et à caractéristiques sédimentologiques proches de celles des Sables fauves. Ce qui a conduit P. TALTASSE (1953) à suggérer un passage latéral de faciès entre les Sables fauves et les Calcaires lacustres. En fait se sont des sables fluviatiles provenant du remaniement les Sables fauves. Ils appartiennent à la formation continentale du Saïs qui est bien distincte de la formation des Sables fauves.

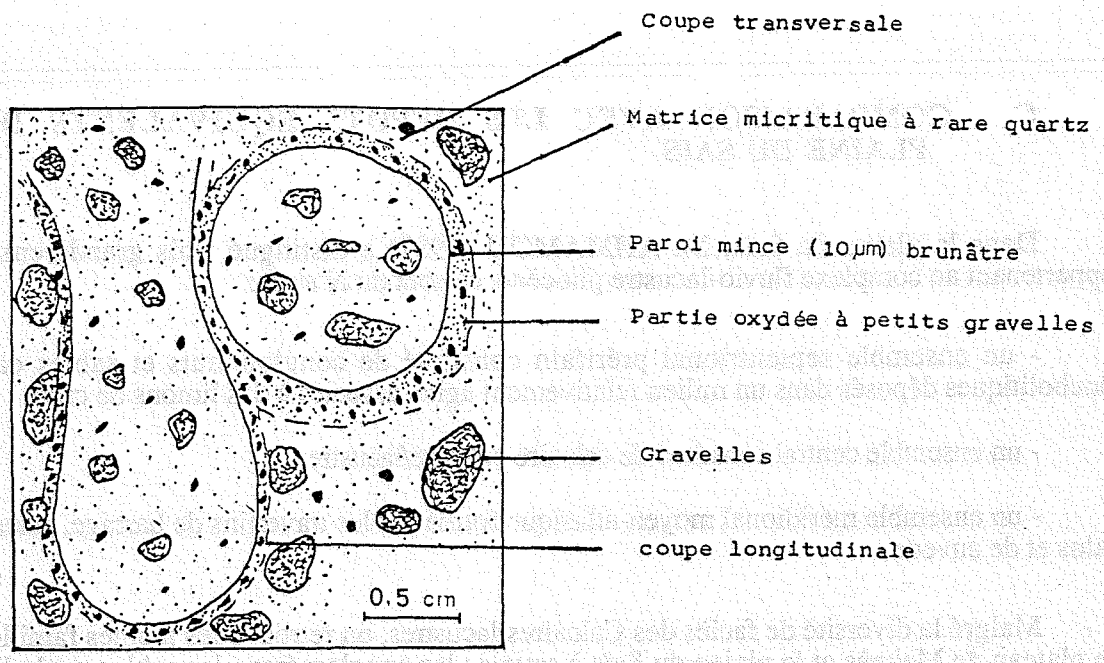


Fig. 67 - Aspect des cellules d'hyménoptères en lame mince.

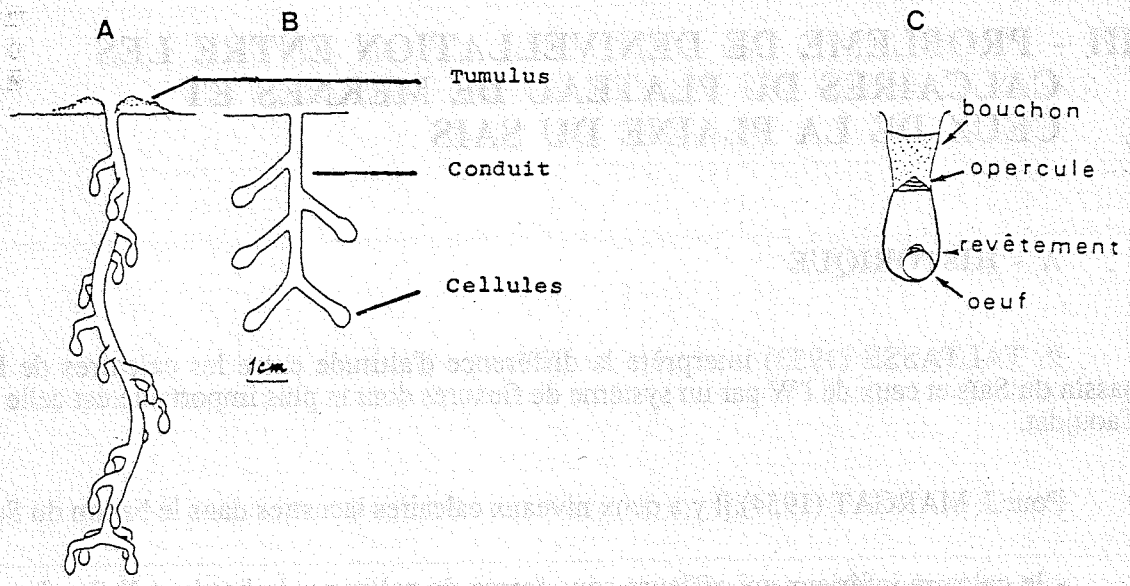


Fig. 68 - Schéma d'un nid d'abeille (A) et de guêpe (B) (d'après A.A. EKDALE et *al*, 1984)
C : représente le détail d'une cellule après la ponte (à comparer avec Pl. II, photo. 5, 6 et 7) (d'après S. BARTA, 1984).

C - COMPARAISON AVEC LES DEPOTS EQUIVALENTS DE LA PLAINE DU SAIS

Dans la plaine du Saïs, M. AHMAMOU (1987) a distingué trois grands ensembles appartenant au complexe fluvio-lacustre pliocène, ce sont du N au S :

- un ensemble septentrional prérifain constitué de conglomérats et sables calcaires oncholitiques déposés dans un milieu relativement agité, associés à des limons de crue;

- un ensemble central constitué de calcaire palustre/lacustre;

- un ensemble méridional moyen-atlasique formé par les travertins de barrage, calcaires de talus et de cuvette.

Malgré la diversité de faciès des Calcaires lacustres, on retrouve les mêmes familles dans le plateau de Meknès et la plaine du Saïs à savoir : les conglomérats, les sables oncholitiques, les calcaires fins et les travertins déposés dans le milieu fluviatile ou palustre/lacustre.

Dans la partie N du bassin du Saïs, l'ensemble conglomératique prérifain décrit par M. AHMAMOU (1987) semble se continuer vers l'W et on le retrouve au S du Jbel Kannoufa et Jbel kefs.

Dans la partie orientale du bassin du Saïs, on retrouve les mêmes faciès fluvio-lacustres et palustres qui reposent sur les épandages fluviatiles du paléo-Sebou et paléo-Inaouène ou sur les Marnes grises (D. ROGUI, 1988).

III - PROBLEME DE DENIVELLATION ENTRE LES CALCAIRES DU PLATEAU DE MEKNES ET CEUX DE LA PLAINE DU SAIS

A - HISTORIQUE

P. TALTASSE (1953) interprète la différence d'altitude entre les calcaires de l'E du bassin du Saïs et ceux de l'W par un système de flexures dont la plus importante est celle d'Aïn Taoujdat.

Pour J. MARGAT (1954),il y a deux niveaux calcaires lacustres dans le bassin du Saïs :

- le calcaire inférieur qui affleure sous forme de palier sur la bordure N du plateau de Meknès entre la ville de Meknès et l'Oued Madhouma. Il se prolonge à l'E par les calcaires de la plaine du Saïs;

- le calcaire supérieur présent uniquement sur le plateau de Meknès.

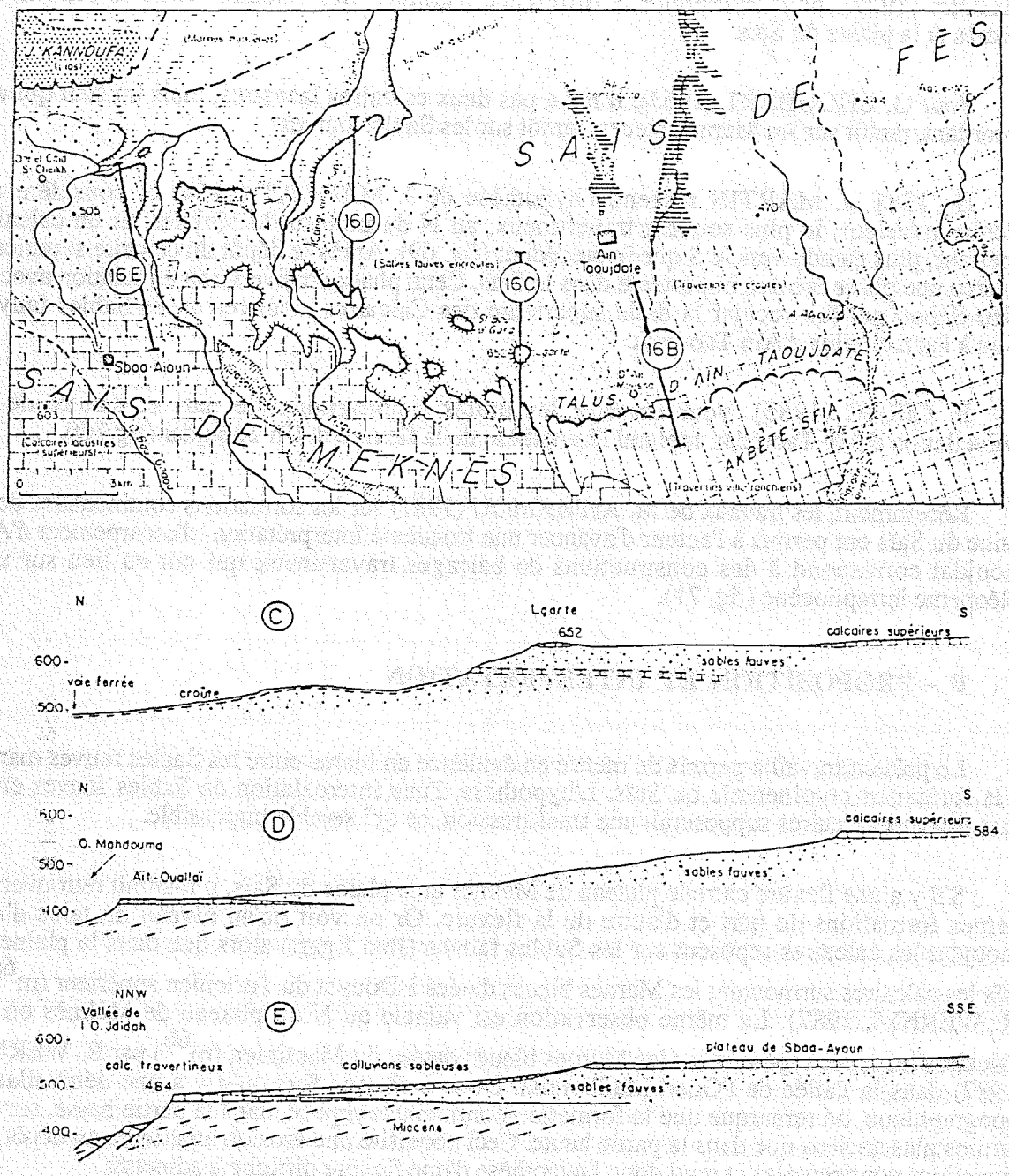


Fig. 69 - Coupes des formations lacustres du Saïs et carte de situation des coupes (d'après J. MARTIN, 1981).

Entre les deux niveaux calcaires s'intercalent les Sables fauves. Il n'y a pas lieu, dans ce cas, de faire intervenir un système complexe de flexures décrit depuis les travaux de F. DAGUIN (1927), pour interpréter la différence d'altitude des calcaires entre le plateau de Meknès et la plaine du Saïs.

Pour G. CHOUBERT (1965), il n'y a pas deux calcaires lacustres, mais un seul qui est discordant, tantôt sur les Marnes bleues, tantôt sur les Sables fauves.

En 1981, J. MARTIN reprend l'hypothèse de J. MARGAT (1954) et considère un calcaire inférieur, le plus souvent travertineux, au N du plateau de Meknès, et un calcaire supérieur, plus étendu vers le S que le précédent (fig. 69). Après le dépôt du calcaire supérieur, s'exerce une phase érosive importante dans le Saïs. Cette phase érosive serait en relation avec le paléo-Sebou qui fait reculer la dalle supérieure des Calcaires lacustres et les Sables fauves jusqu'à l'actuel talus d'Aïn Taoujdat.

P. CIRAC (1985), pour correler les unités lithologiques de part et d'autre de la dénivellation d'Aïn Taoujdat, reprend l'hypothèse de la flexure d'Aïn Taoujdat (fig.7O).

Récemment, les travaux de M. AHMAMOU (1987) sur les formations continentales de la plaine du Saïs ont permis à l'auteur d'avancer une troisième interprétation : l'escarpement d'Aïn Taoujdat correspond à des constructions de barrages travertineux qui ont eu lieu sur une paléopente intrapliocène (fig. 71).

B - PROPOSITION ET INTERPRETATION

Le présent travail a permis de mettre en évidence un hiatus entre les Sables fauves marins et la formation continentale du Saïs. L'hypothèse d'une intercalation de Sables fauves entre deux niveaux calcaires supposerait une transgression, ce qui semble impossible.

S'il y a une flexure entre le plateau de Meknès et la plaine du Saïs, il faudrait retrouver les mêmes formations de part et d'autre de la flexure. Or on voit qu'au niveau du talus d'Aïn Taoujdat les calcaires reposent sur les Sables fauves (Jbel Lgart) alors que dans la plaine du Saïs les calcaires surmontent les Marnes bleues datées à Douyet du Tortonien supérieur (m^{6aB}) (R. WERNLI, 1987). La même observation est valable au N du plateau de Meknès où les Calcaires lacustres reposent sur les Marnes bleues datées du Messinien (m^{6b}) par R. WERNLI (1987) dans la vallée de l'Oued Madhouma. Donc à chaque fois qu'il y a une dénivellation topographique, on remarque que la formation continentale repose, dans la partie basse, sur des terrains plus anciens que dans la partie haute. Ceci nécessite une érosion antérieure au dépôt des formations continentales et rend donc l'hypothèse d'une flexure difficile à admettre.

Cette érosion est mise en évidence sur le plateau de Meknès où des éléments de la paléoaltérite des Sables fauves ont été retrouvés dans les dépôts fluviatiles à la base de la formation continentale (Kahf El Gota). La formation continentale s'est mise en place sur une paléotopographie irrégulière avec des travertins de barrage au niveau des paléopentes (M. AHMAMOU, 1987).

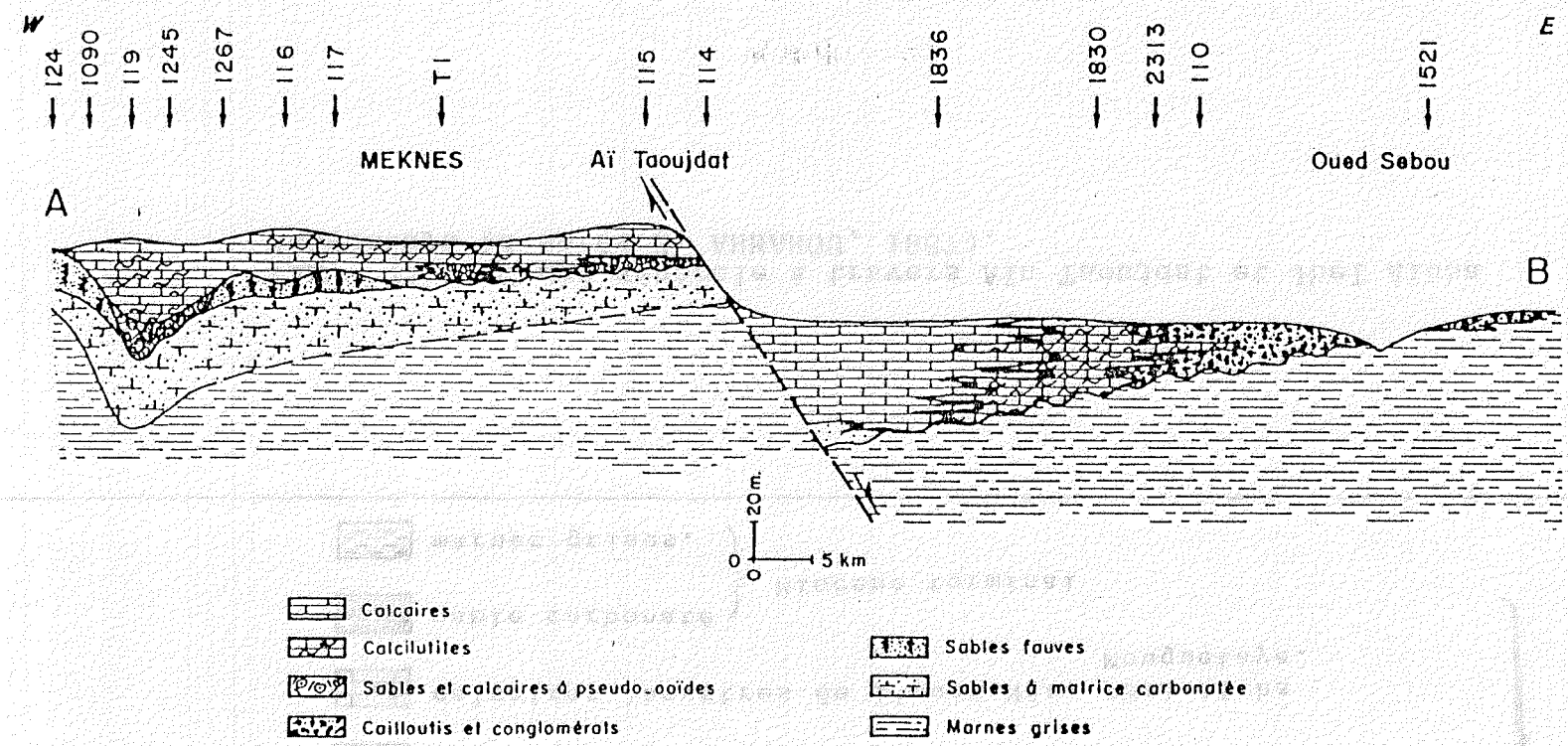


Fig. 70 - Coupe schématique illustrant les variations latérales de faciès d'Est en Ouest dans le Néogène supérieur du Saïs (d'après P. CIRAC, 1985).

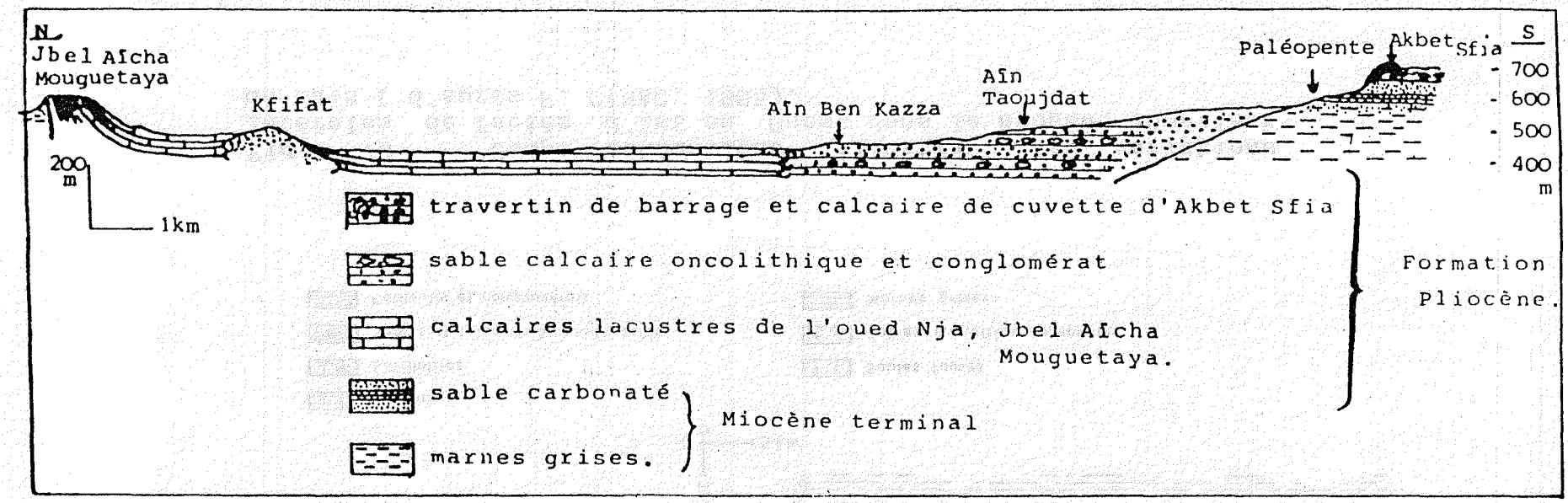


Fig. 71 - Coupe générale à travers Aïn Taoujdat et Jbel Aïcha Mouguetaya (d'après M. AHMAMOU, 1987).

L'érosion, qui est postérieure au dépôt des Sables fauves et antérieure au dépôt de la formation continentale du Saïs, serait l'oeuvre des courants fluviatiles parcourants le bassin à l'époque et dont les témoins sont relativement abondants dans la formation calcaire. L'érosion la plus importante se situe dans la plaine du Saïs et au N du plateau de Meknès. Elle serait due à des cours d'eau relativement importants en provenance de l'E (paléo-Sebou et paléo-Inaouène) et qui se continueraientt vers l'W en longeant les Rides sud-rifaines pour rejoindre le Rharb. Ces cours d'eau seraient à l'origine des dépôts conglomératiques de la plaine du Saïs et ceux de la limite N du bassin (Fès, Jbel Aïcha Mouguetaya, Jbel Kannoufa et Jbel Kefs) et aussi dans la région d'Aïn Taoujdat (Aïn Ben Kazza). Ces conglomérats sont à galets émoussés et de grande taille nécessitant une énergie relativement forte et un transport sur une distance relativement importante. des études détaillées de ces conglomérats permettraient des précisions à ce sujet.

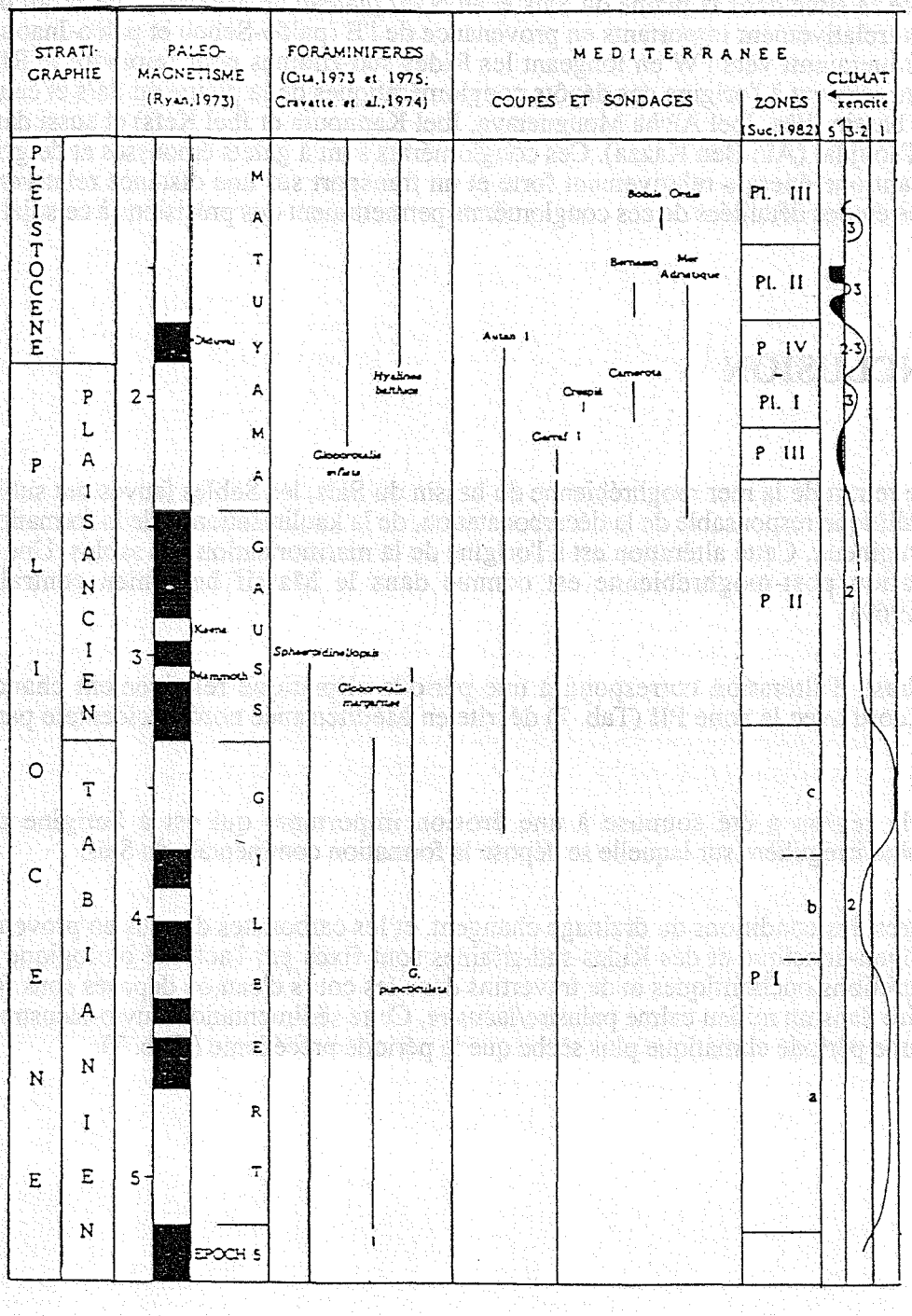
IV - CONCLUSION

Après le retrait de la mer moghrébienne du bassin du Saïs, les Sables fauves ont subi une altération ferrallitique responsable de la décarbonatation, de la kaolinisation et de la formation de pisolithes ferrugineux. Cette altération est à l'origine de la marmorisation des sables. Une telle phase d'altération post-moghrébienne est connue dans le Massif hercynien central (G. BEAUDET, 1969).

Cette phase d'altération correspond à une période climatique relativement chaude et humide, en accord avec la zone PII (Tab. 7) décrite en Méditerranée nord-occidentale par J.P. SUC (1982).

Après, la région a été soumise à une érosion importante qui est à l'origine d'une paléotopographie irrégulière sur laquelle se dépose la formation continentale du Saïs.

Juste après, les conditions du drainage changent, et les carbonates dissous en provenance du Causse moyen-atlasique et des Rides sud-rifaines sont fixés par l'activité biologique sous forme de concrétions oncholitiques et de travertins dans les cours d'eau,ou déposés sous forme de boue calcaire dans un milieu calme palustre/lacustre. Cette sédimentation fluvio-lacustre s'est faite pendant une période climatique plus sèche que la période précédente (Tab. 7).



Tab. 7 - Variations climatiques en Méditerranée nord-occidentale (d'après J.P. SUC, 1982).

CHAPITRE VI

PALEOGEOGRAPHIE ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU BASSIN DU SAIS DEPUIS LA FIN DU MIOCENE JUSQU'A LA FIN DU PLIOCENE

I - INTRODUCTION

Les résultats obtenus à partir de l'étude sédimentologique des Sables fauves a permis d'envisager une nouvelle interprétation des environnements paléogéographiques dans le bassin du Saïs pendant le Pliocène.

La synthèse des résultats obtenus est située dans le cadre général des variations eustatiques et paléoclimatiques, dont les effets sontlargement influencés par les conditions structurales locales.

II - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

A - LE BASSIN DU SAIS AVANT LE DEPOT DES SABLES FAUVES

A la base du Tortono-messinien, on observe une limite de séquence matérialisée par la présence d'un faciès biodétritique sur une surface d'érosion affectant les argiles du Trias, les grès et schistes du Paléozoïque (Oued Ouchkett, fig. 33; Oued EL Kell) ou les dolomies et calcaires du Lias (Oued El Youdi dans la région de Fès, fig. 72, x = 555,4 / y = 376,6).

Au-dessus vient une série de grès et calcaires bioclastiques à caractéristiques du milieu intertidal. On assiste à une diminution de la granulométrie et un enrichissement en faune marine infra à circalittorale vers le haut de la série. Les Marnes grises, dont l'épaisseur peut atteindre 1000 m dans la partie la plus subsidente du bassin, marquent le maximum de la transgression.

La sédimentation marneuse se continue pendant le Pliocène basal (Moulay Yacoub, R. WERNLI, 1986). On observe ensuite un enrichissement progressif des marnes en éléments détritiques plus grossiers (silts et sables fins) par exemple à Aïn Lorma et Jbel Bou Rdim, pendant le Pliocène inférieur. Les fonds marins, dans le bassin du Saïs, pendant le Tortono-messinien et le Pliocène inférieur étaient assez tourmentés, présentant des îlots, des hauts fonds et des rias. Le cycle tortono-messinien correspond sur la courbe des variations relatives du niveau de la mer à une époque de faible remontée du niveau marin.

Les variations et fluctuations du niveau de la mer ne sont pas liées à l'eustatisme seul, mais peuvent être modifiées par les effets tectoniques locaux et le taux des apports sédimentaires (P.R. VAIL et *al*, 1977; P.R. VAIL et *al*, 1987). Ainsi, lorsque la vitesse de la subsidence est supérieure à la chute de l'eustatisme, il ya transgression malgré la baisse du niveau marin; alors que si le taux des apports sédimentaires est plus élevé que celui de la montée du niveau marin, il y a régression.

Dans le Saïs, pendant le Tortono-messinien, la subsidence devait être relativement plus importante que l'eustatisme négatif, ce qui a favorisé la transgression marine dans la région. Le passage en concordance stratigraphique au Pliocène inférieur sans que la baisse relative du niveau marin à la fin du Messinien (5,5 MA, Tab. 8) se fasse sentir est probablement dû à la poursuite de la subsidence dans le bassin. Alors que la montée relative du niveau de la mer (Tab. 8) et la subsidence pendant le Pliocène inférieur ont été probablement compensées par l'augmentation des apports détritiques sous l'effet du changement paléoclimatique devenant relativement plus humide (Tab. 8).

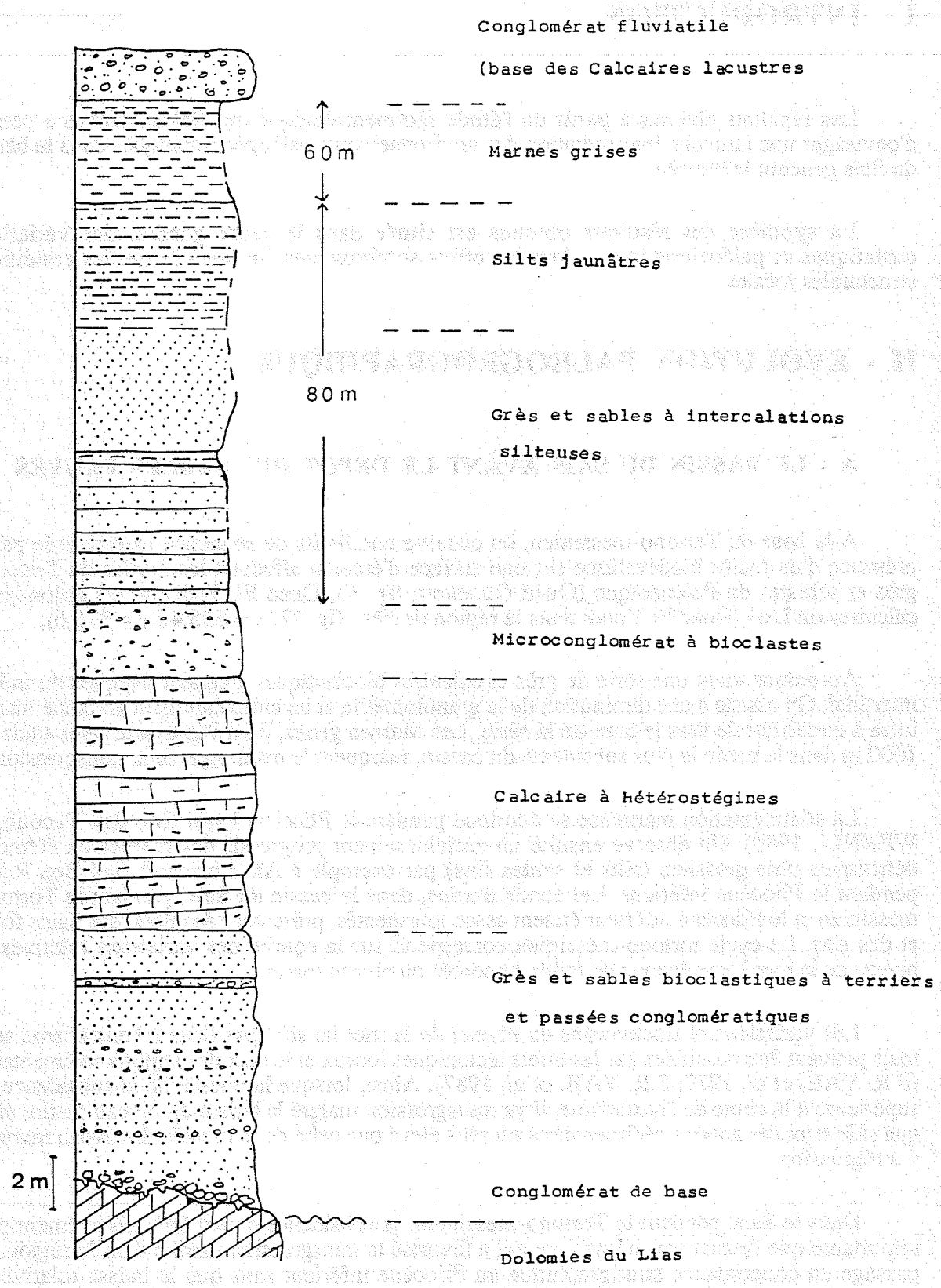
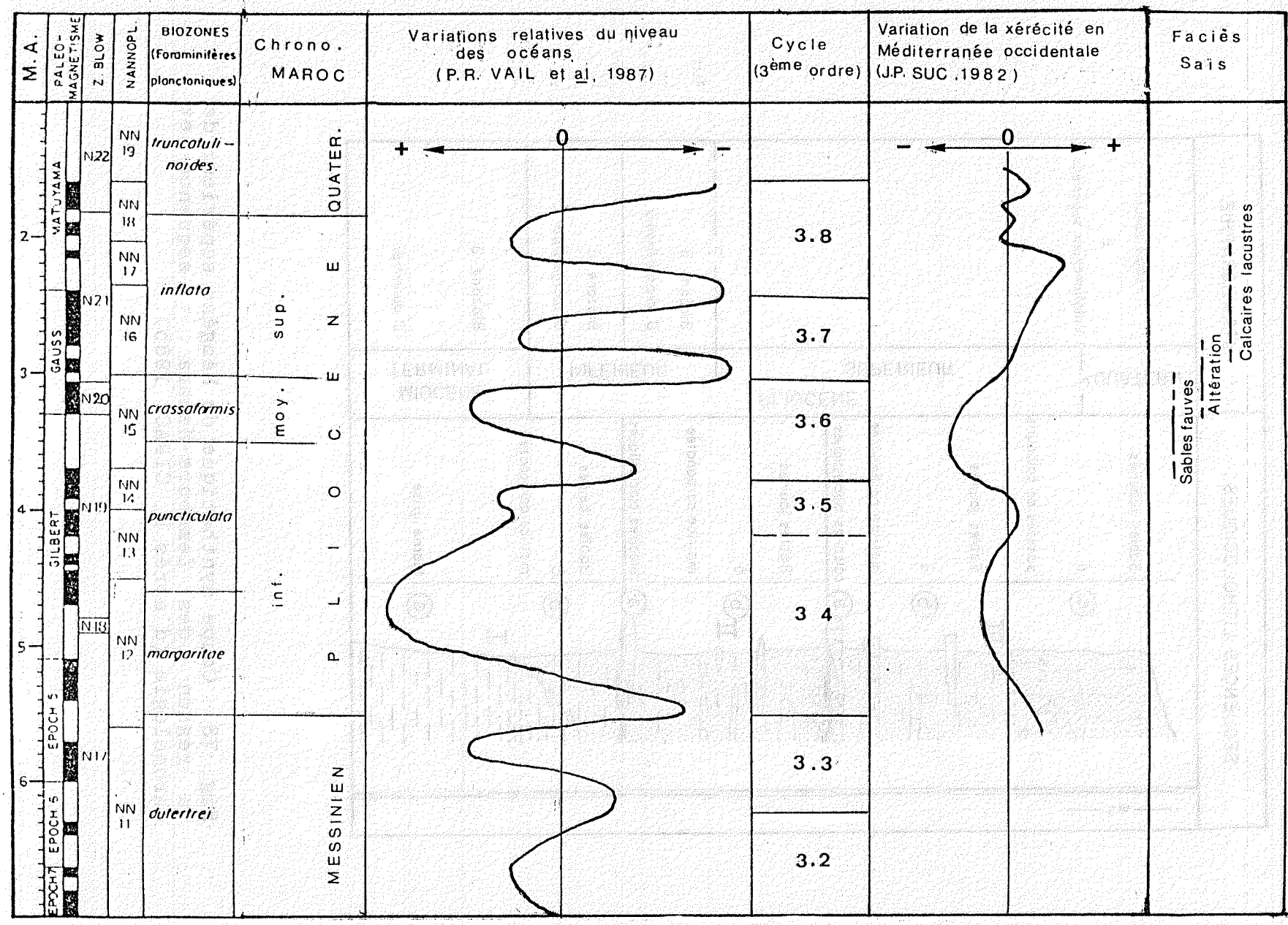


Fig. 72 - Coupe d'Aïn El Ouali montrant la discordance du Tortono-messinien sur le substratum liasique (région de Fès).



Tab. 8 - Fluctuations relatives du niveau des océans et du climat au Néogène supérieur.

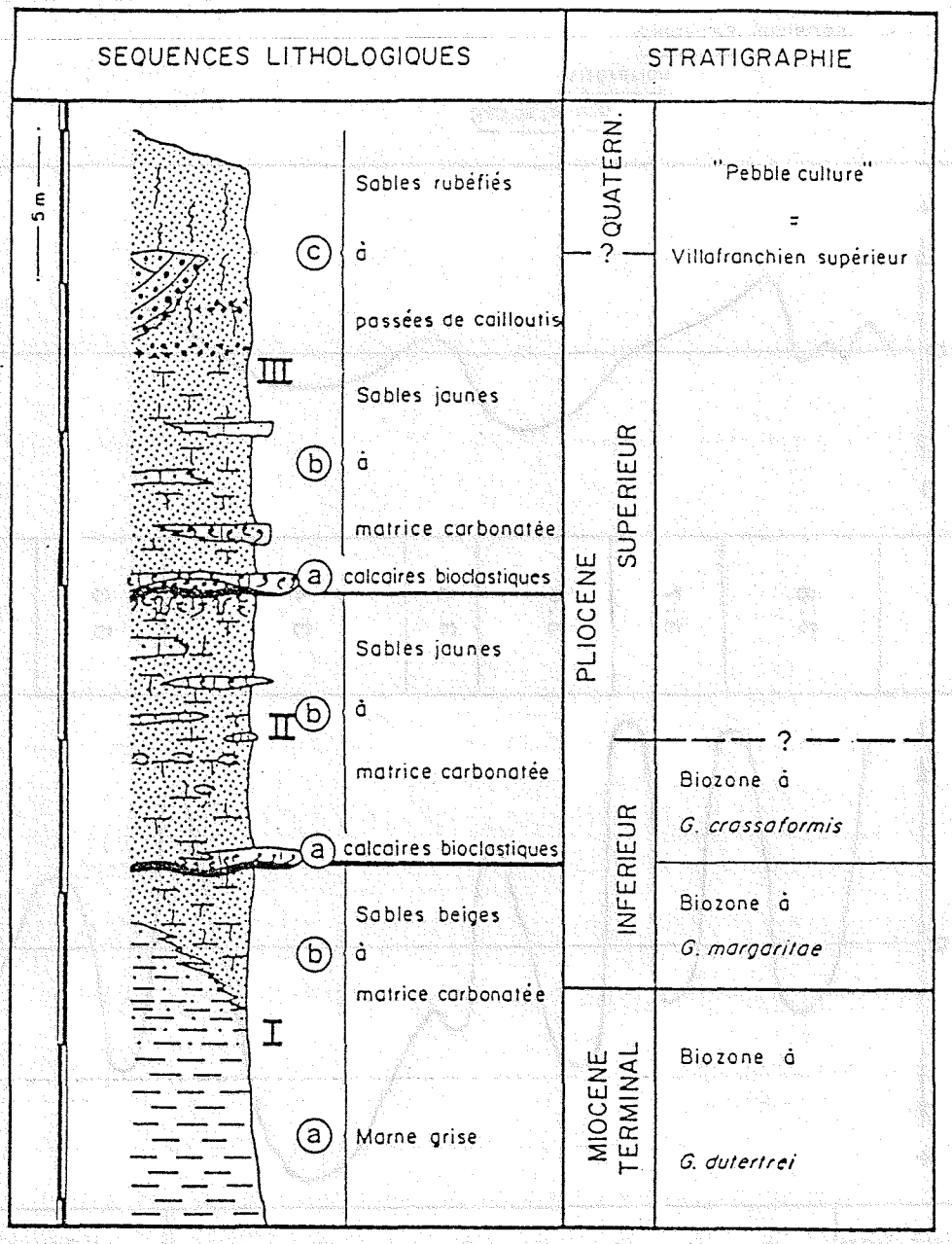


Fig. 73 - Coupe synthétique du Néogène supérieur de la région des Zemmours-Mamora : séquence et chronologie (d'après P. CIRAC, 1985).

La mer du Pliocène inférieur, qui serait au début limitée aux environs de Fès où elle a déposé les marnes de Moulay Yacoub (R. WERNLI, 1986), reculait progressivement vers l'W. Cette régression marine à la fin du Pliocène inférieur coincide avec la chute du niveau de la mer vers 3,8 MA (Tab. 8).

B - ETAPE DU DEPOT DES SABLES FAUVES

1 - LIMITE INFERIEURE

Dans le bassin du Saïs, le contact entre les dépôts du Tortono-messinien et du Pliocène inférieur et les Sables fauves n'est pas toujours visible à l'affleurement.

A Aïn Lorma, la base des Sables fauves est marquée par un niveau de calcaire bioclastique (wackstone à packstone) contenant des Pectinidés, quelques radioles d'échinodermes, des foraminifères et des Serpulidés. Le liant est une micrite recristalisée par endroit en microsparite. Le quartz est de petite taille (0,125 mm) anguleux et peu abondant (10%) mais existent des lithoclastes siliceux du Paléozoïque et des quartz de plus grande taille (1 mm). Ce niveau passe latéralement à un conglomérat à galet siliceux du Paléozoïque et Pectinidés (cf. Fig. 10).

Dans la région d'Aïn Taoujdat, on retrouve ce calcaire bioclastique à la base des Sables fauves (cf. Fig. 29).

Plus à l'E, dans la région de Fès, on assiste à un passage brutal entre les Marnes grises riches en foraminifères pélagiques à des grès à caractéristiques d'un milieu peu profond.

Dans la région des Zemmour-Mamora, à l'W du bassin du Saïs, les faciès latéraux des Sables fauves (Sables à matrice carbonatée de la biozone à *Globorolalia crassaformis*, Fig. 73) présentent à leur base une discontinuité matérialisée par des calcaires bioclastiques (P. CIRAC, 1985).

Dans la même région, les Sables quartzeux bruns à *Globorotalia crassaformis* reposent sur les dépôts plus anciens (Fig. 74) par l'intermédiaire de la Dalle moghrébiènne (R. WERNLI, 1979).

Il existe donc une discontinuité à la base des Sables fauves et de leurs équivalents occidentaux. Celle-ci s'exprime différemment selon la position par rapport au rivage du golfe mio-pliocène du Sillon sud-rifain.

2 - SEDIMENTATION DES SABLES FAUVES

Les Sables fauves du bassin du Saïs sont essentiellement des sables moyens à grossiers, associés dans la région de Fès à des calcaires bioclastiques. Les argiles sont absents au centre du bassin (région de Meknès) et bien représentées sur quelques coupes de la région de Fès. Par contre les galets et graviers se trouvent uniquement dans les sables du plateau de Meknès sous forme d'un pavage étendu sur quelques centaines de mètres et parfois en remplissage de chenaux.

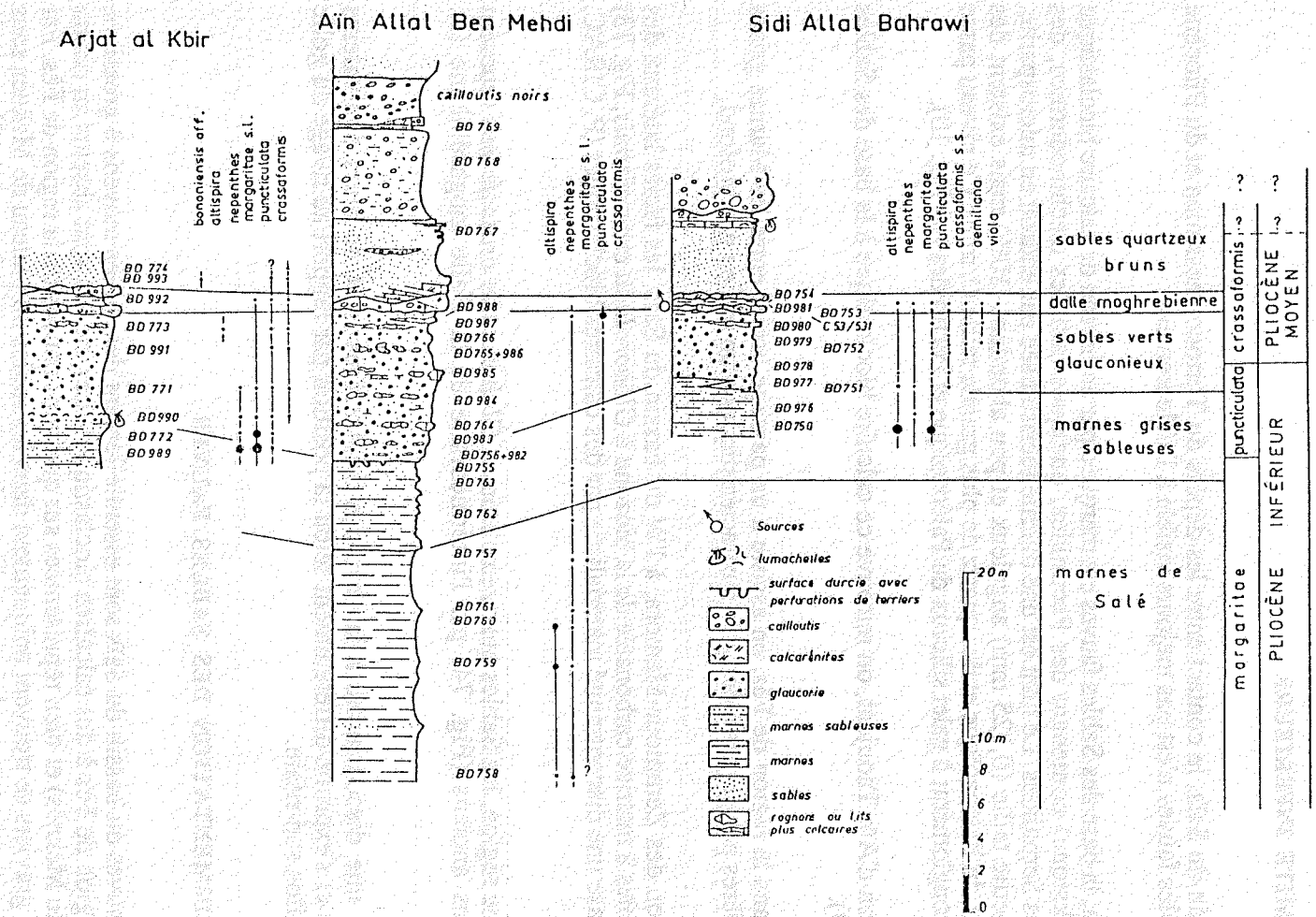


Fig. 74 - Quelques logs des coupes du Pliocène inférieur et moyen dans la Mamora sud-occidentale (d'après R. WERNLI, 1979).

La faune observée est de nature marine sans aucune trace de bioclastes terrestres ou d'eau douce (à l'exception.des ossements remaniés du Rhinoceros dans la région d'Aïn Lorma) La bioturbation, qui est abondante dans les grès et calcaires de la région de Fès, est complètement absente dans les sables du plateau de Meknès.

D'après les datations de R. WERNLI (1986, et communication personnelle en 1989) basées sur les Foraminifères planctoniques, les Sables fauves sont attribués au Pliocène moyen (p^2) à *Globorotalia crassaformis*. Il débute vers 3,5 MA et se termine vers 3 MA.

A cette époque, le Saïs était occupé par la mer. La limite E de ce bassin marin se trouve au delà de la ville de Fès. Dans ce golfe ouvert sur le domaine océanique à l'W, les courants marins étaient relativement importants associés à des courants de tempête. Les sédiments ont enregistrés un paléocourant constant, unidirectionnel dirigé globalement vers l'W.

Sur la courbe des variations du niveau de la mer de R.P. VAIL et *al* (1987), cette époque coincide avec le cycle du 3e ordre 3.6 indiquant une remontée relative du niveau de la mer (Tab. 8). Ce qui explique la transgression dans le Saïs au début du Pliocène moyen. Le climat humide et probablement aussi la tectonique locale ont favorisé l'augmentation des apports détritiques qui ont contribué au comblement du bassin.

La série des Sables fauves montre une diminution de l'énergie et un enrichissement en glauconie (Aïn Lorma) vers le haut. C'est le résultat de l'isolement du Saïs des courants marins en provenance atlantique à la suite de la remontée du seuil d'El Kansara par halocinèse au niveau de l'Oued Beht.(P. CIRAC, 1985). Cet isolement est suivi d'un retrait définitif de la mer du bassin du Saïs à la suite de la chute du niveau de la mer à la fin du Pliocène moyen.

Les Sables fauves constituent donc l'intervalle transgressif du cycle 3.6. Les derniers termes de ce cycle sont connus à l'W du secteur étudié (Mamora) sous forme de sables quartzeux de plate-forme interne puis dépôts littoraux,estuariens et dunes côtières (R. WERNLI, 1979 et P. CIRAC, 1985).

3 - TRANSFORMATIONS POST-SEDIMENTAIRES

Après l'émersion, les Sables fauves ont subi une altération à tendance ferrallitique. Celle-ci est responsable de la décarbonatation, de la kaolinisation et de la formation de pisolithes ferrugineux au sommet des sables. Les solutions carbonatées se précipitent sous forme d'un ciment sparitique constituant les concrétions observées au sein des sables.

La marmorisation des sables s'est produite après le dépôt par l'effet des battements de la nappe phréatique et percolation des eaux météoriques qui provoquent une dérubéfaction des niveaux supérieurs. Donc la variation des couleurs dans les Sables fauves est l'oeuvre d'une évolution continentale postérieure au dépôt.

Une telle phase d'altération ferrallitique sous climat chaud et humide, post-moghrébienne, est connue dans le Maroc central (G. BEAUDET, 1969). Elle est en accord avec la période climatique chaude et humide décrite en Méditerranée occidenlale par J.P. SUC (1982). Cette phase débute vers 3,8 MA, sensiblement avec l'apparition de *Globorotalia crassaformis*, et se termine vers 3 MA (Tab. 8). L'émersion des Sables fauves s'est faite avant la fin de cet épisode climatique qui a induit l'altération ferrallitique à leur sommet.

Cette phase d'altération est suivie d'une période d'érosion éliminant une grande partie des produits d'altération et qui se trouvent actuellement resédimentés dans les sables fluviatiles de la formation continentale du Saïs (Kahf El Gota). L'érosion est liée au climat humide permettant des écoulement relativement importants. Il en résultent des dépôts conglomératique dans le Saïs oriental et tout au long de la bordure nord.

C - ETAPE DU DEPOT DES FACIES CONTINENTAUX

Pendant le Pliocène supérieur, le Saïs a connu une sédimentation continentale fluvio-lacustre/palustre qui a comblé une paléotopographie largement valonnée. Elle se trouve actuellement en discordance sur plusieures formations plus anciennes qu'elle.

Les eaux riches en solutions carbonatées en provenance du Causse moyen-atlasique et des Rides sud-rifaines, en état de ruissellement en nappe, ont favorisé l'accumulation des travertins sur les pentes et les calcaires lacustres et palustres dans les dépressions. C'est un phénomène commun sous climat aride (R. MEYER, 1987; M. CAMPY et J.J. MACAIRE, 1989). Ce qui était le cas pendant le Pliocène supérieur (Tab. 8).

L'augmentation de la sécheresse à la fin du Pliocène supérieur serait à l'origine de l'assèchement du bassin lacustre/palustre dans le Saïs.

III - EVOLUTION GEODYNAMIQUE

A la suite d'une phase distensive de direction N - S datant du Miocène supérieur, qui entre dans le cadre des mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe (J.C. FAUGERES, 1978; L. AIT BRAHIM et P. CHOTIN, 1984), il y a eu effondrement du bassin sud-rifain occidental allongé E - W.

C'est un bassin dissymétrique avec des falaises sur la marge rifaine et des pentes douces sur la marge méséto-atlasique. Il présente donc une subsidence maximale dans sa partie nord, ce qui explique la grande épaisseur de la série dans cette zone.

La marge méséto-atlasique est fissurée selon les directions hercyniennes par une série de failles normales délimitant des panneaux descendant vers le centre du bassin (A. CHARRIERE, 1984, carte géologique d'El Hajeb au 1/100.000).

Au N, il y a eu surrection des Rides sud-rifaines par rapport au bassin du Saïs. Cette surrection serait due pour l'essentiel au soulèvement diapirique du Trias accompagné de mouvements verticaux qui limitent les Rides sud-rifaines du bassin du Saïs (J.C. FAUGERES, 1978).

La transgression tortono-messsinienne, dans le Saïs, est en grande partie dirigée par cette activité tectonique.

Vers la fin du Messinien, des mouvements tectoniques et l'avancée de l'olistostome prérifain ont conduit à la fermeture du seuil de Taza (P. CIRAC, 1985; A. CHARRIERE et J.P. SAINT MARTIN, 1990). Les échanges entre la Méditerranée et l'Atlantique ont donc cessé. Le bassin sud-rifain occidental s'individualise ainsi.

La distension se continue pendant le Pliocène (J.C. FAUGERES, 1978; M. AHMAMOU, 1987). Les témoins de cette distension ne sont pas visibles dans les Sables fauves, mais sont représentés dans les Calcaires lacustres surtout sur la bordure prérifaine. Il y a eu aussi poursuite de l'exhaussement des Rides sud-rifaines et de l'avant pays méséto-atlasique accompagnés d'une subsidence dans le Saïs. Ceci implique une érosion de plus en plus intense des nouveaux reliefs sous un climat humide et dont les produits viennent combler le bassin du Saïs.

La discordance des Calcaires lacustres sur les grès et sables du Jbel Kannoufa témoigne d'une tectonique antérieure aux Calcaires lacustres et postérieure au dépôt des Sables fauves. Le seul témoin d'une telle tectonique au centre du bassin est le paléosol argileux de Kahf El Gota qui présente un pendage de 15° vers le SW alors que dans la région de Meknès, les Calcaires lacustres ont un pendage de l'ordre de 5° vers le N.

Cette tectonique serait à l'origine d'un paysage avec un certain relief favorable au bon drainage et donc à une altération ferrallitique sous un climat chaud et humide. Ce relief était sujet à une érosion intense avant le dépôt des Calcaires lacustres.

Après le dépôt des Calcaires lacustres, des mouvements en liaison avec la compression N - S fini Pliocène à Quaternaire ont provoqué le redressement de la formation continentale au contact du Prérif et des Rides sud-rifaines et au S entre Agouraï et El Hajeb. La faille N170, 80°E observée à Aïn Lorma est à rattacher à une telle phase tectonique.

CONCLUSION

GENERALE

A la suite de cette étude des Sables fauves, nos conclusions apparaissent sous deux aspects différents : la sédimentation des Sables fauves et leur transformation post-sédimentaire; deux phénomènes, qui non différenciés, étaient à l'origine de diverses interprétations du milieu de dépôt de cette formation.

SEDIMENTATION DES SABLES FAUVES

Les Sables fauves sont constitués d'un matériel détritique très mature remanié à partir de formations sédimentaires plus anciennes (paléozoïque, jurassique et miocène) affleurant au N, S et E du bassin du Saïs.

Les caractéristiques sédimentologiques de ce matériel détritique montrent que le dernier milieu dans lequel il a évolué est marin. Dans ce milieu les courants étaient relativement importants, associés à des courants de tempête. Ces courants érodent les dépôts latéraux et les transportent au centre du bassin.

C'est une formation qui est datée du Pliocène moyen (présence de *Globorotalia crassaformis*). Elle enregistre la transgression du Pliocène moyen (Moghrébien) liée à la montée eustatique du niveau de la mer à cette époque. Elle est donc indépendante de la série sous-jacente. La limite entre les deux n'est pas toujours visible à l'afffleurement. A l'W (région d'Aïn Lorma) et au centre (région d'Aïn Taoujdat), la base des Sables fauves est marquée par un calcaire bioclastique à Pectinidés. Alors que dans la région de Fès, entre les faciès latéraux des Sables fauves et les Marnes grises du Messinien, existe un hiatus sédimentaire.

Pendant le Pliocène moyen, le bassin du Saïs constituait un golfe ouvert à l'W sur l'océan Atlantique, qui s'étendait vers l'E jusque dans la région de Fès. Les mouvements tectoniques à cette époque et le paléoclimat humide ont favorisé l'érosion intense dont les éléments ont constitué les Sables fauves.

TRANSFORMATIONS POST-SEDIMENTAIRES

L'émersion du Saïs à la fin du Pliocène moyen est due à la baisse du niveau relatif de la mer, à l'augmentation des apports sédimentaires et aux mouvements tectoniques.

Le climat chaud et humide à cette époque, a induit une altération de type ferrallitique. La circulation des eaux météoriques et des nappes aquifères a joué un rôle dans la distribution des oxy-hydroxydes de fer et la formation de concrétions à ciment calcaire au sein de la formation. La mise en évidence de cette paléoaltération ferrallitique entraine une importante modification des conceptions paléogéographiques et stratigraphiques dans le bassin du Saïs pour le Pliocène.

Le dépôt des Calcaires lacustres/palustres s'est fait dans des dépressions paléotopographiques qui sont creusées par érosion dans les Sables fauves et les Marnes grises. La précipitation des carbonates en provenance du Causse moyen-atlasique et des Rides sud-rifaines est due au changement du climat, qui devenant plus sec. Dans les faciès palustres, nous avons découvert des cellules de ponte d'Hyménoptères rapportées à l'ichnogenre *Celliforma*. L'augmentation de la sécheresse à la fin du Pliocène supérieur serait la cause de l'assèchement du bassin lacustre/palustre.

A la suite de cette étude des Sables Bleus, nos conclusions apparaissent sous deux aspects différents : le sédiment et les Sables Bleus et leur bioévolution pour certaines parties phénoménales qui s'y différencient. Ambiant l'origine de chacune, [illegible] de cette étude de cette formation.

SEDIMENTATION DES SABLES BLEUS

Les Sables Bleus sont constitués d'un matériel détritique non mature se situant à partir de formations différentes plus anciennes (carbonatique, bioclastique et [illegible]) affleurant au N, S et O du bassin de Sfax.

Les caractéristiques sédimentologiques de ce matériel détritique montrent que le dépôt [illegible] dans lequel il a évolué est mixte. Dans ce milieu les courants étaient relativement importants, mais dû à des vitesses de sénégès. Ces courants étaient [illegible] et les transportant en cours de phase.

Cet ensemble [illegible] dans le Pliocène moyen (Pliocène de l'Oued [illegible]). Elle correspond à la progression du Pliocène moyen (Neogène) lors à la [illegible] transgressive de niveau de la mer à cette époque. Elle est donc indépendante de la série [illegible] [illegible] les [illegible] ne sont pas [illegible] à l'affleurement. A l'W (région d'Alla Lamia) et au nord (région d'Ain Ouljdar), le long des Sables Bleus ils [illegible] par une [illegible] à [illegible] dans la région de Sfax, entre les [illegible] des Sables Bleus et [illegible] [illegible] de [illegible], [illegible] un [illegible] [illegible].

Ensuite, le Pliocène moyen, le bassin de Sfax [illegible] [illegible] [illegible]

PLANCHES

PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

STRUCTURES OBSERVEES DANS LES SABLES FAUVES DU PLATEAU DE MEKNES

Photo. 1 - La série des Sables fauves montrant des niveaux horizontaux rouges (gris foncé sur la photo.) et des niveaux décolorés au sommet (flèche) au contact des Calcaires lacustres (L) (carrières de la vallée de l'Oued Boufekrane).

Photo. 2 - Grand faisceau de stratification oblique tabulaire (3 m d'épaisseur) surmontant un faisceau de lits plans (carrières de la vallée de l'Oued Boufekrane).

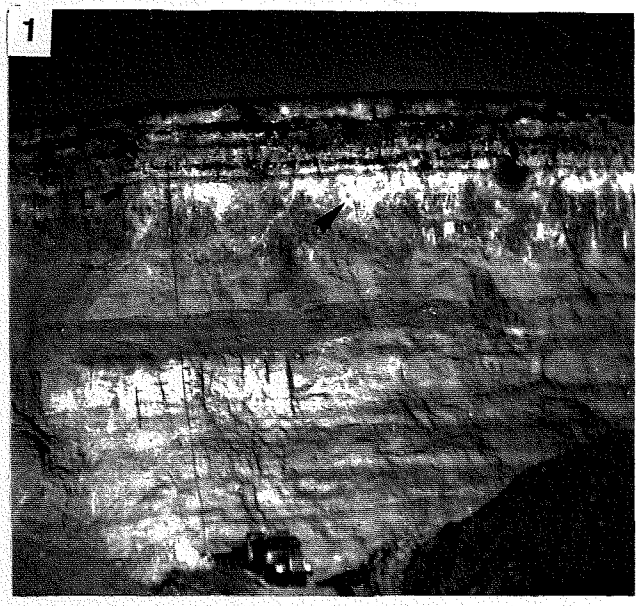
Photo. 3 - Les structures en mammelon ("Hummocky cross-stratifications") observées dans la région d'Aïn Lorma (échelle : marteau = 28 cm).

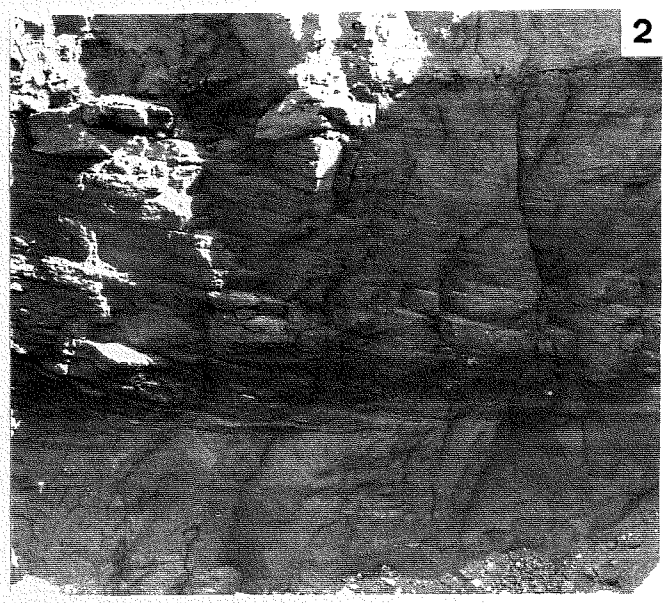
Photo. 4 - Les "dish structures" d'Aïn Mira dans la région d'Aïn Lorma (échelle : 14 cm).

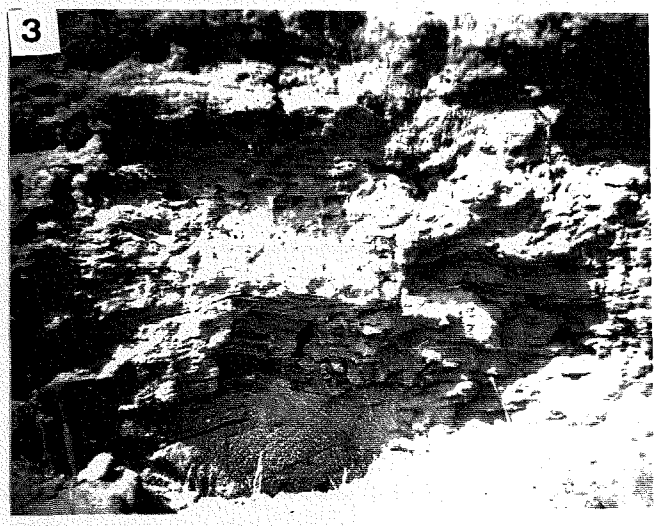
Photo. 5 - Les slumps dans les sables de la vallée de l'Oued Boufekrane, le glissement est vers l'W (échelle : 28 cm).

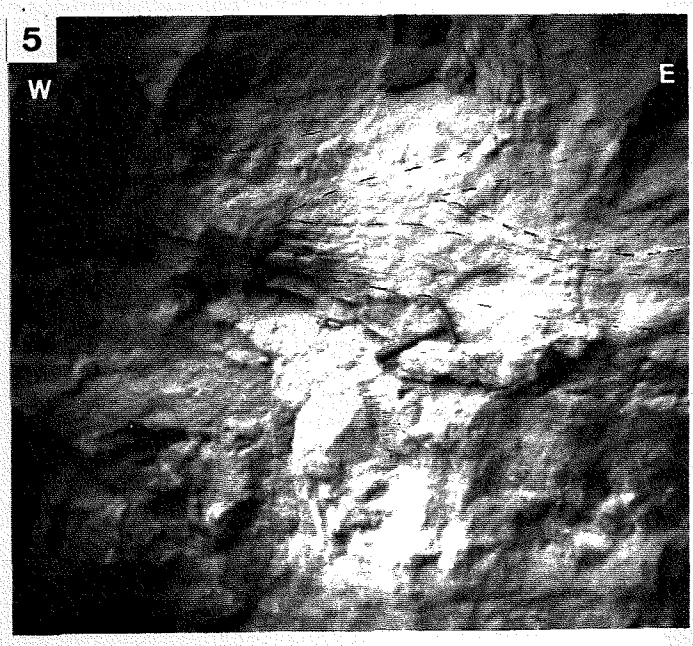
Photo. 6 - Structures dues aux concentrations d'oxydes de fer mimant les slumps (carrières de la vallée de l'Oued Boufekrane) (échelle : 14 cm).

PLANCHE I









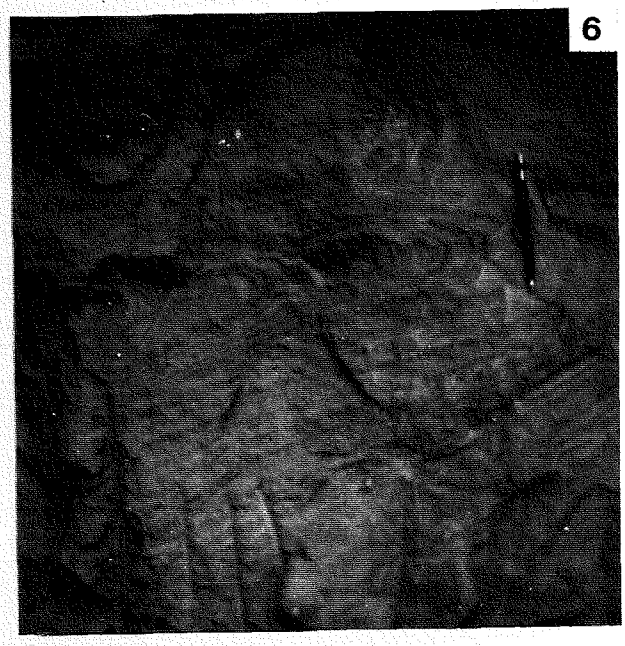


PLANCHE II

LE PASSAGE SABLES FAUVES - CALCAIRES LACUSTRES ET CELLULES D'HYMENOPTERES

Photo. 1 - Affleurement de Kahf El Gota, la base : des sables jaunes surmontés par un paléosol argileux (P); au dessus : des sables rouges à pisolites ferrugineux (le détail de la partie encadrée est sur la photo. 2) qui passent à des calcaires continentaux blancs (C) (échelle dans le cercle : 28 cm).

Photo. 2 - Détail de la partie encadrée sur la photo. 1, montrant les sables rouges à pisolites ferrugineux (échelle : 14 cm).

Photo. 3 - Aspect des pisolites ferrugineux au microscope. Ils sont constitués de quartz noyés dans une matrice ferrugineuse (F). Noter la différence de taille entre les quartz du nodule et ceux à l'extérieur indiquant l'état remanié de ces pisolites ferrugineux (échelle : 0,4 mm).

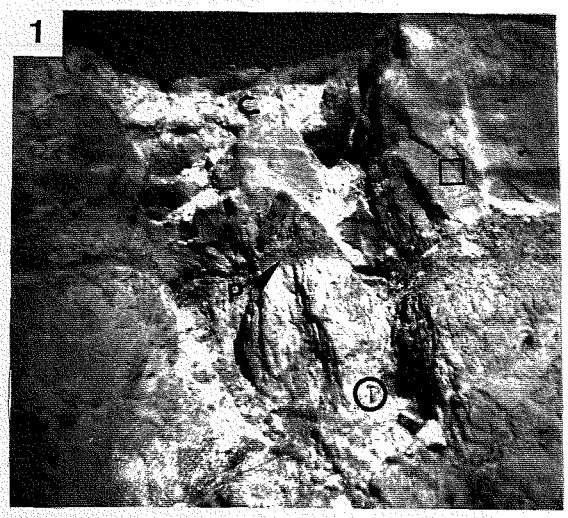
Photo. 4 - Front de taille montrant le passage entre les Sables fauves et les Calcaires (L) qui présentent une intercalation de chenaux à remplissage sableux (flèche). Dans les calcaires situés entre les Sables fauves et les sables des chenaux ont été découverts des nids d'hyménoptères (échelle : front de taille = 10 m).

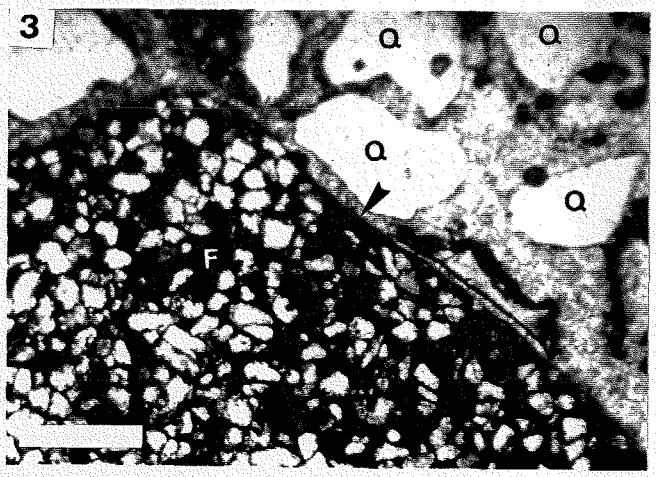
Photo. 5 - Calcaire graveleux à cellules d'hyménoptères (flèches, échelle : 4,2 cm).

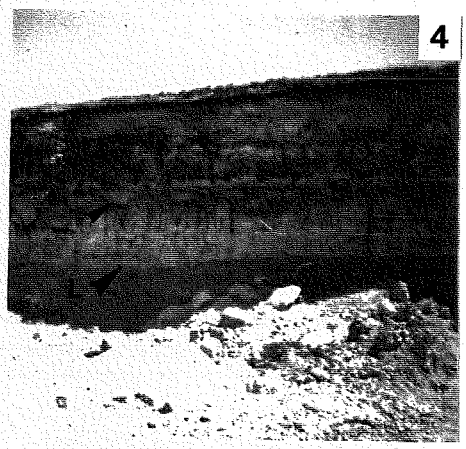
Photo. 6 - Une cellule de ponte d'hyménoptère portant un opercule conique, la paroi est recristallisée en calcite (échelle : 0,5 cm).

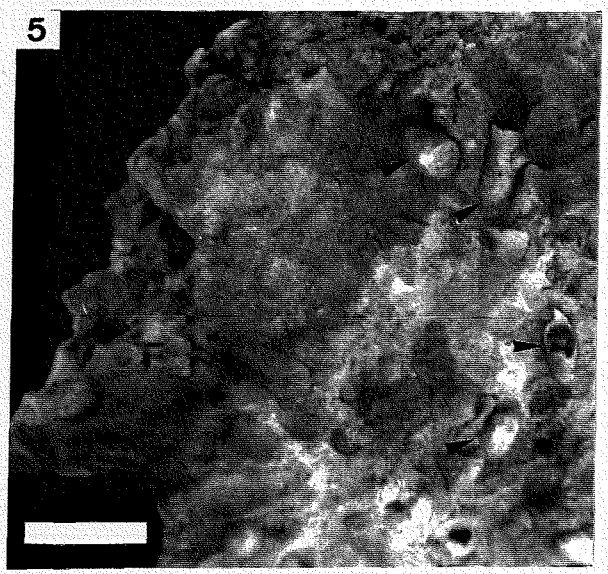
Photo. 7 - Moulages internes de cellules d'hyménoptères dans les calcaires de l'Oued Boufekrane (échelle : 1,5 cm).

PLANCHE II









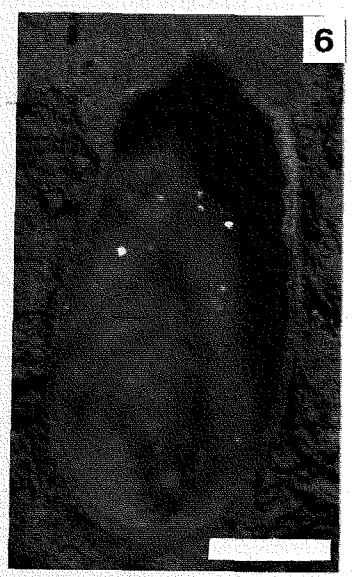


PLANCHE III

AFFLEUREMENTS DE LA REGION DE FES

Photo. 1 - Coupe du Jbel Bou Rdim montrant une série gréseuse et calcaire au-dessus des Marnes grises (la flèche indique la limite entre les deux formations).

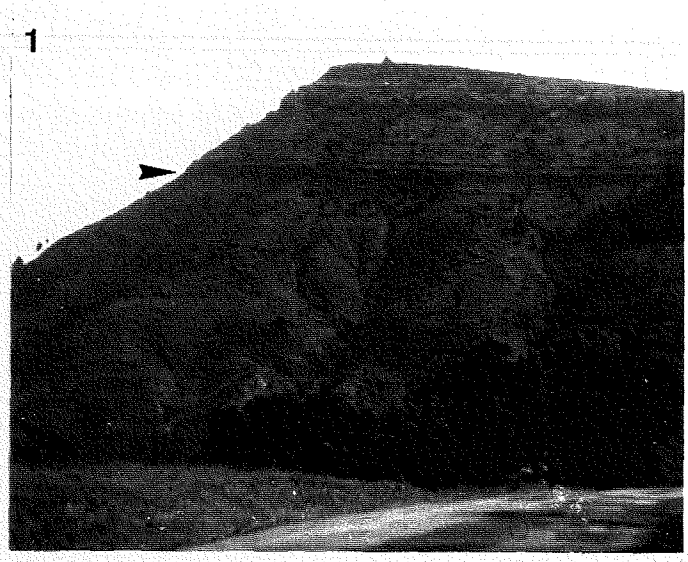
Photo. 2 - Stratifications obliques arquées dans les grès bioclastiques d'Aïn Kansara à l'E de Bou Rdim (échelle : 28 cm).

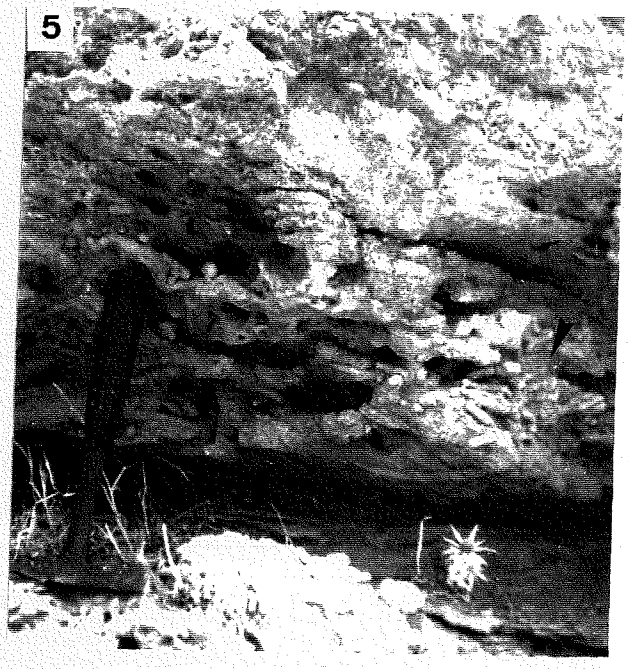
Photo. 3 et 4 - Surface durcie taraudée, en coupe (photo. 3) et en surface (photo. 4), dans les grès bioclastiques du Jbel Bou Rdim (échelle : 10 cm).

Photo. 5 - Bioturbation dans les grès calcaires du Jbel Bou Rdim (échelle : 28 cm).

Photo. 6 - Grottes (flèches) creusées dans les calcaires à silex du Lias du Jbel Zalarh.

PLANCHE III





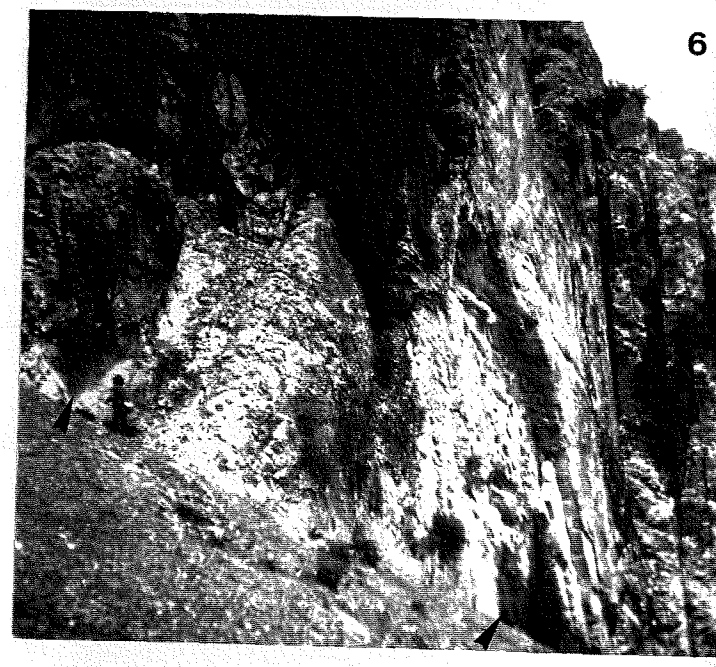


PLANCHE IV

GALETS, HUITRES ET CONCRETIONS DANS LES SABLES FAUVES DU PLATEAU DE MEKNES

Photo. 1 - Galet gréseux taraudé provenant des carrières de l'Oued Ouislane (échelle : 1 cm).

Photo. 2 - Galet gréseux encroûté de balanes (B) et d'huîtres (H) trouvé dans les carrières de l'Oued Ouislane (échelle : 1 cm).

Photo. 3 - Galet de calcaire oolitique en coupe montrant des cavités d'organismes lithophages (pholades) de même origine que les précédents (échelle : 1 cm).

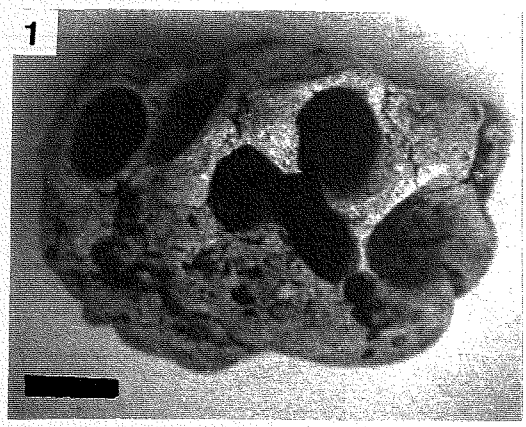
Photo. 4 - Quelques huîtres dans les Sables fauves du plateau de Meknès (échelle : 2 cm).

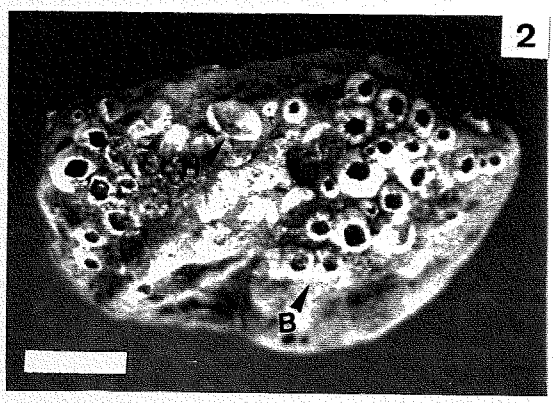
Photo. 5 - Intraclaste argileux (A) entouré d'une pellicule dure d'oxydes de fer (F) qui porte une balane (B) (échelle : 1 cm).

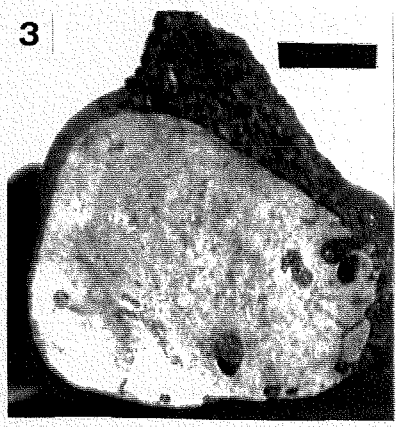
Photo. 6 - Concrétion de grès à ciment calcaire présentant un coeur sombre à la suite d'une concentration des oxydes de fer due à un encroûtement autour des éléments dans la zone de battement de la nappe phréatique (échelle : 4 cm).

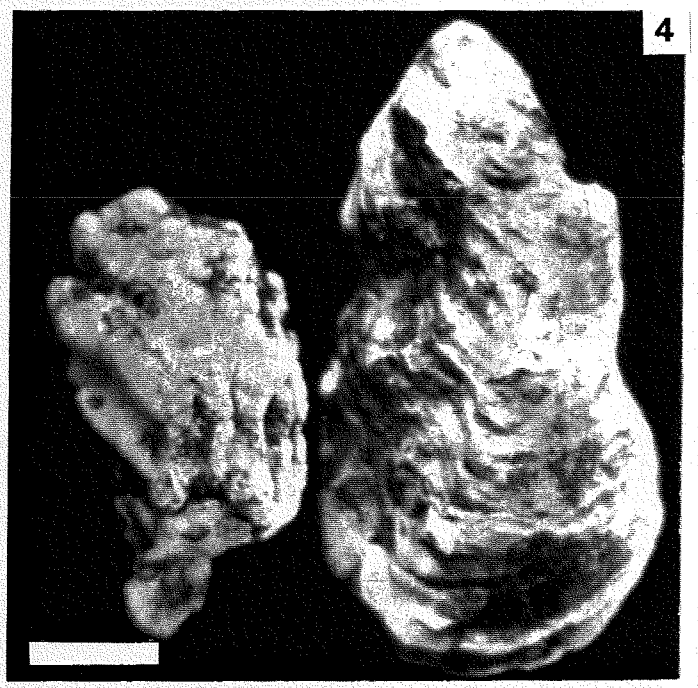
Photo. 7 - Anneaux de Liesegang dans les Sables fauves de Meknès, les bandes claires sont roses ou jaune clair (échelle : 14 cm).

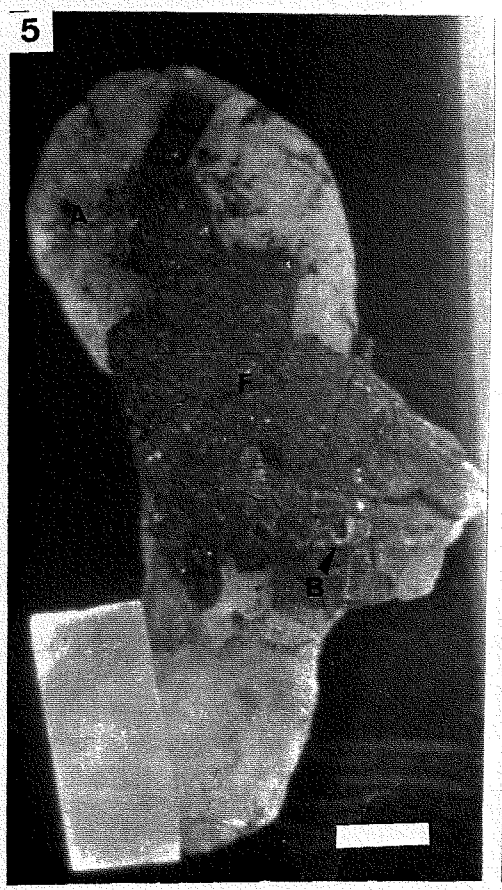
PLANCHE IV

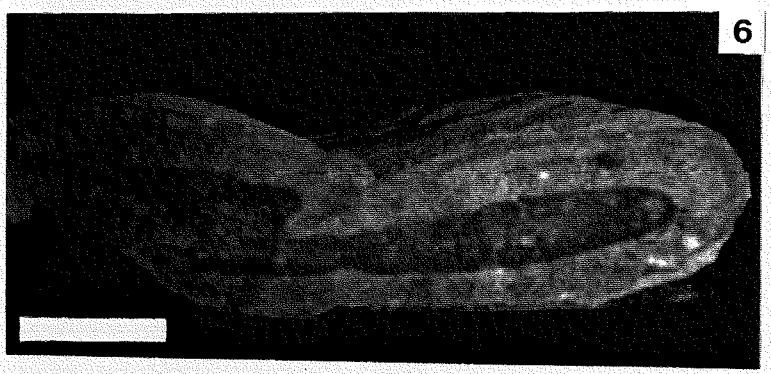












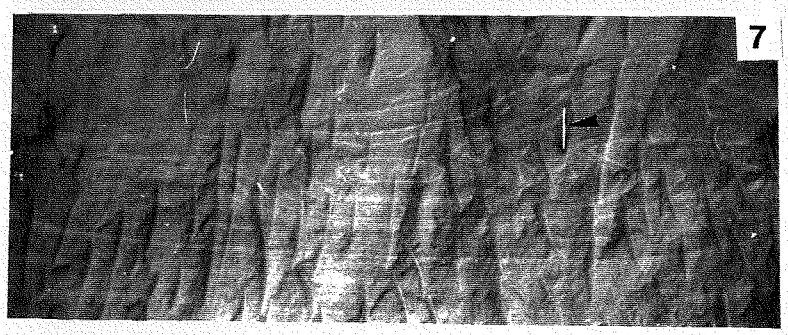


PLANCHE V

MICROFACIES DE LA FORMATION DES SABLES FAUVES DU BASSIN DU SAIS

Photo. 1 - Grès à ciment calcaire (C), les éléments sont essentiellement du quartz, quelques lithoclastes (L : siltite rouge) et des bioclastes (B) (échelle : 0,4 mm).

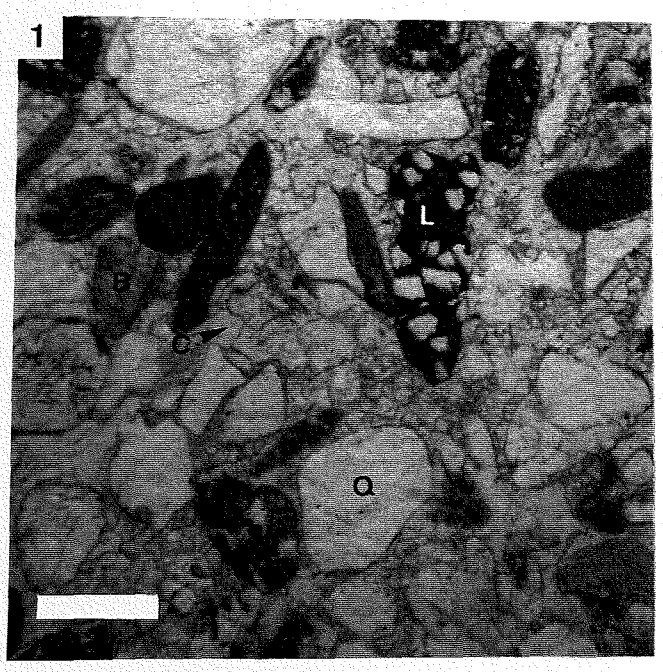
Photo. 2 - La partie sombre des concrétions montre un encroûtement d'oxydes de fer à la surface des éléments (F) précédant la cimentation sparitique (C), A = algue (échelle : 0,4 mm).

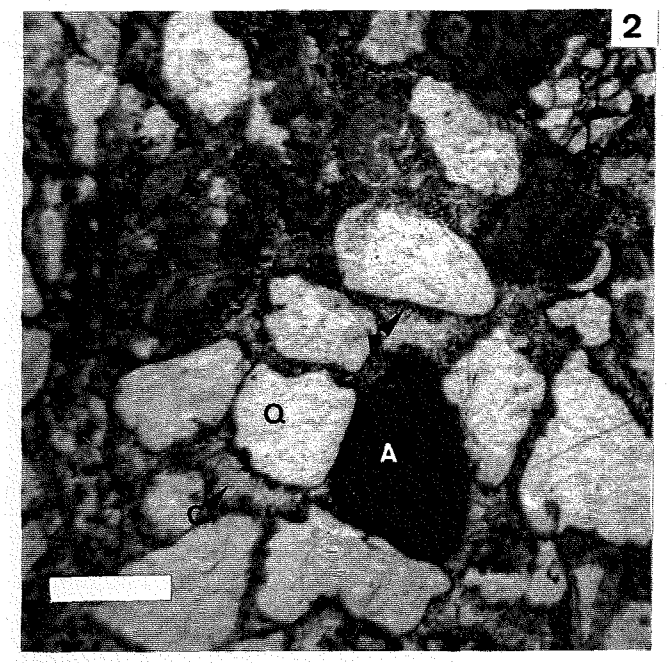
Photo. 3 et 4 - Les cristaux de calcite (C) entourent les grains de quartz et croissent vers le centre des cavités (échelle : photo. 3 = 200 µm; photo. 4 = 20 µm).

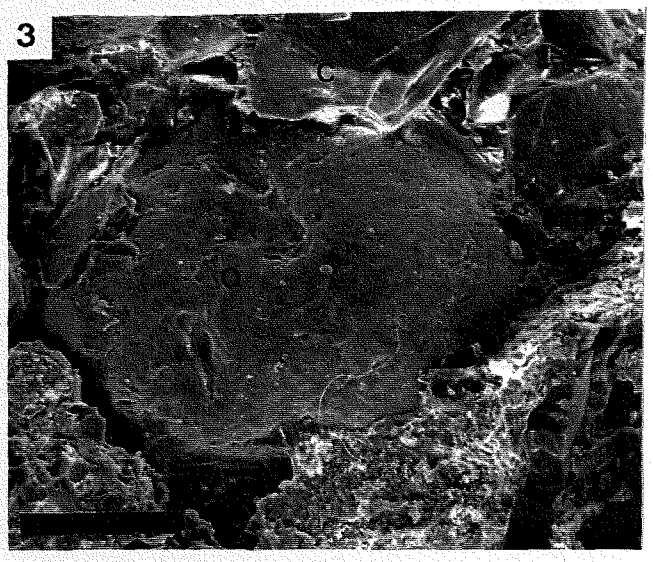
Photo. 5 - Calcaire à balanes (B) d'une surface durcie taraudée du Jbel Bou Rdim montrant deux phases de cimentation séparées par un film d'oxydes de fer (flèche) qui épouse la forme des cristaux de calcite (échelle : 0,4 mm).

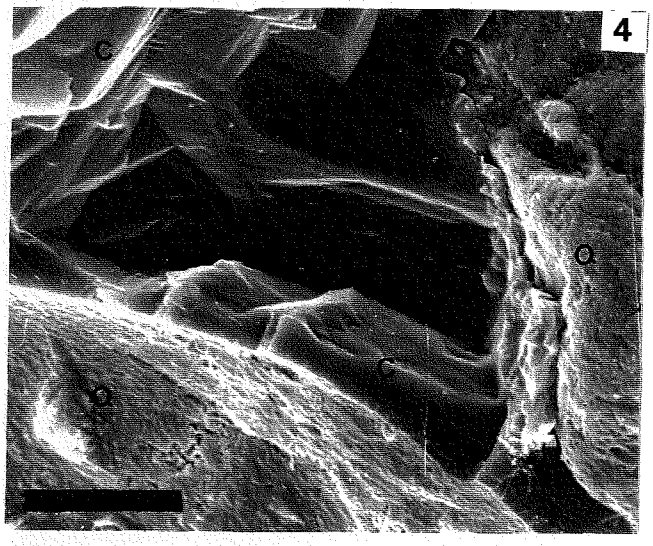
Photo. 6 - Calcaire du Jbel Bou Rdim à Serpulidés en coupe transversale (CT) et très peu de quartz (Q) (échelle : 0,4 mm).

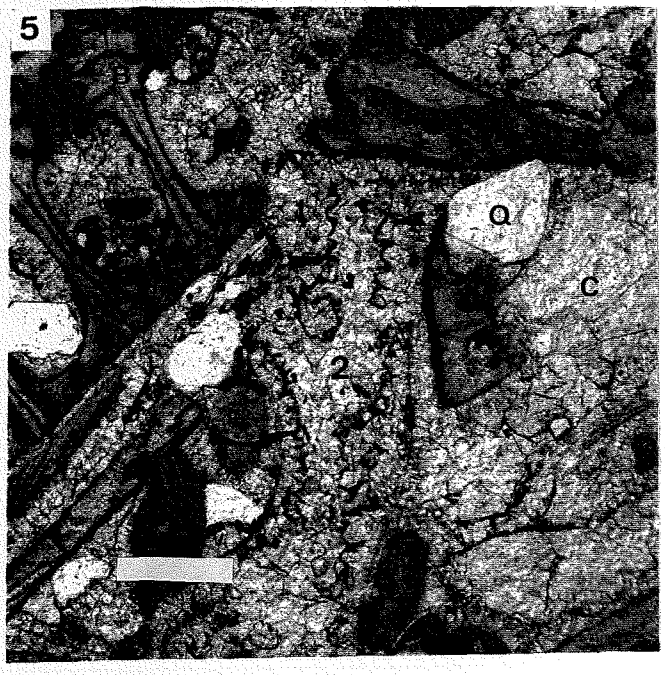
PLANCHE V











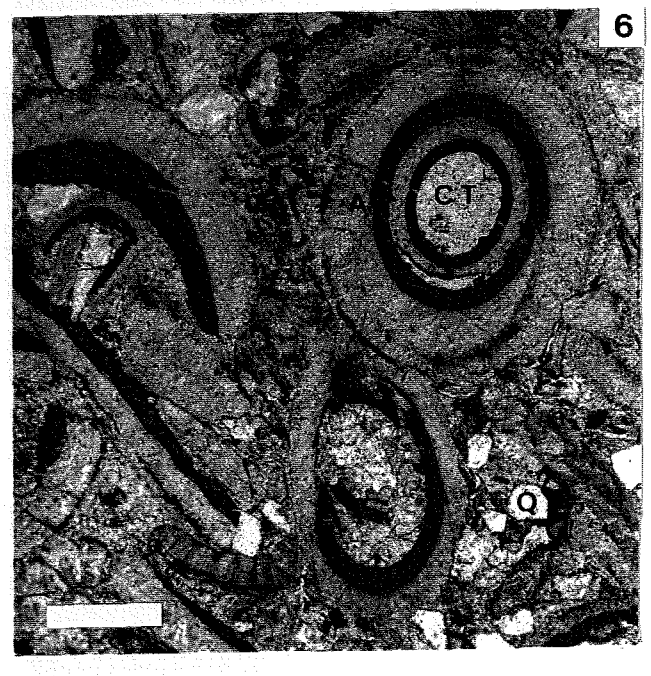


PLANCHE VI

ASPECT DES MINERAUX LOURDS DANS LES SABLES FAUVES

Photo. 1 - Abondance des minéraux opaques associés à quelques tourmalines (T), zircon (Z) et disthène (D) dans les sables de la région de Meknès (échelle : 0,4 mm).

Photo. 2 - Disthène (D) au contact d'un grenat (G), et à gauche une épidote (E) dans les sables d'Aïn Lorma (échelle : 0,2 mm).

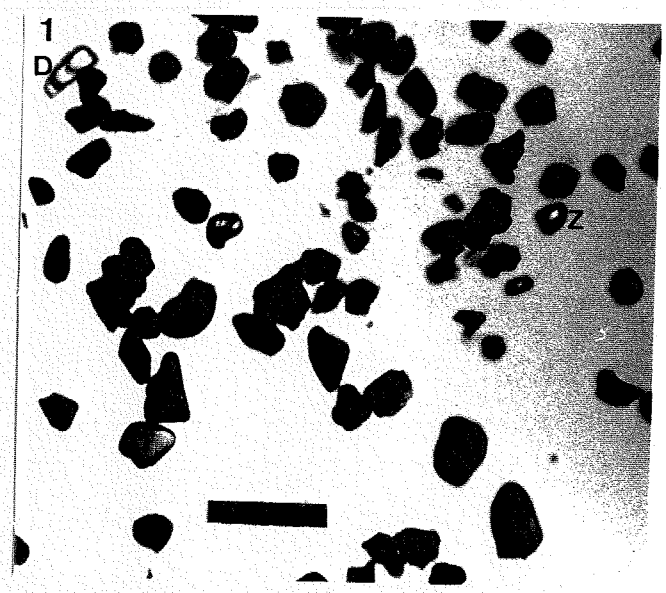
Photo. 3 - Une sillimanite prismatique présente dans les sables de l'Oued Mellah (échelle : 0,2 mm).

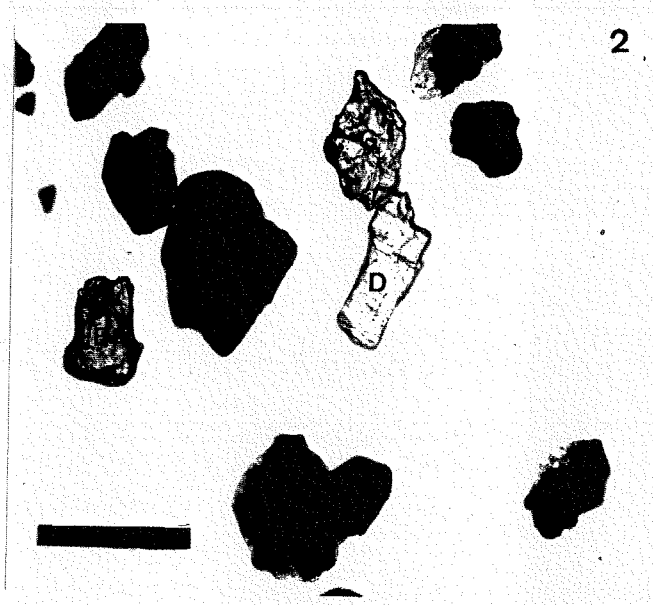
Photo. 4 - Grain de rutile dans les sables de la région de Meknès (échelle : 0,2 mm).

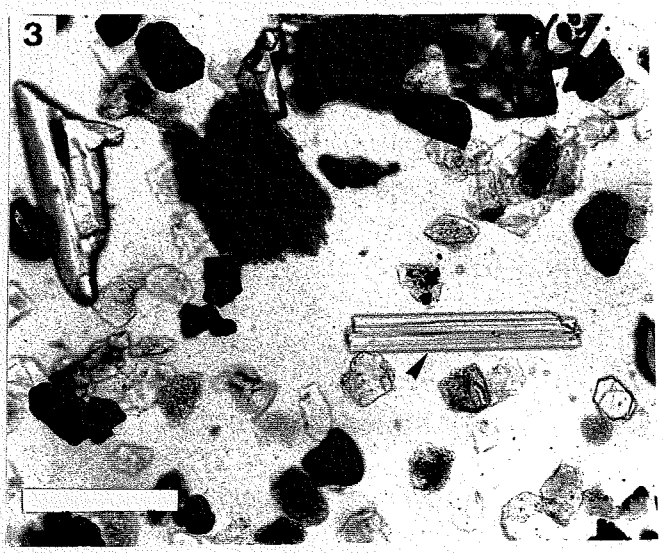
Photo. 5 - Aspect des pyroxènes dans les sables du Jbel Zalarh (échelle : 0,04 mm).

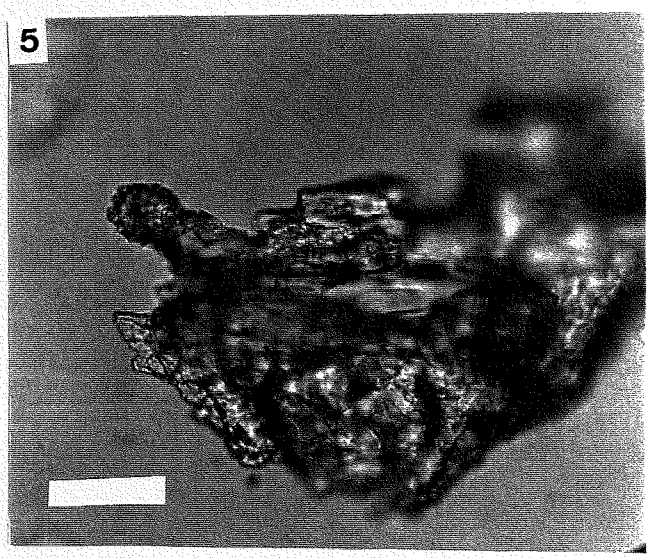
Photo. 6 - Une augite présentant des contours en dents de scie dans les sables de la région de Meknès (échelle : 0,04 mm).

PLANCHE VI









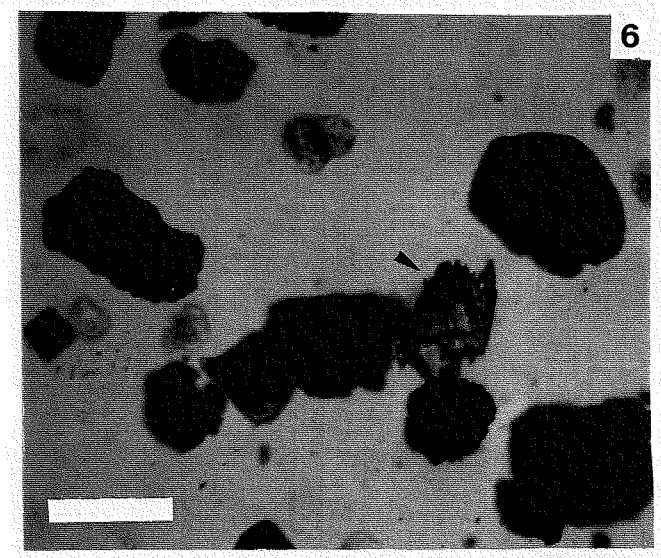


PLANCHE VII

EXOSCOPIE DES QUARTZ

Photo. 1 - Quartz non usé à grandes cassures recoupant une surface à nombreuses traces de choc dans les sables de la région de Meknès (échelle : 200 µm).

Photo. 2 - Détail de la partie encadrée sur la photo. 1 montrant des cavités (flèche) d'inclusions et des stries sur la surface de cassure, de nombreuses traces de choc sur l'ancienne surface (échelle : 40 µm).

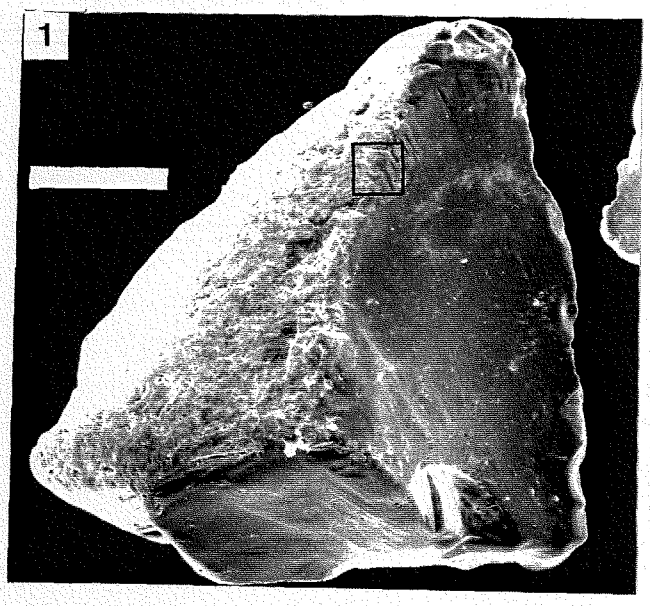
Photo. 3 - Des "V" et des "coups d'ongle" sont nombreux sur cette surface du grain de la photo. 1 (échelle : 20 µm).

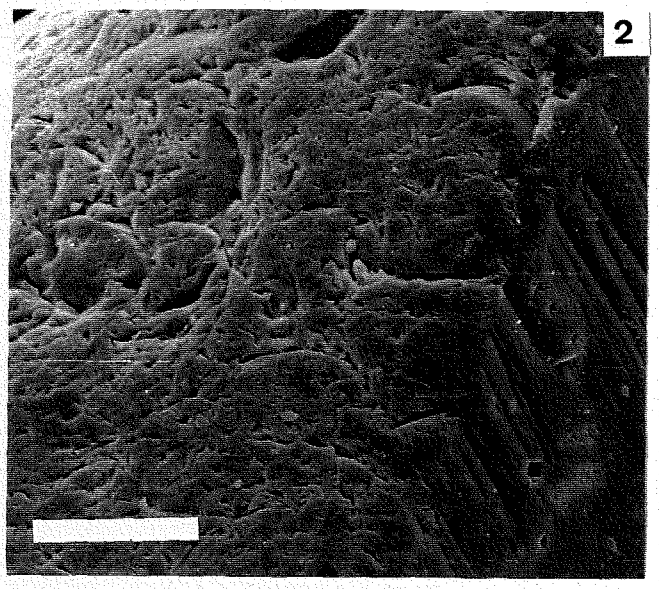
Photo. 4 - Des traces de choc entamées par la dissolution sur un quartz du Jbel Kefs (échelle : 20 µm).

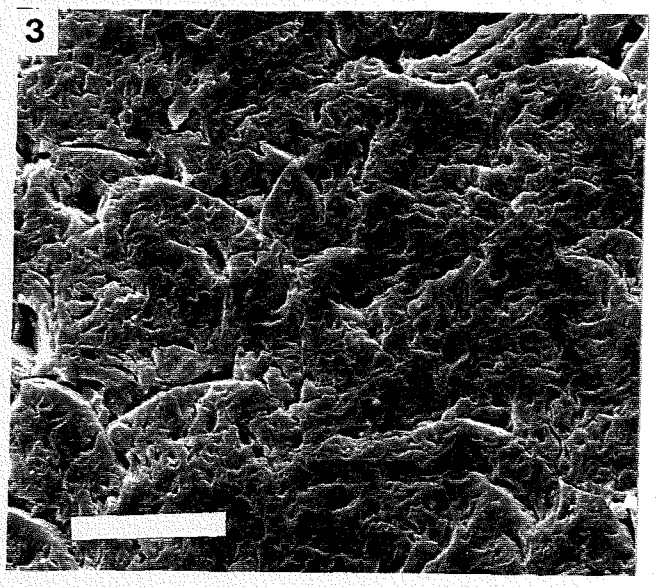
Photo. 5 - Grain de quartz arrondi, poli, à traces de frottement profondes et chocs dans les sables de la région de Meknès (échelle : 200 µm).

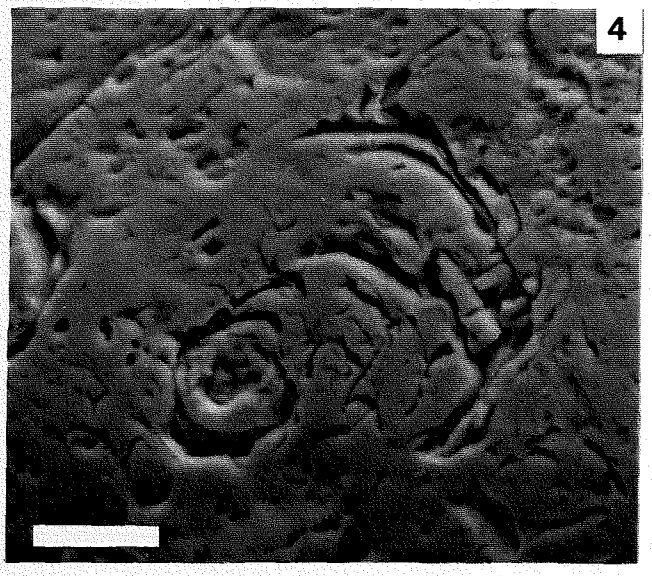
Photo. 6 - Figures de frottement associées à des traces de choc (sables de la région de Meknès) (échelle : 4 µm).

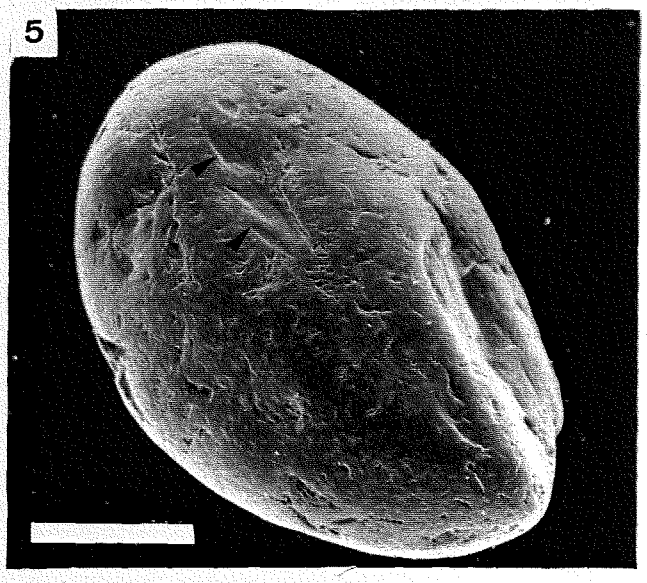
PLANCHE VII











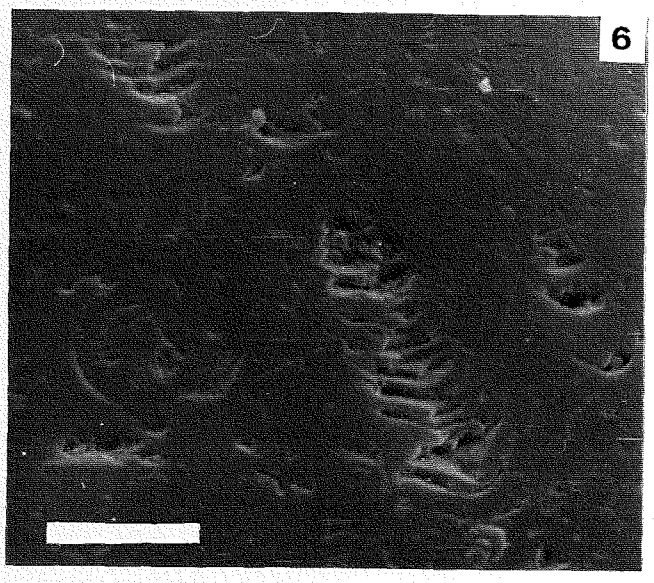


PLANCHE VIII

EXOSCOPIE DES QUARTZ

Photo. 1, 2 et 3 - Quartz provenant du sommet des sables des carrières d'Aïn Lorma (éch. Ca 10) et montrant des cavités à dépôt de silice (échelle : photo. 1 = 100 µm; photo. 2 = 20 µm; photo. 3 = 10 µm).

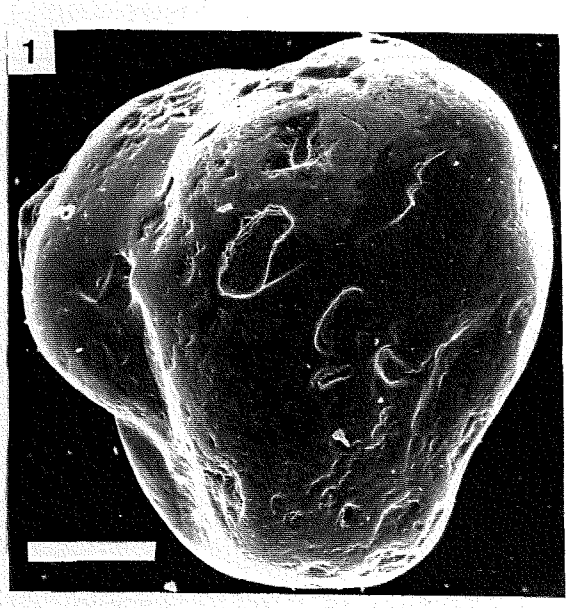
Photo. 4 - Des écailles de silice (S) sur une surface d'un quartz à nombreuses traces de choc élargies par la dissolution (sables jaunes de l'Oued El Kell) (échelle : 20 µm).

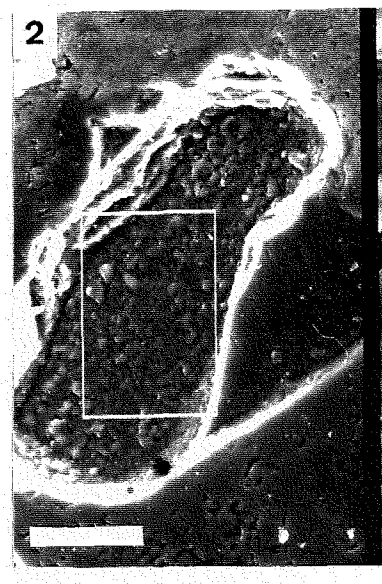
Photo. 5 - Quartz du Jbel Bou Rdim : le grain 1 montre un réseau de dissolution alors que le grain 2 montre des globules de silice dispersées sur toute sa surface (échelle : 200 µm).

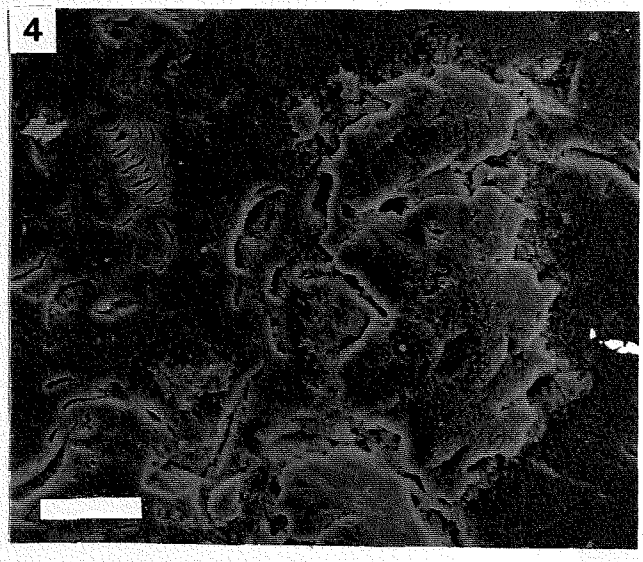
Photo. 6 - Détail du grain 1 de la photo. 5 (échelle : 40 µm).

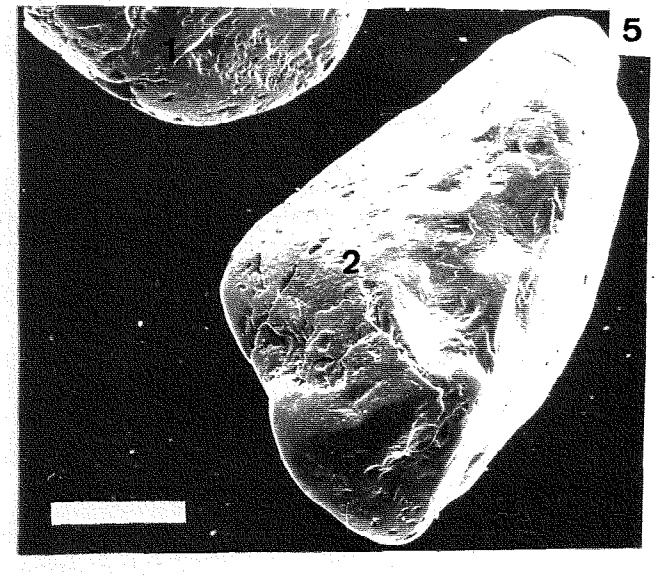
photo. 7 - Détail du grain 2 de la photo. 5 montrant les globules siliceuses (flèche) (échelle : 20 µm).

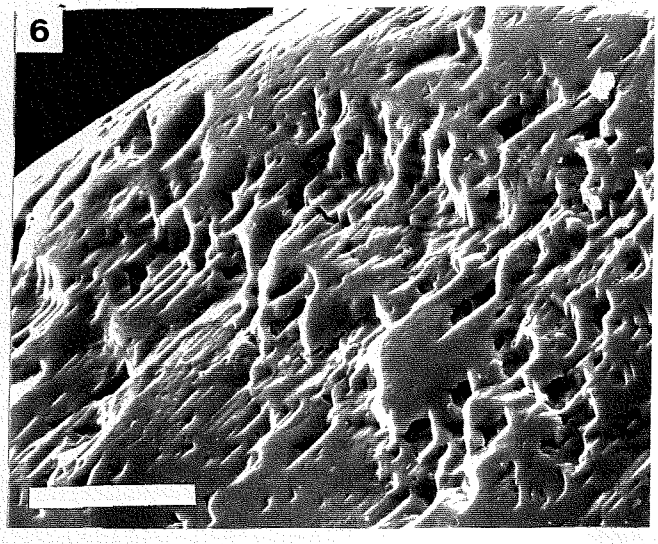
PLANCHE VIII

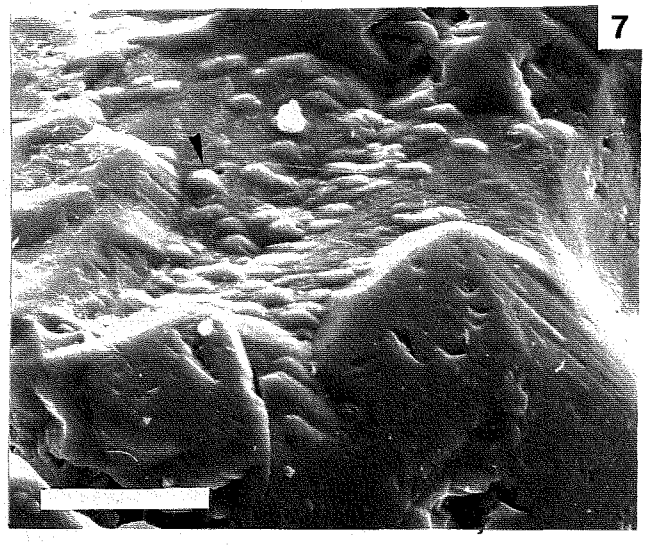












BIBLIOGRAPHIE

AHMAMOU M. (1987). - Etude sédimentologique des Calcaires lacustres saïssiens (Plio-quaternaire) du bassin de Fès - Meknès (Maroc). *Thèse 3ème cycle*, Univ. Aix-Marseille, 178 p.

AIT BRAHIM L. et CHOTIN P. (1983). - Mise en évidence d'un épisode compressif dans les calcaires plio-quaternaires du bassin du Saïs, Rif, Maroc. *C. R. Acad. Sci.*, t. 296, sér.II, pp. 1333 - 1336.

AIT BRAHIM L. et CHOTIN P. (1984). - Mise en évidence d'un changement de direction de compression dans l'avant-pays rifain (Maroc) au cours du Tertiaire et du Quaternaire. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, n° 4, pp. 681 - 691.

ALLEN J.R.L. (1963). - Asymmetrical ripple marks and the origin of waterlaid cosets of cross-strata. *Geol. J.*, 3, pp. 187 - 236.

ALLEN J.R.L. (1980). - Sandwaves : a model of origin and internal structures. *Sedimentary Geol.*, vol. 26, pp. 281 - 328.

ALLEN J.R.L. (1982). - Sedimentary structures. Their character and physical basis. Vol. II, *Elsevier Sci. Publ. Comp.*, 663 p.

ALLOUC J. (1977). - Contribution à l'étude sédimentologique du Pliensbachien de la région de Nancy. *Thèse spécialité*, Nancy, 165 p.

BACH A., BOUMIR K. et MEYER R. (1985). - Les dépôts plio-villafranchiens du plateau de Meknès (Maroc). *Coll. B. S. M.*, Fès, (inédit).

BACH A. et MEYER R. (1986). - Les calcaires continentaux du plateau de Meknès (Maroc). *11ème R. S. T.*, Clermond-Ferrand, p. 7.

BARBAROUX L., BOUSQUET B., BROSSE R. et DA-NOBREGA-COUTINHO P. (1972). - Examen au microscope électronique à balayage de grains de sables de diverses origines. Essai de typologie, signification environnementale. *Bull. B.R.G.M.*, sér.2, n° 4, pp. 3 - 31.

BARTA S. (1984). - Les abeilles solitaires. *Pour la science*, Paris, avril, pp. 58 - 68.

BEAUDET G. (1969). - Le plateau central marocain et ses bordures. Etude géomorphologique. *Impr. franco-marocaines*, Rabat, 480 p.

BOUMIR K. (1985). - Les Sables fauves de la région de Meknès : éléments d'analyse sédimentologique. *Bull. Inst. Sc. Rabat*, n° 9, pp. 107 - 116.

BOUMIR K., BACH A. et MEYER R. (1986). - Les Sables fauves de la région de Meknès (Maroc), approche pétrographique. *11ème R.S.T.*, Clermont-Ferrand, p.25.

BOUMIR K. (1987). - Nouvelle interprétation du mode de mise en place des Sables fauves dans le bassin du Saïs (Maroc). *Diplôme spécialité 3ème cycle*, Univ. Mohamed Ben Abdallah, Fès, 169 p.

BOUMIR K., DURAND M. et MEYER R. (1989). - Nouvelle interprétation du mode de mise en place des Sables fauves dans le bassin du Saïs (Maroc). *Coll. géol. Franco-marocain*, Strasbourg. p.48.

CAILLERE S., HENIN S. et RAUTUREAU M. (1982). - Minéralogie des argiles. Masson éd., 2 vol., 371 p.

CAILLEUX A. et TRICART J. (1959). - Initiation à l'étude des sables et des galets. *Centre Docum. Univer.*, Paris, 3 vol.

CAMPY M. et MACAIRE J.J. (1989). - Géologie des formations superficielles : géodynamique, faciès, utilisation. Masson édi., 433 p.

CHARRIERE A. (1984). - Evolution néogène de bassins continentaux et marins dans le Moyen-Atlas central (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, n° 6, pp. 1127 - 1136.

CHARRIERE A. (1989). - Carte géologique à 1/100 000, feuille Sefrou. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 354.

CHARRIERE A. et SAINT MARTIN J.P. (1989). - Relations entre les formations récifales du Miocène supérieur et la dynamique d'ouverture et de fermeture des communications marines à la bordure méridionale du sillon sud-rifain (Maroc). *C.*

CHOUBERT G. (1945). - Note préliminaire sur le Pontien du Maroc (Essai de synthèse orogénique du Maroc atlasique). *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. XIV, pp. 677 - 764.

CHOUBERT G. (1965). - Evolution de la connaissance du Quaternaire au Maroc. *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 25, n° 185, pp. 9 - 28.

CIRAC P. (1985). - Le bassin sud-rifain occidental au Néogène supérieur. Evolution de la dynamique sédimentaire et de la paléogéographie au cours d'une phase de comblement. *Thèse Doc. Etat*, Univ. Bordeaux I, n° 837, 2 vol. 285 p.

DAGUIN F. (1927). - Contribution à l'étude géologique de la région prérifaine (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. Mines Maroc*, Rabat, n° 1, 413 p.

DESTOMBES J. (1968). - Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2ème Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-Atlas (Maroc). *C.R. Acad. Sc.*, sér. D, t. 267, pp. 684 - 686.

DUCREUX J.L., BILLAUD Y. et TRUC G. (1988). - Traces fossiles d'insectes dans les paléosoles rouges de l'Eocène supérieur du nord-est du Massif central français : *Celliforma arvernensis ichnosp. nov. Bull. Soc. géol. de France*, (8), t. IV, n° 1, pp. 167 - 175.

DURAND M. (1978). - Paléocourants et reconstitution paléogéographique. L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). *Thèse 3ème cycle*, Nancy, et *Sci. Terre*, XXII, n° 4, pp. 301 - 390.

DURAND M. (1985 inédit). Inspiré de JONES C.M. and McCABE P.J. (1980). Erosion surfaces within giant fluvial cross-beds of the Carboniferous in northern England. *J. Sedim. Petrol.*, 50, n° 2, pp. 0613 - 0620.

EKDALE A.A., BROMLEY R.G. and PEMBERTON S.G. (1984). - Ichnology. Trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists,* 317 p.

FASSI D. (1977). - Géographie physique de la région de Meknès. *Rev. géog. Maroc*, n° 1.

FAUGERES J.C. (1978). - Les Rides sud-rifaines . Evolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Bordeaux I, n° 290, 2 vol., 510 p.

FAUGERES J.C. (1981). - Evolution structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine : les Rides sud-rifaines. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIII, n° 3, pp. 229 - 244.

FEINBERG H. (1978). - Les séries tertiaires du Prérif et des dépendances post-tectoniques du Rif (Maroc). Biostratigraphie, paléogéographie et aperçu tectonique. *Thèse Doc. Etat*, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, n° 798, 211 p.

FOLK R.L. and WARD W.C.(1957). - Brazors rivers bars, a study in the signifiance of grains size parameters. *J. Sedim. Petro.*, Tulsa, vol. 27, pp. 3 - 27.

FREYTET P. and PLAZIAT J.C. (1982). - Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early tertiary of southern France. *Cont. Sedim. Stuttgart*, 12, 216 p.

FRIEDMAN G.M. (1967). - Dynamic processes and structural parameters compared for size frequency distribution of beach and rivers sands. *J. Sedim. Petro.*, vol. 37, pp. 327 - 354.

GALL J.C. (1976). - Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Doin éd., 228 p.

GAMERMANN N. (1979). - Contribution à l'étude de la diagenèse des grès : couleur rouge, argiles authigènes et induration. Formation d'Estrada Nova, de Rosario do Sul et de Botucatu (Brésil) et Buntsandstein des Vosges (France). *Mém. Sci. géol. Strasbourg*, 59, 121 p.

GOURARI L. (1987). - Evolution sédimentologique des alluvions quaternaires et actuelles de l'Oued Fès. *Thèse 3ème cycle*, E.N.S., Fès, 222 p.

GUILLEMIN C. (1979). - A propos de quelques édifices algaires appartenant aux formations carbonatées continentales pliocènes du Saïs (Meknès, Maroc). *7ème R.A.S.T.*, Lyon, p. 240.

HAMOUMI N. (1984). - Sédimentation de l'Ordovicien supérieur de la région de Ben Slimane (Méséta côtière, Maroc). *Coll.B. S. M.*, Rabat, (inédit).

HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. and WALKER R.G. (1975). - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Short Course*, n° 2, 161 p.

JOPLING A.V. (1963). - Hydraulic studies on the origin of bedding. *Sedimentology*, 2, pp. 115 - 121.

JOPLING A.V. (1965). - Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *J. Sedim. Petrol.*, 35, pp. 777 - 791.

LAOUINA A.E. (1973). - Observations géomorphologiques dans la région du moyen Sebou, en amont de Fès. *Revue géog. Maroc*, n° 23-24, pp. 95 - 122.

LARQUE P. et WEBER F. (1975). - Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons X, mise au point collective. *Notes techniques de l'Inst. Géol.*, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 27 p.

LE RIBAULT L.(1975). - L'exoscopie. Méthode et applications. *Notes et Mém. C.F.P.*, n° 12, 230 p.

LE RIBAULT L.(1977). - L'exoscopie des quartz. Masson éd., 150p.

MARGAT J.(1953). - Existence de deux niveaux de calcaire lacustre dans la région de Meknès. *C.R. Acad.Sci.*, t.288, n°10, pp.1146 - 1148.

MARGAT J. et TALTASSE P. (1954 a). - Sur la présence d'un Pliocène marin dans la région de Fès - Meknès. *C.R Acad. Sci.*, t. 238, n°15, pp. 1603 - 1605.

MARGAT J. et TALTASSE P. (1954b). - Existence d'un golfe pliocène dans la partie occidentale du couloir sud-rifain. *C.R.somm. Soc. géol. France*, n°10, pp. 190 - 193.

MARTIN J. (1981). - Le Moyen-Atlas central. Etude géomorphologique. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n°258 bis, 445 p.

MEYER R. (1981). - Rôle de la paléoaltération, de la paléopédogenèse et de la diagenèse précoce au cours de l'élaboration des séries continentales. Présentation d'exemples choisis dans quelques formations sédimentaires française . *Thèse Doct. Etat*, Univ. Nancy I, 229 p.

MEYER R. (1987). - Paléoaltérites et paléosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. *Manuels et Méthodes*, n° 13, B.R.G.M. éd., 164 p.

MILLOT G. (1964). - Géologie des argiles. Masson éd., 499 p.

OUARHACHE D. (1987). - Etude géologique dans le Paléozoïque et le Trias de la bordure NW du Causse moyen-atlasique (S et SW de Fès, Maroc). *Thèse 3ème cycle*, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 130 p.

PARFENOFF A., POMEROL C. et TOURENG J. (1970). - Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination. Masson éd., 449 p.

PLAZIAT J.C. (1984). - Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Paris sud, 1362 p.

READING H.G. (éd.) (1986). - Sedimentary environments and facies. 615 p.

REINECK H.E. and SINGH I.B. (1986). - Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag ed., 551 p.

RETALLACK G.J. (1984). - Trace fossils of burrowing beetles and bees in an Oligocene paleosol, Badlands National Park, south Dakota. *J.Paleont.*, vol. 58, n°2, pp. 571 - 592.

ROGUI D. (1988). - Les calcaires lacustres du Saïs oriental (à l'est de Fès). Reconstitution du milieu de sédimentation. *Thèse 3ème cycle*, E.N.S., Fès, 165 p.

SAINT MARTIN J.P. (1987). - Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. Aspects paléoécologique et paléogéographique. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Aix - Marseille I, 2 vol., 499 p.

SCOLARI G. et LILLE R. (1973). - Nomenclature et classification des roches sédimentaires (roches détritiques terrigènes et roches carbonatées). *Bull. B.R.G.M.*, Sér.4, n°2, 139 p.

SIMONS D.B., RICHARDSON E.V. and NORDIN C.F.Jr. (1965). - Sedimentry structures generated by flow in alluvial channels, *in* Middelton G.V., ed : Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists* , Spec. publ., n°12, pp. 34 - 52.

SUC J.P. (1982). - Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pléistocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale. *C. R. Acad. Sci.*, t 234, sér. 2, pp. 1003 - 1008.

TALTASSE P. (1953). - Recherches gélogiques et hydrogéologiques dans le bassin lacustre de Fès - Meknès. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 115, 300 p.

THIRY M., FORETTE N. et SCHMITT J.M. (1983). - Techniques de diffractions des rayons X et interprétation des diagrammes. *Notes technique C.G.G.M.*, E.N.S.M.P., 51 p.

VAIL P.R., MITCHUM R.M.Jr., TODD R.G., WIDMIER J.W., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. and HATELID W.G. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *In* : Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, Tulsa, 26, pp. 49 - 212.

VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F.et TRIFILIEFF V. (1987). - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n° 7, pp. 1301 - 1321.

VATAN A. (1967). - Manuel de sédimentologie. Technip éd., 397 p.

VISHER G.S. (1969). - Grain size distributions and depositional processes. *J. Sed. Petrol.*, Tulsa, 39, n°3, pp. 1074 - 1106.

WALKER R.G. (ed.) (1984). - Facies models. Geoscience éd., 1, 211 p.

WERNLI R. (1979). - Le Pliocène de la Mamora (Maroc) : stratigraphie et foraminifères planctoniques. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 72, 1, pp. 119 - 143.

WERNLI R. (1986) - Micropaléontologie du Néogène post-nappe du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n°331, 266 p., (prétirage).

WURSTER P. (1963). - Les problèmes posés par le " Grès à roseaux" du Trias supérieur. *Sci. Terre*, 9, pp. 197 - 219.

WURSTER P. (1964). - Delta sedimentation in the German Keuper basin. *In* : L.M.J.U. VAN.SRAATEN (ed), Deltaic and shallowmarine deposits., pp. 436 - 44.

LISTE DES FIGURES

Pages

Fig. 1 - Localisation du secteur étudié sur la carte structurale du Maroc au 1/2 000000 simplifiée, publiée en 1982 10

Fig. 2 - Carte géologique du bassin du Saïs (inspirée de la carte géologique de la chaîne rifaine au 1/500 000, édition 1980) 14

Fig. 3 - Coupe synthétique du Néogène supérieur de la région du Saïs : séquence et chronologie (proposée par P. CIRAC, 1985) 20

Fig. 4 - Diagramme circulaire utilisé pour le report du pendage des feuillets (d'après M. DURAND, 1978) 24

Fig. 5 - Courbe de distribution granulométrigue et mode du transport des "populations élémentaires" (d'après G.S. VISHER, 1969) 27

Fig. 6 - Sables marins actuels, peu ou pas de grains ronds-mats dans les échantillons (d'après A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959) 29

Fig. 7 - Sables fluviatiles quaternaires ou pliocènes remaniant du matériel marin (d'après A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959) 29

Fig. 8 - Situation des affleurements étudiés 34

Fig. 9 - Coupe de Moulay Idriss montrant le passage des Marnes grises aux Sables fauves 35

Fig. 10 - Coupe de l'Oued El Kell (A) et détail du conglomérat (B) à Pectinidés et galets siliceux 36

Fig. 11 - Coupe complète de la zone de Moulay Idriss 37

Fig. 12 - Coupe dans les Sables fauves des carrières d'Aïn Lorma 38

Fig. 13 - Structures sédimentaires observées à la base de la sous-unité "b" (carrière d'Aïn Lorma) 39

Fig. 14 - Le passage entre les deux sous-unités "b" et "c" (Aïn Lorma) 40

Fig. 15 - Structures sédimentaires à la base de la sous-unité "c " 40

Fig. 16 - Structures sédimentaires observées sur l'affleurement d'Aïn Mira, perpendiculaires au paléocourant qui est dirigé vers le SE 41

Fig. 17 - Diagramme de variation des formes du fond en fonction de la taille des grains et de l'énergie du courant (H.E. REINECK et I.B. SINGH, 1986) 42

Fig. 18 - Zone d'action des courants de tempête et formation des "Hummocky cross-stratifications" (HCS) (R.G. WALKER, 1984) 42

Fig. 19 - Lentille argileuse observée sur les fronts de taille des carrières de l'Oued Ouislane 44

Fig. 20 - Intraclasts argileux près de l'Usine électrique (carrières de l'Oued Boufekrane) 44

Fig. 21 - Chenaux à remplissage grossier (RC) près de l'Usine électrique (carrières de l'Oued Boufekrane) 45

Fig. 22 - Grand faisceau à stratifications obliques tabulaires (ST) et à feuillets granoclassés surmontant un faisceau à lits plans (SH) (carrières de l'Oued Boufekrane) 46

Fig. 23 - Structures sédimentaires observées sur les fronts de taille des carrières de l'Oued Boufekrane 46

Fig. 24 - Structures sédimentaires visibles sur les fronts de taille des carrières de l'Oued Ouislane 47

Fig. 25 - Structures sédimentaires observées sur les affleurements de l'Oued Ouislane 48

Fig. 26 - Les différents types de sandwaves définies en fonction de la variation du courant (d'après J.R.L. ALLEN, 1980) 49

Fig. 27 - Structures sédimentaires observées sur les affleurements des carrières de l'Oued Boufekrane 50

Fig. 28 - Evolution des discontinuités du 2ème ordre dues à la migration de formes surimposées au cours d'une diminution de la vitesse du courant (d'après M. DURAND, 1985; inspiré de C.M. JONES et P.J. McCABE, 1980)..... 50

Fig. 29 - Coupe du Jbel Lgart (S d'Aïn Taoujdat) 52

Fig. 30 - Sables fauves rouges à gros galets du Paléozoïque (le plus gros galet moyen = 11 cm) au S du Jbel Kefs 53

Fig. 31 - Coupe de la Koudiat Tibéthine 53

Fig. 32 - Coupe au S du Jbel Kannoufa 55

Fig. 33 - Coupe sur la rive droite de l'Oued Ouchkett 56

Fig. 34 - Coupe dans les Sables fauves près de Souk El Had 56

Fig. 35 - Répartition des paléocourants dans la région de Meknès 58

Fig. 36 - Carte de répartition des paléocourants déduits des stratifications obliques dans les Sables fauves et dans les sables oncholitiques à la base des Calcaires lacustres dans le bassin du Saïs 59

Fig. 37 - Carte de répartition du plus gros galet moyen mesuré dans les Sables fauves 60

Fig. 38 - Caractéristiques granulométriques des sables des carrières d'Aïn Lorma 62

Fig. 39 - Caractéristiques granulométriques des sables de l'Oued Ouislane 63

Fig. 40 - Courbes de distribution granulométrique des sables de l'Oued Boufekrane .. 64

Fig. 41 - Courbes de distribution granulométrique des sables de l'Oued Ouislane 65

Fig. 42 - Courbes de distribution granulométrique des sables de la région d'Aïn Lorma 66
Fig. 43 - Coupe du Jbel Bou Rdim 7O

Fig. 44 - Détail de la série gréseuse du Jbel Bou Rdim 71

Fig. 45 - Structures sédimentaires observées à la base des grès d'Aïn Kansara (région de Fès) 72

Fig. 46 - Mode du passage des Marnes grises aux grès sur les affleurements de l'Oued Er Riffa (région de Fès) 74

Fig. 47 - Structures sédimentaires à la base de la série gréseuse de l'Oued Er Riffa 74

Fig. 48 - Structures dues à l'activité biologique dans les grès de l'Oued Er Riffa 75

Fig. 49 - Structures sédimentaires observées au sommet des grès de l'Oued Sefah 75

Fig. 50 - Coupe dans les grès de l'Oued Mellah 77

Fig. 51 - Analyse aux RX qui montre qu'il n'y a pratiquement pas de feldspaths dans les Sables fauves (échantillon UEG 5 en provenance des carrières de l'Oued Boufekrane) 87

Fig. 52 - Analyse aux RX des feldspaths dans les Marnes grises de Moulay Idriss (échantillon OAKh 1, région d'Aïn Lorma) 88

Fig. 53 - Courbes d'évolution des émoussés luisants (A et C) et des arrondis-mats (B et D) en fonction du diamètre des grains 93

Fig. 54 - Cortège minéralogique des argiles dans la région d'Aïn Lorma 97

Fig. 55 - Cortège minéralogique des argiles dans les sables jaunes 98

Fig. 56 - Cortège minéralogique des argiles dans les sables rouges 99

Fig. 57 - Les minéraux argileux présents dans les lentilles argileuses des carrières de l'Oued Ouislane (éch. 12, Fig. 19) 100

Fig. 58 - Origine des éléments constituants les Sables fauves 104

Fig. 59 - Coupe d'Aïn Mira (région d'Aïn Lorma) 108

Fig. 60 - Coupe montrant les manchons ferrugineux au sommet des sables de l'Oued Ouislane 108

Fig. 61 - Les faciès de la formation continentale à Kahf El Gota (région de Meknès) .. 109

Fig. 62 - Passage Sables fauves - Calcaires lacustres au N de l'Usine électrique (carrières de l'Oued Boufekrane) 112

Fig. 63 - Passage Sables fauves - Calcaires lacustres au S de l'Usine électrique (carrières de l'Oued Boufekrane) 112

Fig. 64 - Passage Sables fauves - Calcaires lacustres à Sidi Bou Grinat (rive droite de l'Oued El Kell) 113

Fig. 65 - Coupe d'Aïn Ksob (rive droite de l'Oued El Kell au S de la coupe de la Fig. 64) 113

Fig. 66 - Structures sédimentaires observées dans les sables oncholitiques de l'affleurement d'Aïn Kharrouba (région d'Aïn Lorma) 114

Fig. 67 - Aspect des cellules d'hyménoptères en lame mince 117

Fig. 68 - Schéma d'un nid d'abeille (A) et de guêpe (B). C représente le détail d'une cellule après la ponte (A et B d'après A.A. EKDALE et *al*, 1984; C d'après S. BARTA, 1984) 117

Fig. 69 - Coupes des formations lacustres du Saïs et carte de situation des coupes (d'après J. MARTIN, 1981) 119

Fig. 70 - Coupe schématique illustrant les variations latérales de faciès d'Est en Ouest dans le Néogène supérieur du Saïs (d'après P. CIRAC, 1985) 121

Fig. 71 - Coupe générale à travers Aïn Taoujdat et Jbel Aïcha Mouguetaya (d'après M. AHMAMOU, 1987) 122

Fig. 72 - Coupe d'Aïn El Ouali montrant la discordance du Tortono-messinien sur le substratum liasique (région de Fès) 128

Fig. 73 - Coupe synthétique du Néogène supérieur de la région des Zemmours-Mamora : séquence et chronologie (d'après P. CIRAC, 1985) 130

Fig. 74 - Quelques logs des coupes du Pliocène inférieur et moyen dans la Mamora sud-occidentale (d'après R. WERNLI, 1979) 132

LISTE DES TABLEAUX

Pages

Tab. 1 - Les différents âges qui furent proposés pour les formations néogènes du bassin du Saïs 16

Tab. 2 - Les environnements du dépôt proposés pour les Sables fauves 18

Tab. 3 - Stratigraphie du Miocène terminal et du Pliocène dans la Mamora sud-occidentale : biozonation et corrélation avec les travaux de BERGGREN et VAN COUVERING (1974) (d'après R. WERNLI, 1979) 19

Tab. 4 - Schéma des analyses effectuées au laboratoire 26

Tab. 5 - Répartition des minéraux lourds dans les Sables fauves du bassin du Saïs et dans les Marnes grises d'Aïn Lorma 90

Tab. 6 - Analyses chimiques de la roche totale 102

Tab. 7 - Variations climatiques en Méditerranée nord-occidentale (d'après J.P. SUC , 1982) 124

Tab. 8 - Fluctuations relatives du niveau des océans et du climat au Néogène supérieur 129

LISTE DES PLANCHES

Pl. I - Structures observées dans les Sables fauves du plateau de Meknès 143

Pl. II - Le passage Sables fauves - Calcaires lacustres et cellules d'hyménoptères 145

Pl. III - Affleurements de la région de Fès 147

Pl. IV - Galets, huîtres et concrétions dans les Sables fauves du plateau de Meknès ... 149

Pl. V - Microfaciès de la formation des Sables fauves du bassin du Saïs 151

Pl. VI - Aspect des minéraux lourds dans les Sables fauves 153

Pl. VII - Exoscopie des quartz 155

Pl. VIII - Exoscopie des quartz 157

TABLE DES MATIERES

Pages

DEDICACE 1
AVANT-PROPOS 3
RESUME 5
ABSTRACT 6

CHAPITRE I : GENERALITES 7

I - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE 9
II - FORMATIONS DES ZONES LIMITROPHES 9
A - Le domaine rifain 9
1 - La zone Prérifaine 9
2 - Les Rides sud-rifaines 12
B - Le domaine méséto-atlasique 12
1 - Le Massif hercynien central 12
2 - Le Causse moyen-atlasique 13
III - TRAVAUX ANTERIEURS SUR LES SABLES FAUVES DU BASSIN DU SAIS 17
A - La série néogène du bassin du Saïs 17
B - Les Sables fauves 17
IV - OBJECTIF DE L'ETUDE 19

CHAPITRE II : METHODES ET TECHNIQUES UTILISEES 21

I - INTRODUCTION 23
II - ETUDE SUR LE TERRAIN 23
A - Mesures des pendages des stratifications obliques 23
B - Traitement des mesures obtenues 23
C - Etude des galets 24
III - ANALYSE AU LABORATOIRE 25
A - Etude des galets 25
B - Etude des sables 25
1 - Aspect du matériel détritique à la loupe binoculaire et au microscope optique 25
2 - Granulométrie 25
3 - Les minéraux lourds 27
4 - Etude des grains de quartz 28
a - Morphoscopie 28
b - Exoscopie 28
C - Etude de la fraction argileuse 28
D - Autres méthodes utilisées 30

CHAPITRE III : ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE 31

I - INTRODUCTION 33
II - LE PLATEAU DE MEKNES 33
A - Description des affleurements et analyse des structures sédimentaires 33
1 - Secteur d'Aïn Lorma et de l'Oued El Kell 33
a - Description des coupes 33
b - Les structures sédimentaires 38
c - Interprétation 39
d - Conclusion 43
2 - Secteur de Meknès 43
a - Description 43
b - Structures sédimentaires 45
c - Interprétation 48
d - Conclusion 51
3 - Région d'Aïn Taoujdat 51
4 - Bordures N et S du plateau de Meknès 52
a - Affleurements au N du bassin 52
b - Affleurements au S du bassin 54
5 - Conclusion 57
B - Reconstitution des paléocourants 57
1 - Paléocourants déduits des stratifications obliques 57
2 - Taille des galets 57
3 - Conclusion 61
C - Analyse granulométrique 61
1 - Distribution granulométrique 61
2 - Analyse des courbes granulométriques 61
3 - Interprétation 64
4 - Conclusion 67
D - Etude de la faune 67
1 - La macrofaune 67
2 - La microfaune 68
3 - Conclusion 68
E - Conclusion 69
III - LA PLAINE DU SAIS 69
A - Introduction 69
B - Affleurements du Jbel Bou Rdim - Aïn Kansara 69
1 - Description 69
2 - Interprétation 72
C - Affleurements de l'Oued Er Riffa - Oued Sefah 73
1 - Description 73
2 - Interprétation 76
D - Affleurements au N de Fès 77
1 - Description 77
a - Affleurements de l'Oued Mellah et de Bab El Guissa 77
b - Affleurements du Jbel Zalarh 77
2 - Interprétation 78
E - Conclusion 78
IV - CONCLUSIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES 79

CHAPITRE IV : ETUDE PETROGRAPHIQUE 81

I - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE 83
A - Galets 83
1 - Galets de grès à ciment calcaire 83
a - Description 83
b - Interprétation et conclusion 83
2 - Galets calcaires 84
a - Description 84
b - Conclusion 84
3 - Galets siliceux 84
a - Description 84
b - Conclusion 85
B - Grès 85
1 - Les minéraux légers 85
a - Le quartz 85
b - Les micas 86
c - La glauconie 86
d - Les feldspaths 86
2 - Les lithoclastes 86
3 - Les bioclastes 89
4 - Le ciment 89
5 - Les minéraux lourds 89
a - Description et interprétation 89
b - Conclusion 91
C - Conclusion 91
II - MORPHOSCOPIE ET EXOSCOPIE DES QUARTZ 92
A - Forme et état de surface des quartz à la loupe binoculaire 92
1 - Résultats 92
2 - Conclusion 92
B - Etat de surface des quartz au MEB 92
1 - Résultats 92
2 - Interprétation 94
3 - Conclusion 95
C - Conclusion 95
III - ETUDE DE LA FRACTION ARGILEUSE 96

A - Résultats 96
1 - Argiles dans les Marnes grises et les silts jaunes 96
2 - Les Sables fauves : faciès jaunâtres de base 96
3 - Les Sables fauves : faciès rouges du sommet 96
4 - Les lentilles argileuses intercalées dans les sables de la région de Meknès .. 96
B - Conclusion 101
IV - ANALYSE CHIMIQUE DE LA ROCHE TOTALE 101
V - CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE 103

CHAPITRE V : TRANSFORMATIONS POST-SEDIMENTAIRES DES SABLES FAUVES ET DEPOT DES FORMATIONS CONTINENTALES 105

I - RELATIONS STRATIGRAPHIQUES ENTRE LES SABLES FAUVES ET LES FORMATIONS CONTINENTALES SUS-JACENTES 107
A - Transformations post-sédimentaires des Sables fauves 107
1 - Description 107
2 - Interprétation 110
3 - Conclusion 110
B - Nature du contact entre les Sables fauves et les Calcaires lacustres 111
C - Conclusion 111
II - LA FORMATION CONTINENTALE DU SAIS 111
A - Description de quelques affleurements 111
1 - Région d'Aïn Lorma 114
2 - Affleurements de Kahf El Gota 114
3 - Affleurements N et S du plateau de Meknès 115
4 - La faune des formations continentales du Saïs 115
a - Description des traces fossiles découvertes dans les calcaires de Meknès 115
b - Interprétation et conclusion 116
B - Environnements du dépôt des calcaires du plateau de Meknès 116
C - Comparaison avec les dépôts équivalents de la plaine du Saïs 118
III - PROBLEME DE DENIVELLATION ENTRE LES CALCAIRES DU PLATEAU DE MEKNES ET CEUX DE LA PLAINE DU SAIS 118
A - Historique 118
B - Proposition et interprétation 120
IV - CONCLUSION 123

CHAPITRE VI : PALEOGEOGRAPHIE ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU BASSIN DU SAIS DEPUIS LA FIN DU MIOCENE JUSQU'A LA FIN DU PLIOCENE 125

I - INTRODUCTION 127
II - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE 127
A - Le bassin du Saïs avant le dépôt des Sables fauves 127
B - Etape du dépôt Sables fauves 131
1 - Limite inférieure des Sables fauves 131
2 - Sédimentation des Sables fauves 131
3 - Transformations post-sédimentaires 133
C - Etape du dépôt des faciès continentaux 134
III - EVOLUTION GEODYNAMIQUE 134

CONCLUSION GENERALE 137
SEDIMENTATION DES SABLES FAUVES 139
TRANSFORMATIONS POST-SEDIMENTAIRES 139

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES 141
BIBLIOGRAPHIE 159
LISTE DES FIGURES 167
LISTE DES TABLEAUX 171
LISTE DES PLANCHES 171
TABLE DES MATIERES 173

NOM DE L'ETUDIANT : BOUMIR KHADIJA

NATURE DE LA THESE : DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I

VU, APPROUVE ET PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le 12 NOV. 1990/2 314

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I

UNIVERSITE NANCY I
LE PRESIDENT

M. BOULANGE

RESUME

Les Sables fauves sont constitués d'éléments détritiques à histoire assez complexe, remaniés à partir de formations sédimentaires plus anciennes et contemporaines déposées latéralement. Les différents résultats obtenus à partir de l'étude sédimentologique effectuée sur ces sables confirment le caractère marin de cette formation.

L'âge de la série est précisé grâce à la présence de *Globorotalia crassaformis* qui donne un âge Pliocène moyen. C'est une série qui enregistre la transgression marine du Pliocène moyen (Moghrébien) induite par la montée relative du niveau de la mer à cette époque. La mer avance alors vers l'E jusque dans la région de Fès. Le bassin du Saïs constituait ainsi un golfe ouvert vers l'W sur l'océan Atlantique.

L'évolution géodynamique du bassin est liée à la poursuite de l'exhaussement des Rides sud-rifaines et le soulèvement isostasique du domaine méséto-atlasique. Par ailleurs, Le Saïs était subsident. L'érosion des reliefs jeunes sous un paléoclimat humide conduit à l'augmentation des apports détritiques. Le comblement du bassin par les apports sédimentaires, conjugué à la baisse relative du niveau de la mer à la fin du Pliocène moyen et la montée du seuil d'El Kansara à l'W, sont à l'origine du retrait définitif de la mer de ce bassin.

Après l'émersion, le paléoclimat chaud et humide a favorisé le développement d'une paléoaltération de type ferrallitique. La redistribution des oxydes de fer par la nappe phréatique et les eaux météoriques conduit à la marmorisation des sables marins qui est à l'origine de leur appellation de "Sables fauves".

Le changement du paléoclimat, qui devient plus sec, induit le dépôt de la formation fluvio-lacustre/palustre dans laquelle nous avons découvert des cellules de ponte d'Hyménoptères rapportées à l'ichnogenre *Celliforma*.

MOTS CLES . Sables fauves - Pliocène moyen - sédimentologie - paléoenvironnement - marin - paléoaltération - bassin du Saïs - Maroc.