



HAL
open science

Sédimentologie des grès de Sidi Amar ou grès de Franchetti dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie)

Tayeb Ouardas

► **To cite this version:**

Tayeb Ouardas. Sédimentologie des grès de Sidi Amar ou grès de Franchetti dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie). Stratigraphie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT: . tel-00710227

HAL Id: tel-00710227

<https://theses.hal.science/tel-00710227>

Submitted on 20 Jun 2012

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.



OUARDAS (T.)

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLEEx. n° ~~11~~ 1**THÈSE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ**SPÉCIALITÉ : **GÉOLOGIE APPLIQUÉE**OPTION : **SÉDIMENTOLOGIE**UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-BIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDER
TEL. (76) 87.40.42

par

Tayeb OUARDAS

10 OCT. 1983

2

SUJET

**Sédimentologie des grès de Sidi Amar
ou grès de Franchetti dans les Monts
de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie)**

Soutenue le 7 Octobre 1983 devant la Commission d'Examen

MM. J. PERRIAUX	Professeur à l'U.S.M.G. de Grenoble
S. ELMI	Professeur à l'Université de Lyon
G. MASCLE	Professeur à l'U.S.M.G. de Grenoble
M. BENEST	Maître Assistant à l'Université de Lyon
M. AMEUR	Maître Assistant à l'Université d'Oran (Algérie)

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

THÈSE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ

SPÉCIALITÉ : **GÉOLOGIE APPLIQUÉE**

OPTION : **SÉDIMENTOLOGIE**

par

Tayeb OUARDAS

10 OCT. 1983

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MABRICE, SIKNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (73) 67.40.43

S U J E T

**Sédimentologie des grès de Sidi Amar
ou grès de Franchetti dans les Monts
de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie)**

Soutenue le 7 Octobre 1983 devant la Commission d'Examen

MM. J. PERRIAUX	Professeur à l'U.S.M.G. de Grenoble
S. ELMI	Professeur à l'Université de Lyon
G. MASCLE	Professeur à l'U.S.M.G. de Grenoble
M. BENEST	Maitre Assistant à l'Université de Lyon
M. AMEUR	Maitre Assistant à l'Université d'Oran (Algérie)

10080693

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

Professeurs de 1ère classe

Melle	AGNUS DELORD Claudine	Biophysique
	ALARY Josette	Chimie analytique Fac. LA TRONCHE
MM.	AMBLARD Pierre	Clinique dermatologique CHR Les Sablons
	AMBROISE THOMAS Pierre	Parasitologie CHR Les Sablons
	ARNAUD Paul	Chimie organique
	ARVIEU Robert	Physique nucléaire I.S.N.
	AUBERT Guy	Physique C.N.R.S.
	AYANT Yves	Physique approfondie
Mme	BARBIER Marie Jeanne	Electrochimie
MM.	BARBIER Jean-Claude	Physique expérimentale C.N.R.S. (labo de magnétisme).
	BARJON Robert	Physique nucléaire I.S.N.
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose-Biologie
	BARRA Jean-René	Statistiques - Maths appliqués
	BEAUDOING André	Clinique Pédiatrie et Puériculture- LATREILLE
	BELORETSKY Elie	Physique C.E.N.G. - D.R.F.
	BENZADEN Claude	Mathématiques pures
Mme	BERTEL Hélène	Pharmacodynamie Fac. La Tronche
MM.	BERNARD Alain	Mathématiques pures
Mme	BERTRANDIAS	Mathématiques pures
MM.	BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques pures
	BEZES Henri	Clinique chirurgicale & traumat. Hop. Sud.
	BILLET Jean	Géographie
	BONNET Jean-Louis	Clinique Ophtalmologie-Fac- Les Sablons
	BONNET EYMARQ Joseph	Clinique Hépto-gastro-entérolo- Fac-Les Sablons
Mme	BONNIER Jane Marie	Chimie générale
MM.	BOUCHERLE André	Chimie et toxicologie-Fac Meylan
	BOUCHET Yves	Anatomie-Fac "La Merci"
	BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire I.S.N.
	BRAVARD Yves	Géographie
	BUTEL Jean	Orthopédie CHR Les Sablons
	CABANEL Guy	Clinique rhumatologie et hydro. Les Sablons.
	CARLIER Georges	Biologie Végétale
	CAU Gabriel	Médecine légale et toxicologie-Fac. Les Sablons
	CAUQUIS Georges	Chimie organique
	CHARACHON Robert	Clinique O.R.L. CHR Les Sablons
	CHAMPETIER Jean	Anatomie topographique et app. - Fac. "La Merci"
	CHATEAU Robert	Clinique neurologique CHR Les Sablons
	CHIBON Pierre	Biologie animale
	COLIN de VERDIERE Yves	Mathématiques pures
	COUDERC Pierre	Anatomie pathologique CHR Les Sablons
	CRABBE Pierre	C.E.R.M.O.
	CUSSAC Max	Chimie thérapeutique Fac. La Tronche.
	CYROT Michel	Physique du solide
	DAUMAS Max	Géographie
	DEBELMAS Jacques	Géologie générale

MM. DEGRANGE Charles
DELOBEL Claude
DELOMAS Pierre
DEMENGE Charles
DENYS Bernard
DEPORTES Charles
DESRE Pierre
DODU Jacques
DOLIQUE Jean-Michel
DUCROS Pierre
FAURE Jacques

FONTAINE Jean-Marc
GAGNAIRE Didier
GASTJNEL Noël
GAVEND Jean-Michel
GEINORE Michel
GERBER Robert
GERMAIN Jean-Pierre
GJRAUD Pierre
JDELMAN Simon
JANIN Bernard
JEANNIN Charles
JOLY Jean-René
JULLIEN Jean-Pierre
KAHANNE André

Mme KAHANNE Josette
MM. KLEIN Joseph
MM. KOSZUL Jean-Louis
KRAKOWJAK Sacha
KUPIA Yvon
LACAZE Albert
LACHARME Jean

Mme LAJZEROWICZ Jeannine
MM. LAJZEROWICZ Joseph
LATREILLE René
LATURAZE Jean
LAURENT Pierre
DE LEJRS Joël
LE NOC Pierre
LLIBOUTRY Louis
LOISEAUX Jean-Marie
LOUP Jean
LIU DUC Cuong
MACHE Regis
MALINAS Yves

Melle MARJOTTE Anne-Marie
MM. MAYNARD Roger
MAZARE Yves
MICHEL Robert
MJCLOUD Max
MOURJQUAND CLAUDE
NEGRE Robert
NOZJERES Philippe
OMONT Alain
OZENDA Paul
PAYAN Jean-Jacques

Zoologie
M.J.A.G. Mathématiques appliquées
Pneumo-phtisiologie CHR Pav. D1
Pharmacodynamique Fac. La Tronche
Clinique cardiologie CHR Les Sablons
Chimie minérale
Electrochimie
Mécanique appliquée IUT 1
Physique des plasmas
Cristallographie
Médecine légale (interne & toxicologie) Les Sablons
Mathématiques pures
Chimie physique
Analyse numérique - Mathématiques appliquées
Pharmacologie-Fac. "La Merci"
Electro-radiologie CHR Les Sablons
Mathématiques pures
Mécanique
Géologie
Physiologie animale
Géographie
Pharmacie galénique-Fac-Meylan
Mathématiques pures
Mathématiques appliquées
Physique
Physique
Mathématiques pures
Mathématiques appliquées
Mathématiques pures
Thermodynamique
Biologie cellulaire-Fac-Meylan
Physique
Physique
Chirurgie thoracique-CHR-Les Sablons
Biochimie pharmaceutique-Fac-La Tronche
Mathématiques appliquées
Biologie
Bactériologie virologie-Fac "La Merci"
Géophysique
Sciences nucléaires J.S.N.
Géographie
Chimie générale et minérale-Fac-La Tronche
Physiologie végétale
Clinique obstétricale-CHR-pav. Maternité
Pharmacognosie-Fac-La Tronche
Physique du solide
Clinique médicale A-CHR-pav. D. Villars
Minéralogie et pétrographie (Géologie)
Clinique maladies infectieuses-CHR-Les Sablons
Histologie-Fac "La Merci"
Génie Civil IUT 1
Spectrométrie - Physique
Astrophysique
Botanique (Biologie végétale)
Mathématiques pures

MM. PEBAY PEYROULA Jean-Claude
PERRET Jean
PERRIAUX Jacques
PERRIER Guy
PJERRARD Jean-Marie
RACHAÏL Michel
RASSAT André
RENARD Michel

Mme RENAUDET Jacqueline
MM. REVOL Michel
RICHARD Lucien

Mme RJNAUDO Marguerite
MM. ROCHAT Jacques
DE ROUGEMONT Jacques
SARRAZIN Roger

Mme SEIGLE MURANDI Françoise
MM. SENDEL Philippe
SERGERAERT Francis
SIBILLE Robert
SOUTIF Michel
TANCHE Maurice
VAJLLANT François
VALENTIN Jacques
VAN CUTSEM Bernard
VAUQUOIS Bernard

Mme VERAIN Alice
VIGNATS Pierre
VJALON Pierre

Physique
Sémiologies médicales (Neurologie)
Géologie
Géophysique
Mécanique
Clinique médicale B- CHR Calmette Guérin
Chimie systématique
Thermodynamique
Bactériologie-Fac-La Tronche
Urologie-CHR-Les Sablons
Biologie végétale
Chimie CERMAV
Hygiène et hydrologie-Fac-La Tronche
Neuro-Chirurgie-CHR- Les Sablons
Clinique chirurgicale B-CHR- Les Sablons
Botanique et crytomanie-Fac-Meylan
Biologie animale
Mathématiques pures
Construction mécanique IUT 1
Physique
Physiologie-Fac "La Merci"
Zoologie
Physique nucléaire JSN
Mathématiques appliquées
Mathématiques appliquées
Pharmacie galénique-Fac-Meylan
Biochimie médicale-Fac "La Merci"
Géologie

Professeurs de 2ème classe

MM. ABJBA Michel
ARMAND Yves
ARMAND Gilbert
AURJAULT Jean-Louis
BEGUIN Claude
BOEHLER Jean-Paul
BOJTEY Christian
BORNAREL Jean
BOUTHINON Michel
BRUGEL Lucien
CASTAING Bernard
CHARDON Michel

MM. CHEIKJAN Alain
CHENAVAS Jean
COHENADDAD Jean-Pierre
CONTE René
DENEUVILLE
DEPASSEL Roger
DOUCE Roland
DUFRESNOV Alain
GASPARD François
GAUTRON René
GJDON Maurice
GIGNOUX Claude
GOSSE Jean-Pierre
GROS Yves
GUITTON Jacques
HACQUES Gérard
HERBIN Jacky

Mathématiques pures
Chimie IUT 1
Géographie
Mécanique
Chimie organique
Mécanique
Mathématiques appliquées
Physique
EEA. IUT 1
Energétique IUT 1
Physique
Géographie
EEA-IUT 1
Physique IUT
Physique
Physique IUT 1
Physique
Mécanique des fluides
Physiologie végétale
Mathématiques pures
Physique
Chimie
Géologie
Sciences Nucléaires JSN
EEA-IUT 1
Physique IUT 1
Chimie
Mathématiques appliquées
Géographie

MM. HICTER Pierre
 JOSELEAU Jean-Paul
 KERCKHOVE Claude
 KUHN Gérard
 LEBRETON Alain
 Mme LONGEQUEUE Nicole
 MM. LUCAS Robert
 LUNA Domingo
 MASCLE Georges
 MICHOUJTER Jean
 Mme MINJER Colette
 MM. NEMOZ Alain
 NOUGARET Marcel
 OUIDET Bruno
 PEFFEN René
 PELMONT Jean
 PERARD Jacques
 PERRAUD Robert
 PERRIN Claude
 PFISTER Jean-Claude
 PJBOUTE Michel
 PIERRE Jean-Louis
 Melle PJERY Yvette
 MM. RAYNAUD Hervé
 ROBERT Gilles
 ROBERT Jean-Bernard
 ROSSI André
 SAKAROVITCH Michel
 SARROT REYNAULD Jean
 SAXOD Raymond
 Melle SOUTIF Jeanne
 MM. SCHOOL Pierre-Claude
 STUTZ Pierre
 SUBRA Robert
 VIDAL Michel
 VIVIAN Robert

Chimie
 Biochimie
 Géologie
 Physique IUT 1
 Mathématiques appliquées
 Sciences nucléaires JSN
 Physiques
 Mathématiques pures
 Géologie
 Physique IUT 1
 Physique IUT 1
 Thermodynamique (CNRS-CRTBT)
 Automatique IUT 1
 Mathématiques appliquées
 Métallurgie IUT 1
 Biochimie
 EEA-IUT 1
 Chimie IUT 1
 Sciences Naturelle JSN
 Physique du solide
 Géologie
 Chimie organique
 Physiologie animale
 Mathématiques appliquées
 Mathématiques pures
 Chimie physiques
 Physiologie végétale
 Mathématiques appliquées
 Géologie
 Biologie animale
 Physique
 Mathématiques appliquées
 Mécanique
 Chimie
 Chimie organique
 Géographie

Professeurs sans Chaire (Médecine)

MM. BARGE Michel
 BOST Michel
 BOUCHARLAT Jacques
 CHAMBAZ Edmond
 COLOMB Maurice
 COULOMB Max
 Mme ETERRADOSSI Jacqueline
 MM. GROLLADE Joseph
 HOLLARD Daniel
 HUGONOT Robert
 JALBERT Pierre
 MAGNIN Robert
 PHELIP Xavier
 RACINET Claude
 REYMOND Jean-Charles
 STIEGLITZ Paul
 VROUSOS Constantin

Neuro-chirurgie-CHR-Les Sablons
 Pédiatrie-CHR Enfants 1
 Psychiatrie Hopital Sud
 Biochimie (Hormonologie) CHR Pav. P. Guérin
 Biochimie Hopital Sud
 Radiologie Hopital Sud
 Physiologie Fac "La Merci"
 Biochimie (A) CHR Les Sablons
 Hématologie CHR Les Sablons
 Gériatrie-CHR Pav. Chatin
 Histologie Fac "La Merci"
 Hygiène Fac "La Merci"
 Rhumatologie-CHR Les Sablons
 Gynécologie obstétrique Hopital Sud
 Chirurgie générale
 Anesthésiologie-CHR Les Sablons
 Radiothérapie-CHR Les Sablons

Maîtres de Conférences agrégés (Médecine)

MM. BACHELOT Yvan
 BENABID Alim Louis
 BERNARD Pierre
 CONTAMIN Charles
 CORDONNIER Daniel
 CROUZET Guy
 DEBRU Jean Luc
 DUPRE Alain
 DYON Jean-François
 FAURE Claude
 FAURE Gilbert
 FLOYRAC Roger
 FOURMET Jacques
 GARDET Pierre
 GUIDICELLI Henri
 GUGNIER Michel
 JUNJEN-LAVILLAUROY Claude
 KOLODJE Lucien
 LETOUBLON Christian
 MASSOT Christian
 MOUILLON Michel
 PARAMELLE Bernard
 RAMBAUD Pierre
 RAPHAEL Bernard
 SCHAERER René
 SEIGNEURIN Jean-Marie
 SOTTO Jean-Jacques
 STOEBNER Pierre

Endocrinologie-CHR Les Sablons
 Médecine et Chirurgie-CHR Les Sablons
 Gynécologie obstétrique-CHR Pav. P. Guérin
 Chirurgie thoracique-CHR Les Sablons
 Néphrologie-CHR Les Sablons
 Radiologie-CHR Les Sablons
 Médecine interne-CHR Les Sablons
 Chirurgie générale-CHR Les Sablons
 Chirurgie infantile-CHR Les Sablons
 Anatomie et organogénèse-Fac "La Merci"
 Urologie-CHR Les Sablons
 Biophysique Fac. "La Merci"
 Hépto-gastro-entérologie-CHR Les Sablons
 Anesthésiologie-CHR Les Sablons
 Chirurgie générale-CHR Les Sablons
 Thérapeutique (réanimation) CHR-Les Sablons
 Clinique ORL-CHR Les Sablons
 Hématologie Biologie-CHR Les Sablons
 Chirurgie générale-CHR Les Sablons
 Médecine interne-CHR Pav. D. Villars
 Ophtalmologie-CHR Les Sablons
 Pneumologie-CHR Pav. D2
 Pédiatrie-CHR Médecine Néonatale
 Stomatologie-CHR Les Sablons
 Cancérologie-CHR Les Sablons
 Bactériologie-Virologie-Fac "La Merci"
 Hématologie-CHR Les Sablons
 Anatomie-pathologique-CHR Les Sablons

C'est avec un réel plaisir que je dédie ce modeste travail

à la mémoire de mon Frère MAHMOUD que je ne reverrais jamais,

à ma Mère à qui je dois tout,

*à mon Père qui m'a appris l'amour et le respect
du travail,*

à mes Frères et Soeurs,

... tu verras les montagnes, que tu crois solidement fixées, marcher

comme marchent les nuages...

Le Conan. Sourate XXVII - La fourmi-

Verset 90, p. 299, GARNIER-Flammarion

AVANT PROPOS

... 206 pages suivent, mais c'est certainement celle-ci que vous rechercherez comme premier contact avec cet ouvrage.. Simple récompense sans doute, puisqu'il s'agit de la plus difficile à rédiger après celles des conclusions générales !!..

Le blocage de la feuille blanche dépassée, comme s'il s'agissait de la première à écrire, vous êtes nombreux à vous bousculer dans mon esprit afin d'entrer dans cette feuille; vous qui avez participé, qui scientifiquement, qui moralement, qui matériellement, à la réalisation de ce travail... A tel point que je me demande aujourd'hui, de quel droit je m'attribue cet ouvrage !!..

Ces quelques scrupules vite dissipés, je tiens à exprimer toute ma gratitude et mes remerciements en particulier:

A Monsieur le Professeur S. ELMJ de l'Université Claude Bernard de Lyon qui me proposa d'étudier la formation des Grès de Sidi Amar ou de Franchetti jusqu'à présent considérée comme indéchiffrable, parce que gréseuse et azoïque; il eu raison en me confiant à l'équipe de recherche de sédimentologie de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble dirigée par Monsieur le Professeur J. PERRIAUX, qui grâce à son éminente expérience de spécialiste m'a initié à la lecture des messages portés par ce matériel quartzeux.

Je remercie Monsieur le Professeur S. ELMJ qui est l'instigateur de ce sujet de recherche, et qui m'a initié à la géologie oranaise quand j'étais son étudiant à l'Université d'Oran. Je ne saurais oublier les innombrables excursions entre les môles de Tiffrit et de Ghar Roubbane.

A Monsieur le Professeur J. PERRIAUX qui m'a si bien accueilli dans son équipe de sédimentologie, et pour le grand intérêt qu'il a porté à ce travail; il m'a aidé tout au long de mes travaux de recherche, tant sur le terrain qu'à l'Institut de Géologie de Grenoble, sans ménager

ni son temps, ni ses encouragements.

Grace à lui et à sa merveilleuse chaleur humaine que je ne puis oublier, j'ai pu séjourner à Grenoble, ce qui m'a permis de mener à bien ce travail et de le présenter aujourd'hui. Je suis heureux de lui adresser ici l'expression de ma profonde gratitude, et surtout pour son amitié familiale.

A Monsieur le Professeur G. MASCLE pour l'honneur qu'il me fait en acceptant d'être membre du Jury.

A Monsieur M. BENESE, Maître-Assistant à l'Université de Lyon, qui a su m'initier et m'aider à la compréhension de la géologie du Jurassique, toujours présent et prêt à m'apporter sa collaboration.

Il a su me faire profiter de sa longue expérience dans l'étude de la géologie oranaise. Je lui dois beaucoup dans ce domaine, et qu'il sache que je garde de lui un très bon souvenir.

A Monsieur AMEUR, Maître-Assistant à l'Université d'Oran (Algérie) qui a été le premier à m'apprendre ce qu'est la sédimentologie quand j'étais encore néophyte dans la matière. Je le remercie d'être parmi les membres de ce Jury.

Que Monsieur Jean-Pierre USELLE, Maître-Assistant à l'Université de Grenoble, trouve ici l'expression de ma profonde et sincère amitié pour le temps précieux qu'il m'a consacré, pour les conseils et les critiques fructueux dont il m'a fait part.

Je remercie également tout le personnel technique de l'Institut Dolomieu de Grenoble, et en particulier Mr et Mme REVOL pour leur amitié spontanée, et pour l'excellente frappe de ce mémoire.

Monsieur J. APRAHAMJAN, Maître-Assistant à l'Université de Grenoble m'a toujours accordé l'aide dont j'avais besoin pour le dépouillement des diffractogrammes de fluorescence X.

Mes remerciements vont aussi à la regrettée, Melle G. LATREILLE et à E. JOUTEE, tous deux Maître-Assistant à l'Université de Lyon pour le temps précieux qu'ils m'ont consacré.

Je rends un hommage vibrant au Docteur Bachir KHALDOUN pour l'aide inoubliable qu'il m'a donnée. Je ne saurais oublier l'aide de mon ami C. KHAMMAR du Ministère de l'Hydraulique, qu'il retrouve ici mes remerciements les plus sincères.

Je ne saurais oublier l'aide des responsables de la Daïra de Saïda, de la commune de Telagh, et surtout l'hospitalité sans frontière des habitants de Sidi Amar et de Hassi Zerga.

Mes remerciements vont à tous mes amis, et qu'ils m'excusent si je ne peux les citer tous de peur d'en oublier un. Je salue mes collègues de 3ème cycle.

RESUME

L'étude sédimentologique des Grès de Sidi Amar ou Grès de Franchetti des Monts de Saïda et des Monts de Daïa (Algérie) d'âge oxfordien sup.-kimméridgien inférieur, a permis de retracer l'histoire spatio-temporelle de cette formation réputée azoïque.

La province d'origine de ces grès est constituée par les roches plutoniques acides, les pegmatites et les roches métamorphiques des massifs marocains situés au Sud-Ouest et des massifs centraux du Sahara auraient constitué une alimentation générale.

Dans la région de Saïda, s'ajoutent des apports locaux issus du môle de Tifflit encore actif à cette époque (roches plutoniques acides et pegmatites) et de la partie axiale du massif rhyolitique du Djébel Nador (région de Tiaret).

Le climat modérément hydrolysant était de type tropical sec (soudano-sahélien) ou méditerranéen chaud.

A partir de leur province d'origine les sédiments ont été transportés par un système de chenaux divagants (braided channels) caractéristiques d'un appareil fluvial responsable d'un delta localisé dans la région de Hassi Zerga des Béni Méthar, puis sédimentés en milieu marin et étalés par des courants côtiers sur une plateforme littorale à une profondeur n'excédant pas une cinquantaine de mètres.

Mots clés: Oxfordien, Kimméridgien, Maghreb, domaine tlemcénien, Hassi Zerga des Béni Méthar, Monts de Saïda, Monts de Daïa, Grès de Sidi Amar ou Grès de Franchetti, Argiles de Saïda, évolution séquentielle, môle de Tifflit, sédimentologie, exoscopie, carbonates, paléogéographie, mégatectonique.

ABSTRACT

A sedimentological study of Sidi Amar sandstones which are also, corresponding to Franchetti sandstones of Saïda and Daïa Mountains (Algérie) and recorded from upper Oxfordian to lower Kimmeridgian provides a paleogeographical reconstitution of their repeating azoic sequence.

The sandstone assemblage which evidently composed of acid plutonic, pegmatitic, and metamorphic origin might have been supplied mainly from maroccan massif located at the south east of the area studied and the central massif of Sahara.

In Saïda area, the sandstones frame works also drained by local filling of acid plutonic and pegmatitic fragments from the Tiffrit block that still uplifted during that period, and from the central part of rhyolitic massif of Djebel Nador (Tiaret).

Paleoclimate indicates a slight hydrolised period of deposition either in a drytropical region or in a hot mediterranean one.

In a view of grain evolution, the sediments were being firstly transported by the braided fluvial systems conducted to the formation of a deltaic province in Hassi Zerga, then were distributed by shore currents into a shallow plateforme having less than fifty meters depth.

Key words: Oxfordian, Kimmeridgian, Maghreb, tlemcenian domain, Hassi Zerga, Saïda mountains, Daïa mountains, Sidi Amar sandstones, Franchetti sandstones, Saïda clay, vertical sequence, the Tiffrit uplift block, sedimentology, exoscopy, carbonates, paleogeography, megatectonic.

INTRODUCTION

La formation des Grès de Sidi Amar ou de Franchetti, jusqu'à présent considérée comme indéchiffrable parce que gréseuse et azoïque.

Au Laboratoire de Sédimentologie de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble, j'ai recherché le milieu de dépôt des grès, le mode et l'agent de transport, le cadre général de la sédimentation, les directions d'apports, les domaines nourriciers, la minéralogie, le paléoclimat et la paléogéographie de la région, etc..

Après l'étude de ces grès dans la région de Saïda, j'ai entamé l'étude de ces mêmes grès dans la région de Hassi Zerga des Beni Méthar (Télagh), à titre de comparaison.

Géologie, sédimentologie, paléogéographie s'éclairent en effet mutuellement et sont inséparables, ce n'est que pour la clarté de l'exposé que j'ai réparti cette étude en chapitres distincts, menée en collaboration avec les deux départements de Géologie de Lyon et de Grenoble.

La première partie est consacrée à la présentation des grandes structures du Maghreb, et en particulier à la présentation de la bordure Nord des Hautes plaines oranaises.

La deuxième partie est consacrée à la description des Grès de Sidi Amar ou de Franchetti dans les régions de Saïda et de Hassi Zerga des Beni Méthar, ce qui nous a permis de comparer les diverses structures lithologiques de ces deux régions.

La troisième partie est consacrée à la sédimentologie: celle-ci a permis de déchiffrer les messages portés par les sédiments et représentés par les structures, figures sédimentaires, etc... d'où découle leur histoire géologique. Par ses différentes méthodes, la sédimentologie nous a permis de définir:

- . les provinces distributrices;
- . l'agent de transport;
- . l'agent de dépôt final, la géométrie et l'évolution du bassin de sédimentation;
- . l'évolution diagénétique.

Dans la dernière partie, sont rassemblées en un tout cohérent les conclusions qui découlent des parties précédentes: la paléogéographie locale à travers l'épisode détritique oxfordien (s.l.) - kimméridgien (s.l.) dans les Monts de Saïda et de Daïa, et par extension en Oranie, et sa signification dans le cadre plus général de l'ouverture de la Téthys et de l'Atlantique au Jurassique.

Ainsi, nous pensons avoir réussi à présenter la véritable image des Monts de Saïda et de Daïa à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur.

PREMIERE PARTIE

GEOLOGIE DE L'AFRIQUE DU NORD

CHAPITRE PREMIER

APERCU GEOLOGIQUE DE L'AFRIQUE DU NORD

I- GENERALITES

I I.1- DOMAINE ATLASIQUE

I.2- DOMAINE TELLO-RIFAIN

II- GEOLOGIE DE L'ALGERIE SEPTENTRIONALE

II.1- LE DOMAINE TELLIN

II.1.1- TELL SEPTENTRIONAL

II.1.2.- TELL MÉRIDIONAL

II.2- LE DOMAINE PRÉSAHARIEN

II.2.1- LES HAUTES PLAINES OU HAUTS PLATEAUX

II.2.2- ATLAS SAHARIEN

II.3- DOMAINE DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE

CHAPITRE PREMIER

APERCU GEOLOGIQUE DE L'AFRIQUE DU NORD

I- GENERALITES

L'Afrique du Nord située au Nord du Cratón africain, peut être divisée en trois parties. Il s'agit de domaines fortement différenciés au cours des phases tectonogéniques, mésozoïques et cénozoïques. Ce sont du Sud au Nord (fig. 1) :

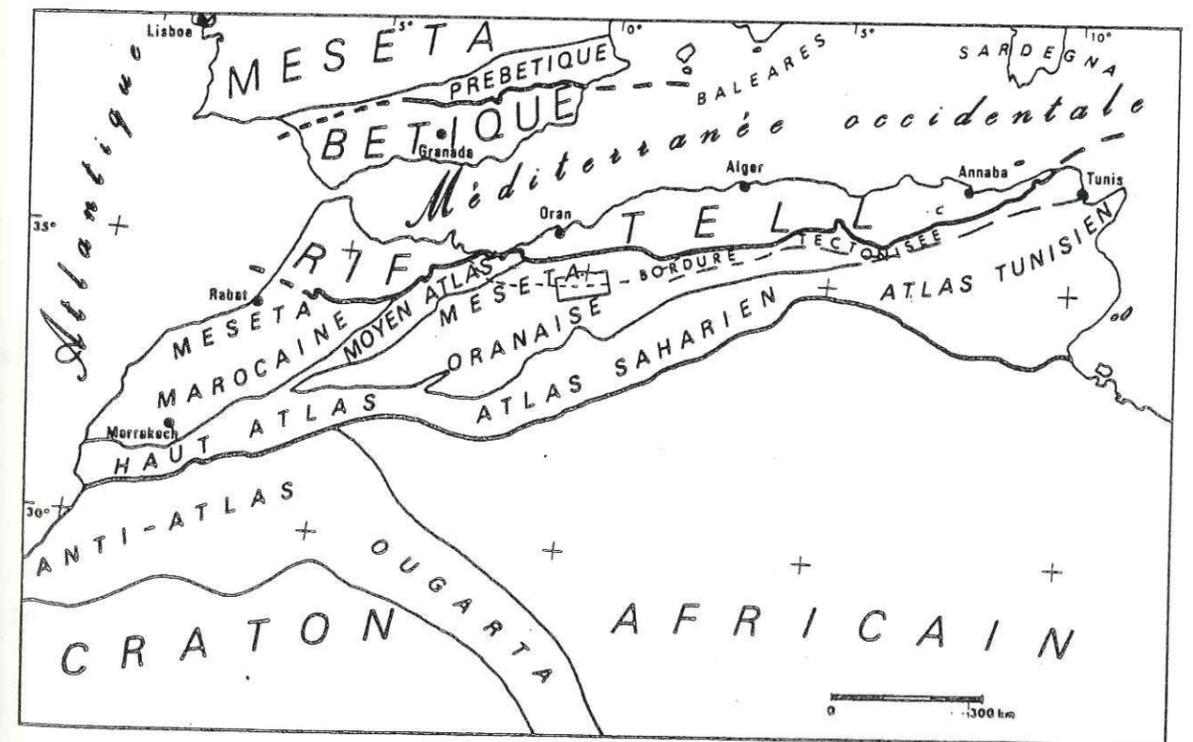


Fig. 1 : LES GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX DE L'AFRIQUE DU NORD ET DE L'ESPAGNE MERIDIONALE.

(in P. GUARDIA, 1975)

□ Secteur d'étude

.... limite du domaine tlemcenien

- le domaine saharien, partie stable appartenant à la "plaque" africaine. Il est limité au Nord par l'accident nord-saharien, linéament que l'on peut suivre sur plus de 2000 km ;

- le domaine atlasique, avant-pays tellien de la chaîne alpine, formé par des chaînes intracontinentales et des môles beaucoup plus rigides ; dans sa partie centrale, il est bordé au Nord par l'ensemble de la Meseta oranaise et du domaine tlemcenien ;

- le domaine tello-rifain, portion de la chaîne alpine qui se raccorde à l'ouest au niveau de l'arc de Gibraltar aux chaînes betico-baléares et à l'Est, à l'Apennin par l'intermédiaire du système sicilo-calabrais. Il s'agit d'un domaine très tectonisé correspondant en grande partie à la zone des nappes de glissement mises en place durant le Tertiaire.

I.1- DOMAINE ATLASIQUE

La partie méridionale du domaine atlasique est formée par le Haut-Atlas, l'Atlas saharien et l'Atlas tunisien qui se relaient de l'Ouest vers l'Est. C'est une chaîne modérément plissée, affectant une série secondaire continentale ou de mer profonde et fortement subsidente. Le chaînon du Moyen-Atlas comme un diverticule SW-NE du Haut-Atlas. Il sépare la partie septentrionale du domaine atlasique en deux ensembles rigides : la Méséta marocaine et la Méséta oranaise.

La Méséta marocaine comporte, sous une couverture secondaire et tertiaire très réduite, le socle hercynien profondément tectonisé.

La Méséta oranaise ou Hautes plaines p. q. comporte une couverture secondaire et tertiaire plus développée. Le socle n'y apparaît qu'en quelques bombements ou horsts dans sa partie occidentale. Vers l'Est, elle se termine en pointe entre l'Atlas saharien et le domaine tellien par la zone modérément tectonisée des Monts du Hodna.

I.2- DOMAINE TELLO-RIFAIN

L'individualisation des grandes unités structurales du domaine tello-rifain n'a été faite que très progressivement en raison de l'extrême complexité de l'édifice (cf. A. CAIRE, 1957, p. 517 à 533).

Etant donné l'amplitude des charriages et la complexité de l'intrication des diverses unités, la distinction des grands ensembles structuraux fait appel à l'organisation paléogéographique pré-tectogénétique. Les différentes unités tectoniques sont ainsi rattachées à trois grandes zones, individualisées dans le domaine tello-rifain :

- la zone tello-rifaine s.s. au Sud;
- la zone kabylo-rifaine;
- la zone des flyschs au Nord.

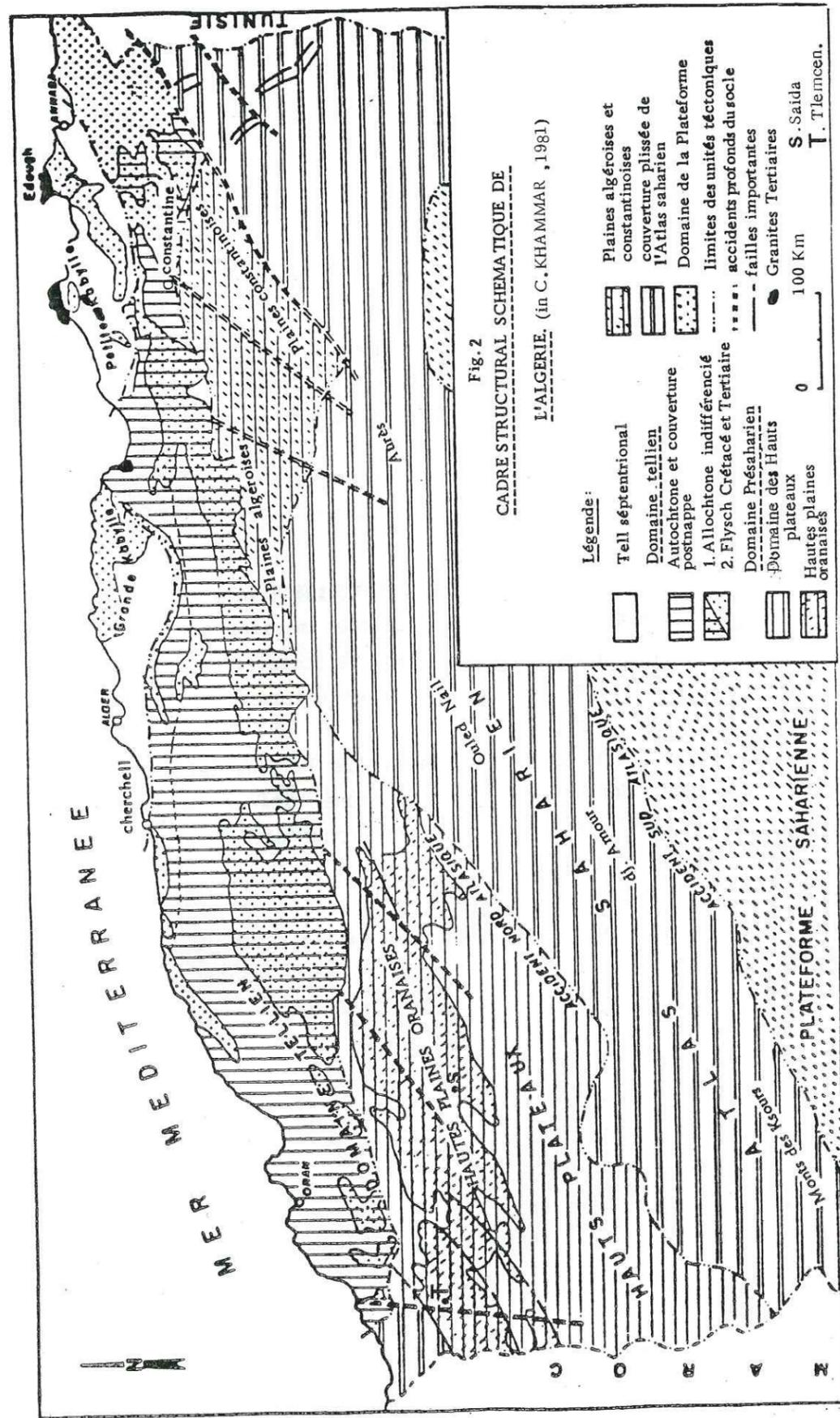
1/ La zone externe tello-rifaine, fait suite vers le Nord au domaine atlasique. Elle est constituée par quelques massifs autochtones et par un ensemble d'unités allochtones dont la complexité structurale est attestée par le foisonnement des "unités" géologiques.

Si la plupart des auteurs admettent que la zone tello-rifaine s.s., ainsi globalement définie constitue la zone externe du domaine tello-rifain, les divers schémas de l'organisation détaillée de cette zone sont fortement discutés.

2/ La zone kabylo-rifaine est également complexe; ses éléments affleurent au Maroc dans la partie du Rif entre Ceuta et Punta de los Pescadores, dans les Bokoya, en Algérie dans les petits massifs de Ténès et du Chénoua, ainsi que dans les massifs de Grande et de Petite Kabylie.

Plusieurs ensembles peuvent y être distingués: d'une part, la chaîne calcaire (L. GLANGEAUD, 1926, 1932) formée par une série réduite, secondaire et tertiaire, de type géanticlinal, d'autre part, les massifs paléozoïques qui, au Maroc, forment les Sébtides et les Ghomarides (M. DURAND-DELGA et J. KORNPORST, 1963) et, en Algérie, les massifs anciens kabyles. Ces unités comportent un substratum paléozoïque ou plus ancien et, au Maroc, une couverture réduite permo-triasique. La phase relative de ces diverses unités dans la zone kabylo-rifaine est controversée.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GLOSSAIRES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : jtalour@ujf-grenoble.fr



3/ La zone des flyschs. Les flyschs septentrionaux forment actuellement des nappes de charriages dans l'ensemble du domaine tello-rifain. Leur matériel a un âge jurassique moyen à miocène inférieur, les épisodes détritiques essentiels étant au nombre de deux, l'un au Crétacé, débutant au Néocomien, l'autre Néogène, débutant à l'Oligocène supérieur. Ces flyschs se sont déposés dans un ou plusieurs sillons, dont la position, par rapport aux deux autres zones, fait encore actuellement l'objet d'une vive polémique.

II- GEOLOGIE DE L'ALGERIE SEPTENTRIONALE

L'orogénèse hercynienne et surtout l'orogénèse alpine sont les deux principales manifestations tectoniques qui ont abouti à l'individualisation de trois grands ensembles structuraux, constituant les traits essentiels de l'Algérie septentrionale.

Nous distinguons du Nord au Sud.

II.1- LE DOMAINE TELLIE

Sa structure très complexe comprend:

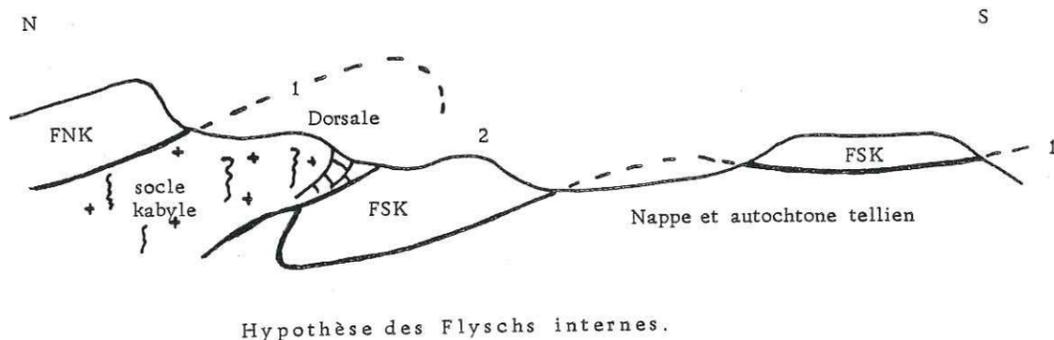
II.1.1- TELL SEPTENTRIONAL

1/ Les massifs anciens ou noyaux kabyles autochtones. Ce sont des massifs primaires essentiellement métamorphiques d'âge anté-Gorthlandien (DURAND-DELGA, 1956).

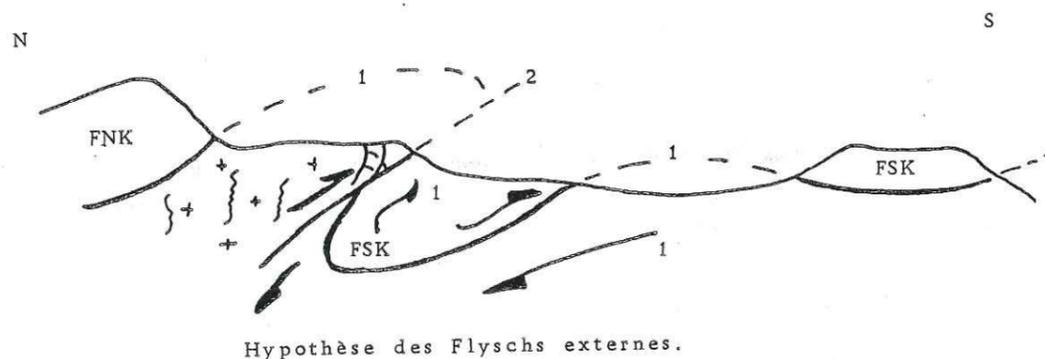
L'importance des manifestations syn et post-tectoniques (granites oligocènes et pliocènes) demeurent les faits les plus remarquables de ce domaine; ces noyaux constituent les massifs du Chénoua, d'Alger, de Grande et de Petite Kabylie.

2/ Chaîne calcaire ou dorsale kabyle. C'est la couverture mésozoïco-éocène du socle ancien des noyaux kabyles. Au cours des orogénèses, cette couverture s'est scindée en diverses unités, que l'on retrouve superposées en un paquet d'écaillés qui bordent au Sud les noyaux kabyles.

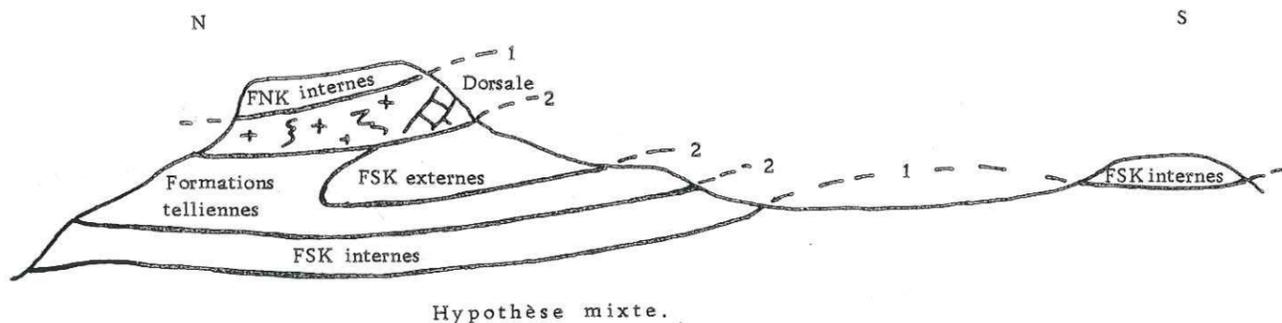
3/ Les flyschs. On distingue plusieurs unités qui, en fonction de leur position par rapport au bourrelet kabyle, sont nommées Flysch Nord Kabyle (F.N.K.) ou Flysch Sud Kabyle (F.S.K.).



Hypothèse des Flyschs internes.



Hypothèse des Flyschs externes.



Hypothèse mixte.

Fig.3 COUPES MONTRANT LES DIFFERENTES HYPOTHESES DE L'ORIGINE DES FLYSCHS.
(in C. KHAMMAR, 1981)

Ces flyschs se présentent, soit sous la dorsale kabyle en contact anormal, soit sur l'Oligocène en contact anormal, ou encore en position comparable à ceux du Tell méridional.

Plusieurs hypothèses ont été émises sur l'origine des flyschs kabyles (fig. 3) sans qu'on puisse trancher.

. Hypothèse d'une origine interne ou "Ultra kabyle":

Tous les flyschs proviennent d'un sillon situé (avant les charriages), au Nord du domaine kabyle (DURAND-DELGA et MATTAUER, 1960).

. Hypothèse d'une origine externe ou "Infra kabyle":

Tous les flyschs issus d'une zone située au Sud de la chaîne calcaire (sillon externe). Par un phénomène de scission, il s'est produit un départ de flyschs vers le Nord et le Sud, s'expliquant par des phénomènes de sous charriages (DURAND-DELGA, 1963, 1980).

. Hypothèse d'une origine "Mixte"

Les flyschs se sont déposés à la fois au Nord et au Sud de la chaîne calcaire (A. CAIRE, 1971).

II.1.2- TELL MERIDIONAL

Il comporte l'Ouarsenis, les Bibans, les Babors et les Monts de Constantine. Poussés vers le Sud lors de la compression alpine, les sédiments marneux secondaires et éocènes du sillon tellien ont fourni une superposition d'unités complexes : l'autochtone intra-tellien (représentant la partie centrale du sillon tellien) est souvent surmonté par des nappes de glissement.

L'autochtone anté-nappe a une structure géanticiplinale secondaire à faciès tellien, dans la région de Blida et du Cheliff (L. GLANGEAUD, 1932) ; dans le Constantinois, il comporte des zones hautes ("Dômes de DELEAU, 1958), dues à un bombement du socle.

Le style tectonique y est modérément compliqué, avec des larges plis de direction tellienne E.W.

II.2-DOMAINES PRÉSAHARIEN

II.2.1 - LES HAUTES PLAINES OU HAUTS PLATEAUX

C'est l'avant pays de la chaîne alpine d'Algérie. On distingue d'Ouest en Est, les unités suivantes :

- les Hautes plaines oranaises bordées au Nord par le domaine tlemcenien ; c'est dans cette dernière unité que se situent nos terrains d'étude ;
- les Hautes plaines algéroises ;
- les Hautes plaines constantinoises.

Cet autochtone montre des dépôts jurassiques et crétacés : pélagiques au Nord, néritiques et zoogènes au Sud.

A l'Est du méridien de Cherchell, les Hautes plaines algéroises (fig. 2) se réduisent progressivement avant de disparaître complètement vers l'Est lorsque les plis obliques WSW-ENE de l'Atlas saharien rejoignent le domaine tellien. Autrement dit, les Hautes plaines se terminent en pointe, au SE de Constantine.

Au Jurassique, les Hautes plaines se sont comportées, comme un haut fond sensible aux mouvements épirogéniques ou eustatiques ; leur sédimentation est caractérisée par des dépôts réduits, des lacunes, des conglomérats et par l'absence de faciès évaporitiques.

Leur limite avec le domaine tellien est généralement marquée par une série d'accidents impliquant des déversements vers le Sud. En revanche, la limite avec l'Atlas saharien est beaucoup plus imprécise : elle est représentée par une ligne de fractures correspondant à l'accident nord-atlasique.

II.2.2. ATLAS SAHARIEN

C'est une chaîne bien individualisée, composée de plusieurs chaînons : les Monts de Ksour, Djébel Amour, Ouled Naïl et les Aurès.

L'Atlas saharien a pris naissance à l'emplacement d'un long sillon subsident situé entre les Hautes plaines (ou Hauts plateaux s. l.) et la plate-forme saharienne : c'est un sillon intra-cratonique.

L'axe du sillon s'abaisse vers l'Est ; cet affaissement s'accentuera au cours du Crétacé et du Tertiaire, ce qui conduit la mer à se retirer vers l'Est. Les dépôts qui comblent la partie occidentale de ce sillon au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur ont un faciès typiquement continental (série détritique des Monts des Ksour).

Du point de vue tectonique, ces formations ont été énergiquement plissées entre le Lutétien et l'Oligocène supérieur (phase pyrénéenne) en une série de plis allongés ENE-WSW (A. CAIRE, 1963).

Les anticlinaux sont étroits, caractérisés par une voûte plate et des flancs très redressés. Ces plis coffrés sont disposés en relais (plis en cheminées processionnaires). Les synclinaux en revanche sont très larges.

Ce style particulier est dû à un décollement de la couverture au niveau du Trias gypseux et au bourrage du Trias dans le coeur des anticlinaux.

La limite septentrionale de l'Atlas saharien n'a pu être précisée qu'en quelques points. Par contre, la limite méridionale est marquée par une série d'accidents, constituant la flexure ou accident sud-atlasique. Au-delà, c'est le domaine de la plate-forme saharienne.

II.3- DOMAINE DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE

Il peut être divisé en deux grandes régions naturelles :

- le Sahara occidental ou Haut Sahara ;
- le Sahara oriental ou Bas Sahara.

Le Haut Sahara constitue une zone anticlinale depuis longtemps émergée et qui n'a pas été atteinte par les mers nummulitiques.

Le Bas Sahara correspond à une dépression subsidente comportant des dépôts marins de l'Eocène inférieur et moyen. Ces deux grandes régions se prolongent vers l'Est par deux unités de moindre importance qui regroupent la Jeffara et le Sahel tunisien.

CHAPITRE DEUXIEME

GEOLOGIE DE LA BORDURE NORD DES HAUTES PLAINES ORANAISES

I- HISTORIQUE DES HAUTES PLAINES ORANAISES

II- APERCU TECTONIQUE DES HAUTES PLAINES ORANAISES

III- GEOLOGIE DES MONTS DE SAÏDA

III.1- SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES MONTS DE SAÏDA

CHAPITRE DEUXIEME

GEOLOGIE DE LA BORDURE NORD DES HAUTES PLAINES ORANAISES

I- HISTORIQUE DES HAUTES PLAINES ORANAISES

Avant 1881, on ne trouve dans la littérature aucune étude géologique détaillée et suivie de la région de Saïda-Hassi Zerga. Les seules observations que nous ayons, sont anciennes, fragmentaires ou à l'échelle des Hautes plaines oranaises.

En 1843, E. RENOU parle pour la première fois, d'affleurements jurassiques près de Saïda.

En 1881, M.G. BLEICHER fait une étude des terrains jurassiques aux environs de Saïda, et révisé les attributions d'étages proposées par E. RENOU en 1843, H. COQUAND en 1862 et A. POMEL en 1872.

En 1881-1882, paraît la "carte géologique provisoire de l'Algérie" au 1/800.000e, accompagnée d'un texte explicatif de A. POMEL et J. POUYANNE.

Les grès de la région de Saïda et de Tlemcen sont désignés sous le nom de "Grès coralliens". Les terrains crétacés "néocomien et urgonien" sont reconnus entre Telagh et Daya jusqu'au Djebel Beghira.

En 1889-1890, la "deuxième édition de la carte géologique au 1/800.000" avec un texte explicatif de A. POMEL, distingue:

- le "groupe bajocien-bathonien" dolomitique (région de Saïda);
- le "groupe oxfordien" marneux et gréseux (Callovo-Oxfordien) (région de Saïda);
- le "groupe corallien" dolomitique à la base (Ouest et Nord de Saïda) et gréseux à la partie supérieure, avec une lentille calcaire à Tlemcen, au-dessus de Mansourah. L'auteur signale les grès dans la région de Saïda, de Tlemcen, dans la vallée de l'Oued Slissen (Oued Mekerra) et entre Benyoub et Tenira, où il n'a pas pu les différencier des grès néocomiens;
- le "groupe astarto-ptérocérien" dolomitique et calcaire observé sur les plateaux au Sud de Tlemcen, entre le Ras Asfour et le Djebel Ouargla, et, plus à l'Est dans la haute vallée de la Mekerra jusqu'à Benyoub.

En 1890, J. WELSH discute les divisions biostratigraphiques établies par A. POMEL, dans sa série du Callovo-Oxfordien.

En 1900, paraît la "troisième édition de la carte géologique au 1/800.000e", avec un complément d'observations de G.B.M. FLAMAND, en particulier sur le pointement de gypse triasique de l'Oued Melah d'Aïn Zerga des Beni Methar.

En 1911, G.B.M. FLAMAND décrit le pointement triasique de "Hassi Zerga des Beni Méthar", avec son environnement de "grès séquanien" et de "dolomies et calcaires ptérocériens". Il aborde à nouveau l'étude stratigraphique (A. POMEL) en apportant des éclaircissements sur la stratigraphie du Crétacé dans la région de Daya, un Albien gréseux (50 à 100 m); affleurement suivant une bande parallèle de l'anticlinal de Hassi Zerga des Beni Méthar, et au Nord du Djebel Tenfeld (région d'Oualla) enfin un Vraconnien (ou Albien supérieur) marneux et marno-calcaires, à Ostracées et Nérinées, au-dessus des grès, dans la région de Daya et du Djebel Tenfeld. La "série néocrétacée" comprend un Cénomaniens marno-calcaire et du Turonien (partie septentrionale de Daya).

En 1910 et 1948, F. DOUMERGUE publie les feuilles géologiques au 1/50.000e de Terni, Tlemcen, Benyoub et de Ouled Mimoun (ex. Lamoricière).

Pour le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, il différencie les "Grès" à lentilles calcaires (Séquanien), les "Calcaires bleus et Dolomies" (Kimméridgien inférieur), les "Marnes et Calcaires" (Kimméridgien moyen), les "Dolomies et Calcaires" (Kimméridgien supérieur), les "Calcaires sub-lithographiques" (Portlandien); uniquement sur les feuilles Tlemcen et Ouled Mimoun, les "Calcaires à Natica et Nérinées" (Valanginien ?) et des "Marnes, Calcaires et Grès" (Néocomien).

G. LUCAS publie en 1942, une étude géologique des Monts de Ghar Roubane, qui limitent à l'Ouest les Hautes plaines oranaises. Il utilise les mêmes subdivisions lithologiques que DOUMERGUE pour le Jurassique supérieur tout en différenciant un Portlandien plus épais.

J. CHAUMEAU étudie l'anticlinal de Hassi Zerga des Beni Méthar en 1956, il différencie en plus du Trias, une série gréseuse avec deux barres dolomitiques (Lusitanien: 700 à 800 m), une série dolomitique indifférenciée, "les Dolomies supérieures" (Jurassique terminal: 550 à 600 m), une série gréseuse (Crétacé inférieur continental: 500 m sur le flanc nord-ouest), et une série marneuse et marno-calcaire (Crétacé "moyen"). Il place les affleurements du Djebel Béghira dans le Jurassique terminal,

alors que les auteurs anciens, POMEL et POUYANNE, les croyaient crétacés.

Les séries lithostratigraphiques que nous avons adoptées ont permis de subdiviser la masse des "Dolomies supérieures" et la série gréseuse du Crétacé inférieur de Chaumeau.

En 1955, les travaux de la S.N. REPAL ont débuté dans la région du Telagh, ils ont consisté en missions de reconnaissance, du point de vue photogéologique, et, gravimétrique. Un forage a été exécuté lors de cette mission, à Belarbi (ex. BOUDENS) et a fourni des résultats stratigraphiques mettant en relief des variations existants entre la région de Saïda et celle de Belarbi.

D. AUCLAIR et J. BIEHLER publient les résultats de la S.N. Repal sur les Hautes plaines oranaises en 1967.

Pendant la même année C. AUGIER publie au niveau du Service géologique de l'Algérie un note sur les Hauts plateaux.

En 1971, M. BENEST décrit les formations carbonatées et les grands rythmes du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen.

Une année après, S. ELMI parle dans une note de l'instabilité des Monts de Tlemcen et de Ghar Roubane (Ouest algérien) pendant le Jurassique, et de l'interprétation paléogéographique.

En 1978, S. ELMI et M. BENEST publient une note qui a pour titre "Les Argiles de Saïda", faciès flyschoides du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcénien (Ouest algérien), stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique.

F. ATROPS et M. BENEST parlent de données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et le Kimméridgien du Djebel Nador de Tiaret (avant-pays tellien), et des conséquences paléogéographiques.

En 1981, M. BENEST, décrit à partir des corrélations établies entre certaines régions de l'avant-pays tello-rifain (Monts de Tlemcen, bordure nord des Hautes plaines oranaises) et l'Atlas saharien occidental, les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythmique de la marge gondwanienne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur.

Les principaux décrochements et les régions qu'ils délimitent sont d'Ouest en Est (fig. 5) :

- *la transversale de la Tafna* (fig. 5, n°1); elle a déjà été décrite par E.F. GAUTIER (1922) et par G. LUCAS (1942, 1952); elle coïncide presque avec la retombée orientale des Monts de Ghar Roubane; ces derniers constituent la partie occidentale des Monts de Tlemcen;

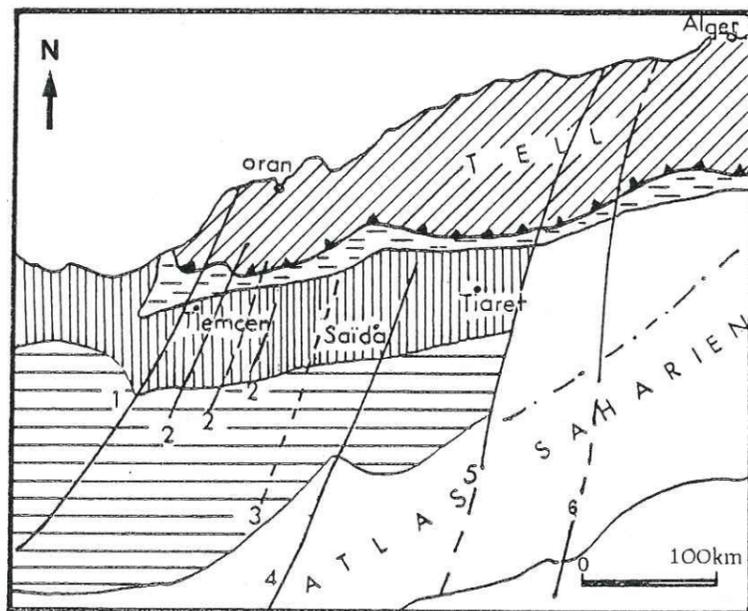


Fig. 5 - Grands traits de la structure de l'Afrique du NW (Berbérie) d'après S. ELMI (1971)

1= transversale de la Tafna, 2= principaux décrochements des Monts de Tlemcen, 3= transversale d'Aïn Tellout, 4= transversale d'Aïn Sefra - Saïda, 5= transversale El - Bayadh - Tiaret, 6= transversale de Teniet-el-Haad.

- *Les Monts de Tlemcen* sont eux mêmes traversés par plusieurs accidents (fig. 5, n°2) de ce style dont l'un des principaux est celui de l'Oued Chouly (S. ELMI, 1970; M. BENEST, 1973). Leur limite orientale avec les Monts de Daïa, essentiellement constitués à l'affleurement par des formations du Jurassique terminal et du Crétacé, est soulignée par *la transversale d'Aïn Tellout* (fig. 5, n°3) (L. GENTIL, 1903; S. ELMI, 1970);

- l'autre dextre, en moyenne E-W (N 50-110), est souvent impliqué dans le rejeu des failles les plus récentes (plio-quaternaires).

L'intensité des cisaillements et des plissements est maximale le long des accidents subméridiens et de leurs relais N 140, et également dans les fossés d'effondrement (N 55 et N 140) qui ont subi un resserrement important (fossé de Sebdu). Il apparaît que les extrusions gypsifères à faciès Keuper se placent dans des zones de conjonctions des failles transversales (subméridiennes) à jeu sénestre et de fractures directionnelles (SW-NE), à rejeu dextre récent.

Les Monts de Tlemcen et de Daïa qui présentent localement un double déversement (segment de chaîne intracratonique) résultent d'un serrage entre le môle rigide des Hautes plaines oranaises (au Sud) et le horst à matériaux paléozoïques de Ghar Roubane (au Nord-Ouest).

Cinq phases tectoniques principales sont envisagées de l'Eocrétacé s.l. jusqu'à une période récente. On constate que le fonctionnement des failles inverses (N 20 et N 60) s'est poursuivi jusque dans le Quaternaire.

Le mécanisme mis en jeu fait généralement intervenir deux directions moyennes et majeures de raccourcissement. Certaines données microtectoniques tendent à prouver que la direction N-S à NW-SE, précède souvent la direction E-W à NE-SW (M. BENEST, 1982).

La région étudiée fait partie des Monts de Saïda qui constituent une région montagneuse d'altitude moyenne, intermédiaire entre celle de l'Atlas tellien au Nord et celle des Hauts plateaux oranais au Sud (fig. 6). G. LUCAS (1952) désigne cette bande intermédiaire sous le nom de "bordure Nord des Hautes plaines oranaises" expression qui a souvent conduit à l'intégrer au domaine méridional.

Nous suivons G.B.M. FLAMAND (1911, p. 373) qui distingue un "Haut pays oranais", expression heureuse pour cette bande montagneuse orientée WSW-ENE.

LES MONTS DE SAÏDA ont souvent été considérés comme présentant des couches tabulaires. En fait, ils sont fracturés (fig. 9), parfois plissés, pouvant même présenter des structures chevauchantes (D. AUCLAIR et J. BIEHLER, 1967; M. BENEST, 1971 - 1973). Les structures les plus évidentes sont orientées N 60, mais elles sont décalées ou déviées par des décrochements N 10 - N 20 parallèles aux "transversales" définies par L. GLANGEAUD (1951) et réétudiées depuis par P. GUARDIA (1970, 1975) et S. ELMI (1970, 1973, 1978).

- la transversale Aïn Sefra-Saïda (fig. 5, n°4) (accident de Saïda-Aïn Toricha = Hammam Rabbi (ex. Eaux chaudes) marque la limite entre les Monts de Saïda et les Monts de Daïa;

- la transversale El Bayadh-Tiaret (fig. 5, n°5) (à l'Est des Monts de Saïda-Frenda) marque la frontière orientale du domaine considéré (bordure des Hautes plaines de G. LUCAS, 1952); plus à l'Est, viennent les Hautes plaines du Sersou où le Secondaire n'affleure que localement à la faveur de remontées anticlinales et où les faciès possèdent un net cachet atlasique.

II.1- CARTE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE DE L'ORANIE ET DU MAROC ORIENTAL

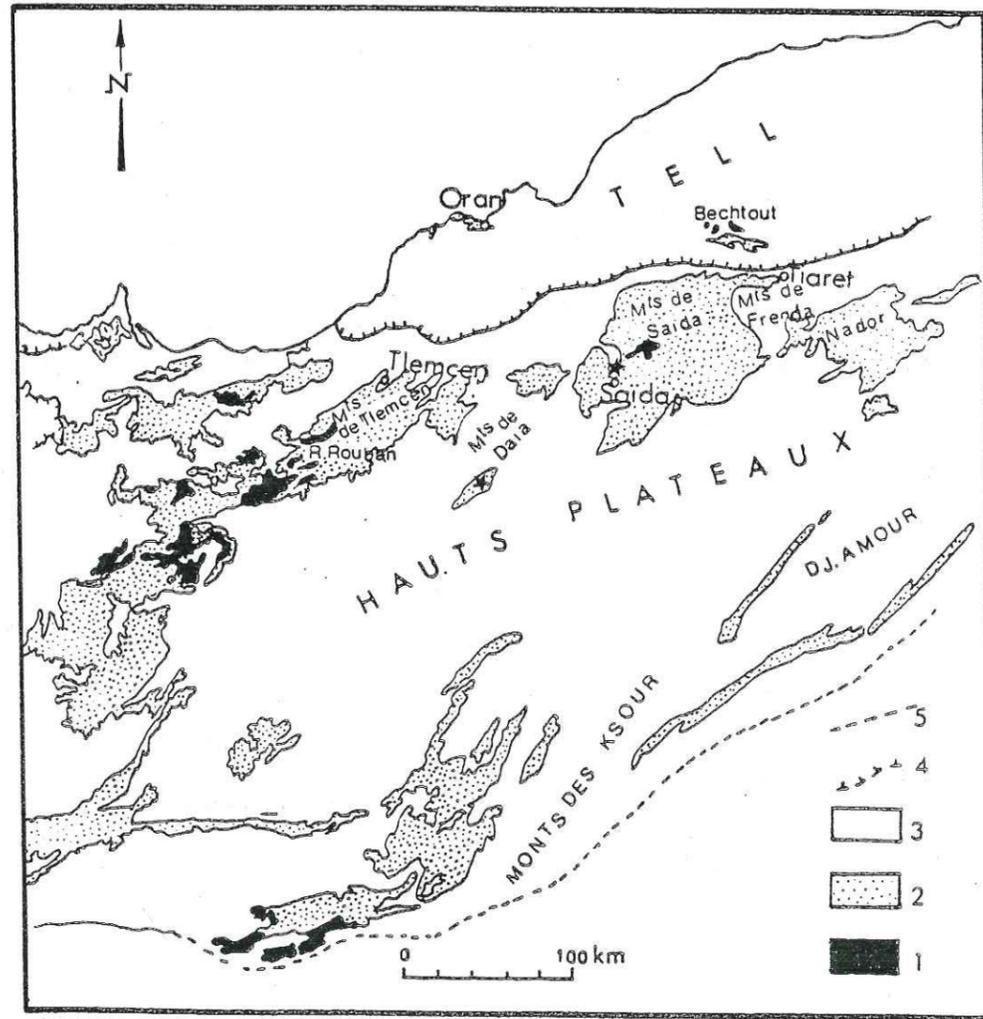


Fig. 6 : Carte géologique simplifiée de l'Oranie et du Maroc oriental: 1:terrains primaires; 2: terrains jurassiques;3:terrains postjurassiques;4:front des nappes telliennes;5:flexure sud-atlasique
★:secteurs d'étude.

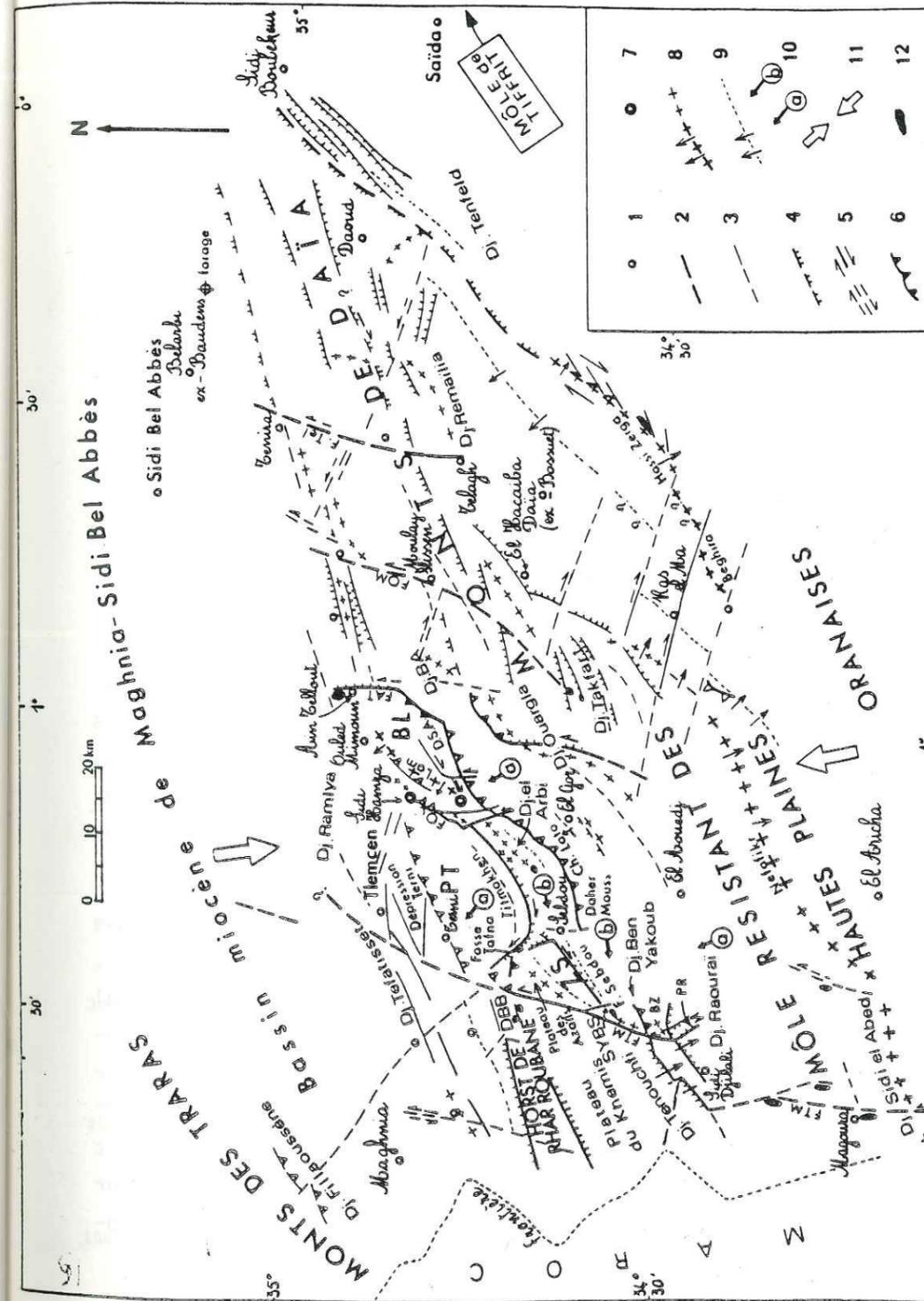


Fig. 7 - SCHEMA STRUCTURAL DES MONTES DE TLEMEN ET DE DAÏA (d'après M. BENESE, 1982)

Légende:1:localité;2:faille majeure;3:faille mineure;4:faille normale ayant joué verticalement;5:le sens de décrochement (le dernier en général);6:faille inverse ou chevauchante;la pointe du triangle indique le compartiment chevauchant;7:klippe;8:anticlinal;les flèches indiquent la vergence;9:synclinal; les flèches indiquent la vergence;10:sens des principaux chevauchements ou déplacements -premier temps (a) et deuxième temps (b); 11:direction moyenne de compression de raccourcissement;12:extrusion gypsifère à faciès Keuper-BL;bloc sigmoïde des Ouled Mimoun;BZ:Dj.-Bou Zattat-Ch.Lato: faille chevauchante de Lato-DBB;dépression des Beni-Bahdel-DSA;dépression de Sidi Abdellah-Djébel Bel Alatine-FAT;décrochement d'Ain Tallout-FOC;transversale de l'Oued Chouly-FOM;transversale de l'Oued Mekerra-F.Sebdou-F.Tel;transversale de Telagh-FIM;transversale Tafna-Magoura-PR;panneau coulissé du Dj.Raourai-PI;anneau central arqué de Terni-SYBS;Sidi Yahia Ben Sefia-ZS:zone sigmoïde de Sidi Yahia.

III- GEOLOGIE DES MONTS DE SAÏDA

III.1- SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES MONTS DE SAÏDA

En discordance sur le socle plissé et arasé on distingue la série sédimentaire suivante (fig. 8).

1) Le Trias comprend des conglomérats, des argiles, des pélites et des calcaires dolomitiques avec intercalations à des niveaux variables de basaltes et de dolérites.

2) La "Dolomie de Tiffrit" est vraisemblablement d'âge Sinémurien-Carixien (FLAMAND, 1911). Cette dolomie secondaire à silex comporte quelques niveaux de calcaires à structures fenestrées. Leur dépôt s'est donc effectué dans un environnement carbonaté de plate-forme interne.

3) Les "Marno-calcaires du Djebel Keskes", à ammonites et nombreux brachiopodes, sont datés du Domérien-Toarcien par FLAMAND (1911), puis par DUBAR (1932). A Saïda, ce terme est réduit et dolomitique.

4) Les "Calcaires d'Aïn Balloul", pélagiques sont localement dolomitiques (Tiffrit, Saïda); pelmicritiques à filaments, à spicules et parfois à radiolaires. Par endroits s'intercalent des niveaux à *Cancellophycus*, ainsi que des silex. A Saïda, ils prennent le faciès dit "Dolomies de Saïda" où la dolomitisation irrégulière est due à une diagenèse tardive en liaison avec la tectonique.

Les "Dolomies de Saïda" ont été attribuées au Bathonien, sans preuve paléontologique directe (CLAIR et FLANDRIN, 1949). A L'Aïn-Balloul, FLAMAND avait déjà reconnu dans des calcaires marneux des faunes mal conservées du Bajocien moyen: "Coeloceras sp.; Harpoceras sp.; Stepheoceras peut être voisin de Steph. humphriesi ? auct.". Dans le même secteur LUCAS reconnaissait "peut être des Witchellia du Bajocien inférieur". Par contre, près du Bled Maouet (Djebel Ben Kmer), cet auteur trouvait une abondante faune qui établissait l'existence de l'Aalénien supérieur et des niveaux de passage du Bajocien dans des "quartzolites à radiolarites" (Ludwigella, Depaoceras, Reynessela, Haplopleuroceras).

De nouvelles récoltes faites près d'Aïn Balloul et dans le secteur du Djebel Ben Kmer apportent des précisions sur l'âge des "calcaires d'Aïn Balloul". Près de l'Oued Guercif, au Sud d'Aïn Balloul: Teloceras sp., Normannites cf. Orbigny indiquent le sommet du Bajocien moyen (zone à *Humphriesianum*, sous-zone à *Blagdeni*). Un autre niveau a fourni: Witchellia cf. romanoïdes, w. gr. Laeviuscula. Pelekodites zurcheri du Bajocien inférieur élevé (zone à *Sowerbyi*, sous-zone à *Laeviuscula*).

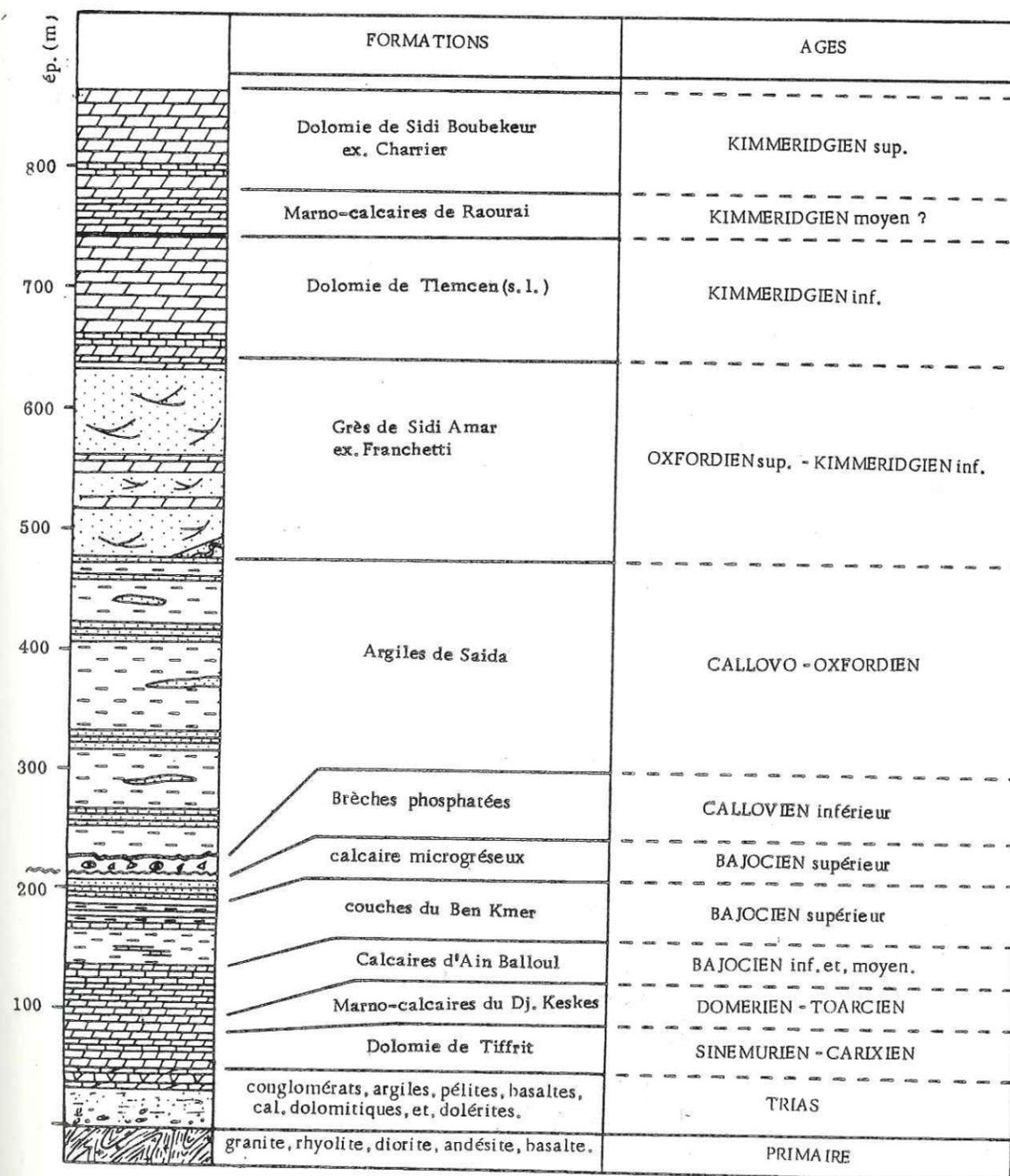


Fig. 8 COUPE SYNTHETIQUE DES MONTS DE SAÏDA

5) Les "Couches du Ben Kmer" (S. ELMI, 1972, p.28) comprennent les argiles calcaires bleutées surmontées d'une alternance de bancs de calcaires argileux à débit en "rognons" et de marnes datées à leur sommet du Bajocien supérieur.

6) Les "Calcaires microgréseux". Très localement au-dessus de la formation précédente existent quelques bancs grésopélitiques à patine ocre. Ils y représentent vraisemblablement l'équivalent réduit des calcaires microgréseux du Bathonien des Monts de Tlemcen.

Mais ici, aucune faune n'a permis leur datation. En certains endroits les termes élevés de la série peuvent manquer, érodés à la suite de la "surrection" (G. LUCAS, 1952) de cette zone, ou ravinés par une discordance angulaire existant au Ben Kmer signalée par S. ELMI (1971) et par C. MANGOLD et A. TOUAHRIA (1975). La coupe I de G. LUCAS (1952, p.88) dans laquelle il parle de faune bathonienne dans les calcaires microgréseux en continuité avec les niveaux bajociens, n'a livré que des ammonites bajociennes dans des faciès marno-calcaires.

7) Les "Brèches phosphatées et ferrugineuses à Ammonites" (G. LUCAS, 1952), d'âge Callovien inférieur, contiennent des structures stromatolithiques en ovoïdes de grandes dimensions.

8) Les "Argiles de Saïda" se présentent sous forme d'une alternance de bancs gréseux et d'assises marno-argileuses d'abord vertes puis versicolores. Cette formation est constituée comme Callovo-Oxfordienne depuis les travaux de A. POMEL et J. POUYANNE (1889, 1890) ("Groupe Oxfordien" de A. POMEL, 1899). Cette datation a été établie à la suite de listes de faunes récoltées par A. POMEL dans des gisements non précisés de Saïda, par J. WELSCH au Djebel Irnem, à la base du Djebel Tizigdel et au moulin Flinois (actuel Rebahia). La détermination de ces fossiles a donné une faune callovienne dominante avec quelques exemplaires d'espèces qui seraient communes aux deux étages, Callovien et Oxfordien.

Dans les Monts de Ghar Roubane, cette formation des "Argiles de Saïda" fut appelée "Marnes du Slib" par J. POUYANNE (1877), et A. POMEL (1888); l'appellation originelle fut refusée par L. GENTIL (1910), G.B.M. FLAMAND (1911) et surtout par G. LUCAS (1942, 1952). A la suite de ces auteurs, on utilisa la dénomination chronostratigraphique de "Callovo-Oxfordien".

Une nomenclature lithostratigraphique fut à nouveau introduite lors d'études pétrolières (M. ATGER et J. VERDIER, 1965, D. AUCLAIR et J. BIEHLER, 1967); cette formation fut appelée "Argiles de Saïda" et définie dans le secteur de Sidi Kadda (ex. CACHEROU) au S.E. de MASCARA. Bien que ce terme n'ait pas la priorité, il a été ensuite largement employé en Oranie (M. BENEST et S. ELMI, 1969; S. ELMI, 1971; J. DELFAUD, 1973; C. MANGOLD, S. ELMI et M. BENEST, 1974; C. MANGOLD et A. TOUAHRIA, 1975; S. ELMI et M. BENEST, 1978 entre autres).

La formation des "Argiles de Saïda" montre une large extension d'Ouest en Est dans les Hautes plaines oranaises ou domaine tlemcénien depuis le plateau de Terni-Mazgout (Maroc oriental au Nord de Guercif), jusqu'à la région de Frenda. Plus à l'Est dans le domaine du Djebel Nador de Tiaret, elles pourraient être corréllées avec les "Grès du Nador" et la partie inférieure des "Argiles de Faïdja"; leur épaisseur va en diminuant dans cette direction et traduit ainsi l'amorce d'un haut fond.

Des recherches récentes (C.MANGOLD, M. BENEST et S. ELMI, 1974) ont montré que la base des "Argiles de Saïda" n'est pas synchrone dans tout le domaine des Hautes plaines. Le début de leur sédimentation est généralement plus ancien à l'Ouest qu'à l'Est. Dans les Monts de Ghar Roubane (S. ELMI et M. BENEST, 1978), il se place dans le Callovien inférieur; par contre, dans la région de Saïda, la sédimentation argilo-gréseuse ne commence qu'à partir du Callovien moyen. Ces précisions récentes sont conformes aux conclusions de G. LUCAS (1952) qui considérait que le môle de Tiffrit a résisté plus longtemps à l'enfoncement que son homologue occidental de Ghar Roubane.

9) Les "Grès de Sidi Amar" (ex. FRANCHETTI). C'est encore à A. POMEL et J. POUYANNE que l'on doit la délimitation de cette formation définie pour la première fois dans les environs de Tlemcen et ensuite dans la région de Sidi Amar (à 25 km au Nord de Saïda).

Cet ensemble montre des niveaux gréseux friables souvent lenticulaires, à litages obliques avec quelques intercalations d'argiles vertes et rouges; on les trouve dans le domaine des Hautes plaines oranaises ou domaine tlemcénien où les auteurs leur ont affecté des noms variés: "Grès lusitaniens" (G. LUCAS, 1942, 1952); "série gréseuse" du Terni-Mazgout (Y. ENNAFIDI, 1971); "Grès de FRANCHETTI" (M. AUGIER, 1967); "Grès de Sidi Amar" (J. PERRIAUX et T. OUARDAS, 1983).

Cet ensemble est caractérisé par des bancs massifs de grès à structures entrecroisées (due au phénomène de chenalisation) intercalés d'argiles versicolores de puissance très variable; son épaisseur dépasse 300 m dans les Monts de Saïda. Dans la partie sommitale, les grès de "Sidi Amar" contiennent des passées calcaires néritiques bien décrites par G. LUCAS (1942) dans les Monts de Ghar Roubane. D. AUCLAIR et J. BIEHLER (1967, p.10) les signalent aussi au col de Zarifet près de Tlemcen, ils notent la présence d'oolithes associées à des gastéropodes, des échinodermes, des lamellibranches, des polypiers, des algues et des foraminifères.

La limite supérieure de cet ensemble se place sous les premiers bancs carbonatés des "Calcaires de Zarifet", quand ils sont individualisés, ou des "Dolomies de Tlemcen" (cas le plus fréquent dans les Monts de Saïda).

L'âge de la formation ne peut être précisé dans la région de Saïda où elle débute au-dessus de niveaux fossilifères de l'Oxfordien inférieur. Par contre, à l'Ouest des Monts de Saïda, F. DOUMERGUE (1910) attribue à l'ensemble des grès un âge séquanien. G. LUCAS (1952) et J. CHAUMEAU (1956) les datent du Lusitanien, grâce à leur faune de Polypiers, Lamelli-branches, Brachiopodes et Echinides recueillie dans les calcaires et les dolomies, mais il s'agit d'une faune de faciès ayant vécu aussi bien au Lusitanien qu'au Kimmeridgien.

La limite stratigraphique supérieure n'est pas précisée puisque le sommet de la formation ne peut être distingué du Kimmeridgien. A ce Lusitanien de l'échelle stratigraphique de HAUG, correspond l'Oxfordien supérieur et une partie du Kimmeridgien inférieur de ARKELL, ce qui est confirmé par l'extension stratigraphique de Pseudocyclamina jaccardi: Oxfordien supérieur - Kimmeridgien inférieur.

10) Les "Dolomies de Tlemcen" (F. DOUMERGUE, 1910) forment un ensemble dolomitique massif, calcaire à la base, épais de 150 m environ dans la région de Saïda. On peut parfois individualiser un ensemble basal ou "calcaire de Zarifet", (M. BENEST, 1972) ou "Calcaires bleus à géodes", (F. DOUMERGUE, 1910) et une assise terminale ou "calcaire de Stah" (M. BENEST, 1972). DOUMERGUE (1910) date ces dolomies du Kimmeridgien inférieur.

11) Les "Marno-calcaires de Raouraï" épais de 5 à 80 m dans la région de Saïda, sont représentés par 1 m de marnes et 5 m de dolomies argileuses vertes à roses. La faune trouvée par DOUMERGUE (1910) indique un âge Kimmeridgien moyen.

12) Les Dolomies de Sidi Boubekeur (ex: CHARRIER) forment un ensemble dolomitique, massif généralement calcaire à la base et puissant de 80 mètres environ dans la région de Saïda. Ces dolomies sont attribuées au Kimmeridgien supérieur par DOUMERGUE (1910).

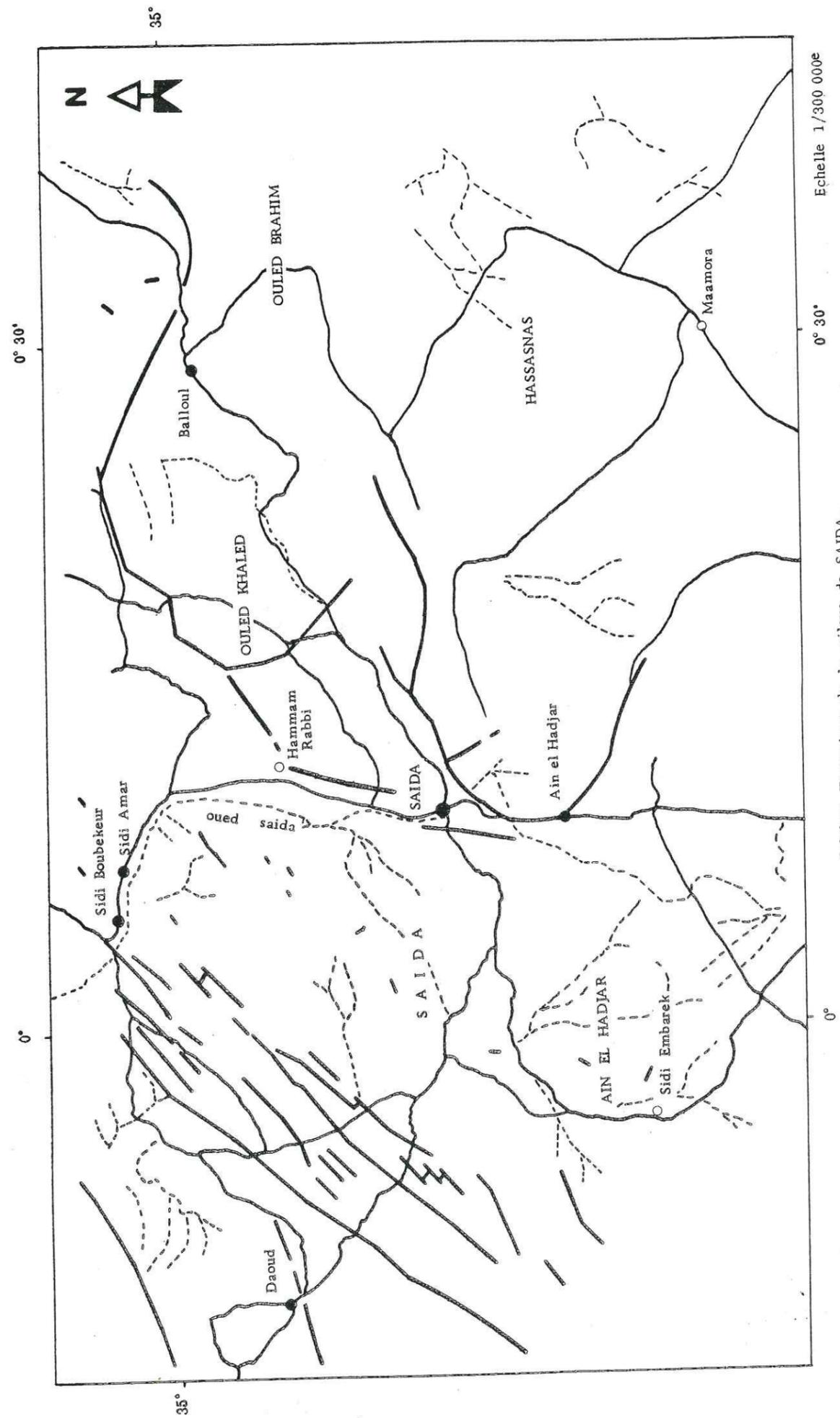


Schéma Tectonique de la wilaya de SAIDA.

Fig. 9

Echelle 1/300 000e

(d'après étude SA TEC modifié)

DEUXIEME PARTIE

DESCRIPTION GEOLOGIQUE DES REGIONS ETUDIEES

CHAPITRE PREMIER

DESCRIPTION GEOLOGIQUE DE LA REGION DE SAIDA

I- SITUATION GEOGRAPHIQUE DES COUPES

II- CADRE STRATIGRAPHIQUE

III- DESCRIPTION DE LA FORMATION DES GRES DE SIDI AMAR DANS
LA REGION DE SAIDA

LEGENDE GENERALE DES COUPES ET DES TABLEAUX

- Stratification

- 1- Joints de stratification (limite d'une strate) : plan
ondulé
courbe
- 2- Strate : tabulaire
lenticulaire
biseautée

- Induration

- 1 - les grains s'isolent à sec
- 2 - les grains se détachent à l'ongle
- 3 - les grains se détachent au couteau
- 4 - les grains adhèrent

- Couleur

- blanc
- beige
- rose
- rouge
- vert clair
- marron
- + brun

- Usure des grains

- 1 - anguleux
- 2 - subanguleux, subarrondis
- 3 - arrondis

- Classement (So)

- 1 - bon
- 2 - moyen
- 3 - mauvais

- Figures et structures sédimentaire

- a- lamination (litage): horizontale
- oblique plane
- incurvée
- ondulée
- lenticulaire

- b- structures directionnelles: current ripples 
- climbing 
- cross bedding 
- chenal d'érosion 
- rides d'oscillation 
- Flaser bedding 
- sole casts: flute 
- frondescant 
- rill 
- crescent 
- groove 
- prod 
- bounce 
- brush 
- c- structures dues à la gravité: slumping 
- micro-faille 
- load cast 
- graded bedding 

- structures en flammes 
- convolute lamination 

- d- structures dues à l'activité biologique: terriers de fousseur    
- stromatolithes (algues) 
- bioturbation 
- racines 
- lithophages 
- coquilles isolées: biocoenose 
- thanatocoenose 

- e- structures diverses: mud cracks 
- birdseyes 
- cupules de dessication 
- hard ground 
- slump balls et nodules 
- gouttes de pluies 

- Faune

- 1- Gastéropodes
- 2- Lamellibranches
- 3- Oursins
- 4- Polypiers
- 5- Ammonites
- 6- Brachiopodes
- 7- Oolithes et/ou gravelles
- 8- Terriers de fousseurs, lithophages

- Etude des galets

a- orientation moyenne

galets allongés

b- inclinaison moyenne



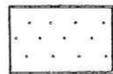
galets aplatis



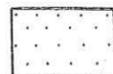
- Lithofaciès



1- conglomérats bréchiques



2- grès moyen



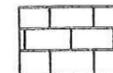
3- grès fin



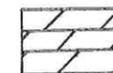
4- silt



5- argiles



6- calcaire



7- dolomie

Fig. Légende générale des coupes et des tableaux

CHAPITRE PREMIER

DESCRIPTION GEOLOGIQUE DE LA REGION DE SAIDA

I- SITUATION GEOGRAPHIQUE DES COUPES (FIG. 10)

Trois coupes ont été levées dans la région de Saïda, au Djébel Yélouz (25 km au Nord de la ville de Saïda) qui montre le sommet des grès de Sidi Amar (ex. Franchetti) sur 120 m, au Djebel Nadjaa (ancienne carrière aux environs du village Sidi Amar) et au Djebel Tizigdelt (6 km au Nord de Rebahia, ex. Nazereg-Flinois) qui montre la base sur 75 m environ.

D'autre part des observations ponctuelles ont été effectuées aux Djebels Fern Djemel, Bou Atrous, Sidi Embarek, Djorf El Ahmar et à Sainte-Madeleine.

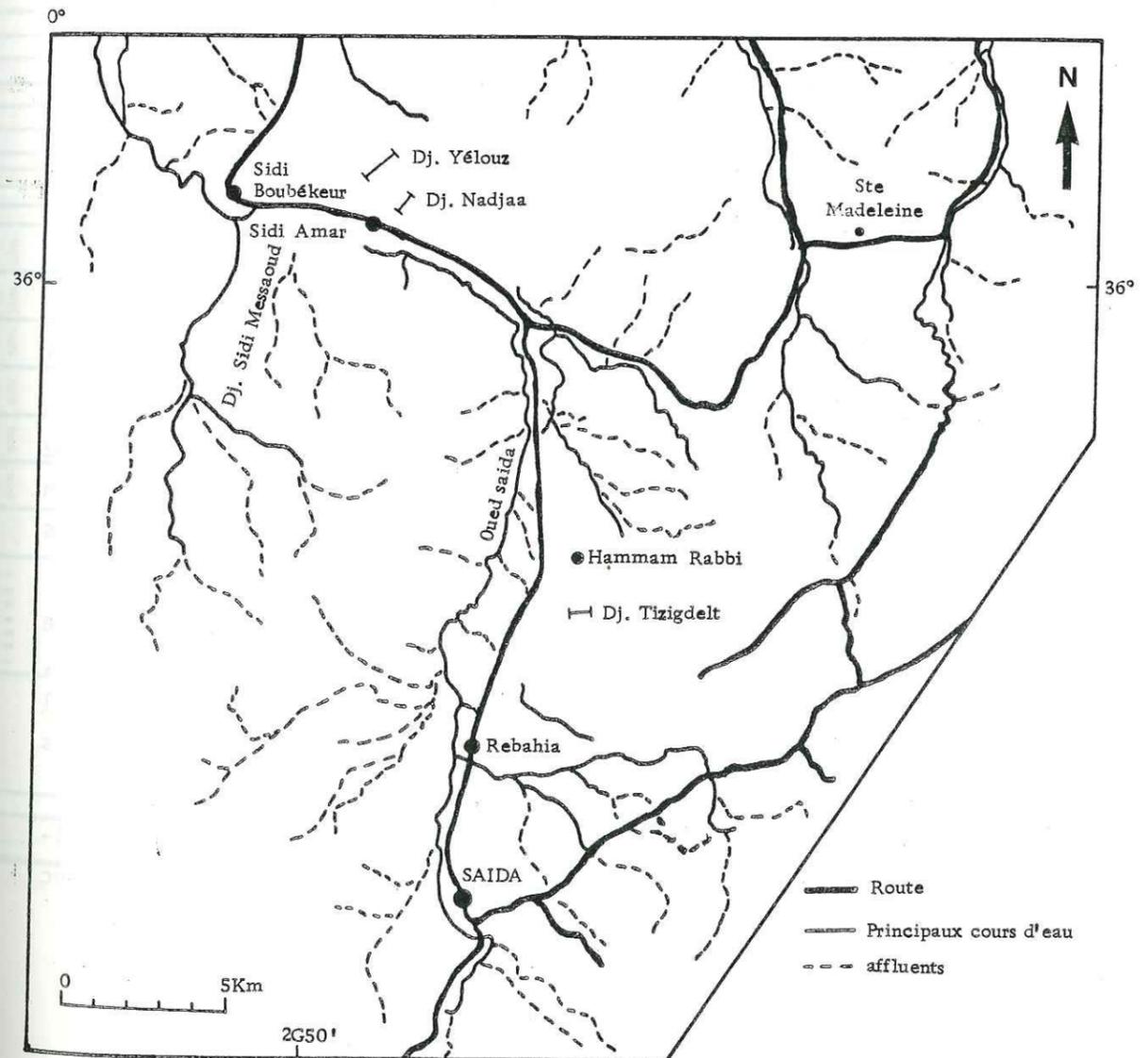


Fig. 10 -SITUATION DES COUPES DANS LA REGION DE SAIDA.

II- CADRE STRATIGRAPHIQUE

F. DOUMERGUE donne à l'ensemble des "Grès de Sidi Amar" un âge séquanien. G. LUCAS et J. CHAUMEAU (1956) les attribuent au Lusitanien, grâce à la faune de polypiers, lamellibranches, brachiopodes et échinides, recueillie dans les calcaires et les dolomies intercalaires. Il s'agit d'une faune de faciès, ayant vécu aussi bien au Lusitanien qu'au Kimméridgien. La limite stratigraphique supérieure n'est pas précisée, puisque le sommet de la formation ne peut être distingué du Kimméridgien.

A ce Lusitanien de l'échelle stratigraphique de HAUG, correspond l'Oxfordien supérieur et une partie du Kimméridgien inférieur de ARKELL, ce qui est confirmé par l'extension stratigraphique de *Pseudocyclamina jaccardi* (Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur).

III- DESCRIPTION DE LA FORMATION DES "GRES DE SIDI AMAR" DANS LA REGION DE SAIDA (Pl. 1, 2, 3)

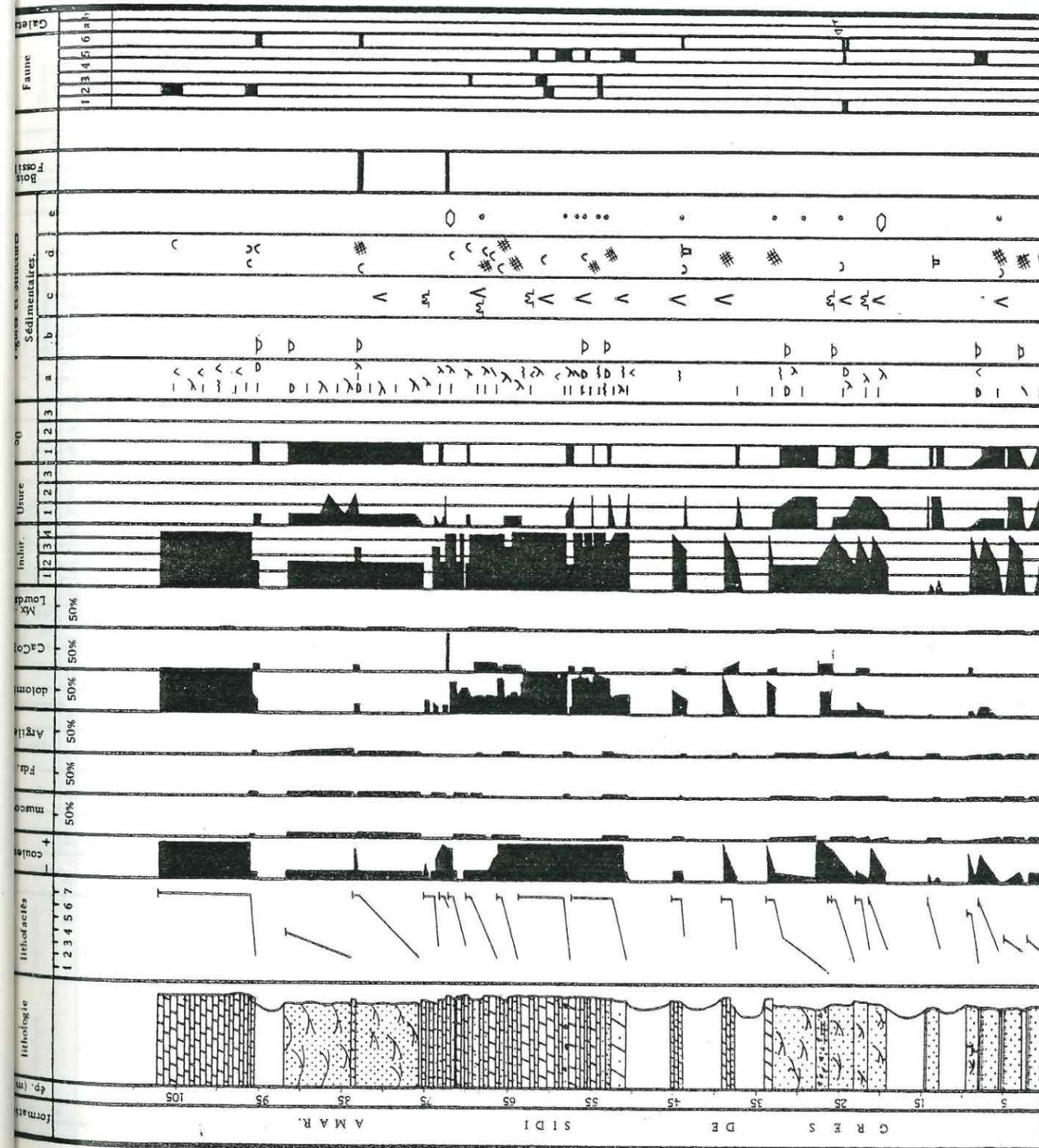
En général, cette formation affleure bien au Nord de Sidi Amar (ex: Franchetti), au Nord de Balloul, à l'Ouest de Saïda et d'Aïn el Hadjar (fig. 11).

La base n'a pu être observée qu'au Djebel Tizigdelt où le passage des "Argiles de Saïda" au grès de "Sidi Amar" est marqué par des Slumps, et à la ferme de Sainte-Madeleine où l'on a 15 m environ de grès de Sidi Amar qui reposent sur les argiles de Saïda.

Par contre, le toit de la formation est connu dans le Djebel Yélouz et aussi à l'Est de ce dernier, où le contact avec les Dolomies de Tlemcen se fait par l'apparition progressive de bancs dolomitiques plus ou moins gréseux.

Dans notre région, la formation des Grès de Sidi Amar est monotone et gréseuse, avec quelques niveaux dolomitiques plus rarement calcaires, et des passées argileuses souvent couvertes d'éboulis, sauf au Djebel Nadjaa où deux niveaux argileux ont été exploités il y a quelques années pour la fabrication des tuiles.

Au Djebel Yélouz, quatre importants niveaux carbonatés, essentiellement dolomitiques, nous ont servi à faire un essai de corrélation avec



CARACTERISTIQUES DE LA COUPE DU DJEBEL YÉLOUZ.

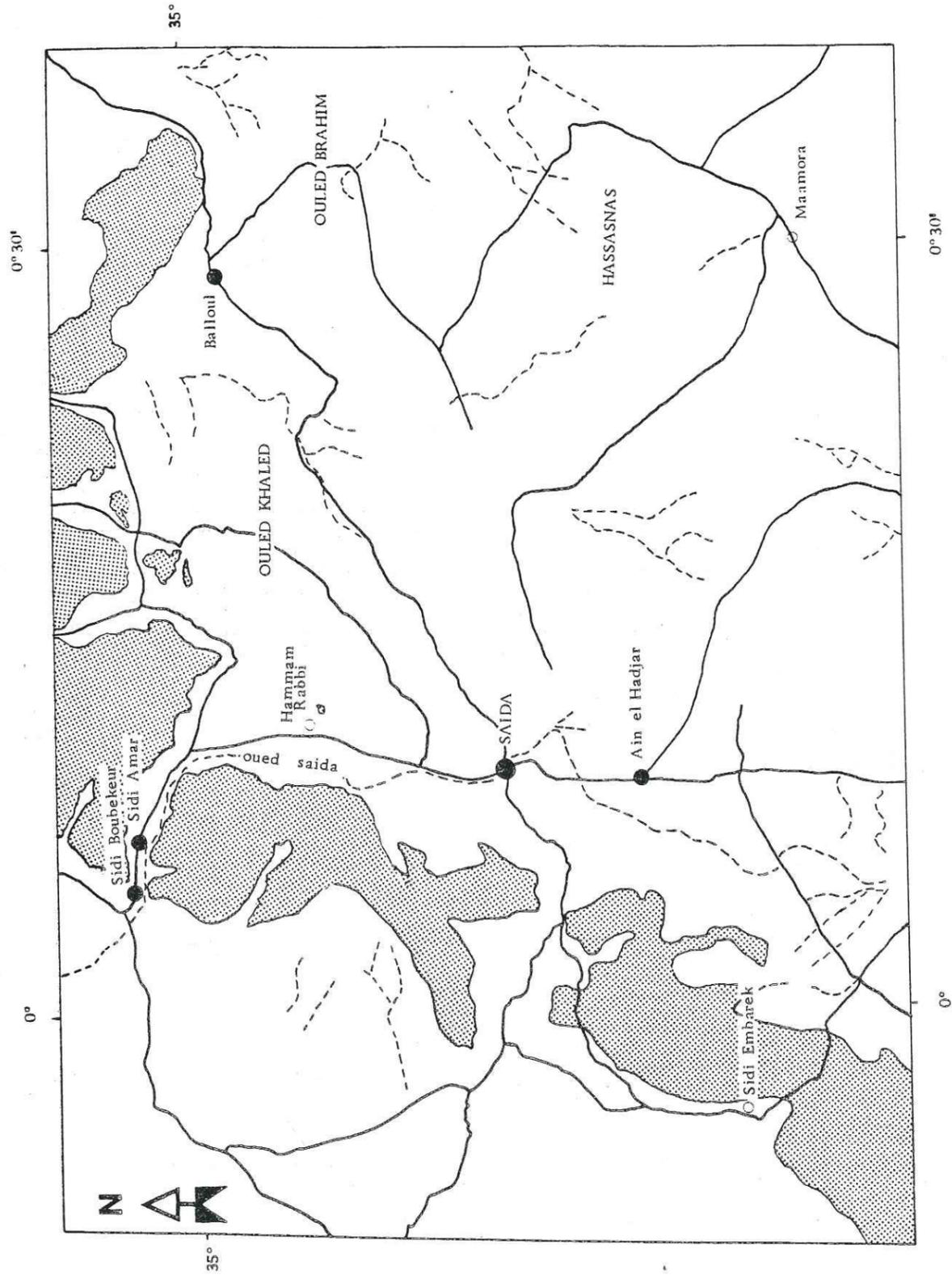
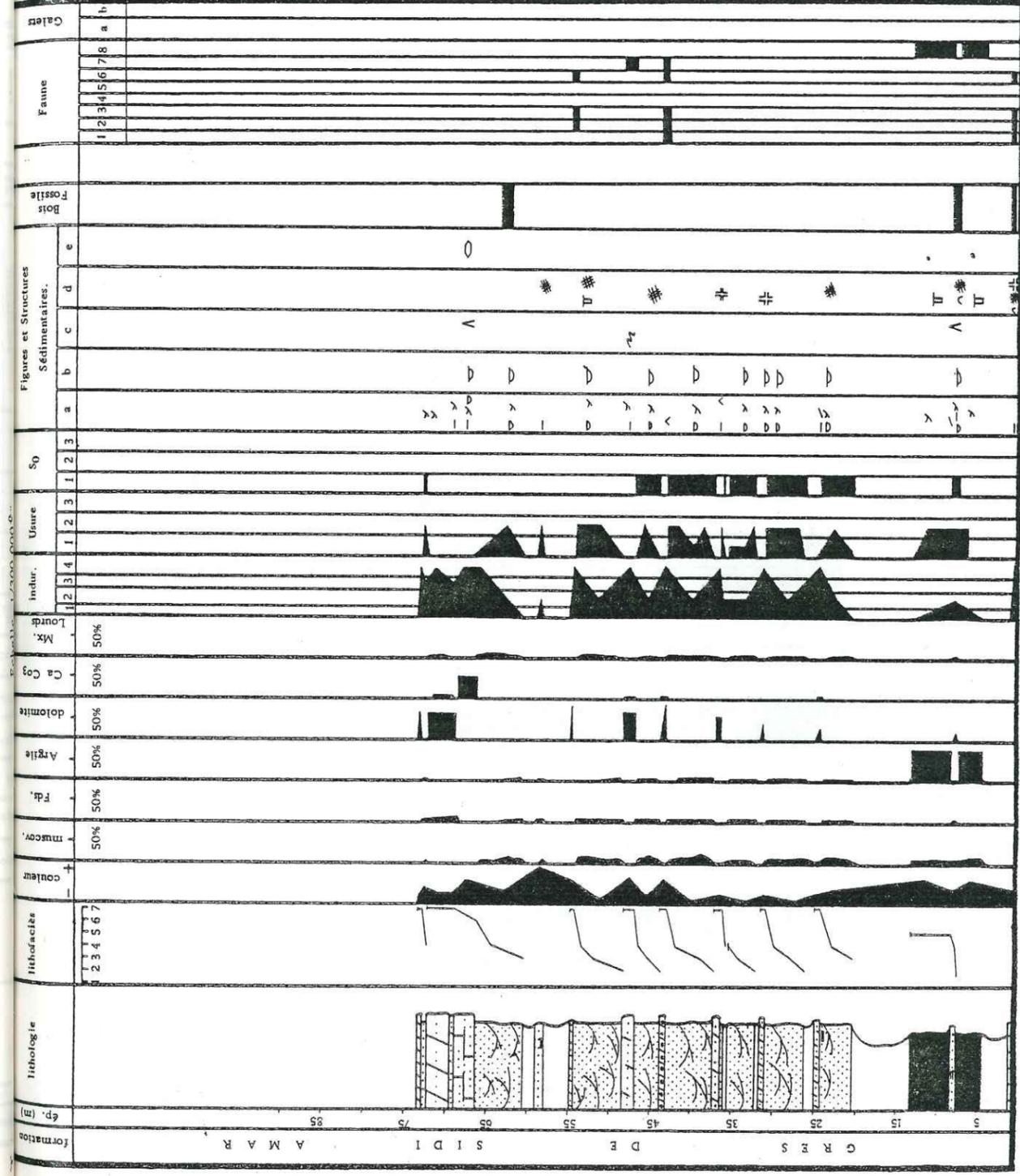


Fig. 11 Répartitions des Grés de SIDI AMAR dans les Monts de SAÏDA.



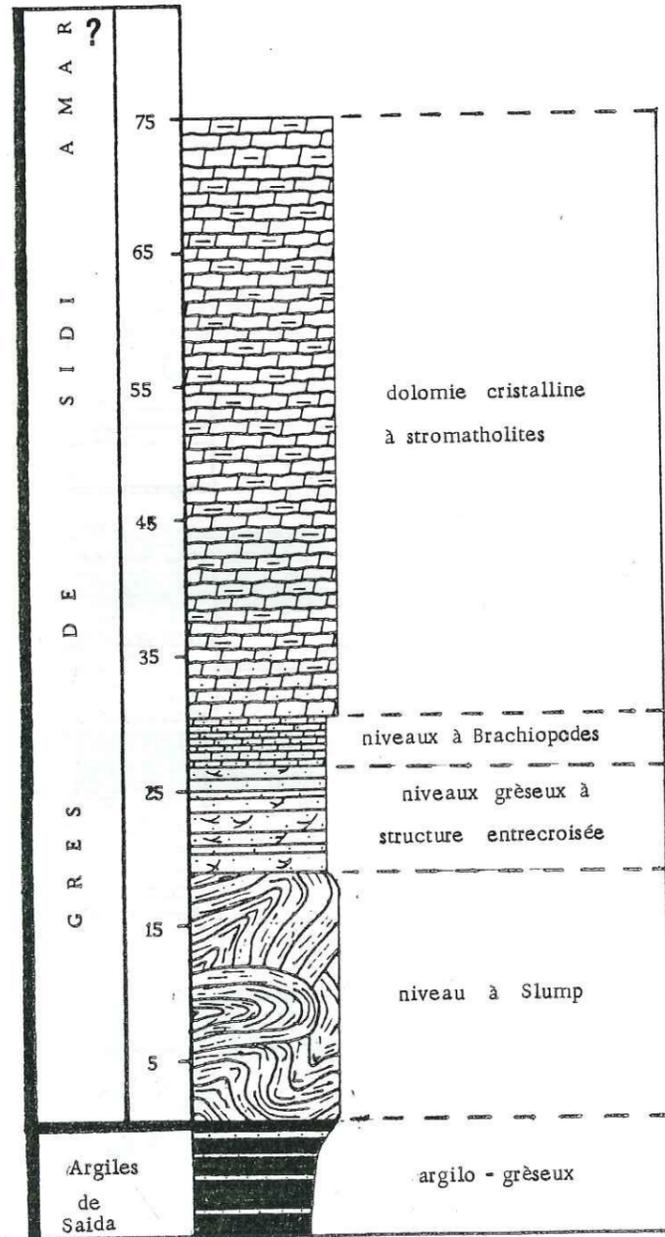


Fig.13 -Caractères lithologiques de la coupe du Dj. Tizigdel.

la région de Hassi Zerga des Beni Méthar. Ces niveaux sont les seuls de notre formation à être fossilifères: polypiers silicifiés, lamelli-branches (Corbis ou Finbris), crinoïdes, entroques, radioles d'échinides, brachiopodes écrasés par compaction (Djebel Tizigdel), serpules, pectinidés, terriers de crustacés; plusieurs petits bancs sont bourrés d'oolithes et de gravelles.

Ces dolomies forment des falaises bien distinctes de la masse gréseuse; elles sont bien cristallisées, pourvues de laminations, de fentes de dessiccations, et de tapis alguaires, surtout au Djebel Tizigdel. Cette dolomie est souvent gréseuse, renfermant parfois des galets mous d'argiles vertes ou brunes, et les quartz sont parfois granoclassés; il pourrait s'agir d'un grès dont la matrice a été recristallisée en dolomie.

A la partie inférieure du Djebel Yelouz apparaît une brèche carbonatée formée de galets aplatis, et anguleux, de nature essentiellement dolomitique, mais parfois gréseuse ou calcaire.

Aux sommets du Djebel Yelouz et du Djebel Nadjaa deux bancs de calcaire à grains de quartz, partiellement dolomitisés, renferment des bioclastes recristallisés en calcite ou en dolomite.

La masse gréseuse est monotone, constituée de bancs gréseux massifs, à structure entrecroisée très marquée et de différentes échelles, depuis la stratification entrecroisée jusqu'au grand chenal hectométrique garni de litages obliques et horizontaux.

On note la présence de différentes structures telles que: rides de courant (ripple marks, flasers, groove-casts, figures en cuiller (Pl. 12, photo B); load cast, slumps (surtout Dj. Tizigdel), mud cracks, pseudomorphoses de sel, bioturbations, terriers, graded bedding et mini cuvettes, boules silicifiées (Pl. 12, photo A), bois silicifiés.

Ces grès sont blanchâtres ou beige clair; au sommet des Djebels Nadjaa et Fern el Djemel, ils sont franchement rouges et marqués par une action d'hydrolyse. Les grès sont tendres, friables au doigt, ils sont exclusivement sableux, à grains de quartz anguleux, à matrice argileuse ou argilo-dolomitique (rarement calcaire), renfermant parfois des débris de bois fossiles silicifiés et des boules silicifiées, très dures, sans doute liées à la présence et à l'action d'organismes dans le sédiment

originel (bioturbation), puis transport par un courant et silicification au sein de la nappe phréatique locale.

Ces nodules correspondent parfois à des "poupées" dures dans les grès sableux. Au sommet de la formation, la base de bancs de grès présentent des pseudomorphoses de sel, les cristaux de ce dernier sont remplacés par des silts (voir Pl. 13, photo A).

CHAPITRE DEUXIEME

DESCRIPTION GEOLOGIQUE DE LA REGION DE HASSI ZERGA

DES BENI METHAR

I- SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

II- SYNTHESE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE HASSI ZERGA DES BENI METHAR

III- DESCRIPTION DE LA FORMATION DES GRES DE SIDI AMAR DANS LA REGION DE HASSI ZERGA

III.1- INTRODUCTION

IV- APERCU TECTONIQUE DE L'ANTICLINAL DE HASSI ZERGA DES BENI METHAR

CHAPITRE DEUXIEME

DESCRIPTION GEOLOGIQUE DE LA REGION DE

HASSI ZERGA DES BENI METHAR

I- SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE (FIG. 14 ET 6)

L'anticlinal de Hassi Zerga des Beni Méthar est situé à 70 km environ à l'WSW de Saïda, à cheval sur les Hautes plaines oranaises et les Monts de Daïa. Ces derniers font la transition entre les Hautes plaines et la région du Tell. Ils sont en continuité à l'Est avec les Monts de Saïda, à l'Ouest avec les Monts de Tlemcen. Cette zone est très peu plissée, surtout accidentée par des failles qui provoquent parfois la remontée de horsts (horsts de Ghar Roubane, de Tiffrit).

La région de Hassi Zerga est marquée par un paysage steppique cerné par l'ensemble forestier des Monts de Daïa. Les dolomies supérieures, dures et redressées, ne fournissent sans doute pas l'humidité et le sol nécessaires à la croissance des pins, comme le font les terrains crétacés plus tendres et de pendage plus faible. Très vite les arbres disparaissent et laissent la place à l'alfa. En même temps les reliefs se raréfient, s'atténuent et le paysage devient typiquement celui des Hautes plaines.

II- SYNTHESE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE HASSI ZERGA DES BENI METHAR

On observe deux ensembles bien distincts: le Trias qui a tendance au diapirisme, et la série sédimentaire en place jurassico-crétacée.

A/ TRIAS représenté par des argiles bariolées à gypses, des ophites, des calcaires à lamelibranches et des dolomies bréchiques.

B/SERIE SEDIMENTAIRE JURASSICO-CRETACEE

D'une manière générale, cette série affleure dans l'anticlinal et est formée d'une alternance de grès et de dolomies surmontée par des marno-calcaires attribués au Cénomaniens.

La formation des grès de Sidi Amar (ex. Franchetti) d'âge oxfordien supérieur - kimméridgien inférieur comporte de bas en haut:

- . Les Grès inférieurs, dont la base n'est pas visible, car ce sont les terrains en place les plus anciens qui affleurent dans le coeur de l'anticlinal;
- . Les Dolomies inférieures;
- . Les Grès moyens;
- . Les Dolomies moyennes;
- . Les Dolomies supérieures dites de Tlemcen (s.l.)

Nous avons placé la limite supérieure de l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur 100 mètres au-dessus de la base des dolomies supérieures; c'est-à-dire au niveau du deuxième banc gréseux des dolomies.

A partir de là, commence pour nous le Kimméridgien moyen, qui est représenté par des dolomies bien cristallisées, rarement silicifiées et qui renferment des niveaux calcaires qui ont donné des débris de mollusques, d'échinodermes, de gastéropodes, d'huîtres, de pectens, d'algues et de petits foraminifères.

Au-dessus de cette masse dolomitique reposent des grès continentaux qui marquent le début du Crétacé.

Les grès du Crétacé inférieur continental sont représentés par un faciès assez variable, tendre et qui correspond topographiquement à des vallées. La couleur varie du blanc au rouge franc. Ils peuvent être fins ou relativement grossiers et renferment parfois des dragées de quartz.

Le Crétacé "moyen" est représenté par un ensemble de marnes et de calcaires, qui affleurent mal et d'une manière discontinue. On y rencontre des Huîtres et des moules internes de lamellibranches; R. LAFITTE a reconnu Ostrea africana Coquand. Une partie au moins de cet ensemble est donc cénomanienne.

Le Plio-Quaternaire correspond à un ensemble de conglomérats fait d'éléments les plus divers, recimentés par une croûte calcaire. Le faciès est très variable. Tantôt la surface du sol montre des cailloutis abondants, tantôt la croûte calcaire domine.

Ces conglomérats forment des plateaux sub-horizontaux recouvrant les roches sous-jacentes et empêchent toute observation dans la partie méridionale de la région étudiée, mis à part quelques pointements de Dolomies de Tlemcen et de Crétacé "moyen".

Quaternaire et alluvions. Les oueds ont attaqué et remanié le Plio-Quaternaire et formé, en contrebas de celui-ci des terrasses qui présentent des lits de galets alternant avec des couches limoneuses. Les galets montrent que l'érosion a été par moment très violente.

A cette phase ancienne, qui s'est terminée par une période de remblaiement comme le prouve la construction des terrasses, a succédé une nouvelle phase d'érosion qui se poursuit actuellement. C'est ce qui explique les lits très encaissés et l'alternance de replats et de rapides dans une coupe longitudinale de ces oueds.

III- DESCRIPTION DE LA FORMATION DES "GRES DE SIDI AMAR"

DANS LA REGION DE HASSI ZERGA DES BENI METHAR (PL. 4, 5)

III.1- INTRODUCTION

D'une manière générale, cette formation affleure bien dans cette région, mais la base n'est pas visible; par contre le sommet est, par définition, situé à la base des premiers bancs des dolomies supérieures dites de Tlemcen. L'épaisseur des grès de Sidi Amar diminue du NW au SE; cette diminution est marquée par l'absence totale ou la non visibilité des grès inférieurs et des dolomies inférieures.

En général, la série est formée d'une alternance de grès et de dolomies, qui se présentent de bas en haut de la façon suivante:

1/ Les Grès inférieurs: ce sont des grès tendres, beige clair sauf en quelques lits où le ciment est hématisé. Ils sont assez fins et silteux, bien classés, et on n'y rencontre jamais d'éléments grossiers. Le grain moyen a un diamètre de 0,250 mm environ.

Les grès se désagrègent facilement, en sables qui s'accumulent dans les fonds et constituent avec les alluvions les seules surfaces cultivées de la région. Ils présentent une stratification entrecroisée.

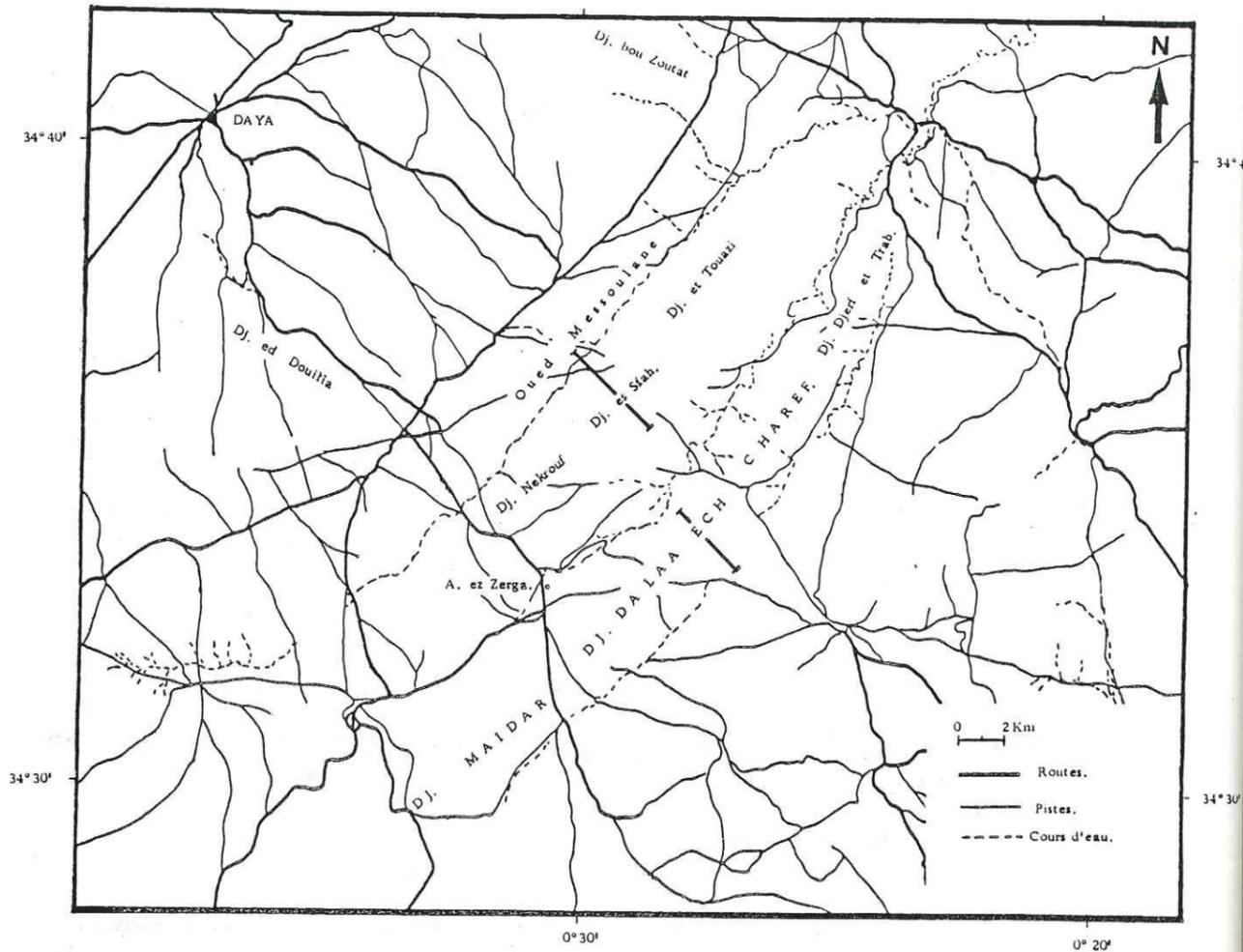


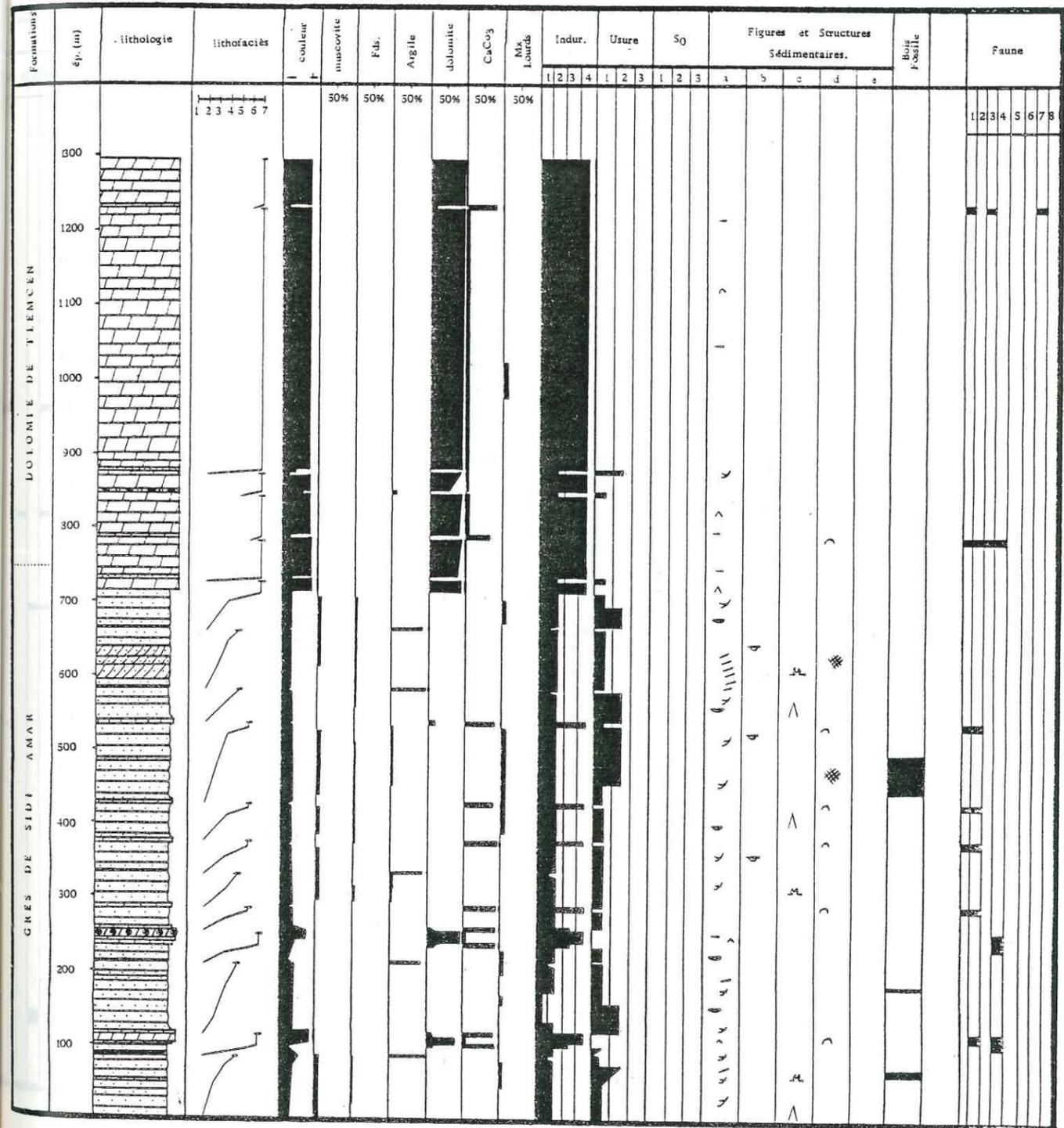
Fig. 14 LOCALISATION DES COUPES DE LA REGION DE HASSI ZERGA DES BENI METHAR.

On y rencontre de minces lentilles d'argiles vertes et brunes, plus ou moins sableuses, des petits bancs de calcaires lumachelliques et détritiques, et parfois, des bois silicifiés trouvés en place ou en éboulis.

Au sommet, l'apparition de petits bancs dolomitiques dans les grès marque le passage progressif aux Dolomies inférieures.

Ces grès inférieurs n'affleurent pas au Djebel Dalaa éch. CHAREF.

2/ Les Dolomies inférieures. Elles sont bien cristallisées, de couleur brun foncé. Une intense silicification (marquée par la présence de quartz fins) augmente leur solidité. On observe des chailles roses, grises, des polypiers silicifiés, de mauvais débris de Cidaridés et de lamellibranches.



CARACTERISTIQUES DE LA COUPE DU DJEBEL es SAH.

D'après J. CHAUMEAU (1956), M. ALLOITEAU a reconnu les polypiers suivants: Cryptocoenia, Actinastraea, Stylosmilia, Thamnasteria, qui indiquent sur l'échelle de HAUG, l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur. Au sommet l'apparition de petits bancs de grès marque le passage des dolomies inférieures aux grès moyens.

Au Djebel Dalaa, éch. CHAREF ces dolomies inférieures n'affleurent pas.

3/ Les Grès moyens sont comme les grès inférieurs, tendres et, très mal consolidés, à ciment argilo-dolomitique, soit totalement sableux. Ils sont bien classés, bien triés, à grains anguleux en général.

Les niveaux argileux qui s'y intercalent, sont azoïques et composés en général, d'argilites, de muscovites et de petits grains d'oxyde de fer.

Les stratifications entrecroisées sont générales, quelques litages obliques sont à signaler. On note aussi la présence de bancs gréseux qui se biseautent et qui s'entrecoupent (chenalisation).

Quelques surfaces de bancs présentent de belles bioturbations, pistes dues probablement à des lamellibranches.

4/ Les Dolomies moyennes, sont bien cristallisées, brunes, très silicifiées. Elles contiennent des chailles et des polypiers très mal conservés. Elles sont dures et forment une deuxième ligne de crête parallèle à celle des Dolomies inférieures.

Elles renferment quelques bancs calcaires, parfois lenticulaires contenant des débris d'organismes, des oolithes et quelques grains de quartz fins.

5/ Les Grès supérieurs sont comme les précédents, sableux, beige clair, à ciment argileux ou dolomitique ou argilo-dolomitique. Ils sont pourvus de structures entrecroisées et à leur sommet des litages obliques bien marqués, inclinés de 30 à 40°, correspondant à des dunes éoliennes arasées.

Les bois silicifiés sont présents (bois conifère moderne à rayons courts; 2 à 8 cellules).

Ces bancs sont pourvus de bancs calcaires intercalaires et de niveaux marneux de couleur vertes et brunes, azoïques, contenant des quartz, des oxydes de fer et des débris de calcaires blancs.

Dans certains bancs de calcaires, on a reconnu des tests de lamellibranches et de gastéropodes.

6/ Les Dolomies supérieures (Dolomie de Tlemcen), forment la cuesta qui domine la combe de l'Oued Ez Zerga. Elles sont bien cristallisées, de couleur claire, très rarement silicifiées et stratifiées en bancs assez minces (0,40 à 1 m).

IV- APERCU TECTONIQUE DE L'ANTICLINAL DE HASSI ZERGA DES

BENI METHAR (IN CHAUMEAU, 1956)

L'élément essentiel de la tectonique de la région est constitué par un anticlinal dissymétrique à flanc SE raide, vertical, et même renversé au Djebel Maïder et à flanc NW doux, dont les pendages varient de 15 à 30°.

Le coeur est percé de Trias à tendance diapirique.

L'axe de cet anticlinal est en général orienté N 40° E et présente une légère torsion (fig. 16): l'extrémité NE est orienté N 30° E, la partie centrale N 45° E, et l'extrémité S, N 20° E. Mais la flexion entre les parties centrale et méridionale n'est peut être qu'une apparence due à un décrochement du flanc NW vers le NW par une faille de regard Nord, masquée par le Plioquaternaire. Des dômes anticlinaux se greffent à l'Ouest du périclinal méridional, et peuvent être considérés comme des digitations de ce périclinal.

L'anticlinal est affecté par plusieurs système de failles. Le périclinal septentrional et le flanc SE sont effondrés entre deux séries de fractures:

- un premier ensemble orienté N 30° E qui traverse la structure en oblique et vient peut être buter contre le Trias, des failles orientées N 40° E suivent le fond de l'Oued Nefid et court à peu

près parallèlement à l'axe de l'anticlinal. Il s'en détache d'autres failles N 60° E à N 75° E qui recoupent le flanc SE;

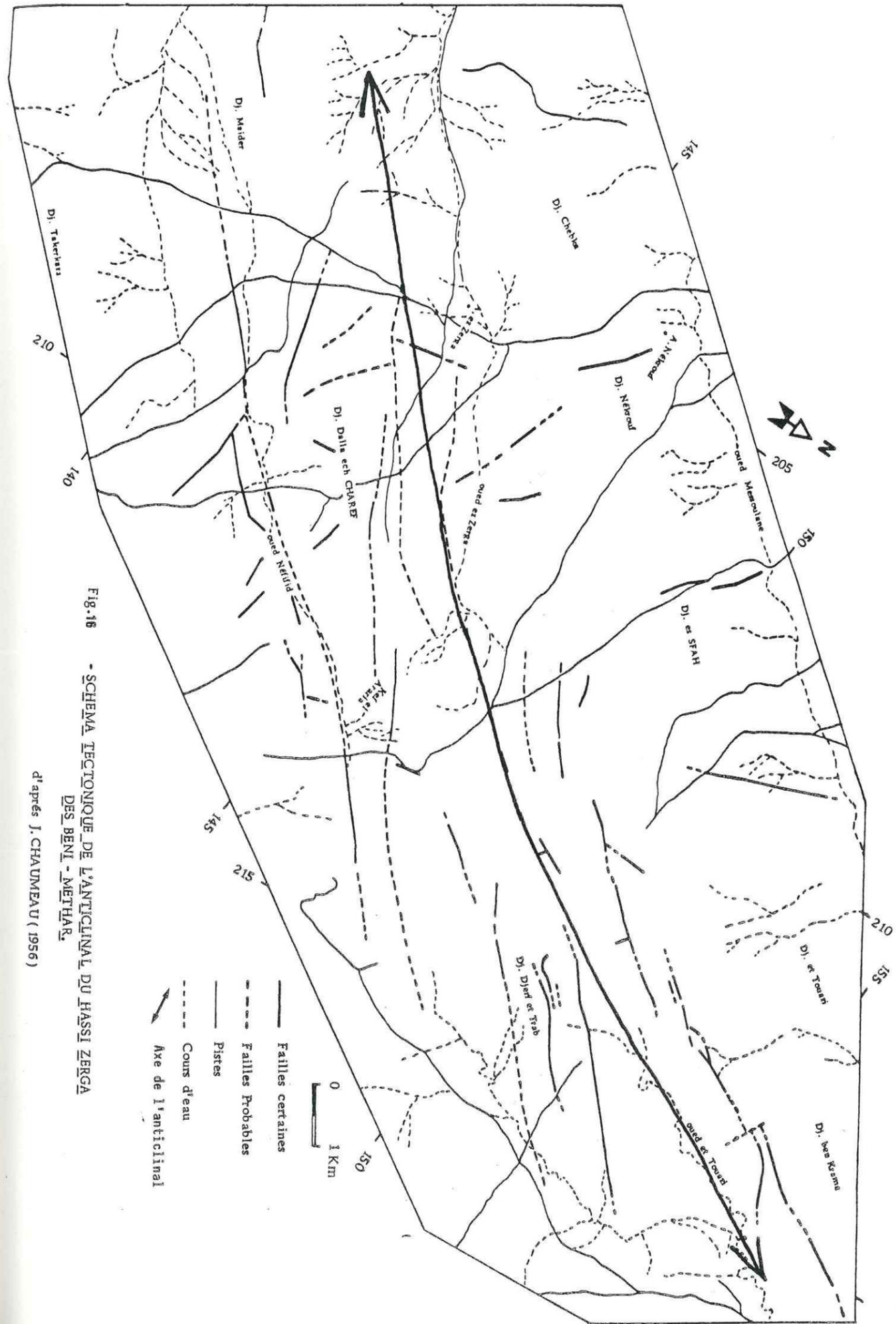
- un deuxième ensemble de failles d'orientation N 120°E à N 350°E:

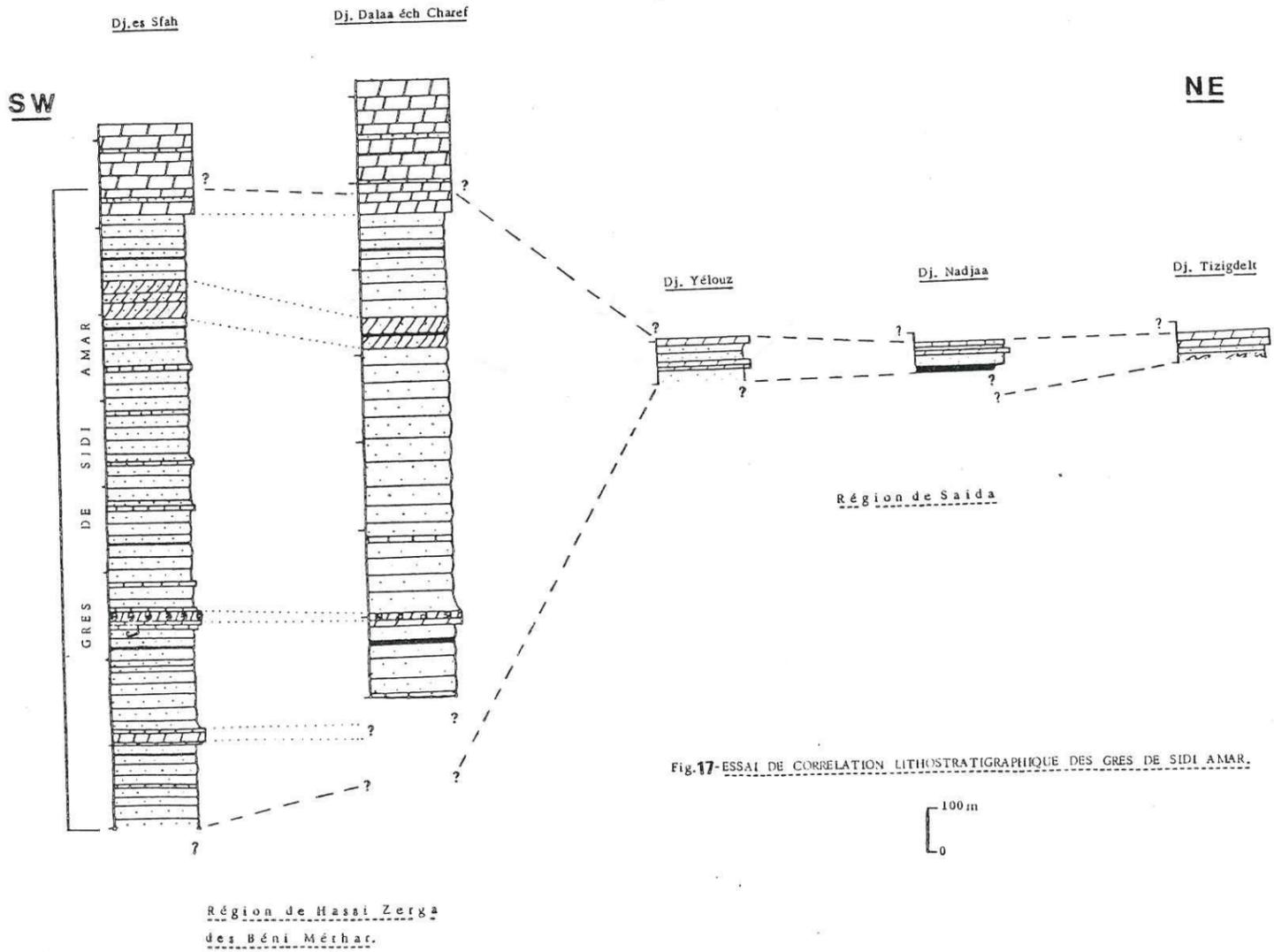
. les failles N 120° E, toutes de regard nord, recoupent en oblique le flanc SE de l'anticlinal.

. les failles N 350° E de regard S-E recoupent le flanc NW.

Il suffit d'une expérience faite avec une feuille de papier pour se rendre compte que cette disposition traduit un déplacement relatif oblique sur l'allongement général (J. GOGUEL: Traité de tectonique, p.155).

Dans le cas de l'anticlinal de Hassi Zerga des Bêni Méthar, la région située au SE de l'axe a subi une translation relative vers le NE (J. CHAUMEAU, 1956, p. 112).





CHAPITRE PREMIER

I- BUT DE LA RECHERCHE

II- METHODE

CHAPITRE PREMIER

I- BUT DE LA RECHERCHE

Le but de cette recherche est de reconstituer l'histoire géologique des "Grès de Sidi Amar". Une étude géologique est donc engagée afin de déterminer:

- 1/ L'âge des sédiments (?)
- 2/ La province distributrice
- 3/ L'agent de transport et le milieu de dépôt
- 4/ Le paléoclimat contemporain de la sédimentation
- 5/ Les différentes étapes de la diagenèse.

II- METHODE

L'objectif étant fixé, il reste à définir la méthode pour y parvenir. Les grès de "Sidi Amar", exceptés quelques gisements de bois fossiles et quelques représentants paléontologiques au niveau des carbonates, sont azoïques, il est difficile d'apprécier l'environnement des dépôts par la voie paléontologique. Il apparaît alors que les méthodes sédimentologiques répondent le mieux aux questions posées.

Les méthodes paléontologiques-paléobotaniques de la géologie historique sont des éléments d'appui indispensables.

Il est admis maintenant à la suite des grands progrès réalisés récemment en sédimentologie, que des sédiments sont porteurs de messages déchiffrables se présentant sous forme de structure, figures sédimentaires, etc.. qui dévoilent leur histoire géologique. L'enregistrement sous ces différents aspects se fait grâce à des phénomènes qui peuvent apparemment se grouper en trois grandes catégories:

- 1/ phénomènes physico-chimiques;
- 2/ phénomènes physiques;
- 3/ phénomènes biologiques.

Nous nous permettons de donner des exemples pour chacune de ces catégories.

phénomènes physico-chimiques

La genèse d'un minéral tel que la kaolinite, témoigne d'une certaine activité physico-chimique qui ne se produit que dans un climat équatorial ou de type tropical humide où les phénomènes d'hydrolyse sont très intenses.

phénomènes biologiques

L'exemple le plus simple et le plus classique est l'apparition ou la disparition d'une espèce.

phénomènes physiques

Ces enregistrements ou témoignages se font à différentes échelles.

. A l'échelle d'un grain: par exemple, le dépôt ou le départ partiel de la silice d'un grain de sable. Un tel phénomène est parfaitement décelable, maintenant grâce au microscope électronique à balayage. C'est l'objet de l'étude exoscopique.

. A l'échelle d'une couche: par exemple, l'existence d'une figure sédimentaire ou d'une forme texturale révélant la nature d'un paléocourant ou d'un type d'écoulement.

. A l'échelle d'un ensemble de couches: par exemple, une tendance à une sédimentation de plus en plus fine ou de plus en plus grossière. L'ensemble de tous ces témoignages à caractères pétrographiques, texturaux, structuraux et minéralogiques permettent de caractériser les différents paléo-environnements qui se sont succédés. A ces derniers, correspondent des dépôts qui s'échelonnent sur une coupe sédimentaire.

Une analyse élaborée et fine de l'ensemble des coupes sédimentaires permettrait de faire une synthèse de l'histoire géologique. Ainsi de nombreuses analyses d'ordre sédimentologique, biologique, chimique et physique, etc. ont été effectuées afin de reconstituer l'histoire géologique de la formation des grès de "Sidi Amar" et la paléogéographie de la région.

Nous avons groupé les techniques utilisées en fonction des buts poursuivis.

1/ L'âge des sédiments

2/ Recherche de la province distributrice

- Dans un premier temps, l'analyse des directions des courants à permis de situer le sens des paléoécoulements qui véhiculaient les sédiments.
- Dans un deuxième temps, l'analyse des minéraux lourds a donné des résultats concordants avec les précédents.

3/ Recherche de l'agent de dépôt final

- Analyse granulométrique;
- Analyse exoscopique;
- Analyse séquentielle;
- Analyse morphoscopique.

4/ Recherche de l'agent de transport

- L'analyse morphoscopique des grains de quartz;
- Exoscopie des quartz.

5/ Recherche du paléoclimat

- Etude des minéraux témoins surtout argileux;
- Etude de la coloration des grès;
- Etude des fossiles;
- Etude pétrographique.

6/ Recherche de l'évolution diagénétique

- Etude des minéraux argileux "transformation";
- Etude des grains de quartz au microscope optique (déformations, corrosion, dépôt de silice..);
- Exoscopie des grains de quartz.

7/ Reconstitution de la géométrie et de l'évolution du bassin

Dans ce but l'analyse séquentielle de A. LOMBARD a été appliquée à toutes les coupes étudiées dans les différentes régions.

CHAPITRE DEUXIEME

ANALYSE SEQUENTIELLE

I- GENERALITES

I.1- DÉFINITIONS ET PRINCIPES CONCERNANT L'ANALYSE
SÉQUENTIELLE DES GRÈS DE SIDI AMAR

II- ANALYSE SEQUENTIELLE DES GRES DE SIDI AMAR

II.1- RÉGION DE SAÏDA

II.2- RÉGION DE HASSI ZERGA DES BÉNI MÉTHAR

III- CONCLUSION A L'ANALYSE SEQUENTIELLE DES GRES DE SIDI
AMAR

CHAPITRE DEUXIEME

ANALYSE SEQUENTIELLE

I- GENERALITES

L'analyse séquentielle permet une approche fine des conditions de dépôt et met en évidence les tendances évolutives des séries sédimentaires et contribue à déterminer la nature de l'agent de transport, le mode de dépôt final et l'évolution du bassin de sédimentation.

A. LOMBARD (1956), J. Ph. MANGIN (1964), B. HAGUENAUER (1973-1975).

Cette analyse s'effectue à trois échelles.

1) La séquence unité (microséquence, lamine) constitue la plus petite unité sédimentaire visible.

2) La séquence sensu-stricto "est la suite logique, continue ou discontinue, issue d'un même événement sédimentaire et comprise entre deux surfaces de sédimentation appelées diastèmes".

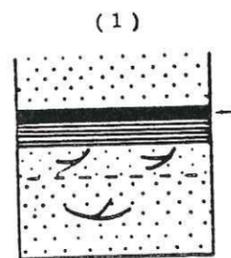
On appelle diastème "une surface de discontinuité dans la sédimentation" (HAGUENAUER, 1973).

Il existe deux sortes de diastèmes "les diastèmes qui correspondent à des surfaces de stratification, sans érosion de base importante et les diastèmes qui correspondent à des surfaces d'érosion".

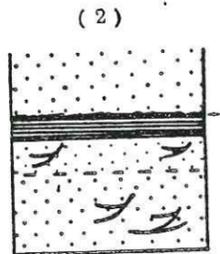
3) La microséquence est la suite des séquences dont la répétition s'accompagne d'une modification progressive par "dérive" positive ou négative.

Dans les Grès de Sidi Amar, la sédimentation est rythmique à toutes ces échelles. La série virtuelle locale comporte les termes suivants qui sont de 1 à 7:

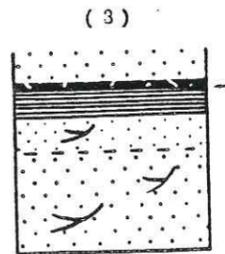
- 7- dolomie
- 6- calcaire
- 5- argilite (mudstone)
- 4- silt
- 3- grès fin
- 2- grès moyen
- 1- conglomérat bréchique



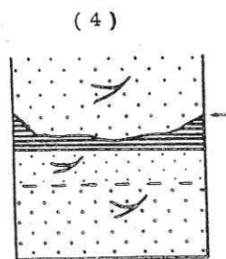
(1)
Diastème marqué par argillite silicifiée. Djébel NADJAA.



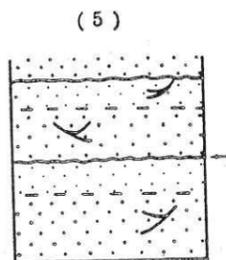
(2)
Diastème marqué par niveau bioturbé. Djébel es SFAH.



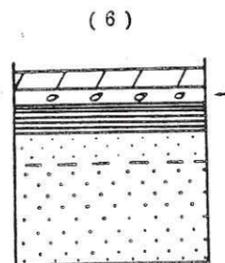
(3)
Diastème marqué par niveau de Mud cracks. Djébel YELOUZ.



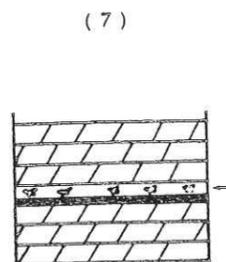
(4)
Diastème marqué par chenal d'érosion. Djébel YELOUZ.



(5)
Diastème marqué par surface tranchant les feuillets limitant les séquences. Djébel NADJAA.



(6)
Diastème marqué par niveau à Brachiopodes. Djébel TIZIGDELT.



(7)
Diastème marqué par niveau à Stromatolithes. Djébel TIZIGDELT.

TYPES DE DIASTEMES DANS LES GRES DE SIDI AMAR.

Fig. 18

I.1- DÉFINITIONS ET PRINCIPES CONCERNANT L'ANALYSE SÉQUENTIELLE DES GRÈS DE SIDI AMAR

A/ LES MATERIAUX DES GRES DE SIDI AMAR

1) Matériaux terrigènes allochtones: très hétérométriques, leur taille varie du centimètre au micron; ils peuvent être groupés en trois ensembles granulométriques:

- . matériaux grossiers: galets anguleux;
- . matériaux fins: quartz, feldspaths, micas, minéraux lourds;
- . matériaux très fins: microquartz, microfeldspaths, argiles.

2) Matériaux autochtones ou néoformés

- . blocs décimétriques de grès intraformationnels;
- . galets mous de dimensions millimétriques;
- . dolomie;
- . argile;
- . microquartz.

Le mélange de ces matériaux, meubles ou consolidés, s'ordonne en une suite de termes dont la succession forme les séquences, séparées par des diastèmes.

B/ LES DIASTEMES DES GRES DE SIDI AMAR (fig.18)

Nous avons observé deux types de diastèmes:

1er type: il correspond à des surfaces de stratification sans érosion de base, indiquant un milieu de sédimentation de faible énergie.

Nous avons observé cinq sous-types (fig.18):

- 1- un diastème marqué par une mince couche d'argilite ou d'argile silicifiée (fig. 18 ,1);
- 2- niveaux bioturbés (fig.18 ,2);
- 3- niveaux à Mud cracks (fig. 18,3);
- 4- niveaux à brachiopodes (fig.18, 6);
- 5- niveaux à stromatolithes(fig.18,7).

01 SEP. 2003
 Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

2ème type: correspond à des surfaces dont le diastème est marqué, soit par une érosion à surface ondulée qui fait apparaître le reste des rythmes fins sous-jacent sous forme de "galets mous" à la base de la séquence sous-jacente (fig. 18,5), soit par une érosion plus prépondérante due à un chenal (fig. 18,4).

Conclusion

Les diastèmes sont des indicateurs hydrodynamiques locaux du bassin de sédimentation et permettent, en particulier, d'évaluer les degrés d'énergie de l'agent de dépôt.

C/ LES LITAGES DES GRES DE SIDI AMAR

On en observe trois types:

- un litage horizontal, associé à une granulométrie fine ou moyenne traduisant un dépôt laminaire de moyenne à basse énergie sur un fond horizontal;

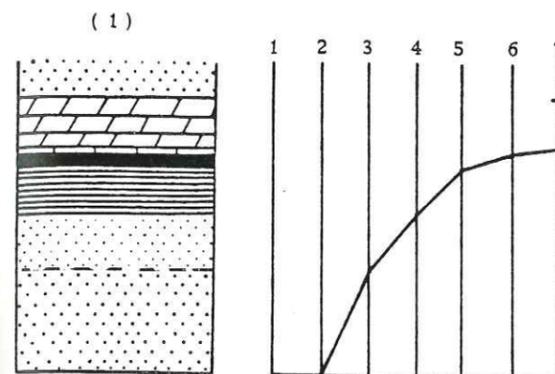
- un litage incliné, à structure plane, associé à une granulométrie fine ou moyenne traduisant un dépôt laminaire de moyenne à basse énergie sur une pente;

- un litage incliné à structure entrecroisée traduisant un dépôt de chenaux (dépôt de haute énergie) et à une granulométrie plus fine au sommet et en bordure des chenaux (dépôt de moyenne ou de basse énergie).

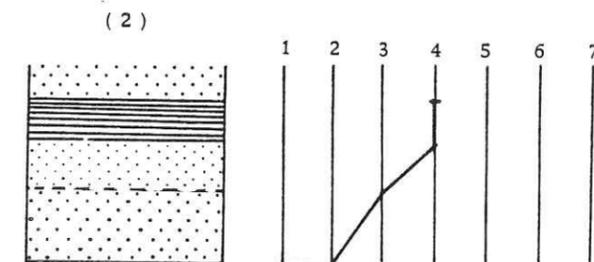
D/ LES SEQUENCES DES GRES DE SIDI AMAR (fig.19)

Les diastèmes séparent les séquences. Celles-ci enregistrent l'évolution sédimentaire logique, continue ou discontinue, des lithofaciès. Plusieurs types de séquences ont été observés.

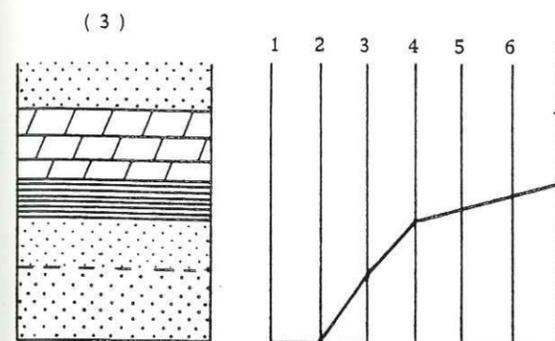
1) Les différents types de séquences observées: toutes les séquences sont des séquences incomplètes ou discontinues.



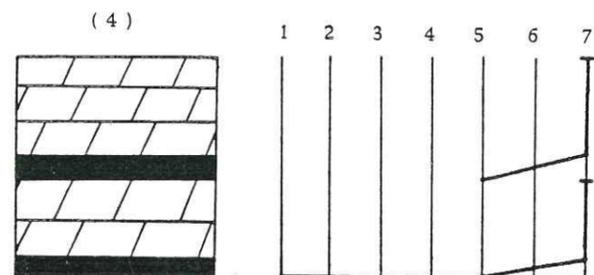
Séquence de moyenne à basse énergie
Djébel YELOUZ.



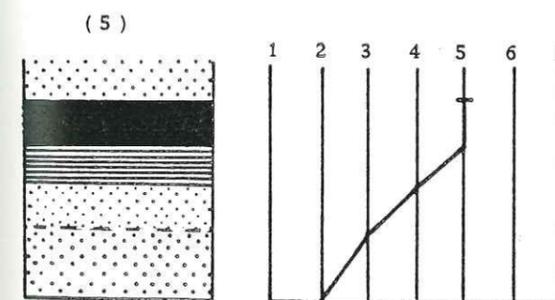
Séquence de moyenne à basse énergie
Djébel NADJAA.



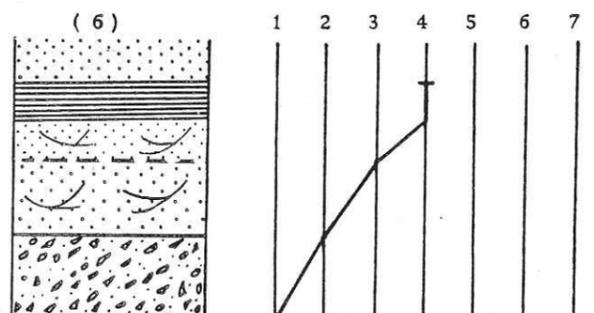
Séquence de moyenne à basse énergie
Djébel YELOUZ.



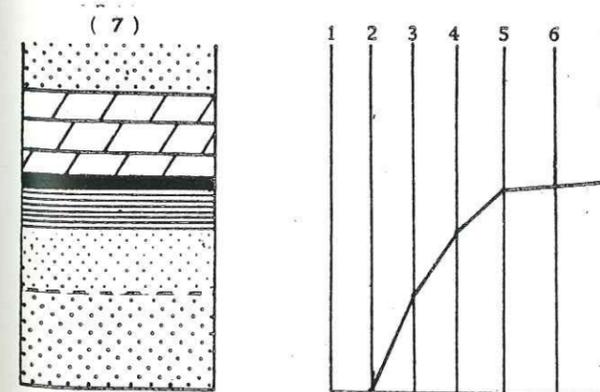
Séquence de basse énergie
Djébel TIZIGDELT.



Séquence de moyenne à basse énergie
Djébel es SFAH.



Séquence de haute à basse énergie
Djébel YELOUZ.



Séquence de moyenne à basse énergie
Djébel DALLA ECH CHAREF.

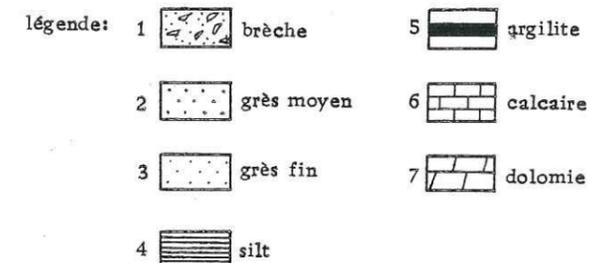


Fig. 19 - TYPES DE SEQUENCES DANS LES GRES DE SIDI AMAR.

a) Séquences de haute à basse énergie

Exemple dans le Djébel Yélouz (fig.19,6):

- . conglomérat bréchique à ciment gréseux;
- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . grès fin à structure entrecroisée;
- . silt à litage horizontal.

Les diastèmes sont des surfaces d'érosion à chenaux.
C'est une séquence tronquée.

b) Séquences de moyenne à basse énergie (fig.19, 1,2,3,5,7)

Exemple dans le Djébel Nadjaa (fig.19,2)

C'est une séquence (détritique et bio-chimique) formée de lithofaciès de moyenne à basse énergie:

- . grès moyen;
- . grès fin;
- . silt;
- . dolomie.

Les diastèmes sont sans surface d'érosion, du 1er type.
Ce sont des séquences réduites.

c) Séquences de basse énergie (fig. 19,4)

Exemple dans le Djébel Tizigdelt:

- . argilite;
- . dolomie.

C'est donc une séquence mixte (détritique et biochimique) formée de lithofaciès de basse énergie. Les diastèmes sont du type sans érosion à stromatolithes.

Ce sont des séquences réduites.

2) La série virtuelle locale

On la déduit de ce qui précède:

- | | |
|--------------------------|-------------|
| . conglomérat bréchique; | . silt; |
| . grès moyen; | . argile; |
| . grès fin; | . calcaire; |
| | . dolomie. |

La série virtuelle locale des Grès de Sidi Amar conduit d'un dépôt de haute énergie (conglomérat bréchique) à un dépôt de basse énergie (dolomie).

Cependant, une telle séquence n'a jamais été observée dans sa totalité dans les Grès de Sidi Amar. Les séquences observées sont plus simples et en dérivent par suppression de certains termes. Chaque séquence est révélatrice de conditions particulières de dépôt, comme nous le verrons plus loin.

3) Conclusion à l'étude des séquences

Les séquences et les microséquences détritiques sont granoclassées, de type positif:

- . les grès et sables moyens présentent un litage entrecroisé ou incliné;
- . les sédiments fins présentent un litage horizontal;
- . les carbonates sont généralement massifs et parfois finement lités;
- . les séquences composées de lithofaciès fins sont limitées à leur base par des diastèmes sans érosion associés à des lits fins bioturbés, à des niveaux à Mud cracks, à Brachiopodes ou à stromatolithes;
- . les séquences composées de lithofaciès grossier ou moyen: sont souvent limitées à leur base par des diastèmes à surface érodée;
- . la nature faciologique à l'échelle de la séquence ne varie pas beaucoup: c'est la succession des lithofaciès et leur épaisseur qui varient;
- . il ressort aussi que le genre de litage, le type de diastème, la nature et la suite des lithofaciès (en supposant que la nature pétrographique de la province distributrice ne varie pas) déterminent les conditions hydrodynamiques, c'est à dire le degré d'énergie du milieu.

Il y a donc un lien étroit entre le type de séquence et l'énergie mise en jeu.

II- ANALYSE SEQUENTIELLE DES GRES DE SIDI AMAR

II.1- RÉGION DE SAÏDA

A/ COUPE DU DJEBEL YELOUZ (fig. 20)

On a délimité trois mésoséquences (A, B et C) schématisées par une courbe spéciale de lithofaciès (fig. 20, 5e colonne).

1) Mésoséquence A: elle renferme huit séquences qui sont de bas en haut:

- Les trois premières sont constituées par trois termes lithologiques
 - . grès moyen
 - . grès fin
 - . silt

Les diastèmes sont marqués par des bioturbations.

Ces séquences sont discontinues, tronquées et de moyenne à basse énergie.

- La quatrième séquence englobe des grès moyens à structure entrecroisée et des grès fins au sommet.

Le diastème est marqué par un chenal d'érosion.

C'est une séquence discontinue, de haute à moyenne énergie.

- La cinquième séquence est constituée de grès moyens, grès fins et de silt.

Le diastème est marqué par des pistes de terriers et des bioturbations.

C'est une séquence de moyenne énergie.

- La sixième et la septième séquence sont composées par un grès moyen et un grès fin à structure entrecroisée.

La sixième a un diastème qui correspond à un niveau de Mud cracks;

La septième a un diastème marqué par un chenal d'érosion.

Ces deux séquences sont discontinues et attestent d'un régime de haute énergie.

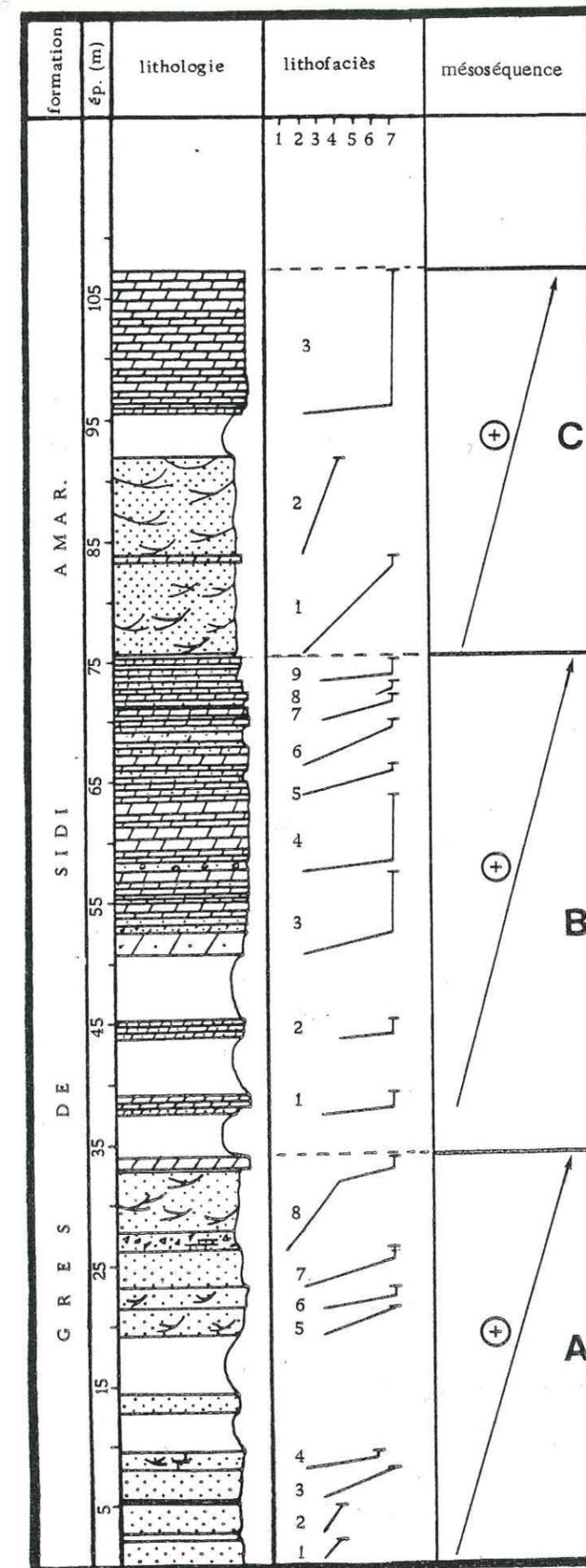


Fig. 20 - Analyse séquentielle du Djebel Yélouz.

- La huitième séquence est constituée d'une brèche carbonatée à ciment gréseux, de grès moyen à structure entrecroisée, de grès fin et de dolomie.

Les diastèmes correspondent aux surfaces d'érosion.

Cette séquence est incomplète et témoigne de la haute énergie des courants qui diminue vers le sommet.

Conclusion: la mésoséquence A est donc composée de séquences discontinues qui témoignent en général d'un milieu de haute à moyenne énergie. Elle est positive.

2) Mésoséquence B: elle est constituée par neuf séquences.

Les séquences sont homogènes et sont composées de grès dolomitique et de dolomie bien cristallisée.

Quelques bancs de grès renferment des oolithes et sont pourvus de structure entrecroisée, de flasers bedding et de litage horizontal au sommet des bancs.

Les diastèmes sont marqués par des bioturbations ou par des Mud cracks.

Ces séquences sont incomplètes et attestent d'un milieu de haute à basse énergie.

Conclusion: la mésoséquence B est constituée de séquences discontinues, incomplètes qui témoignent d'un milieu de haute à basse énergie. Elle est donc positive.

3) Mésoséquence C: elle est composée par trois séquences.

- La première est constituée de grès moyen à structure entrecroisée, de grès fin à litage horizontal et de dolomie à grains de quartz, bioturbée en surface.

Les diastèmes sont des bioturbations et des surfaces d'érosion. Il s'agit alors d'une séquence de haute à basse énergie.

- La deuxième séquence est aussi constituée de grès moyen à structure entrecroisée et de grès fins à rare litage horizontal.

Le diastème est un chenal d'érosion.

La séquence est discontinue et témoigne d'un milieu de haute énergie.

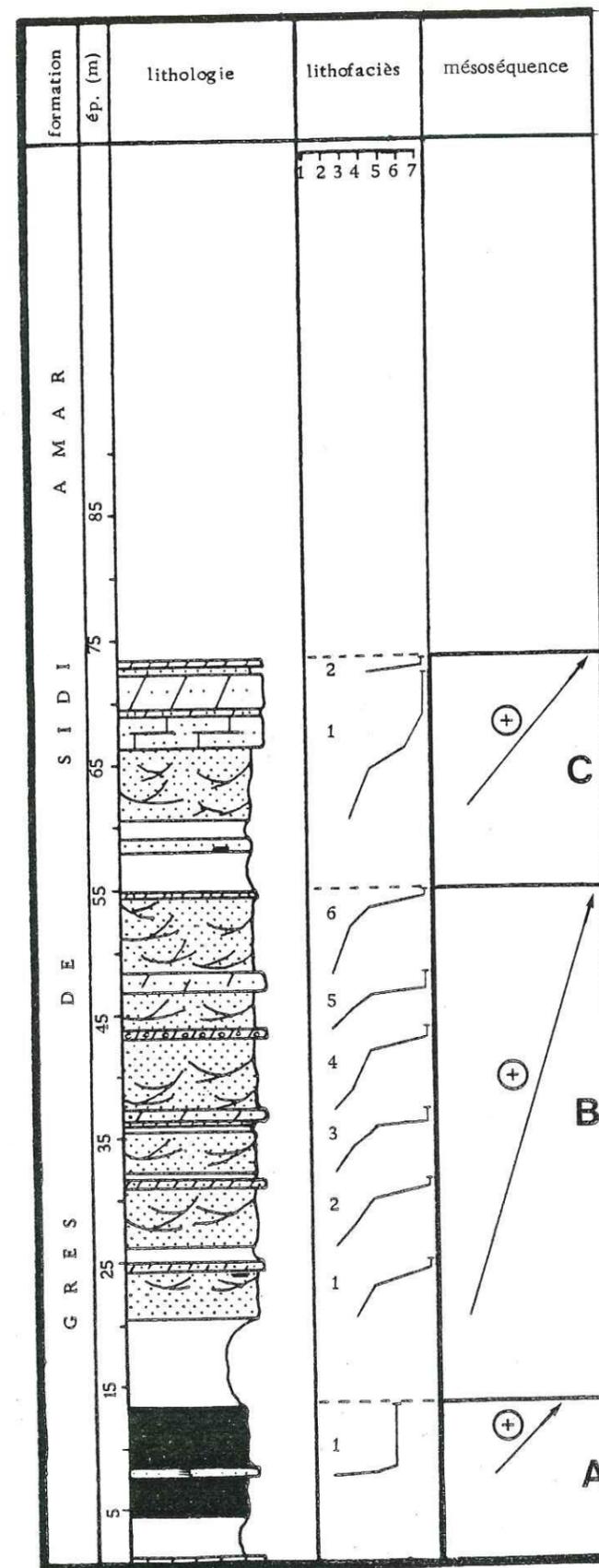


Fig. 21 - Analyse séquentielle du Djebel Nadjaa.

- Enfin, la dernière séquence est composée à la base par un banc de grès dolomitisé à structure entrecroisée et à rare litage horizontal et d'une série de bancs dolomitiques à fines lamines et à rares flasers bedding.

Les diastèmes sont des surfaces d'érosion.

Cette séquence est incomplète et atteste d'un milieu de haute à basse énergie.

Conclusion: la mésoséquence C est composée donc par des séquences incomplètes, qui vers la base indiquent un milieu de haute énergie et vers le sommet un milieu de basse énergie. Elle est positive.

B/ COUPE DU DJEBEL NADJAA (fig.21)

1) Mésoséquence A: elle est réduite et ne renferme qu'une seule séquence qui est constituée par quatre termes lithologiques:

- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . grès fin à litage horizontal;
- . silt à litage horizontal;
- . argilite.

C'est une séquence réduite de haute à basse énergie.

Le diastème est une surface d'érosion.

Conclusion: La mésoséquence A est constituée par une séquence de haute à basse énergie. Elle est positive.

2) Mésoséquence B: elle est composée par six séquences qui sont constituées par les mêmes termes lithologiques sauf la quatrième qui est coiffée au sommet par une dolomie oolithique.

Ces séquences (1e, 2e, 3e, 5e et 6e) sont représentées de bas en haut par:

- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . grès fin à litage horizontal;
- . dolomie gréseuse.

Les diastèmes sont marqués par des chenaux d'érosion.

Ce sont des séquences incomplètes et attestent d'un régime de haute à basse énergie, en revanche la quatrième est de haute énergie.

Conclusion: la mésoséquence B atteste donc d'un régime de haute à basse énergie, elle est positive.

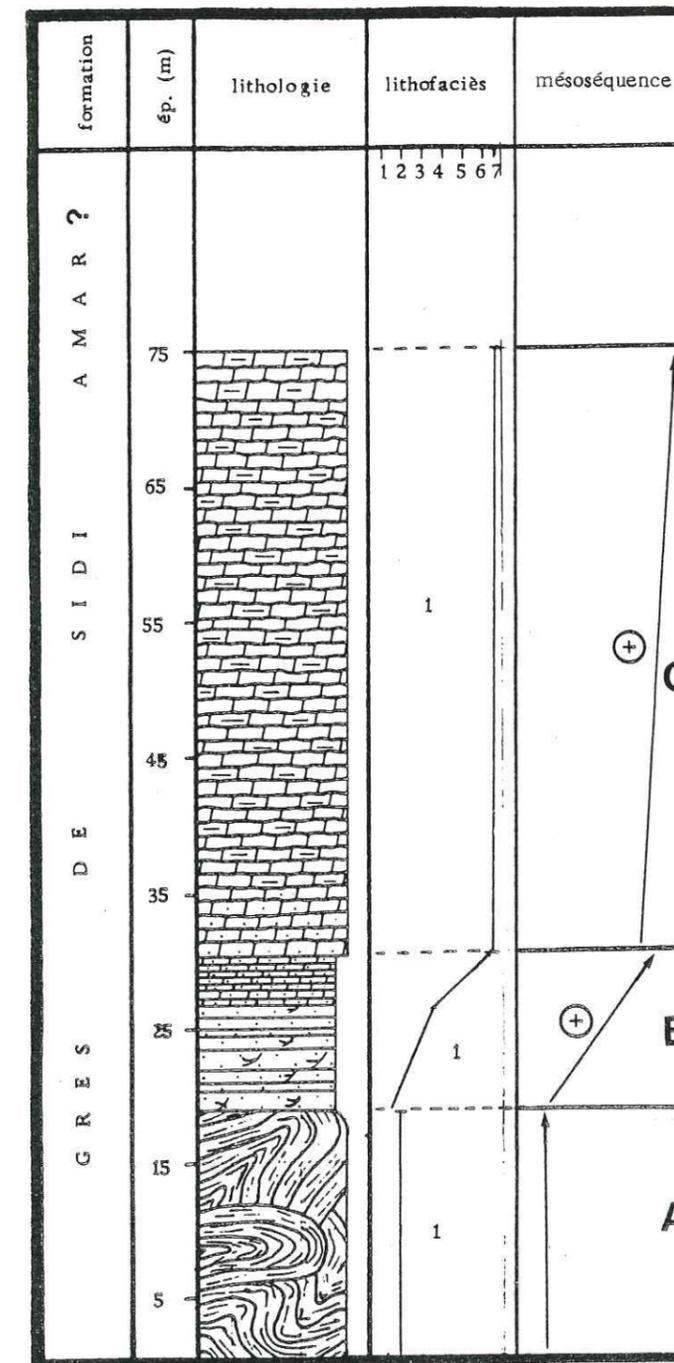


Fig. 22 - Analyse séquentielle du Djébel Tizigdel.

3) Mésoséquence C: elle est constituée par deux séquences:

- La première est représentée par:

- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . grès fin à litage horizontal;
- . grès calcaire;
- . dolomie gréseuse.

Le diastème est marqué par une bioturbation et des Mud cracks.
C'est une séquence réduite de haute à basse énergie.

- La deuxième est composée par:

- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . dolomie.

Les diastèmes sont représentés par des chenaux d'érosion.

C'est une séquence très réduite de haute à basse énergie.

Conclusion: la mésoséquence C est donc composée de séquence discontinues qui témoignent en général d'un milieu de haute à basse énergie.

C/ COUPE DU DJEBEL TIZIGDELT (fig.22)

1) Mésoséquence A: elle est constituée par une seule séquence correspondant à un grand slump de grès moyen.

C'est une séquence très réduite de haute énergie.

Conclusion: La mésoséquence A est donc de haute énergie et très réduite par rapport aux mésoséquences A des autres coupes.

2) Mésoséquence B: elle est composée par une seule séquence représentée par les termes suivants:

- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . dolomie gréseuse à brachiopodes.

Les diastèmes sont ici des niveaux à brachiopodes.

C'est une séquence réduite de haute à basse énergie.

Conclusion: la mésoséquence B est donc de haute à basse énergie, elle est très réduite par rapport aux mésoséquences des autres coupes, elle est positive.

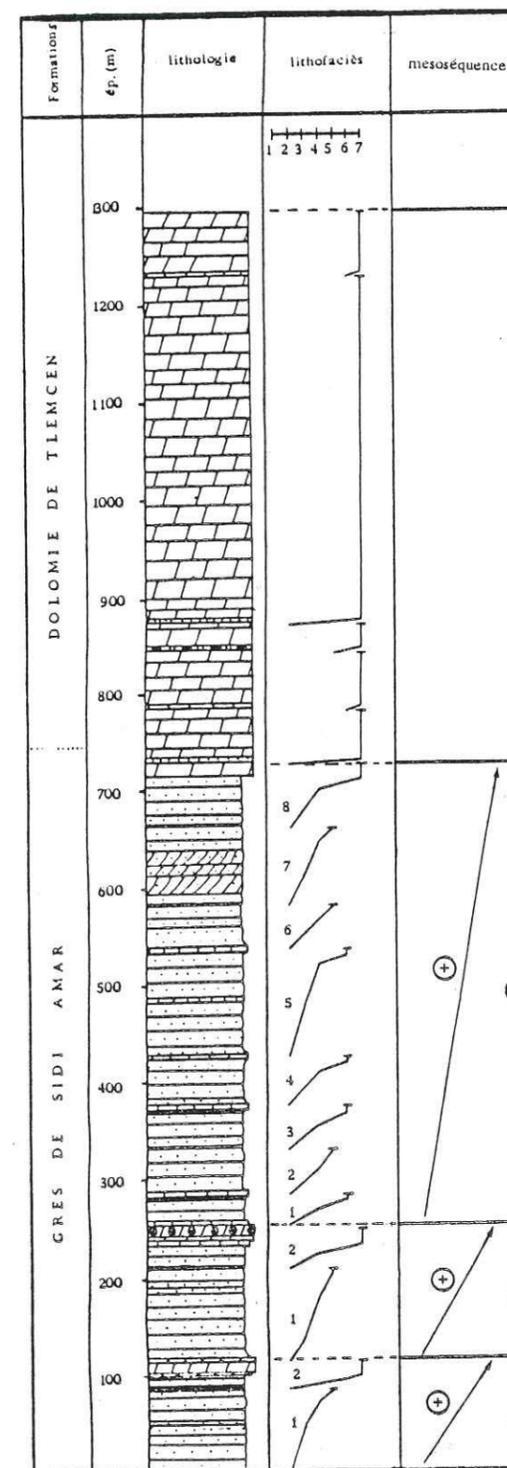


Fig. 23 - Analyse séquentielle du Djébel es Sfah.

3) Mésoséquence C: elle est représentée par un ensemble de séquences constituées de dolomies laminées et de niveaux à stromatolithes.

Les diastèmes sont des niveaux à stromatolithes.

Ce sont des séquences très réduites et attestent d'un milieu de basse énergie.

Conclusion: la mésoséquence C est très réduite, et témoigne d'un milieu de basse énergie, elle est positive.

II.2- RÉGION DE HASSI ZERGA DES BÉNI MÉTHAR

On a partout délimité trois mésoséquences.

A/ COUPE DU DJEBEL ES SFAH (fig. 23)

1) Mésoséquence A: elle est composée par deux séquences.

La première est constituée par quatre termes lithologiques:

- . grès moyen à ciment argileux pourvu de structure entrecroisée et de litages obliques rares;
- . grès fin à litage oblique;
- . silt;
- . argilite silicifiée.

Il s'agit d'une séquence incomplète attestant d'un milieu de haute à basse énergie.

Le diastème est marqué par une argilite silicifiée.

La deuxième séquence est composée par:

- . grès moyen silteux à structure entrecroisée;
- . calcaire;
- . dolomie.

Le diastème est marqué par une surface d'érosion.

La séquence est incomplète et indique une haute énergie du milieu qui diminue au sommet et devient faible.

Conclusion: La mésoséquence A est donc constituée par des séquences qui indiquent un milieu de haute à basse énergie, elle est positive.

2) Mésoséquence B: elle est constituée par deux séquences.

- La première est représentée par:

- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . grès fin;
- . argilite.

Le diastème correspond à une surface d'érosion.

Cette séquence est discontinue. Elle indique un milieu de haute à basse énergie.

- La deuxième séquence renferme:

- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . grès fin;
- . calcaire;
- . dolomie à polypiers.

Le diastème est représentée par une surface d'érosion qui se trouve à la base des calcaires; c'est donc une séquence incomplète de haute à basse énergie.

Conclusion: la mésoséquence B est donc constituée par des séquences discontinues de haute à basse énergie, elle est positive.

3) Mésoséquence C: elle renferme huit séquences.

- La première renferme un grès à litage horizontal et parfois entrecroisé, un grès fin et un calcaire au sommet.

Le diastème est représenté par une surface d'érosion.

C'est une séquence discontinue de haute à basse énergie.

- La deuxième séquence est composée par un grès moyen à structure entrecroisée, un grès fin à ciment argileux et un petit niveau d'argilite.

Le diastème est une surface d'érosion plus ou moins ondulée.

C'est une séquence discontinue de haute à basse énergie.

- La 3e, 4e et 5e séquence sont analogues, et sont constituées de grès moyens à structure entrecroisée, de grès fin et de calcaires.

Les diastèmes sont aussi représentés ici par des surfaces d'érosion.

Ce sont des séquences incomplètes qui indiquent un milieu de haute à basse énergie.

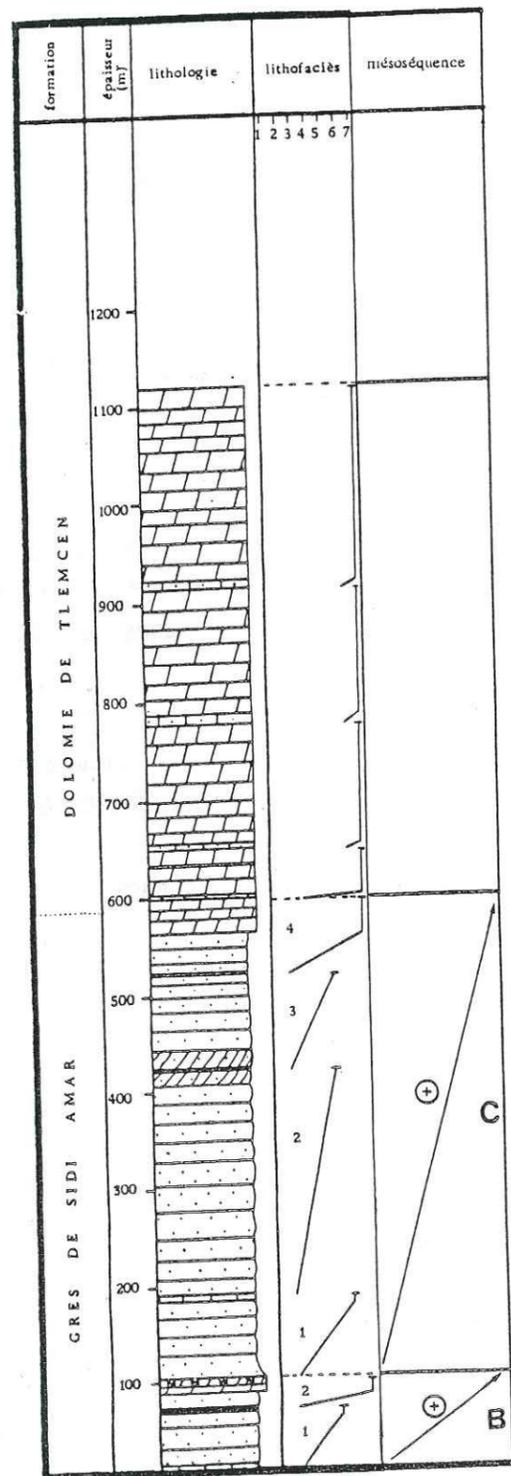


Fig. 24 - Analyse Séquentielle du Djébel Dalaa éch Charef.

- La 6e et 7e séquence sont aussi analogues à la deuxième séquence, sauf que les litages obliques sont très marqués dans la septième et ont une pente supérieure à 30°.

- La huitième est constituée par un grès moyen à structure entrecroisée un grès fin et une dolomie cristalline à grains de quartz granoclassés.

Le diastème est une surface d'érosion.

C'est une séquence incomplète qui atteste d'un milieu de haute à basse énergie.

Conclusion: la mésoséquence C est donc composée de séquences discontinues de haute à basse énergie, elle est positive.

A/ COUPE DU DJEBEL DALAA éch CHAREF (fig.24)

La mésoséquence A est invisible, recouverte par des éboulis.

1) Mésoséquence B: elle est composée par deux séquences mais peut être est-elle incomplète ?

- La première renferme:

- . grès moyen à structure entrecroisée ;
- . grès fin à litage oblique;
- . argilite durcie.

Le diastème correspond à une argilite durcie ou silicifiée.

C'est une séquence incomplète qui indique un milieu de haute à basse énergie.

- La deuxième séquence englobe:

- . grès fin;
- . dolomie à polypiers silicifiés.

Le diastème est une surface d'érosion.

C'est une séquence discontinue qui atteste d'un milieu de moyenne à basse énergie.

Conclusion: la mésoséquence B est donc constituée de séquences incomplètes qui attestent d'un milieu de haute à basse énergie, elle est positive.

2) Mésoséquence C: elle est constituée par quatre séquences.

- La première renferme:

- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . grès fin à litage oblique;
- . calcaire.

Le diastème est une surface d'érosion.

C'est une séquence discontinue qui indique un milieu de haute à basse énergie.

- La deuxième et troisième séquence sont constituées de:

- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . grès fin à litage oblique;
- . argilite.

Les diastèmes correspondent à des surfaces d'érosion.

Ce sont des séquences incomplètes qui attestent d'un milieu de haute à basse énergie.

- La dernière séquence est composée de:

- . grès moyen à structure entrecroisée;
- . grès fin;
- . dolomie cristalline à grains de quartz granoclassés.

Le diastème est encore là, une surface d'érosion ondulée.

C'est une séquence discontinue de haute à basse énergie.

Conclusion: la mésoséquence C est donc constituée de séquences incomplètes de haute à basse énergie: elle est positive.

III. CONCLUSION A L'ANALYSE SEQUENTIELLE DES GRES DE SIDI

AMAR

Toutes les séquences en général sont constituées de grès moyen à structures entrecroisées, de grès fin à litage oblique ou parfois horizontal, de silt, d'argilite, de calcaire et de dolomie.

Certains de ces termes lithologiques peuvent manquer, ce qui donne toujours des séquences discontinues ou réduites.

Toutes les séquences sont positives, de nature détritique ou mixte (détritique et biochimique) et sont de trois types:

- . séquence de haute à basse énergie (conglomérat → dolomie);
- . séquence de moyenne à basse énergie (grès moyen → dolomie);
- . séquence de basse énergie (argilite → dolomie).

Les diastèmes sont de plusieurs sortes:

- à bioturbation, mud cracks, stromatolithes, brachiopodes, argilite silicifiée, chenaux d'érosion;

les uns séparent deux rythmes à litage horizontal ou incliné;

les autres accompagnent une surface d'érosion.

La structure entrecroisée existe en général partout dans les grès, mais peut parfois faire défaut.

Dans les coupes où les trois types de structure coexistent (structure entrecroisée, litage incliné et litage horizontal), la variété des types de séquences observées s'explique par l'hypothèse suivante:

- les dépôts sont apportés soit par des chenaux divagants (braided chanel) marqués par un écoulement tourbillonnaire de haute énergie responsable des structures entrecroisées, soit par des écoulements de basse ou de moyenne énergie, responsables des litages inclinés;

- dans les coupes où la structure entrecroisée fait défaut, la mise en place des sédiments est effectuée uniquement par des courants d'eau à écoulement de type laminaire.

La grande variabilité des types d'écoulement qui se traduit, comme nous l'avons vu, par la variété des types de séquences est très fréquente et bien marquée dans le domaine fluvial et le domaine littoral.

Les caractéristiques faciologiques et pétrographiques de la sédimentation détritique se répètent en général de façon constante sur toute l'épaisseur de la formation: grès argileux et parfois dolomitique à litage entrecroisée, parfois incliné et rarement horizontal renfermant quelques fois des lentilles d'argilite (kaolinite).

De ces faits on peut tirer les conclusions suivantes:

- la constance de la nature pétrographique des lithofaciès détritiques implique la permanence des provinces d'origine;
- les variations dans cette série qui se traduisent par la dualité des principaux types de séquences, sont dues à des variations dimensionnelles des particules détritiques, c'est à dire des variations granulométriques.

Une hypothèse d'ordre génétique permet d'expliquer l'origine de ces variations: elle tient à des variations de la compétence des courants d'apport, dues aux variations du type d'écoulement, tantôt tourbillonnaire (torrentiel, plage marine) marqué par les séquences de haute à basse énergie, tantôt laminaire (plage marine, fond de bassin) marqué par les séquences de moyenne à basse énergie.

Ces variations de type d'écoulement ne peuvent pas être dûes à une variation de la pente des chenaux, qui demeure presque constante sur toute l'épaisseur de la série.

Dans toutes les coupes on assiste à une diminution verticale de la profondeur des dépôts, on peut donc penser qu'il s'est produit un phénomène général d'égression.

On observe une diminution générale et progressive de l'épaisseur des coupes (fig. 17) quand on chemine du SW vers le NE; ce phénomène peut être dû à la présence du horst de Tiffrit qui aurait constitué un haut fond lors de la sédimentation, peu active en cet endroit (région de Saïda), abondante dans la zone d'apport (région de Hassi Zerga).

Le slump du Djébel Tizigdelit implique inévitablement une pente due à ce horst encore actif à cette époque.

CHAPITRE TROISIEME

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

DES GRES DE SIDI AMAR

I- METHODES

II- LES GRES

III- LES CALCAIRES

III.1- RÉGION DE SAÏDA

III.2- RÉGION DE HASSI ZERGA DES BÉNI MÉTHAR

IV- LES ARGILES ET LES MINÉRAUX ARGILEUX DES GRES

IV.1- MÉTHODES

IV.2- RÉSULTATS

IV.3- CONCLUSION À L'ÉTUDE DES ARGILES ET DES MINÉRAUX ARGILEUX

V- LES DOLOMIES

VI- CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

CHAPITRE TROISIEME
ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE DES
"GRES DE SIDI AMAR"

I- METHODES

1/ LES OBSERVATIONS pétrographiques et minéralogiques ont été faites en trois étapes:

- sur le terrain lors du prélèvement des échantillons;
- sur des surfaces polies à la loupe binoculaire;
- en lames minces au microscope optique;
- sur résidus de lavage des argiles;
- par diffractométrie X;
- par exoscopie des minéraux argileux (M.E.B.).

2/ LES COLORATIONS

Les surfaces polies et les lames minces ont subi trois traitements:

A. La coloration de la calcite par l'alizarine + acide chlorhydrique permet ainsi de déterminer qualitativement et quantitativement la calcite, la witherite et la calcite magnésienne qui sont colorées en rouge intense; l'ankérite, la dolomite ferrifère; la cérusite en pourpre.

B. La coloration à l'alizarine rouge + soude caustique permet de déterminer aussi la sidérite qui se colore en brun foncé; la dolomite, la rhodochrosite, la magnésite et la smithsonite en pourpre; la dolomite ferrifère, l'ankérite en pourpre sombre et la cérusite en brun rougeâtre sombre.

C. Les colorations des feldspaths au cobaltinitrite, au chlorure de baryum et à l'amarante permettent de déterminer qualitativement et quantitativement les feldspaths potassiques qui se colorent en jaune et les plagioclases en rouge pourpre.

3/ ANALYSE "ROCHE TOTALE" AUX RAYONS X

On a utilisé des échantillons en poudre, pour avoir des estimations minéralogiques et les résultats sont figurés dans les tableaux 1,2,3,4,5.

II- LES GRES

1/ REGION DE SAIDA

A l'oeil nu, ils sont remarquablement uniformes, leur couleur est beige clair, sauf lorsqu'ils sont argileux, dolomitiques ou calcaires; ils s'effritent facilement sous le doigt.

Au microscope optique, ils se différencient par les caractères de leurs grains de quartz. Les grains sont assez bien classés, allant par exemple de 40 à 250 μ , avec un maximum de fréquence très net vers 125 microns; on observe alors en général de gros grains (ne dépassant guère 500 microns) franchement arrondis parmi d'autres gros et petits anguleux, mais dont les arêtes sont le plus souvent émoussés. Ce sont des grès marins assez bien caractérisés, bien que le "sorting" y soit moins poussé que dans les grès marins les plus typiques.

D'autres fois, au contraire, les grains dont les diamètres oscillent entre les mêmes limites, sont très mal classés, et il n'y a pas de maximum de fréquence sensible pour une dimension déterminée. Quelques gros grains sont arrondis à sub arrondis, presque tous sont anguleux. Ce sont des grès à faciès fluviatiles typiques. On observe naturellement tous les intermédiaires.

Les quartz ont en général un aspect irrisé en surface, on remarque parfois des développements de quartz secondaires sur les grains, qui sont rarement corrodés. A ces quartz s'ajoutent, en petit nombre d'autres éléments détritiques : fragments du même ordre dimensionnel de schistes cristallins de couleur grise, grains de feldspaths potassiques; rarement plagioclase en général altéré ou en voie d'altération; paillettes de muscovites; granules arrondis de tourmaline bien roulés, et plus petits que les grains de quartz; très fins cristaux de zircon, de goethite, de rutile, de magnétite, de minéraux opaques, et de monazite.

Le ciment est en général très réduit, il est soit argileux essentiellement constitué de kaolinite, plus ou moins chargé en produits ferrugineux, rouges ou jaunes; soit argilo-dolomitique, soit franchement dolo-

	N° éch.	dolomite %	ankérite %	sidérite %	cérusite %	calcite %	quartz, et autres %	
Yélouz	II 6-2	83	--	5	2	tr.	10	
	II 3-1	30	--	15	--	5	50	
	III 12	55	tr.	1	4	5	35	
	III 7	60	tr.	5	3	5	27	
	VI 5	75	5	tr.	tr.	5	15	
	V	70	5	1	2	7	13	
	II 6-8	35	3	tr.	--	2	60	
	IV 30	30	5	1	1	2	68	
	II 6-10	50	2	--	--	3	45	
	IV 1	75	2	1	--	2	20	
	III 4	40	20	15	1	10	14	
	V 1	15	--	--	--	10	75	
	I 6-1	60	5	10	2	3	15	
	IV 31	30	--	2	--	--	68	
	II 6-9	50	2	1	1	5	41	
	III 18	60	7	10	3	5	15	
	IV 11	25	20	3	2	tr.	50	
	II 6-6	25	5	--	--	--	70	
	Djébel	III 12	50	--	--	2	8	40
		III 2	60	2	--	--	8	30
		IV 24	40	10	tr.	tr.	--	50
		IV 25	40	--	tr.	1	9	50
		III 1	25	3	--	--	--	72
		III 13	60	--	tr.	1	5	35
		III 10	60	2	1	25	7	5
		III 9	5	--	10	tr.	tr.	85
IV 18		30	--	--	--	10	70	
III 14		60	1	2	tr.	7	30	
II 5-3		50	--	15	7	13	15	
III		40	1	--	--	9	50	
III 20		60	1	tr.	tr.	9	30	
IV 25'		40	7	1	2	7	33	
II 6-3	70	15	1	1	7	6		
Dj. Nadjaa	III 3	40	10	10	10	5	25	
	III 5	60	7	--	5	8	20	
	IV "	50	10	tr.	tr.	5	35	
	I 4-1	40	--	1	--	3	56	
	IV 26	50	1	1	tr.	3	44	
	C 1	30	40	10	10	3	7	
C 8	50	--	2	--	3	45		
C 10	15	3	1	1	tr.	80		
C 20	35	tr.	tr.	tr.	tr.	64		

Fig. 25

Résultats des colorations de carbonates.

Région de SAIDA.

	N° éch.	dolomite %	ankérite %	sidérite %	cérusite %	calcite %	quartz, et autres %
Djébel Dalaa éch CHAREF	DM1D. C.	55	tr.	1	5	4	35
	DM2D. C.	40	--	tr.	1	9	50
	DM3D. C.	50	5	5	10	10	20
	DM4D. C.	45	5	10	5	15	20
	DMSD. C.	50	10	15	tr.	5	30
	DS1D. C.	60	5	10	5	15	5
	DS2D. C.	45	3	12	5	20	25
	DS3D. C.	40	10	15	10	15	10
	DS4D. C.	60	2	--	10	8	20
	DS5D. C.	30	40	10	10	3	7
	DS6D. C.	40	10	30	10	5	5
	DS7D. C.	85	5	2	2	6	--
	DS8D. C.	75	5	5	5	10	--
	DS9D. C.	70	3	5	12	10	--
	DS10D. C.	40	10	10	10	20	10
DS11D. C.	70	5	10	--	15	--	
DS14D. C.	75	10	5	5	5	--	
DS15D. C.	65	10	5	5	10	--	
Djébel es SFAH	DI1 S	82	--	1	3	4	10
	DI2 S	75	5	tr.	tr.	5	15
	DI3 S	60	1	tr.	2	7	30
	DI4 S	50	10	tr.	tr.	5	35
	DM1 S	60	1	2	tr.	10	27
	DM2 S	40	10	tr.	--	--	50
	DM3 S	60	5	10	2	3	15
	DM4 S	50	2	--	tr.	3	45
	DM5 S	70	15	1	1	7	6
	DM6 S	50	tr.	1	1	3	44
	DM7 S	30	30	10	10	3	17
	DM8 S	50	5	5	1	4	35
	DS2 S	30	40	10	10	3	7
	DS3 S	60	1	--	--	19	20
	DS5 S	70	5	1	2	7	13
	DS6 S	50	15 1	2	--	13	20
	DS9 S	50	--	15	7	13	15
	DS10 S	60	2	1	25	7	5
	DS13 S	60	1	10	10	9	10
DS14 S	70	15	1	1	7	6	
DS16 S	25	20	13	12	5	25	
DS17 S	75	2	1	10	12	--	
DS18 S	70	10	5	7	5	3	
DS19 S	60	10	5	5	10	10	

Fig. 26

-Résultats des colorations des carbonates.
Région de Hassi zerga des Béni Méthar.

Ech.	Chlorite	Illite	Quartz	Fd. K.	Plagio.	Calcite	Dolomite
I 1	3	0	74	21	0	0	0
I 3	2	0	73	2	0	21	0
I 4	0	2	96	2	0	0	0
I 6	0	5	78	9	0	0	5
II 1	5	4	64	10	0	16	0
II 2.1	2	3	30	3	0	0	37
II 3	7	6	59	3	0	0	14
II 5.1	0	0	10	1	0	0	67
II 6.3	0	0	0	0	0	0	99
II.6.7	0	3	27	6	0	0	64
III	0	0	46	3	0	0	49
III 1	7	6	55	13	0	0	18
III 8	1	0	1	0	0	0	93
III 10	0	0	11	0	0	0	88
III 12	0	0	13	1	0	1	85
III 14	0	0	9	0	0	0	73
III 18	0	0	13	0	0	6	82
IV 3	0	0	0	0	0	0	93
IV 5	0	0	15	0	0	0	85
IV 6	0	0	0	0	0	0	98
IV 10	0	0	3	0	0	0	81
J 11.12	5	0	92	2	0	0	0
IV 13	0	0	23	1	0	0	50
IV 15	3	0	44	2	0	0	35
IV 19	2	2	58	0	0	2	36
IV 24	0	0	14	2	0	0	60
IV 30	3	3	48	3	0	0	17
V	5	0	90	3	0	0	0
V 2	6	0	92	2	0	0	0
V 3	5	0	48	3	0	0	29
V 4	4	2	28	1	0	0	44

TABEAU 1 : Résultats des analyses aux rayons X des échantillons de la coupe du Djébel Yelouz-

Ech.	Chlorite	Illite	Quartz	Fd. K	Plagio.	Calcite	Dolomite
C1	0	0	5	0	0	0	95
C3	0	0	59	3	0	0	25
C6	4	3	39	2	0	0	33
C8	3	0	23	8	0	0	42
C12	0	0	2	0	0	0	96
C14	4	0	38	3	0	0	37
C19	0	0	72	2	0	25	0
C21	2	2	37	0	0	0	43

TABLEAU 2 : Résultats des analyses aux Rayons X des échantillons de la coupe de Nadjaa - "Roche totale"

Ech.	Chlorite	Illite	Quartz	Fd. K	Plagio.	Calcite	Dolomite
GM 2	5	0	90	3	0	0	0
DM 1	1	0	10	1	0	6	89
DM 2	1	0	8	2	0	10	78
DM 3	1	0	10	1	0	2	85
DM 4	0	0	0	1	0	5	90
GS 0	1	3	80	2	0	0	8
GS 6	1	4	75	2	0	1	12
GS 7	1	7	70	2	0	1	15
GS 8	2	4	80	1	0	0	10
GS 8'	1	3	70	3	0	0	15
DS 1	0	0	15	3	0	8	75
DS 5	0	0	10	5	0	10	78
DS 10	1	2	10	1	0	3	75
DS 12	0	1	8	4	0	7	77
DS 15	1	1	13	1	0	15	65

TABLEAU 3 : Résultats des analyses aux rayons X des échantillons de la coupe du Djébel Dalaa éch Charef.

Ech.	Chlorite	Illite	Quartz	Fd.K	Plagio.	Calcite	Dolomite
GI 1'	7	6	55	13	0	0	18
GI 2	0	5	80	7	0	0	5
GI 2'	5	0	90	3	0	0	0
DI 1	0	0	9	0	0	0	73
DI 2	0	0	15	0	0	0	85
DI 3	0	3	27	6	0	0	64
DI 4	0	0	13	0	0	6	82
GM 2	0	5	78	9	0	0	5
GM 3	5	1	90	2	0	1	0
GM 3'	5	1	92	2	0	0	0
DM 1	1	0	10	1	0	75	13
DM 2	0	0	12	2	0	2	60
DM 4	1	0	0	4	0	10	80
DM 7	0	0	5	1	0	5	80
GS 1'	7	6	50	13	0	5	18
GS 6	4	7	70	2	0	0	5
GS 7	2	2	58	0	0	3	35
DS 1	3	0	23	8	0	0	42
DS 7	0	0	0	5	0	0	95
DS 15	0	0	0	1	0	5	90

TABLEAU 4 : Résultats des analyses aux rayons X des échantillons de la coupe du Djébel es Sfah

Ech.	Chlorite	Illite	Quartz	Fd. K	Plagio.	Calcite	Dolomite
T	5	0	89	5	0	0	0
T8'	3	0	59	1	0	1	35
T10	0	0	5	1	0	0	81
T11	0	0	23	4	0	0	73
T12	0	0	18	2	0	0	80
T15	2	2	16	1	0	1	77
T16	0	0	1	0	0	0	91
T18	0	0	14	2	0	0	84
T19	0	0	8	1	0	0	91

TABLEAU 5 : Résultats des analyses aux Rayons X des échantillons de la coupe Tizigdel "Roche totale"

mitique parfois recristallisé secondairement. Les grès à ciment calcaire sont plus rares à petits grains de quartz arrondis, noyés dans un ciment de calcite cristalline; lorsque les quartz sont fortement dispersés, la calcite cristallise en rhomboédres enchevêtrés; lorsqu'ils sont jointifs, ils se soudent en petites plages quartzitiques. Des bioclastes ont recristallisé en une mosaïque de calcite, ou en dolomite quand il s'agit d'un ciment dolomitique.

On signale d'autre part la présence de débris de bois silicifiés, des plantes plus ou moins conservées qui sont probablement des dasycladacées, des gastéropodes, des crinoïdes, des oolithes et des lamelli-branches, tous mal conservés et remplis de dolomite ou de calcite.

2/ REGION DE HASSI ZERGA DES BENI METHAR

Les éléments sont assez bien classés, leurs dimensions varient de 40 à 315 μ , avec un maximum de fréquence vers 200 μ ; parmi les quartz, la plupart des gros grains (< 500 μ) sont arrondis (leur émoussé est supérieur à celui des quartz de la région de Saïda), quelques uns et tous les petits grains sont anguleux mais dont les arêtes sont cependant presque toujours émoussées.

Leur aspect de surface est irrisé, et parfois on remarque des corrosions dolomitisées sur les parois ou des microsolicifications.

Ce sont des grès marins assez bien caractérisés.

D'autre fois, au contraire, on remarque que les grains sont mal classés, sans aucune fréquence maximale sensible vers une dimension déterminée. Quelques gros grains sont arrondis, presque tous sont anguleux.

Ce sont des grès à faciès fluviatile typique.

Le ciment est réduit en général, il est argileux, dolomitique ou argilo-dolomitique. On observe une porosité dans tous les grès en général; elle est marquée par des dissolutions ou des microfractures.

On observe parfois un microlitage oblique bien marqué, et des microstructures entrecroisées, accompagnées de granoclasses ou de bioturbations.

On note la présence de débris de rameaux silicifiés ou de plantes (algues) très mal conservés, de bioclastes complètement recristallisés en calcite ou en dolomite.

La microfaune est composée de lamelli-branches, de crinoïdes et de gastéropodes, recristallisés et leur détermination n'est guère possible. Il s'y ajoute des gravelles et des oolithes plus ou moins altérées.

Les feldspaths sont généralement potassiques, rarement des plagioclasses; des minéraux opaques, de la muscovite, de la goethite, de la sidérite, et quelques minéraux lourds (tourmaline arrondie, zircon, sphène, magnétite) complètent cet ensemble.

3/ CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES GRES

On remarque que les grès des deux régions sont très semblables; on y a déterminé deux faciès avec un intermédiaire, soit:

- . Grès marin franc relativement plus abondant, dans la région de Saïda;
- . Grès marin à faciès fluviatile principalement, dans le Djébel Dalaa éch. Charef;
- . Grès fluviatile notamment dans le Djébel es Sfah.

III- LES CALCAIRES

III.1- RÉGION DE SAÏDA

Dans chacune des deux coupes du Djébel Yélouz et du Djébel Nadjaa deux bancs de calcaires ont été observés et présentent les mêmes structures.

L'analyse microscopique révèle un calcaire à débris, dont le fond assez finement cristallin, est parsemé de menus fragments d'organismes encore reconnaissables, et de très nombreuses petites taches limpides très irrégulières dont les unes, nettement délimitées, correspondent probablement à des fragments de coquilles recristallisées, tandis que d'autres sont des taches de recristallisation du ciment, dont certaines ont englobé des débris d'échinodermes, des radioles d'oursins, des plaques de crinoïdes. Les polypiers sont recristallisés en mosaïque de calcite et ne sont pas rares.

Cette biomicrorite renferme de petits grains de quartz (40 à 63 microns) arrondis qui gênent parfois la recristallisation de la calcite quand ils sont regroupés. Des galets mous d'argile de couleur rouge et de dolomie sont parfois présents.

Fig. 29 - Tableau des observations microscopiques des "grès de Sidi Amar" coupe du Djébel Nadja.

N° éch.	1 quartz	2 dolomie	3 Fds. K	4 plagioclases	5 Mx. lourds	6 Muscovite	7 Mx. opaques	8 goëthite	9 calcite	10 chlorite	11 clastes	12 Bioclastes	13 argile	14 oolithes	15 pelloïdes	16 bioturbation	17 ciment	18 micrite	19 sparite	20 glauconie	21 sphéricité	22 recristallisation	23 contours de bioclast	24 petits crist. dolom.	25 grands crist. dolom.	26 géodes	27 nourrissage	28 noyaux d'inclusions	29 granulométrie	REMARQUES
C1	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	terriers hématisés
C2	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	granoclasement	
C3	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	calcaire	
C3'	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	porosité	
C4	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	porosité	
C6	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	porosité	
C8	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	rides d'oscillations	
C10	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	croissance sur cotés des cristaux	
C12	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	éléments de schiste cristallin		
C14	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	litage horizontal		
C16	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	éléments schistes, porosité		
C19	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	terriers et débris de bois		
C20	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
C21	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	

N° éch.	1 quartz	2 dolomie	3 Fds. K	4 plagioclases	5 Mx. lourds	6 muscovites	7 Mx. opaques	8 goëthite	9 calcite	10 chlorite	11 clastes	12 bioclastes	13 argile	14 oolithes	15 pelloïdes	16 bioturbation	17 ciment	18 micrite	19 sparite	20 glauconie	21 sphéricité	22 recristallisation	23 contours de bioclastes	24 petits crist. dolomite	25 grands crist. dolomite	26 géodes	27 nourrissage	28 noyaux d'inclusions	29 granulométrie	REMARQUES
T	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	porosité
T7	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	microséquence
T8'	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	éléments de schistes
T10	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	remplissage de calcite
T11	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	microséquence
T12	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
T13	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
T14	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
T15	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	microséquences
T16	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	croissance crist. dolomite
T17	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	" " "
T18	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	microséquences
T19	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
T22	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
T25	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
T29	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	galets mous
T30	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	laminations
T32	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	"
T33	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	flasers
T34	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
T38	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
T39	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	croissance cristaux dolomite
T41	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	stromatholites
T44	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	laminations
T47	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	"
T48	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	" , stromatholites
T51	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	"
T53	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	"
T54	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	"
T55	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	"

Fig. 30 - Tableau des observations microscopiques des "grès de Sidi Amar" coupe du Djébel Tizigdel.

N° éch.	REMARQUES																													
	1 quartz	2 dolomie	3 Fds. K	4 plagioclases	5 Mx. lourds	6 Mx. opaques	7 Muscovites	8 goethite	9 chlorite	10 calcite	11 clastes	12 bioclastes	13 argile	14 oolithes	15 pelloïdes	16 bioturbation	17 ciment	18 micrite	19 sparite	20 glauconie	21 sphéricité	22 recristallisation	23 contours de bioclastes	24 petits cristaux dolomites	25 grands crist. dolomites	26 géodes	27 nourrissage	28 noyaux d'inclusion	29 granulométrie	
GI 0	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	nourrissage
GI 1'	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	débris de bois
GI 2'	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	quartz corrodés
DI 1	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	bioturbation
DI 2	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Polypiers, Lamellibranches
DI 3	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	nourrissage
DI 4	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	bioturbation
GM 0	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	débris de bois
GM 2	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	débris de bois
GM 3	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
GM 3'	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
GM 4	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Polypiers, nourrissage
DM 1	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" "
DM 2	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" "
DM 3	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" "
DM 4	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" "
DM 5	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" "
DM 6	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Lamellib. et, Gastéro. silicifiés
DM 7	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	granoclasement
DM 8	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	bioturbation
GS 1'	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
GS 1''	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Gastéropodes recristallisés
GS 2'	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
GS 3	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	quartz corrodés
GS 3'	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	bioturbation, débris de bois
GS 4'	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	recristallisation de la calcite
GS 4''	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	débris de bois
GS 4-1	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	litage oblique
GS 6	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" "
GS 6'	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" "
GS 7	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
GS 7'	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Lamellibranches recristallisés
GS 7''	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	quartz arrondis et corrodés
DS 1	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
DS 2	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
DS 3	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	géodes occupées par la calcite
DS 4	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
DS 5	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
DS 6	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Gastéropodes occupés par sparite
DS 7	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
DS 8	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
DS 9	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Polypiers
DS 10	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
DS 11	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
DS 12	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Polypiers
DS 13	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	bioturbation
DS 14	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	"
DS 15	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	"
DS 16	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	"
DS 17	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	"
DS 18	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
DS 19	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	

Fig. 31 - Tableau des observations microscopiques des "grès de Sidi AMAR" coupe du Djébel es SFAH.

N° éch.	REMARQUES																													
	1 quartz	2 dolomie	3 Fds. K	4 plagioclases	5 Mx. lourds	6 Mx. opaques	7 Muscovites	8 goethite	9 chlorite	10 calcite	11 clastes	12 bioclastes	13 argile	14 oolithes	15 pelloïdes	16 bioturbation	17 ciment	18 micrite	19 sparite	20 glauconie	21 sphéricité	22 recristallisation	23 contours de bioclastes	24 petits cristaux dolomites	25 grands crist. dolomites	26 géodes	27 nourrissage	28 noyaux d'inclusion	29 granulométrie	
GM 0	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	litage horizontal
GM 2	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
DM 1	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Polypiers
DM 2	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" , nourrissage
DM 3	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" "
DM 4	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" "
DM 5	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	" "
GS 0	●	●	●	●	●																									

III.2- RÉGION DE HASSI ZERGA DES BÉNI MÉTHAR

On a observé deux sortes de calcaires:

a) Calcaires lumachelliques a fond parsemé de quelques petits grains de quartz arrondis, de petits galets mous d'argile rouge ou verte et de débris d'organismes presque toujours recristallisés en calcite ou en dolomite, gastéropodes, lamellibranches, crinoïdes; mais aucune microfaune n'est conservée.

b) Calcaires dolomitiques ou argilo-dolomitique, légèrement gréseux (7 à 10% de petits grains de quartz (63 microns) à fantômes d'oolithes, à petits foraminifères (Miliolles, Nautiloculines) à débris d'échinodermes, de lamellibranches, de gastéropodes et de polypiers, recristallisés en calcite ou en dolomite.

IV- LES ARGILES ET LES MINÉRAUX ARGILEUX DES GRES

IV.1- MÉTHODES

- 37 échantillons ont été lavés ou tamisés;
- les résidus de lavage ont été observés à la binoculaire;
- la fraction fine (inférieure à deux microns) a été prélevée dans les niveaux gréseux, argileux ou sableux de la formation des grès de Sidi Amar et analysée:

. par diffractométrie X, à l'Institut Dolomieu de l'Université de Grenoble;

. au microscope électronique à balayage (MEB) de l'Université Claude Bernard à Lyon.

a) Appareillage

1/ Diffractomètre Philips à tube K: puissance d'utilisation 0,8 kw, fente de divergence 7°, rotation 1°/minute entre $2\theta = 2^\circ$ et $2\theta = 32^\circ$. Enregistreurs, sensibilité 10 cps, constance de temps 2 secondes, vitesse de défilement du papier 800 mm/h.

2/ Microscope électronique à balayage (Stéroscau 600 Cambridge) du Centre de Microscopie appliquée à la Biologie de l'Université Claude Bernard de Lyon.

b) Identification

1/ Diffractométrie X: trois courbes sont enregistrées:

- une courbe dite normale, qui correspond à l'étude de l'échantillon séché à l'air libre sans traitement;

- une courbe correspondant à l'enregistrement après traitement de l'échantillon à l'éthylène-glycol, permet d'identifier les minéraux gonflants;

- une courbe correspondant à l'enregistrement après chauffage à 550°C qui fait disparaître les pics de la kaolinite.

2/ Microscope électronique à balayage: des photos sont analysées.

IV.2- RÉSULTATS

Ils sont groupés sous forme de tableaux indiquant la nature des minéraux décelés pour chacune des régions étudiées et leur importance relative (tr = trace; + = présent; ++ = abondant; +++ = très abondant).

a) Les argiles et les minéraux argileux de la région de Saïda (tableaux. 6,7,8)

Les résidus de lavage se sont révélés azoïques, uniquement composés de petits grains d'oxydes de fer (goethite), de muscovite, de fragments de schistes cristallins de couleur grise, de fragments de calcaires blancs, de feldspaths, de grains de quartz, de quelques grains de glauconie et de microterriers complètement hématisés.

Les argiles sont sous forme de ciment dans les grès ou sous forme de galets mous aplatis dans les dolomies rarement dans les grès.

Le cortège minéralogique de cette région est caractérisé par une nette dominance de la kaolinite à laquelle s'associent toujours de l'illite et des traces de montmorillonite et d'interstratifiés (I-M; M-C).

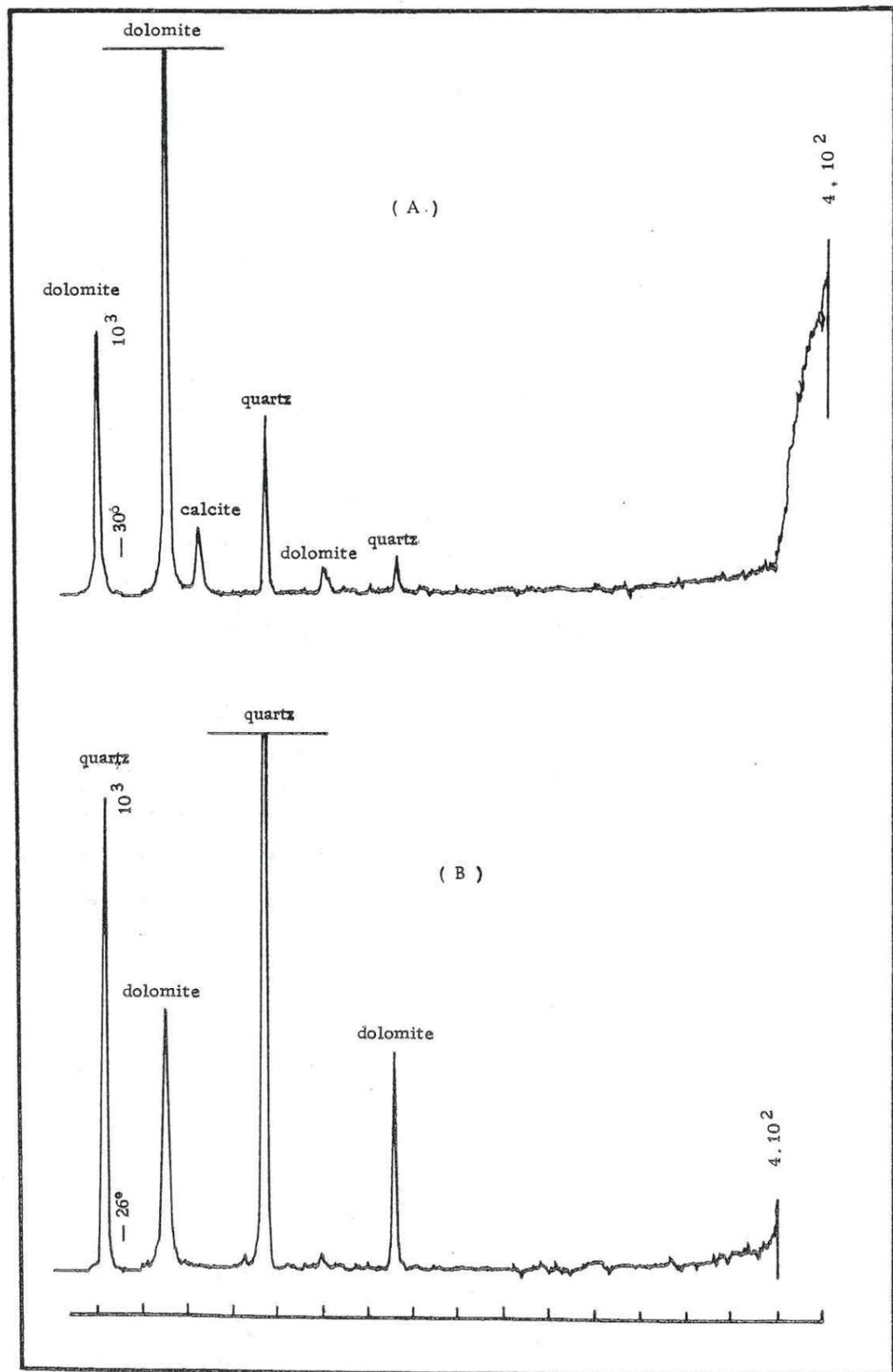


Fig. 33 -Composition minéralogique représentative des dolomies gréseuses (A) et des grès dolomitiques (B) de la formation des grès de Sidi Amar.

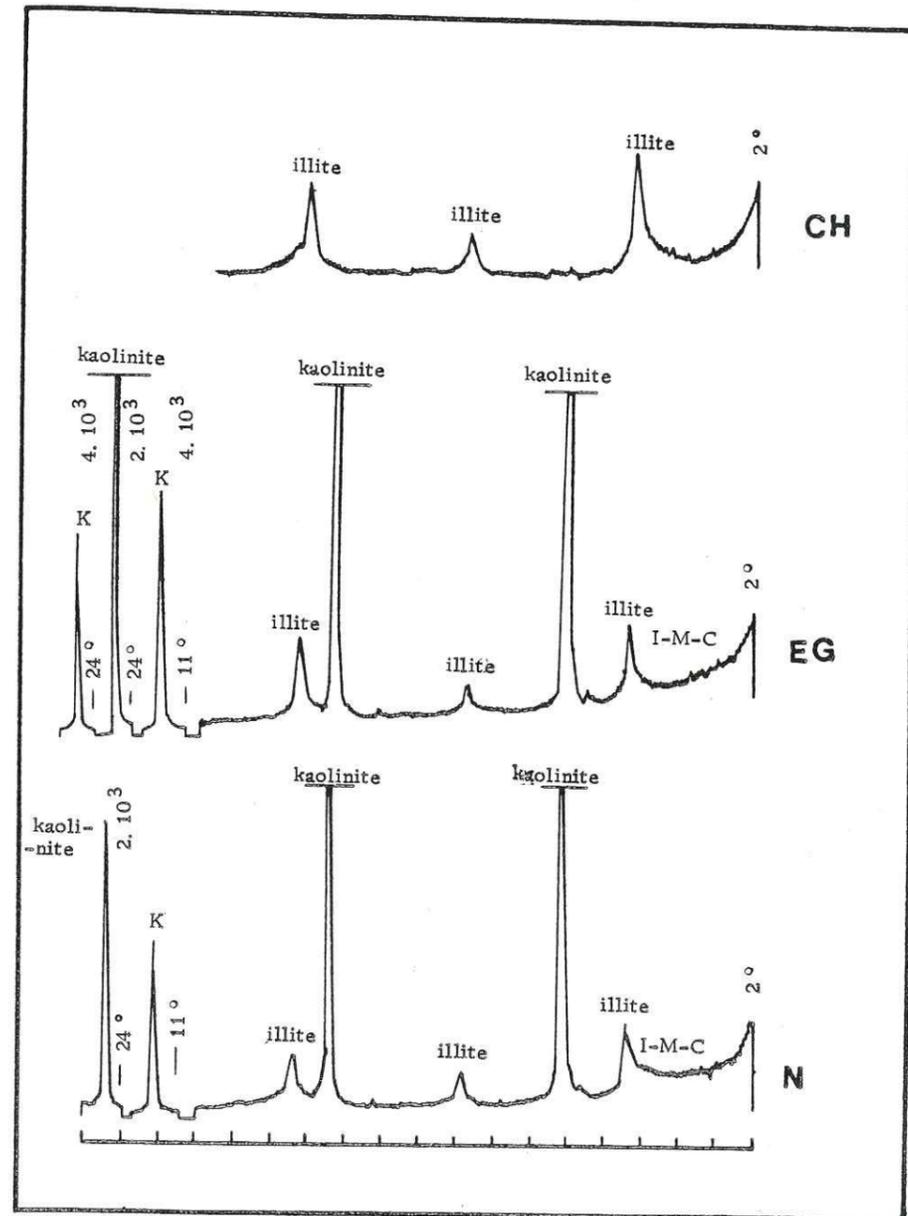


Fig. 34 -Composition minéralogique représentative de la fraction argileuse (matrice des grès de Sidi Amar).

Les pics des diffractogrammes de la kaolinite sont étroits, et les photos du microscope électronique à balayage montre que la kaolinite est bien cristallisée et néoformée (Fig.34).

Sur les photos 1 à 5 pl.11, on remarque que les minéraux de la kaolinite ont conservé leurs faces cristallines, malgré l'effet de la préparation, et quand elle est en place entre les grains de quartz, elle a une structure alvéolaire, en nid d'abeilles bien organisé (pl.11 , photo 2).

En revanche les pics ouverts des diffractogrammes de l'illite induisent une origine probablement détritique.

La présence d'une faible quantité d'illite détritique et d'une forte proportion de kaolinite néoformée rappelle le phénomène décrit dans les grès cambriens de Hassi Messaoud (A. VATAN, 1962; G. MILLOT, 1964). On peut donc penser qu'ici l'altération ménagée sous climat tropical sec des feldspaths et micas du socle a engendré de l'illite et de la goethite transportées et sédimentées en même temps que les grès qui comportent essentiellement des quartz mais encore 5 à 6 % de feldspaths potassiques et 7 à 10 % de muscovite.

La kaolinite serait d'origine diagénétique et proviendrait de la transformation par lessivage acide de l'illite.

La montmorillonite est généralement en traces ou associée à la chlorite sous forme d'interstratifiés. Elle dérive soit des interstratifiés lorsque l'altération n'est pas très avancée (DUNOYER, 1969, p.226-234), soit d'une néogenèse en milieu alcalin confiné (MILLOT, 1969, p. 133).

Vers la base des coupes des Djébels Yélouz et Nadjaa, elle est bien marquée et abondante, ce qui permet d'avoir un niveau repère intéressant.

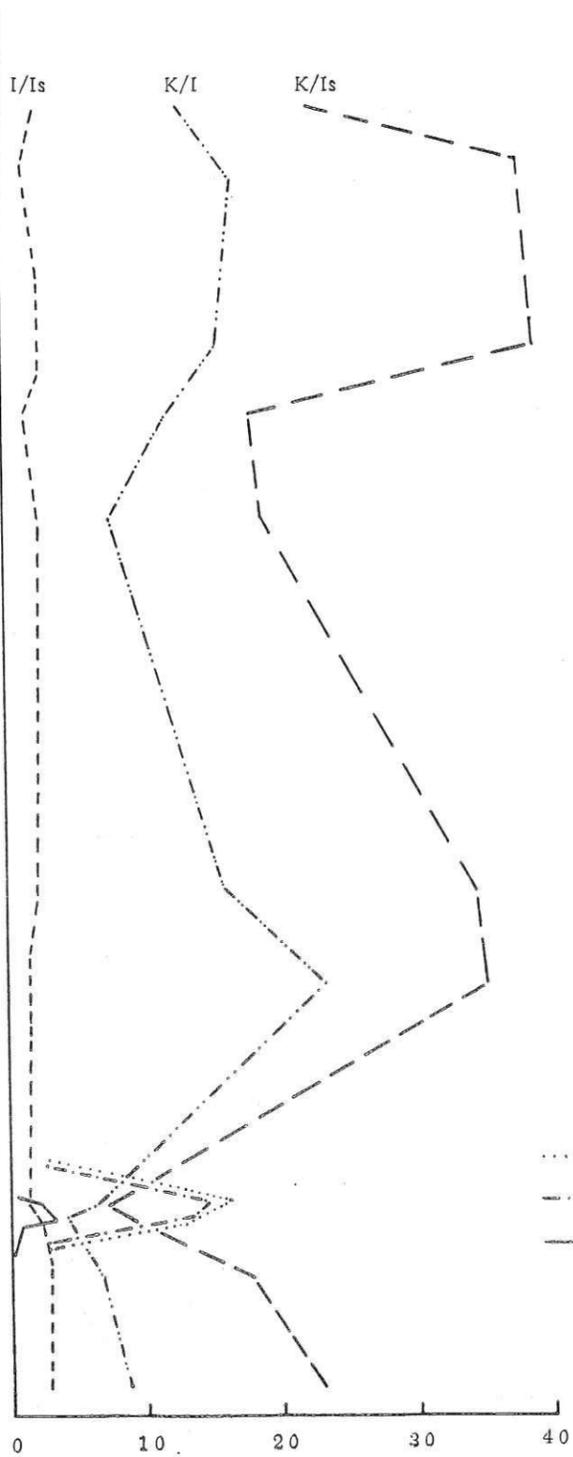
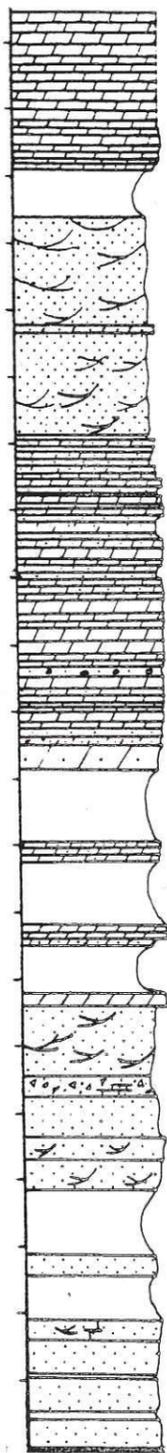
Les figures 35,36,37, soulignent que le rapport illite/interstratifiés est assez constant tout au long de la série.

On note l'absence totale de l'illite à la base du Djébel Nadjaa.

En revanche, les rapports kaolinite/illite et kaolinite/interstratifiés soulignent les variations verticales importantes de la kaolinite.

N° Ech.	Kaolinite	Illite	Montmorillonite	Inter - stratifiés	Goëthite	Zéolite	Chlorite	micro Quartz	Fds K
V2	+++	++	tr.	I - M tr.	tr.	tr.	---	---	---
IV29	+++	++	tr.	I - M tr.	+	tr.	---	---	---
JV 11-12	+++	++	tr.	+ I - M tr.	---	---	tr.	tr.	tr.
II 6	+++	++	tr.	I - M, C - M tr.	+	---	tr.	tr.	tr.
II 5	+++	++	tr.	I - M, C - M tr.	tr.	tr.	tr.	---	tr.
I 6	++	+	+++	I - M tr.	tr.	tr.	tr.	---	---
I 5	++	+	+++	I - M tr.	---	---	---	---	---
I 4	+++	+	tr.	I - M, C - M tr.	---	---	tr.	---	---
I 3	+++	+	tr.	I - M, C - M tr.	---	---	tr.	---	---

Tableau 6 - Résultats de l'analyse aux Rayons X de la fraction fine des Grès de Sidi Amar Région de Saïda (coupe du Djébel Yélouz).



Montmorillonite		M
Kaolinite		K
Montmorillonite		M
Illite		I
Montmorillonite		M
Chlorite		C
Illite		I
Interstratifiés		Is
Kaolinite		K
Illite		I
Kaolinite		K
Interstratifiés		Is

..... M/C
 - - - - M/I
 ——— M/K

Fig. 35 VARIATIONS DES PROPORTIONS DES MINÉRAUX ARGILEUX (Djébel YELOUZ).

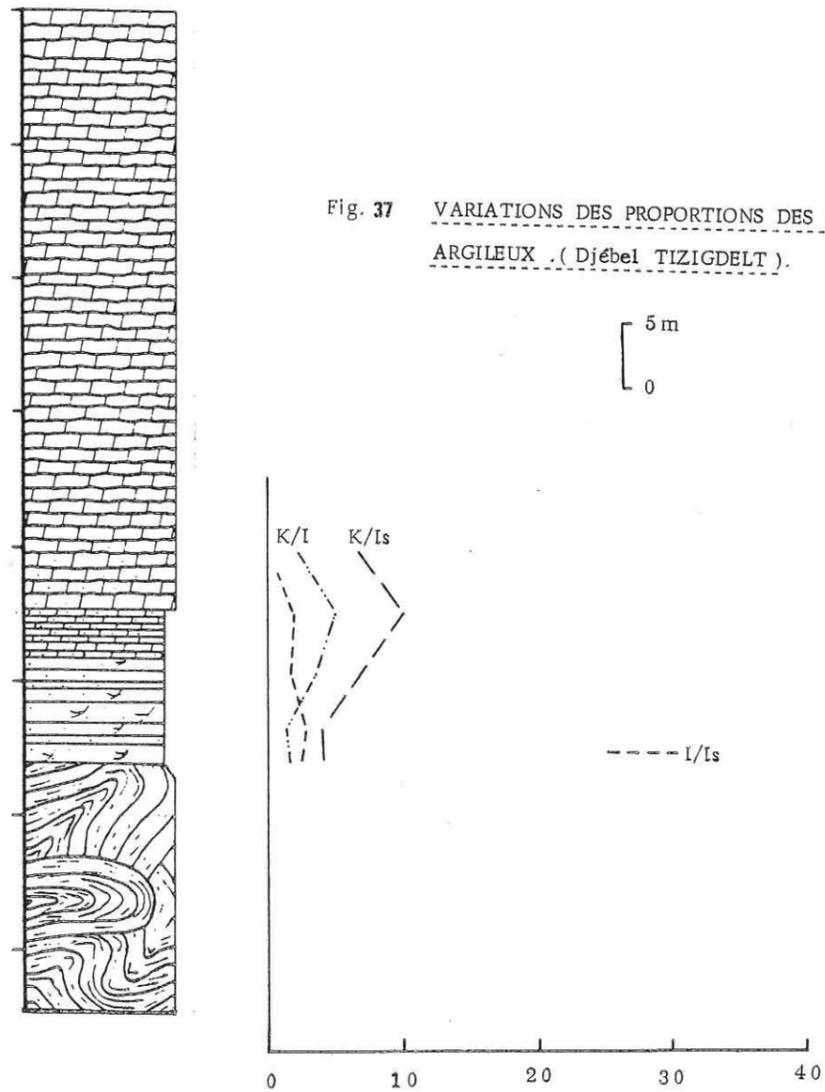
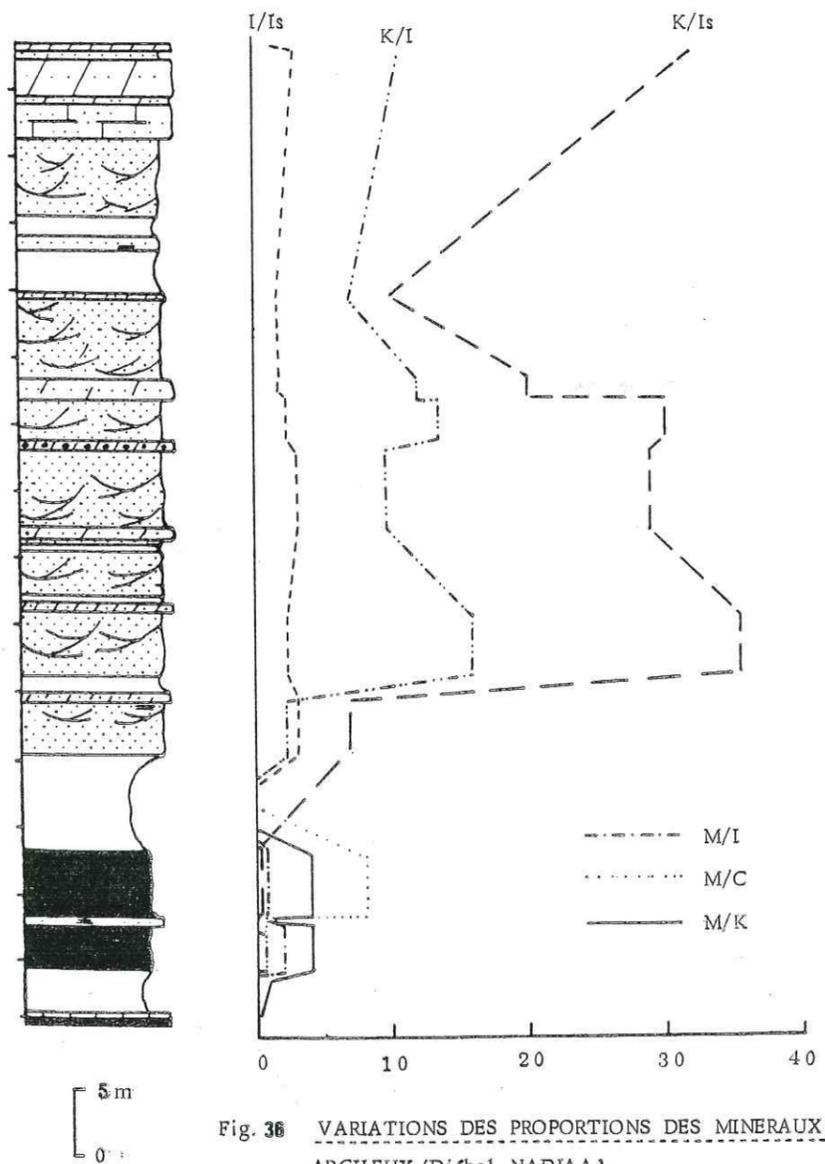
5 m
0

N° Ech.	Kaolinite	Illite	Montmorillonite	Interstratifiés	Goethite	Zéolite	Chlorite	Micro-quartz	Fds K
C 22	+++	+	tr.	I - M tr.	tr.	---	---	---	---
C 16	+++	+	tr.	I - M tr.	---	---	---	---	---
C 14	++	+	---	I - M tr.	tr.	---	tr.	---	tr.
C 13	+++	+	---	I - M, M - C tr.	---	---	---	---	---
C 11	++	++	---	I - M tr.	tr.	tr.	tr.?	---	---
C 7	++	+	---	I - M, M - C tr.	---	---	tr.	---	tr.
C 5	++	+	---	I - M, M - C tr.	---	---	tr.	tr.	tr.
C 4	+	+++	+++	I - M, M - C tr.	---	---	tr.	tr.	---
C 2	+	++	+++	I - M, M - C tr.	---	---	tr.	tr.	---

Tableau 7 - Résultats de l'analyse aux Rayons X de la fraction fine des Grès de Sidi Amar Région de Saïda (coupe du Djébel Nadjaa).

N° Ech.	Kaolinite	Illite	Montmorillonite	Inter - stratifiés	Goërite	Zéolite	Chlorite	micro Quartz	Fds K
T 8	++	+	tr.	M - C tr.	tr.	---	tr.	---	---
T 7	++	+	tr.	I - M, C - M tr.	---	---	tr.	---	---
T 3	++	+	---	I - M, M - C tr.	---	---	tr.	---	---
T 1	++	+	---	I - M, M - C tr.	---	---	tr.	---	---

Tableau 8 - Résultats de l'analyse aux Rayons X de la fraction fine des Grès de Sidi Amar Région de Saïda (coupe du Djébel Izigdelt).



N° Ech.	Kaolinite	Illite	Montmorillonite	Interstratifiés	Gœthite	Zéolite	Chlorite	microquartz	Fd. K.
GS8S	++ +	+	--	I-M + i-M tr.	tr.	--	--	--	--
GS5S	++ +	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	--	--	--
GS4S	++	+	--	I-M tr.	tr.	--	tr.	--	--
GS2S	++ +	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GS1S	++	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GM5S	++ +	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GM4S	++ +	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GM2S	++	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GM1S	++	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GI2S	++ +	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GI1S	++ +	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GS5 D.C.	++ +	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GS4 D.C.	++	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GS1 D.C.	++ +	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--
GM1 D.C.	++ +	+	--	I-M, M-C tr.	tr.	--	tr.	--	--

Dj. Dalaâ éch Charef
Dj. es S F A H.

Tableau 3 - Résultats de l'analyse aux Rayons X de la fraction fine des Grès de Sidi Amar
Région de Hassi Zerga des Béni Méthar.

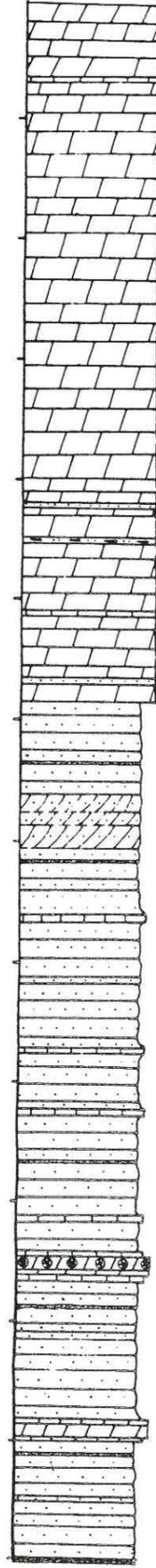
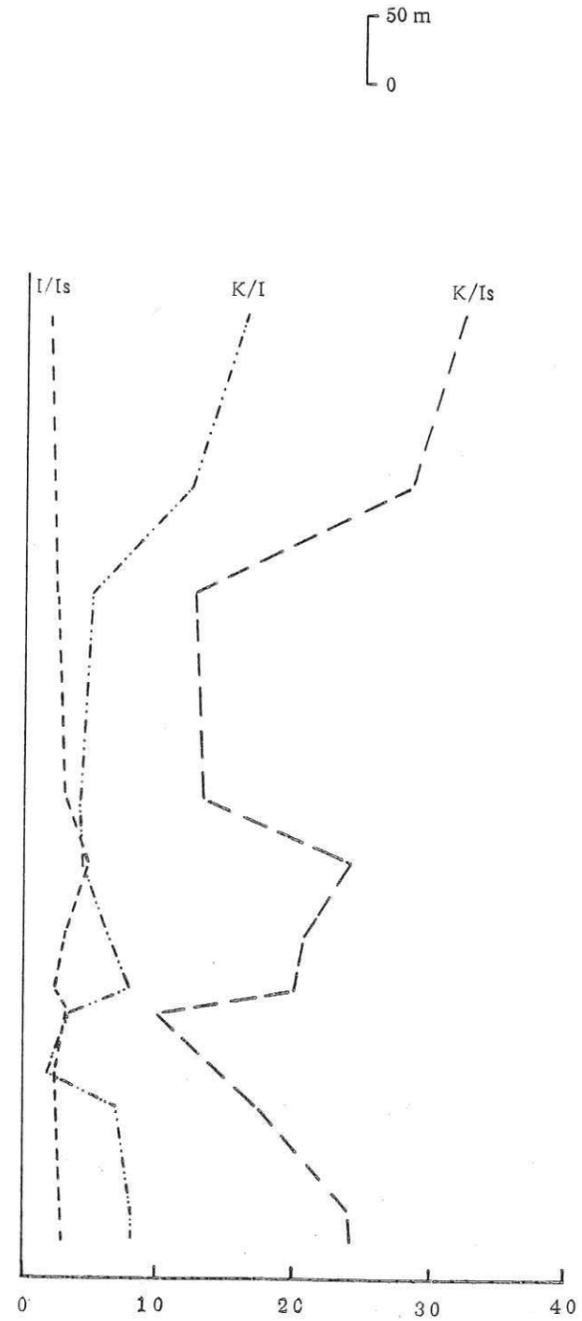


Fig. 38 VARIATIONS DES PROPORTIONS DES MINÉRAUX ARGILEUX (Djébel es SFAH).



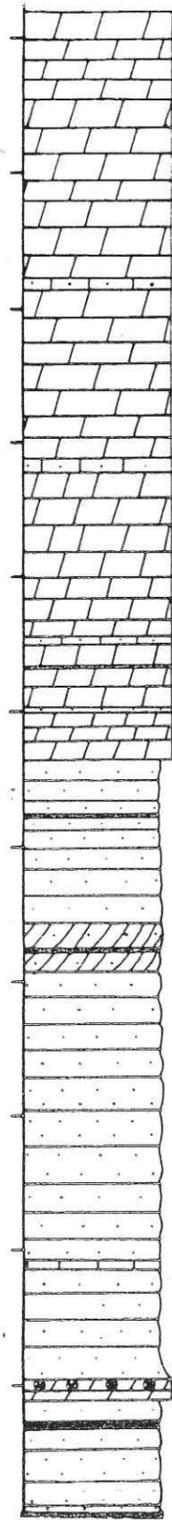
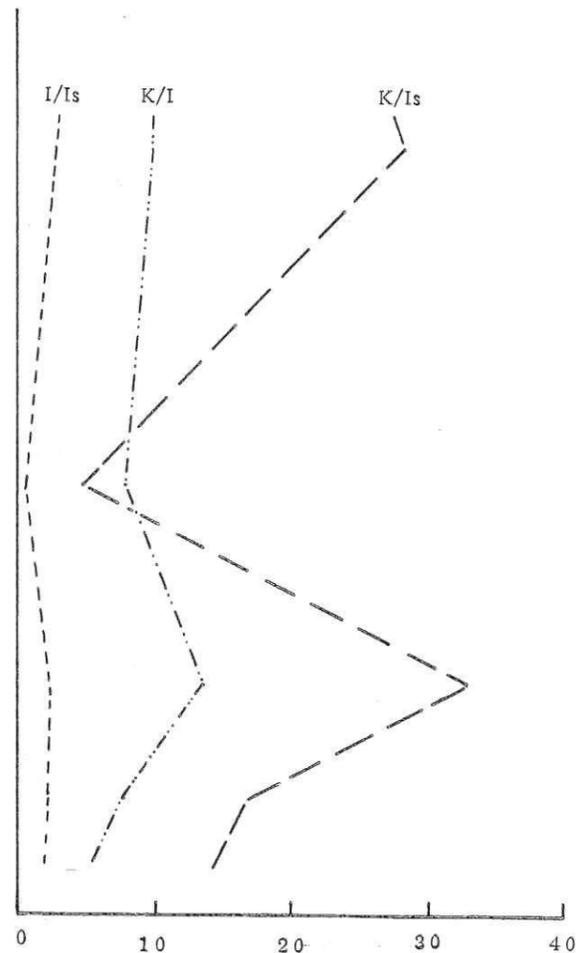


Fig. 39 VARIATIONS DES PROPORTIONS DES MINÉRAUX ARGILEUX (Djébel DALAA ech CHAREF).

50 m
0



b) Les argiles et les minéraux argileux de la région de Hassi Zerga des Beni Methar

Les niveaux argileux sont tous azoïques, les résidus des lavages n'ont livré que des débris de schistes cristallins gris, d'oxyde de fer, de muscovite, de débris de calcaires blanchâtres, de quartz anguleux ou arrondis, de mauvais débris de bioclastes et quelques grains de glauconie.

Le cortège argileux est semblable à celui de la région de Saïda.

La kaolinite dominante, mais moins abondante que la région de Saïda est toujours accompagnée d'illite. On note toujours la présence des interstratifiés et des traces de goethite et de chlorite.

Cette région se distingue par l'absence de montmorillonite qui n'apparaît que sous forme de traces dans les interstratifiés.

Ici encore, la kaolinite est bien cristallisée (pics étroits, fig. 34) et l'illite est détritique (pics ouverts, fig. 34, p.84). Le même phénomène que dans la région de Saïda s'est produit ici.

D'après les figures 38, 39, le rapport illite/interstratifiés est verticalement constant, par contre les rapports kaolinite/interstratifiés varient d'une façon homogène dans la région.

IV.3- CONCLUSION À L'ÉTUDE DES ARGILES ET DES MINÉRAUX ARGILEUX

Les niveaux argileux sont azoïques, renfermant parfois des microterriers, des débris de schistes cristallins, de quartz anguleux, des débris de bioclastes, quelques grains de glauconie et des paillettes de muscovite.

Les grès de Sidi Amar (ex. Franchetti) sont caractérisés par l'abondance de la kaolinite, la présence d'illite, et de traces de montmorillonite, de chlorite sous forme d'interstratifiés.

La kaolinite est néoformée et proviendrait de la transformation diagénetique, par lessivage acide, de l'illite originelle, détritique.

V- LES DOLOMIES

Les dolomies sont constituées par des rhomboédres de dolomite de formes variées, contenant des inclusions diverses; leur genèse est complexe et s'est réalisée en plusieurs étapes.

Les microfaciès observés peuvent être répartis en plusieurs groupes en fonction de l'importance de la dolomitisation de la roche.

- Groupe A: grès à ciment dolomitique et/ou argileux, à rares traces de bioclastes;
- Groupe B: dolomie plus ou moins gréseuse à traces de bioclastes et/ou d'oolithes;
- Groupe C: dolomie plus ou moins gréseuse, sans traces de bioclastes, ni d'oolithes;
- Groupe D: dolomie entièrement recristallisée.

1/ DESCRIPTION DE LA REPARTITION DES INCLUSIONS DANS LES RHOMBOEDRES DE DOLOMITE

Ces inclusions sont le résidu de la roche originelle secondairement dolomitisée; leur abondance et leur densité est proportionnelle à celle des matériaux non carbonatés (argile, oxyde de fer) de la roche d'origine. Elles permettent de distinguer plusieurs variétés de rhomboédres.

- Dans la première variété les inclusions sont rassemblées dans la partie centrale des rhomboédres (Fig. A) et leur densité est variable.



Fig. A

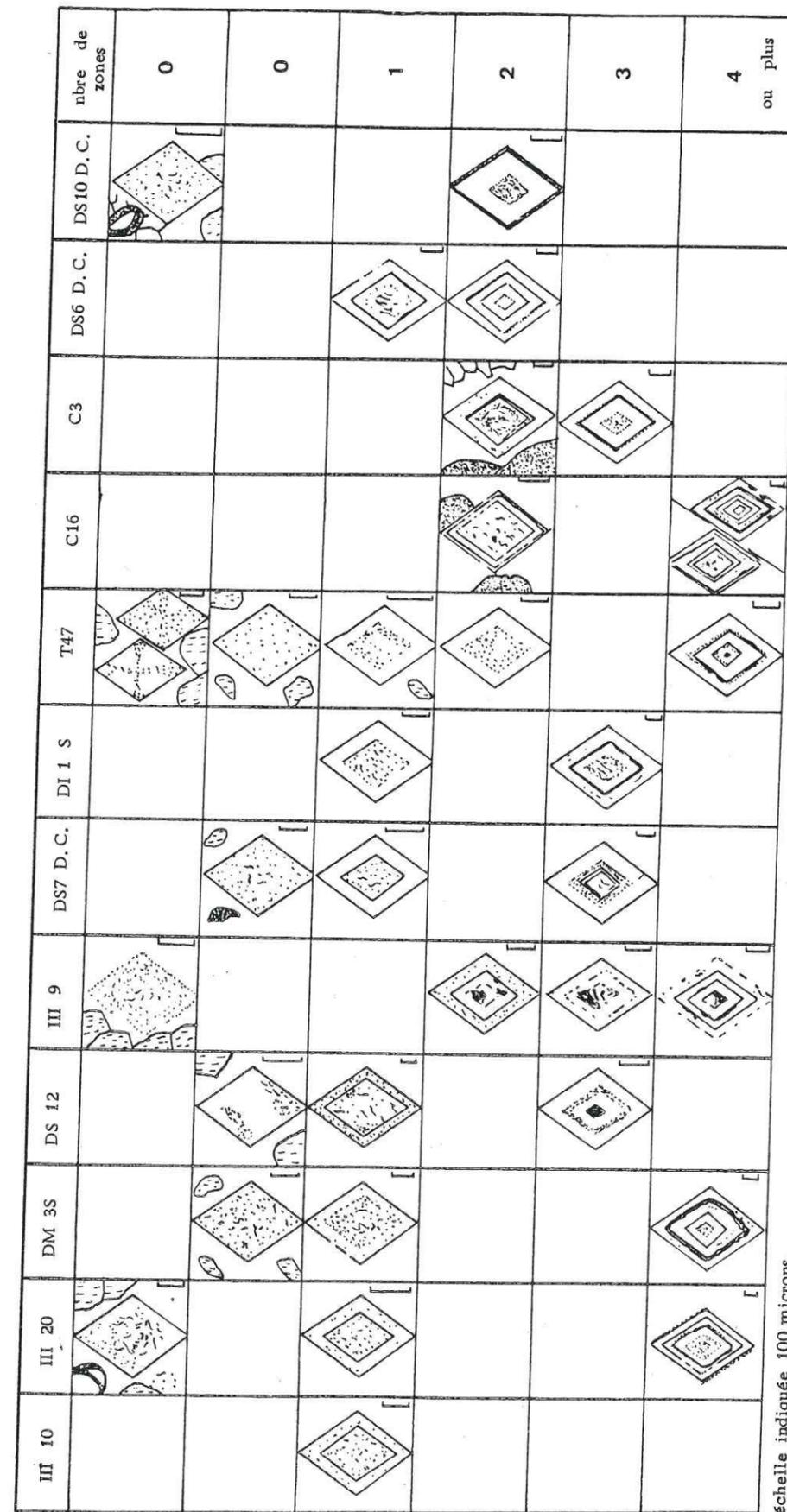


Fig. 40 - Morphologie des rhomboédres observés dans les dolomies des grès de Sidi Amar.

Cette variété a été observée dans les groupes A, B et C.

- Une deuxième variété correspond aux cristaux zonés: cette zonation est due à l'alternance d'auréoles de dolomite pure et de dolomite chargée d'inclusions.

Cette variété est prépondérante dans les dolomies du groupe D, rares dans les autres groupes.

En ne dessinant que le quart de la section du cristal, voici quelques exemples:

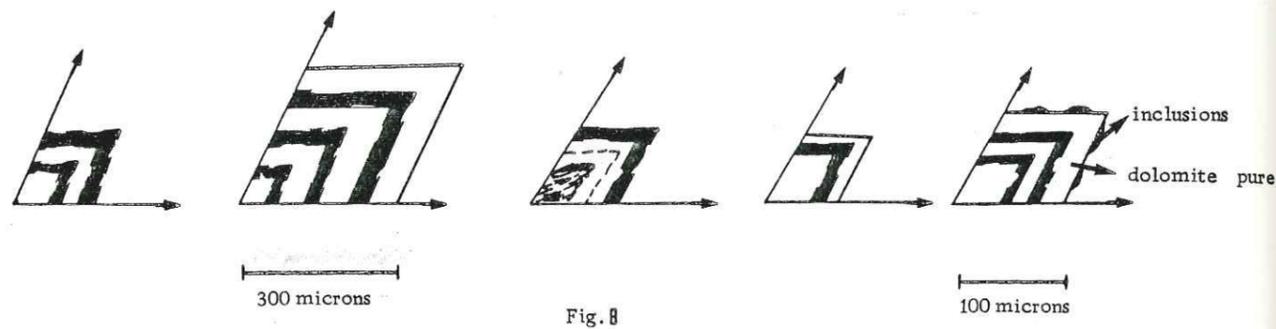


Fig. 8

La fréquence des zones est proportionnelle:

- à la dimension des pores de la roche originelle dans lesquels se développent les cristaux de dolomite zonée;
- à l'importance des impuretés, notamment le fer, des solutions migratrices;
- aux variations rapides de la composition des fluides circulant dans les sédiments, chaque variation produisant une zone.

2/ RAPPORTS ENTRE LES RHOMBOEDRES DE DOLOMITES DE PREMIERE ET DE DEUXIEME GENERATION

La figure C montre l'existence de deux générations de dolomite et précise leurs relations entre elles.

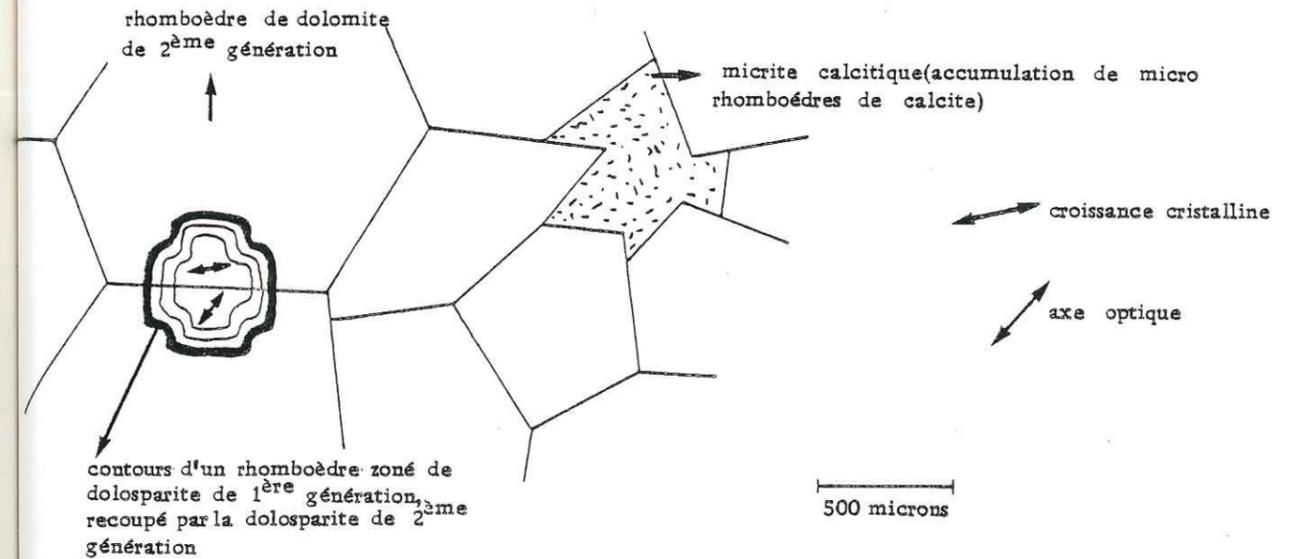
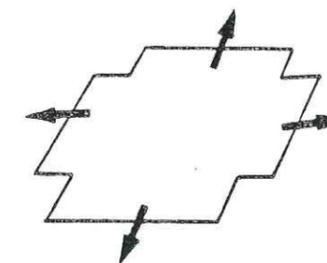


Fig. C

- Les dolomites de première génération se présentent sous deux formes:

. cristaux en croix dus à la croissance cristalline répartis sur les côtés seulement et non aux angles (Fig. D)



Croissance cristalline sur les cotés du cristal seulement, pas aux angles
cas présent seulement dans l'échantillon C 16

Fig. D

. cristaux réduits à l'état de fantômes noyés en "inclusions" dans les cristaux de deuxième génération (Fig.E).

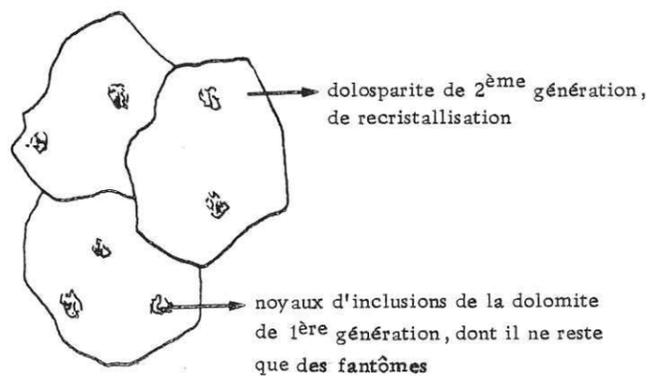


Fig.E

- Les cristaux de dolomite de deuxième génération ont des dimensions variables

- . les petits cristaux sont surtout présents dans les grès du groupe A;
- . les cristaux de moyennes dimensions sont le plus souvent dans les grès et dans les dolomies gréseuses du groupe B;
- . les grands cristaux sont en partie liés aux dolomies du groupe C, notamment quand les grains de quartz sont rares ou absents, mais surtout aux dolomies du groupe D.

La figure c présente un cas remarquable des rapports entre les rhomboédres de dolomites de première et de deuxième génération.

De manière générale, la dolomitisation de première génération a engendré des cristaux de petites dimensions dans l'ensemble des groupes A, B et C: l'abondance des grains de quartz (groupe A) ou des bioclastes et/ou des oolithes (groupe B) a contrarié la croissance des cristaux de dolomite qui sont restés de petites ou de moyennes dimensions, tandis que là où il y avait peu d'obstacles à la croissance de ces cristaux (groupe C et D), la cristallisation de deuxième génération a pu s'effectuer sans entraves (Fig. c) noyant complètement les cristaux de première génération.

3/ INTERPRETATION: MODE ET MILIEU DE DOLOMITISATION

La recrystallisation est donc intense; on peut en déduire un milieu de dolomitisation proche de l'émersion qui accroît les possibilités de variations de la nature des fluides au cours du temps et favorise ce phénomène de recrystallisation. La calcite subit évidemment le même sort.

L'observation des séquences révèle le comblement: comblement par dépôt de grès et apparition progressive de faciès dolomitique de moindre profondeur.

L'existence de niveaux stromatolithiques, de rides d'oscillation, de galets mous d'argile, de traces de contours de bioclastes et/ou d'oolithes, indiquant qu'il n'y avait pas ou très peu d'émersion.

Des indices de dolomitisation en milieu pédologique continentale font totalement défaut.

Le milieu de dépôt de ces faciès, le milieu de dolomitisation à caractère non évaporitique était donc marin très peu profond, très peu ou non émergé: on peut le qualifier de médiolittoral supérieur.

Si ces dolomies présentent peu de structures et figures sédimentaires indicatrices d'une faible profondeur, c'est peut être en partie à cause de leur nature pétrographique (présence de quartz dans ces dolomies, dites gréseuses).

VI- CONCLUSION GENERALE A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

- L'étude des grès nous a permis de déterminer pour les régions de Saïda et de Hassi Zerga des Béni Méthar trois faciès :

- . Grès marin franc relativement plus abondant, dans la région de Saïda;
- . Grès marin à faciès fluviatile principalement, dans le Djébel Dalaa éch. Charef;
- . Grès fluviatile notamment dans le Djébel es Sfah.

- Celle des calcaires nous a révélé une biomicrite pour la région de Saïda ; un calcaire lumachellique et un calcaire dolomitique ou argilo-dolomitique pour la région de Hassi Zerga des Béni Méthar.

- L'étude des argiles et des minéraux argileux des grès des deux régions nous a renseigné sur l'aspect azoïque des niveaux argileux et sur l'abondance de la kaolinite et la présence de l'illite.

La kaolinite est néoformée et proviendrait de la transformation diagénétique, par lessivage acide, de l'illite originelle, détritique.

- Les dolomies ont été réparties en quatre groupes en fonction du degré de dolomitisation de la roche.

On a pu déterminer deux variétés d'inclusions dans les cristaux de dolomite :

- . inclusions rassemblées dans la partie centrale des rhomboédres ;
- . cristaux zonés : alternance d'auréoles de dolomite pure et de dolomite chargée d'inclusions.

Les rhomboédres de dolomite de 1ère génération se présentent soit en croix soit en fantômes ; ceux de la 2ème génération se présentent sous forme de rhomboédres bien nets de 0,500 mm environ.

Nous avançons l'interprétation suivante : il n'y avait pas ou très peu d'émersion ; le milieu de dépôt de ces faciès dolomitiques de 1ère génération et de leur recristallisation (dolomitisation de 2ème génération) était marin très peu profond, on l'a qualifié de médiolittoral supérieur.

CHAPITRE QUATRIEME

ANALYSE GRANULOMETRIQUE

I- METHODE

II- PRESENTATION DES RESULTATS

III- LES RESULTATS

III.1- RÉGION DE SAÏDA

III.2- RÉGION DE HASSI ZERGA DES BÉNI MÉTHAR

CHAPITRE QUATRIEME

ANALYSE GRANULOMETRIQUE

I- METHODE

Tous les échantillons ont été prélevés dans les parties restées meubles de nos sédiments, rendant possible la méthode par tamisage.

Le tamisage est effectué sur une masse variant de 150 à 400 g en fonction de la granulométrie moyenne estimée, au moyen de tamis, série A.F.N.O.R. de 0,040 mm à 0,500 m:

- tamisage sous l'eau, à la main, pour dégager les particules de leur liant.

- séchage et tamisage à sec, sur un vibreur pendant 5 mn environ;

- traitement de la fraction inférieure à 40 microns par sédimentométrie: soit par densimétrie, soit avec une balance de sédimentation.

.Densimétrie: cette technique (S. MERIAUX, 1954) est utilisée quand la masse du filtrat du tamis 0,040 mm est supérieure à 15 g. Après addition d'un défloculant (phosphate trisodique) et agitation pendant 16 heures, les variations en fonction du temps, de la densité de la préparation, sont mesurées à l'aide d'un densimétrie Bouyoucos.

. Balance à sédimentation Sartorius, utilisée lorsque la masse du filtrat du tamis 40 microns est inférieure à 15 g: 0,8g de ce filtrat est défloculé de la même façon que ci-dessus puis analysé.

II- PRESENTATION DES RESULTATS

Elle est réalisée à partir de courbes d'ordonnées simples et de courbes cumulatives et à partir de tableaux ou figurent les paramètres et indices suivants:

Mode: valeurs en millimètres correspondant au pourcentage maximum de l'histogramme des fréquences simples;

Q1: premier quartile, défini par la valeur de l'abscisse correspondant à l'ordonnée 25% (25% de sédiments plus fins);

Md.: deuxième quartile, défini par la valeur de l'abscisse correspondant à l'ordonnée 50 % (Médiane).

Q3: troisième quartile, défini par la valeur de l'abscisse correspondant à l'ordonnée 75% (75% de sédiments plus fins);

Qdφ de KRUMBEIN (1938): coefficient de mauvais classement, valeur en unités phi

$$Qd\phi = \frac{Q_1 - Q_3}{2}$$

Hé: Hétérométrie de CAILLEUX (1958): longueur mesurée en unités phi sur l'échelle des diamètres, correspondant à un intervalle d'ordonnées choisies dans la partie la plus redressée de la courbe cumulative.

Sorting Index de TRASK (1950): coefficient de mauvais triage:

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

Asymétrie ou Skewness de TRASK (1950):

$$S = \frac{Q_1 - Q_3}{(Q_2)^2}$$

Kurtosis de FOLK et WARD (1957): en unité phi

$$K_g = \frac{Q_{95} - Q_5}{2,44 (Q_{75} - Q_{25})}$$

Classement ou écart type (Sorting, Standard déviation) de FOLK et WARD (1957)

$$SI = \frac{Q_{84} - Q_{16}}{4} + \frac{Q_{95} - Q_5}{6,6}$$

Asymétrie (Skewness) de FOLK et WARD (1957)

$$S_{ki} = \frac{Q_{84} + Q_{16} - 2 Q_{50}}{2 (Q_{16} - Q_{84})} + \frac{Q_{95} + Q_5 - 2 Q_{50}}{2 (Q_5 - Q_{95})}$$

Moyenne ou Mean de FOLK et WARD (1957)

$$M_Q = \frac{Q_{16} + Q_{50} + Q_{84}}{3}$$

Diagramme CM de PASSEGA (Fig.53)

PASSEGA (1957, 1969) a montré que:

- un dépôt clastique est caractérisé par deux paramètres granulométriques qui sont la médiane (Md) et le centile le plus grossier (C) du sédiment. Ces deux fractiles permettent de construire un diagramme CM;
- il existe une relation entre la valeur C et le mécanisme de dépôt; une valeur C supérieure à 1 000 microns indique un transport par roulement sur le fond;
- la partie du diagramme CM parallèle à la ligne C = M, correspond aux dépôts de sédiments transportés en suspension dégradée;
- la partie horizontale du diagramme correspond à des dépôts de sédiments transportés par suspension uniforme;
- lorsque dans une formation, les sédiments sont transportés et déposés par un courant tractif, l'ensemble des points CM se répartit en une surface brisée ou "chaussette".

Le segment QR représente donc des dépôts de sédiments transportés en suspension dégradée. Ces dépôts sont caractérisés par l'absence de grains roulés et un bon classement. Il semble qu'ils soient généralement formés par une sédimentation en masse de la suspension dégradée.

Le segment PQ représente des dépôts semblables à celui du point Q auquel s'ajoute un petit nombre de grains roulés. Quand la proportion des grains roulés augmente, les dépôts sont représentés par le segment OP et, quand ils forment presque tout le dépôt, par le segment NO.

Le segment RS représente les dépôts des sédiments transportés par suspension uniforme. Les sédiments les plus grossiers se déposent les premiers, suivis par les plus fins, mais qui contiennent toujours quelques grains ayant le diamètre maximal de la suspension.

Enfin, la partie T représente une lutite en suspension pélagique. La médiane est généralement inférieure à 20 microns et le grain maximal dépend de la distance de transport par courant qui ne touche plus le fond.

Ce diagramme permet d'évaluer approximativement la profondeur du dépôt à partir de deux valeurs de C: Cs est le grain maximal de la suspension dégradée qui est un indice de la turbulence maximale sur le fond; Cu est le grain maximal de la suspension uniforme qui mesure la turbulence maximale de l'eau au-dessus de la zone d'action directe du fond si toutes les dimensions qui peuvent être transportées en suspension uniforme sont disponibles. Il en est ainsi si une partie du dépôt est formée par une suspension dégradée.

III- LES RESULTATS

III.1- RÉGION DE SAÏDA

A/ EMBLACEMENT DES ANALYSES GRANULOMETRIQUES (Fig. 10, pl. 1, 2, 3.)

Situées dans trois coupes:

- au Djébel Yélouz (25km au Nord de Saïda) qui montre le sommet des grès de Sidi Amar (ex. Franchetti) sur 120 m;
- au Djébel Tizigdelt (6km au Nord de Rebahia, ex. Nazereg-Flinois) qui montre la base sur 75m environ.

La figure 17 montre que les 3 coupes présentent une variation latérale lithologique des grès vers les carbonates quand on va du NW au SE; de plus sur chacune des coupes, on peut observer une diminution des grès au profit des carbonates en allant vers le haut de la série.

L'épaisseur de la formation des grès de "Sidi Amar" diminue du NW au SE au fur et à mesure qu'on s'approche du Horst de Tiffrit (fig. 17)

B/ INTERPRETATION DES RESULTATS (cf. tableaux 10, 11, 12.) courbes cumulatives et courbes de fréquence, fig. 41 à 46

Les médianes sont très groupées (fig. 44, 45, 46) leur valeur varie de 2,15 μ à 2,95 μ pour la coupe du Djébel Yélouz, de 2,12 μ à 3,5 μ pour la coupe du Djébel Nadjaa et de 2,8 μ à 2,95 μ pour la coupe du Djébel Tizigdelt.

La fraction fine est partout très faible, inférieure à 4%, le sédiment est presque exclusivement sableux.

Toutes les courbes de fréquences simples présentent une parfaite

N° Ech.	en millimètres										en unité Phi									
	S	SO	Md	Mode	Q1	Md	Q3	Qd _q	Hé	SKi	KG	Si	M ϕ	P 5	P 16	P 84	P 95			
V 2	1	1,12	0,228	0,200	2,3	2,15	2	0,19	0,19	-0,15	1,35	0,29	1,54	2,73	2,49	1,9	1,74			
V	0,97	1,16	0,165	0,160	2,85	2,65	2,4	0,22	0,22	1,87	1,28	0,37	1,65	3,46	2,96	2,31	2,06			
IV 29	0,97	1,14	0,200	0,200	2,57	2,31	2,15	0,2	0,19	-0,41	1,41	0,32	1,47	3,31	2,65	2,11	2,05			
J ² 11-12	0,89	1,3	0,14	0,125	3,31	2,83	2,56	0,37	0,3	0,44	1,33	0,73	1,74	4,65	3,85	2,41	2,2			
II 6	1,08	1,22	0,155	0,125	2,95	2,7	2,35	0,3	0,3	0,28	0,93	0,43	1,6	3,2	3,02	2,1	1,83			
II 5	1,01	1,11	0,142	0,125	3,09	2,85	2,75	0,15	0,17	-0,03	1,28	0,28	1,88	3,45	3,1	2,55	2,4			
I 6	0,94	1,17	0,131	0,125	3,31	2,95	2,72	0,25	0,2	-0,30	1,74	0,54	1,88	4,6	3,4	2,7	2,1			
I 5	0,94	1,17	0,130	0,125	3,25	2,95	2,75	0,24	0,2	0,06	0,52	0,24	1,88	3,93	3,92	2,7	2,49			
I 4	1,01	1,23	0,169	0,125	2,95	2,65	2,3	0,3	0,3	0,05	1,21	0,51	1,59	3,75	3	2,12	1,82			
I 3	1,02	1,2	0,158	0,125	2,95	2,7	2,4	0,28	0,26	0,01	1,26	0,46	1,65	3,59	3,09	2,25	1,9			
I 1	0,98	1,22	0,21	0,200	2,57	2,25	1,98	0,3	0,3	-0,25	1,08	0,44	1,38	3,3	2,75	1,9	1,75			

Tableau 10 : Paramètres et indices granulométriques de la coupe du Djébel Yélouz exprimés en mm ou en unités ϕ

N° Ech.	en millimètres				en unité Phi												
	S	SO	Md	Mode	Q1	Md	Q3	Qd _φ	Hé	SKi	KG	Si	Mφ	P 5	P 16	P 84	P 95
C 22	0,9	1,24	0,150	0,160	3,1	2,73	2,48	0,32	0,29	-0,36	1,40	0,55	2,8	4,32	3,31	2,37	2,7
C 17	1,01	1,16	0,195	0,200	2,65	2,35	2,14	0,25	0,25	-0,26	1,08	0,37	2,39	3,25	2,76	2,08	1,9
C 15	1,02	1,18	0,190	0,160	2,65	2,4	2,15	0,25	0,25	-0,12	2,41	-0,12	2,41	3,25	2,75	2,08	1,85
C 13	0,98	1,16	0,126	0,125	3,25	3	2,8	0,22	0,22	-0,34	1,9	0,46	0,125	4,65	3,32	2,74	2,57
C 11	1,01	1,28	0,186	0,160	2,75	2,42	2,12	0,32	0,32	-0,32	1,06	0,46	2,45	3,48	2,93	2,02	1,85
C 9	0,88	1,14	0,132	0,125	3,2	2,95	2,8	0,22	0,15	-0,48	1,6	0,39	3,01	4,23	3,36	2,74	2,67
C 7	0,85	1,22	0,084	0,080	3,9	3,5	3,31	0,3	0,27	-0,229	1,23	0,49	3,59	4,64	4,1	3,18	2,87
C 5	1,07	1,16	0,230	0,200	2,28	2,12	2,15	0,23	0,27	0,24	3,06	0,24	2,10	2,38	2,45	1,75	1,43

Tableau 11 : Paramètres et indices granulométriques de la coupe du Djébel Nadjaa exprimés en mm ou en unité ϕ

N° Ech.	en millimètres				en unité Phi												
	S	SO	Md	Mode	Q1	Md	Q3	Qd _φ	Hé	SKi	KG	Si	Mφ	P5	P 16	P 84	P 95
T 8	0,97	1,1	0,140	0,125	3,09	2,84	2,7	0,17	0,25	-0,46	2,36	0,48	1,95	4,65	3,21	2,65	2,4
T 7	1	1,1	0,143	0,125	2,96	2,92	2,65	0,16	0,16	0,56	2,79	0,4	1,81	4,43	2,83	2,5	2,31
T 3	1	1,1	0,143	0,125	2,95	2,8	2,66	0,14	0,15	-0,31	1,55	0,31	2,82	3,48	3,1	2,55	2,38
T	1	1,1	0,142	0,125	3	2,81	2,68	0,14	0,15	-0,26	2,32	0,42	2,81	4,2	3,1	2,51	2,39

Tableau 12 : Paramètres et indices granulométriques de la coupe du Djébel Tizidelt exprimés en mm ou en unité ϕ

LEGENDE DES DIFFERENTES NUMEROTATIONS DES ECHANTILLONS

Djébel Tizigdel t		
T	ou échantillon n°1	
T ₃	" "	n°2
T ₇	" "	n°3
T ₈	" "	n°4
Djébel Nadjaa		
C ₅	ou échantillon n°1	
C ₇	" "	n°2
C ₉	" "	n°3
C ₁₁	" "	n°4
C ₁₃	" "	n°5
C ₁₅	" "	n°6
C ₁₇	" "	n°7
C ₂₂	" "	n°8
Djébel Yélouz		
I ₁	ou échantillon n°1	
I ₃	" "	n°2
I ₄	" "	n°3
I ₅	" "	n°4
I ₆	" "	n°5
II ₅	" "	n°6
II ₆	" "	n°7
J ² ₁₁₋₁₂	" "	n°8
IV 29	" "	n°9
V	" "	n°10
V ₂	" "	n°11

Djebel es Sfah		
GI _{1S}	ou échantillon n°1	
GI _{2S}	" "	n°2
GM _{1S}	" "	n°3
GM _{2S}	" "	n°4
GM _{4S}	" "	n°5
GM _{5S}	" "	n°6
GS _{1S}	" "	n°7
GS _{2S}	" "	n°8
GS _{4S}	" "	n°9
GS _{5S}	" "	n°10
GS _{6S}	" "	n°11

Djébel Dalaa éch. Charef

GM _{1D.C}	ou échantillon n°1	
GS _{1D.C}	" "	n°2
GS _{4D.C}	" "	n°3
GS _{5D.C}	" "	n°4
GS _{9D.C}	" "	n°5

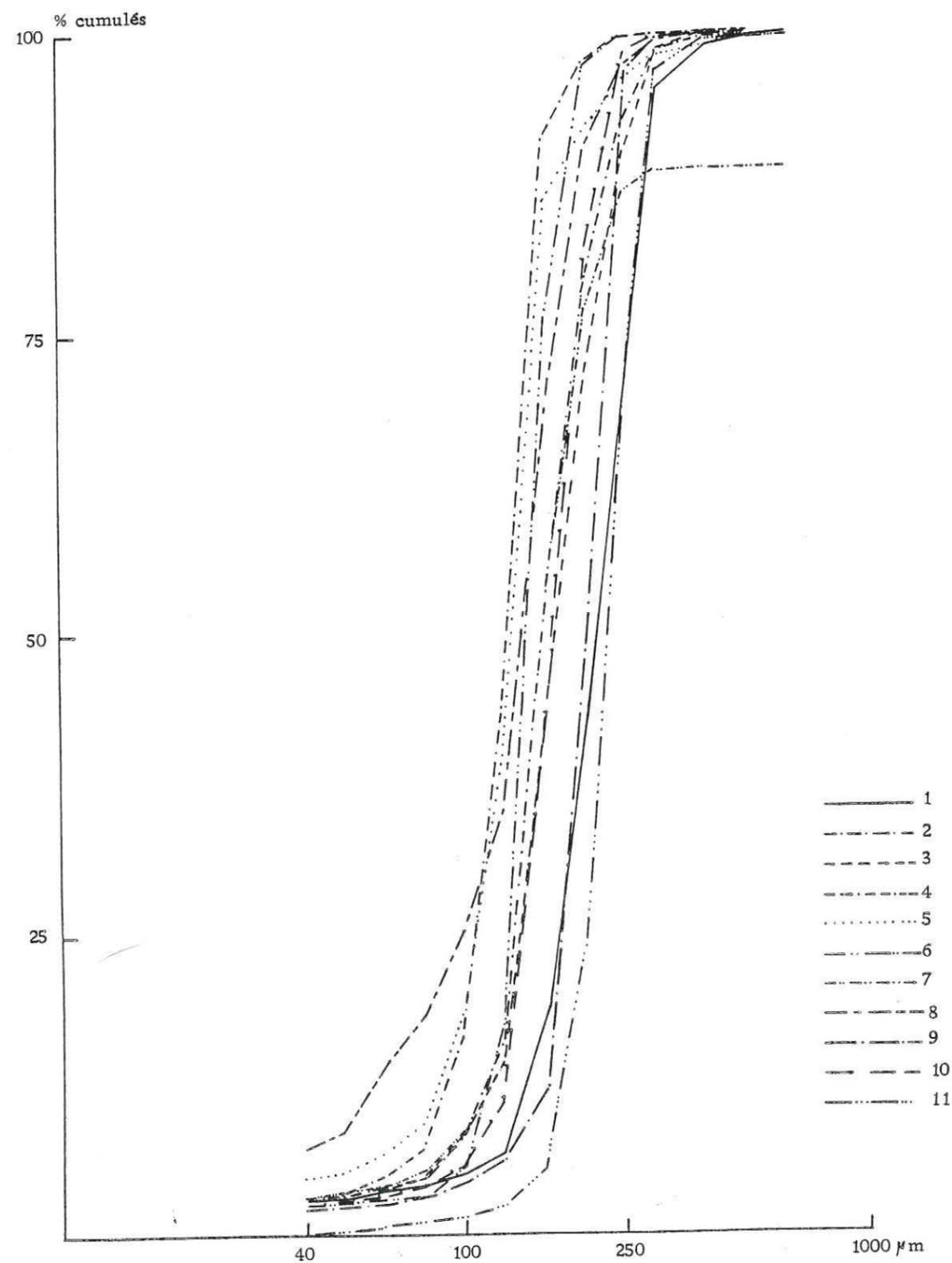


Fig. 41 - Courbes granulométriques des grès du Djébel Yélouz.

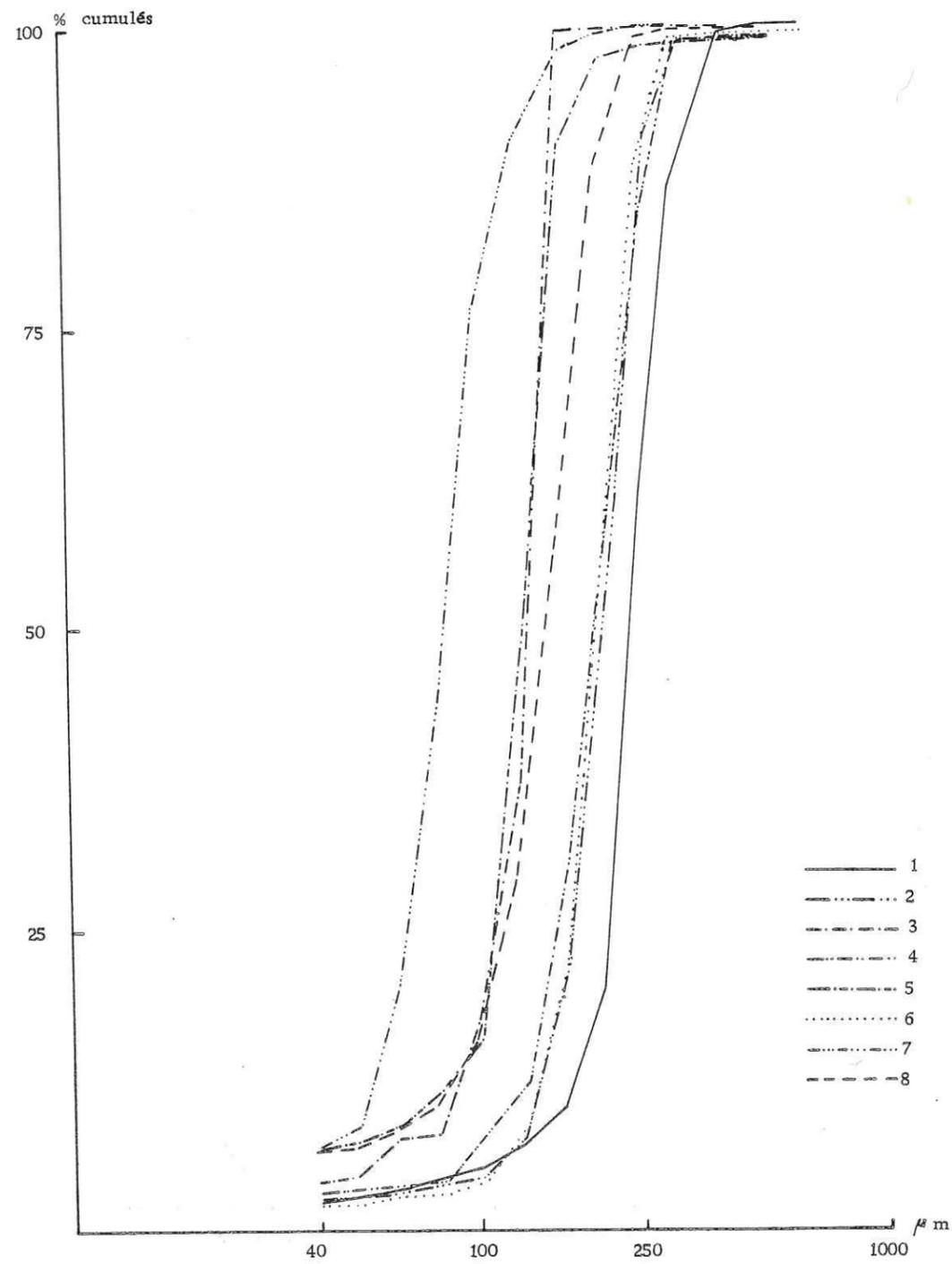


Fig. 42 - Courbes granulométriques des grès du Djébel Nadjaa.

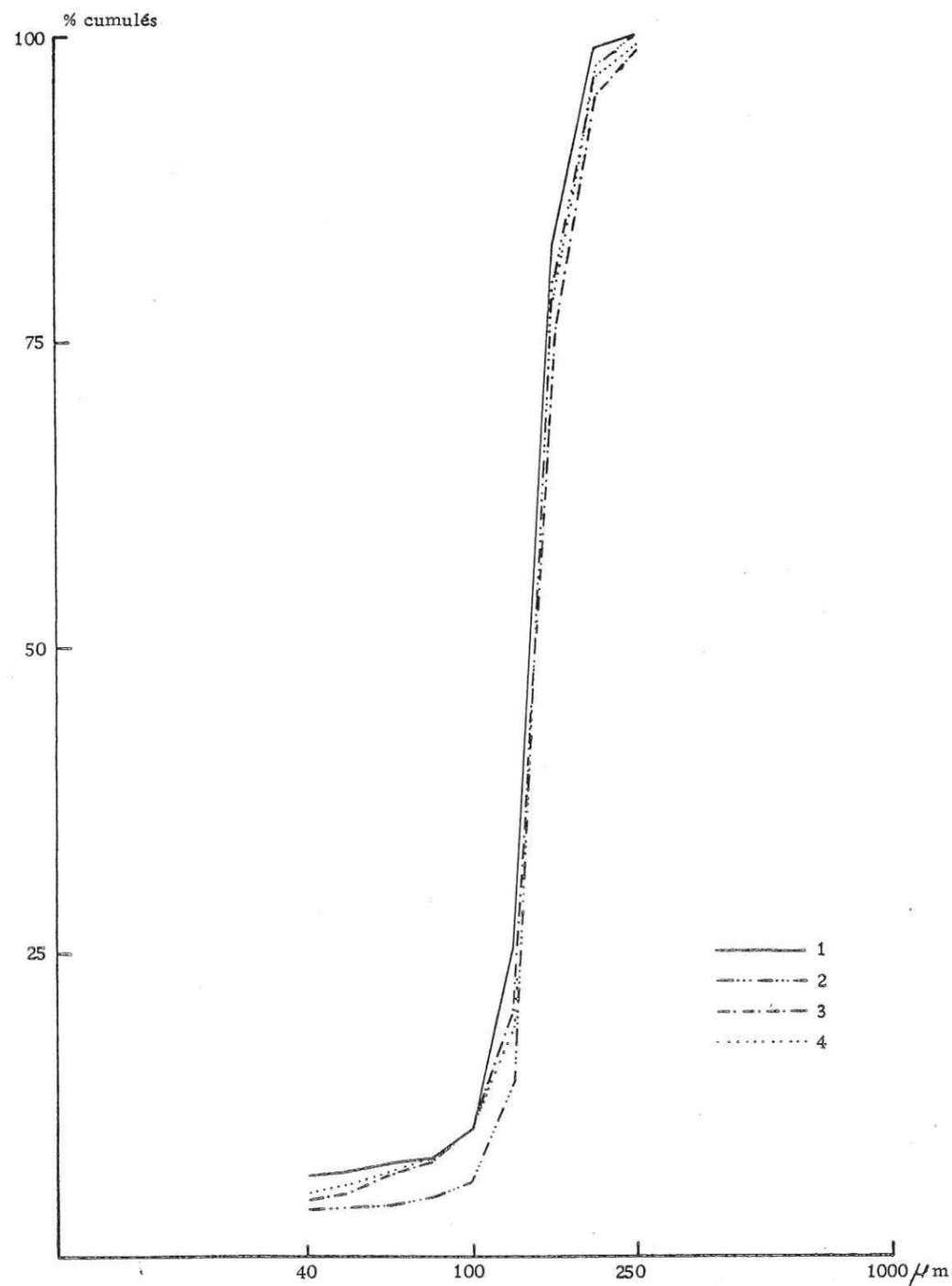


Fig. 43 - Courbes granulométriques des grès du Djébel Tizidelt.

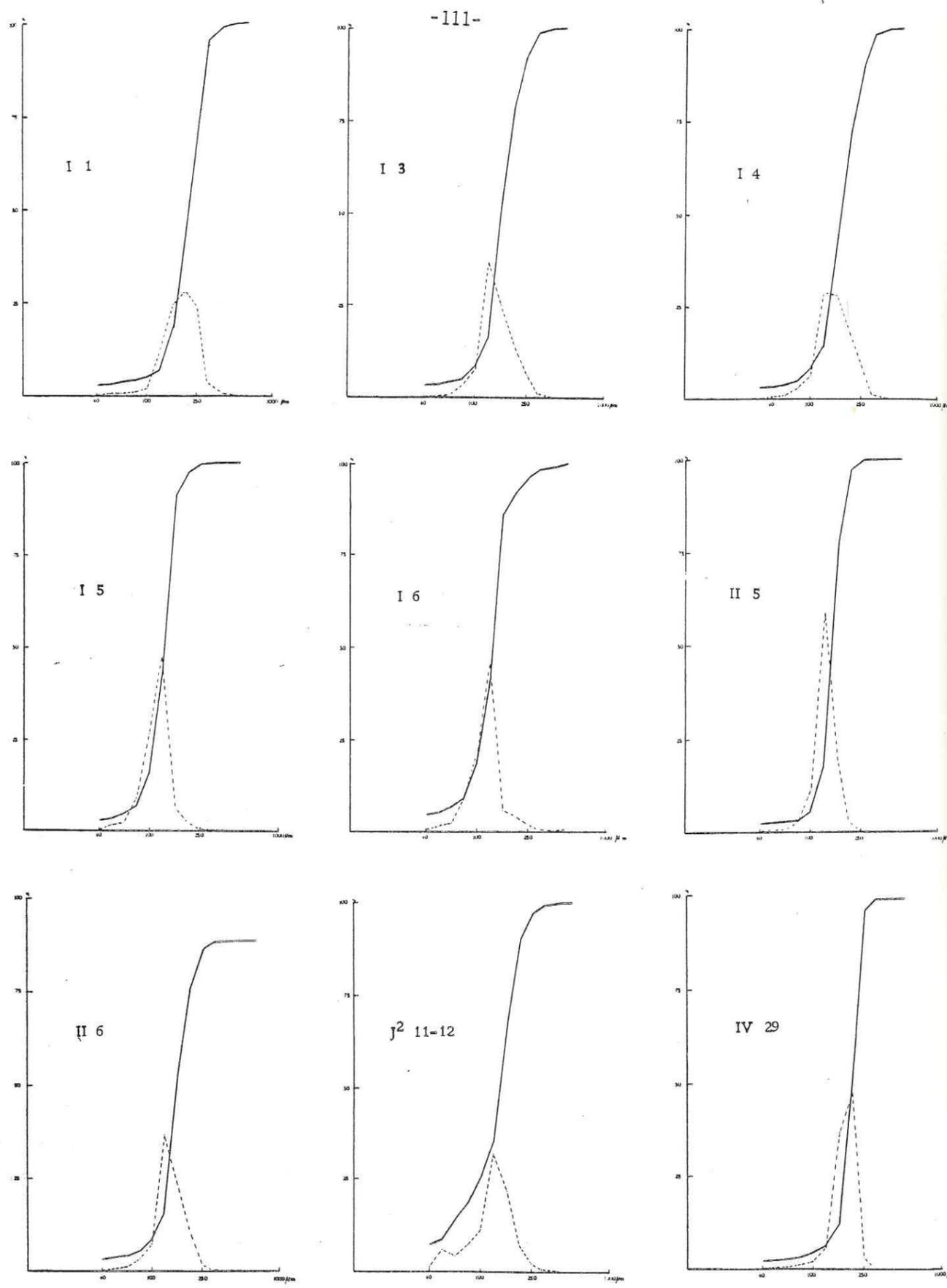


Fig. 44 - Courbes granulométriques cumulatives (—) et de fréquence simple (----) des grès de la coupe du Djebel YELOUZ. (région de Saïda)

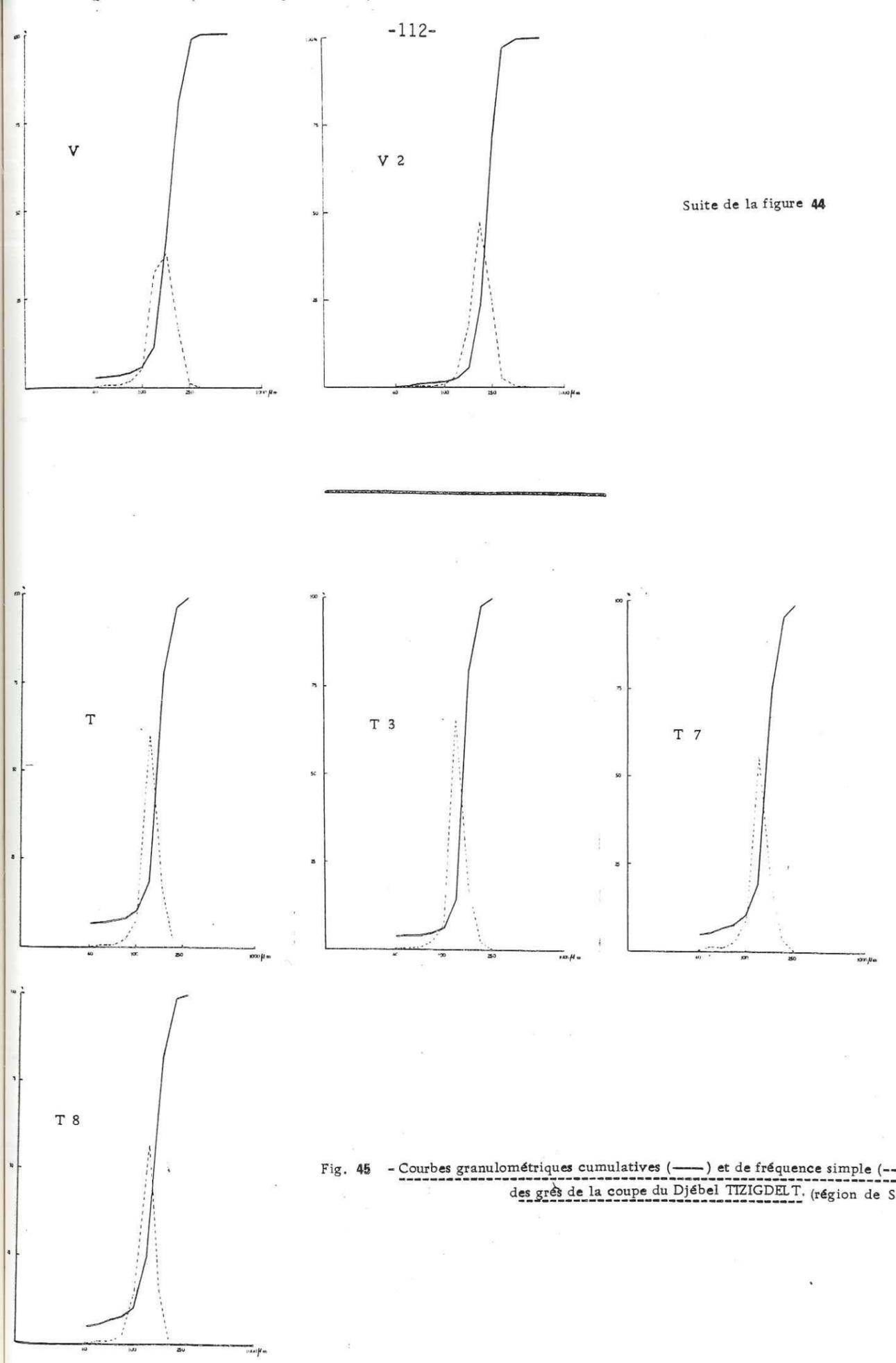
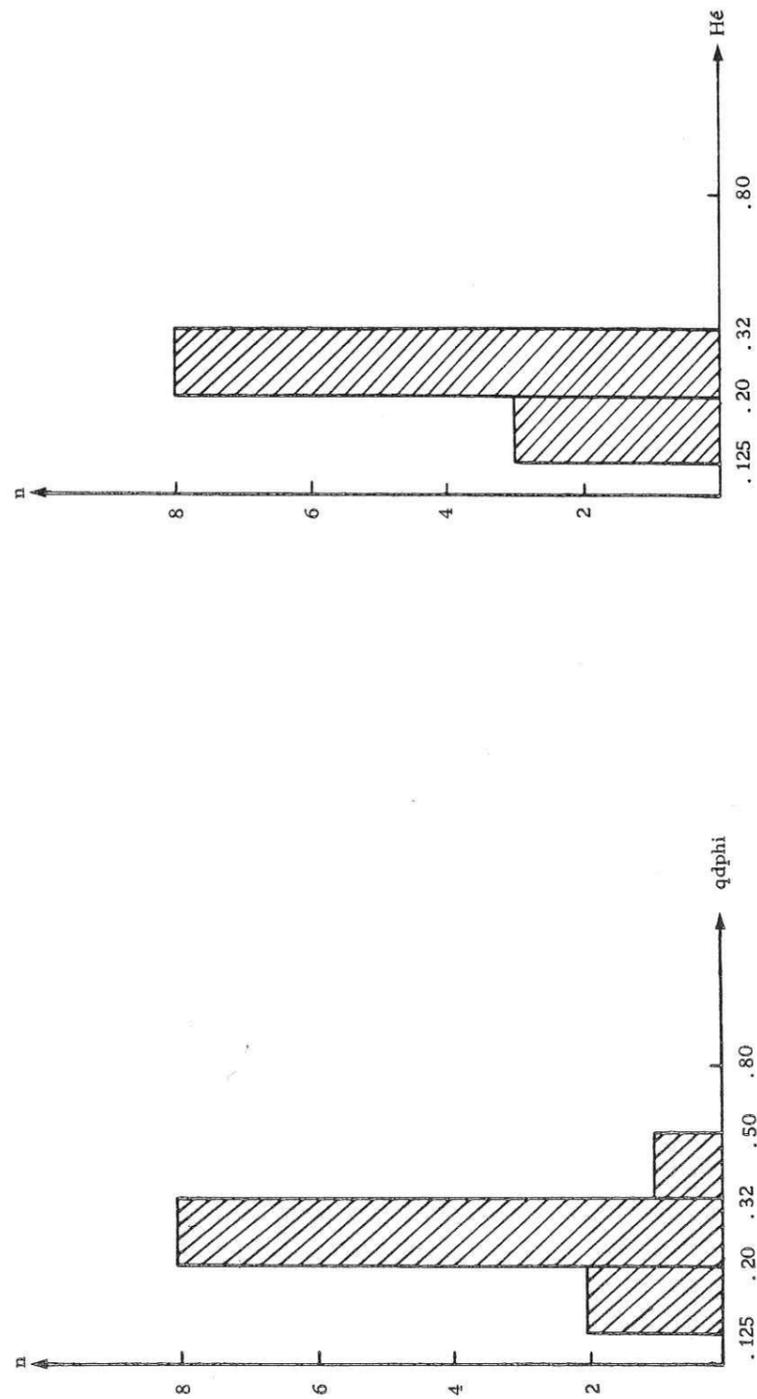
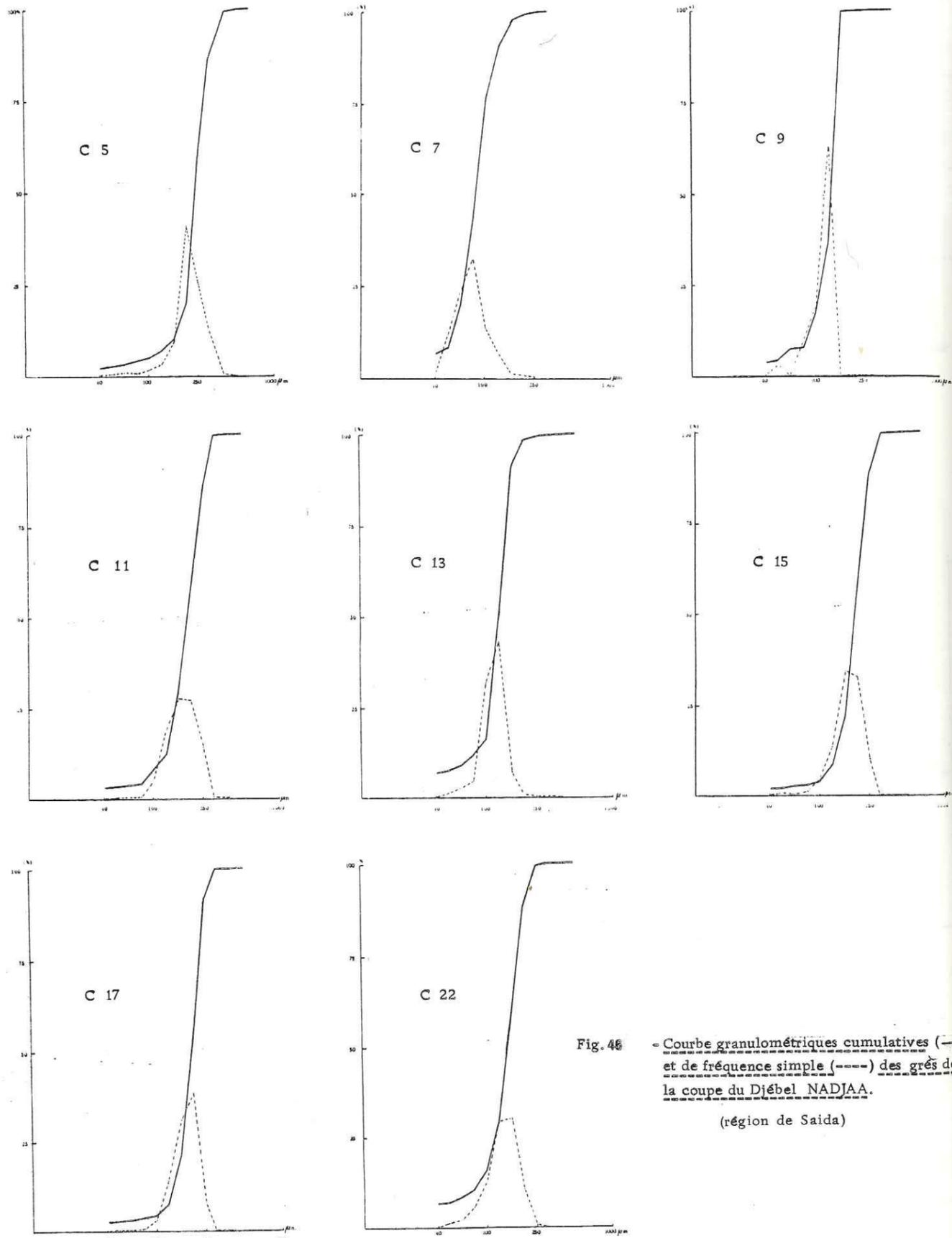


Fig. 45 - Courbes granulométriques cumulatives (—) et de fréquence simple (----) des grès de la coupe du Djebel TIZIGDEL T. (région de Saïda)

Suite de la figure 44



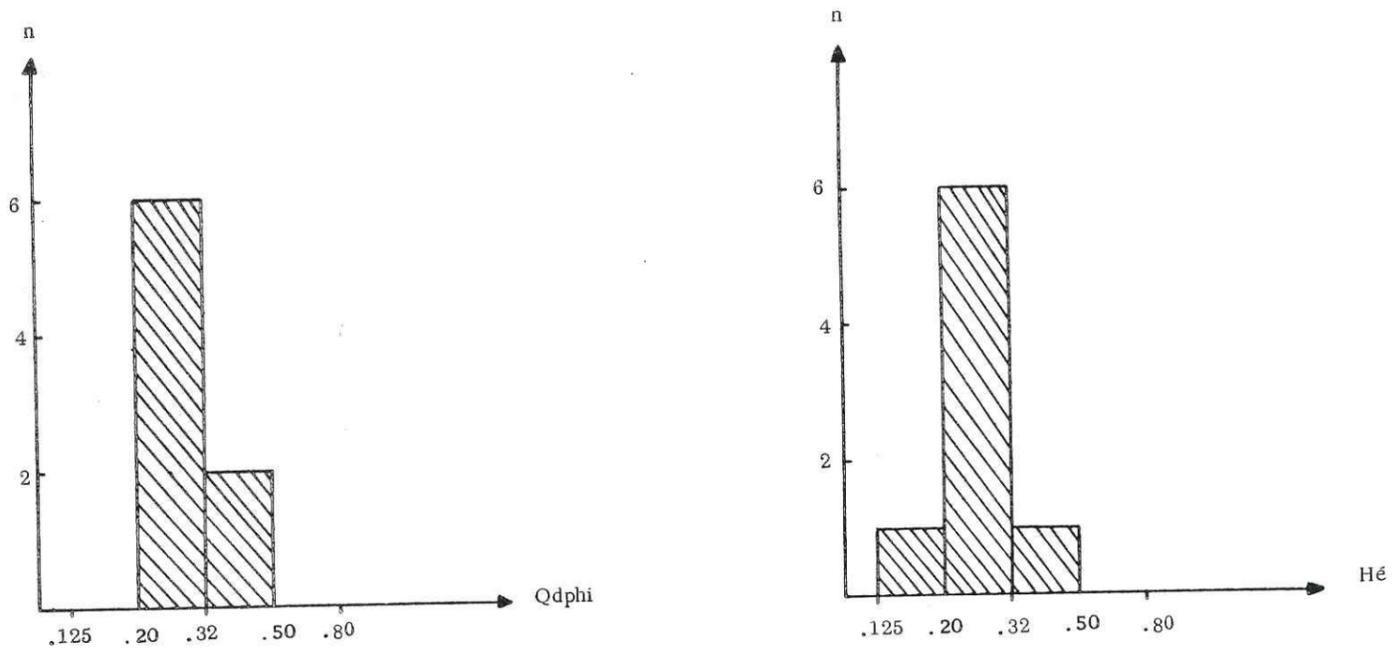


Fig. 48 - Histogramme des fréquences des indices Qdphi et Hé
dans la coupe du Djébel Nadjaa.

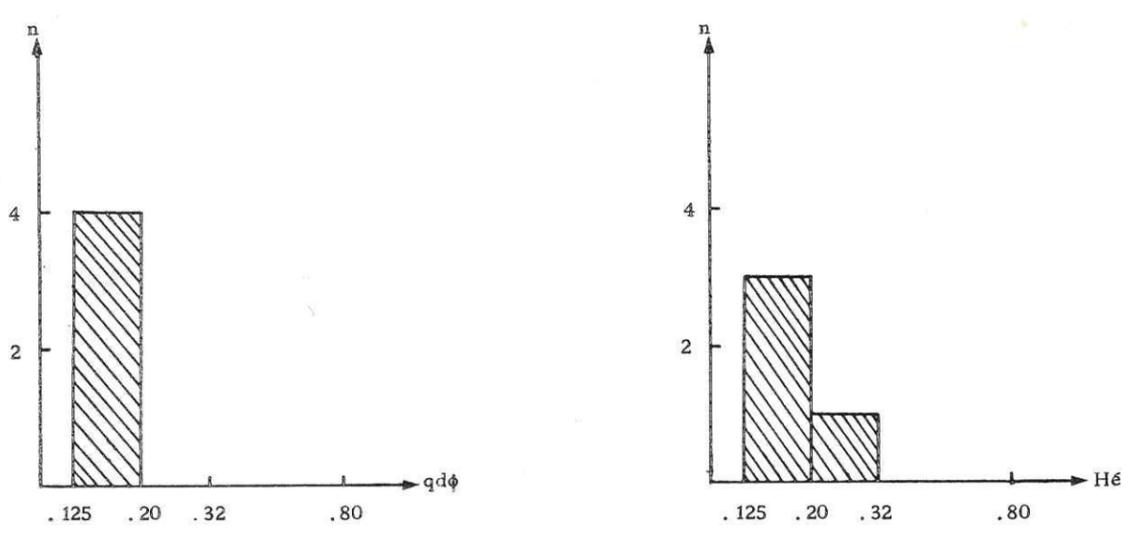


Fig. 49 - Histogramme des fréquences des indices Qdphi et Hé
dans la coupe du Djébel Tizidelt.

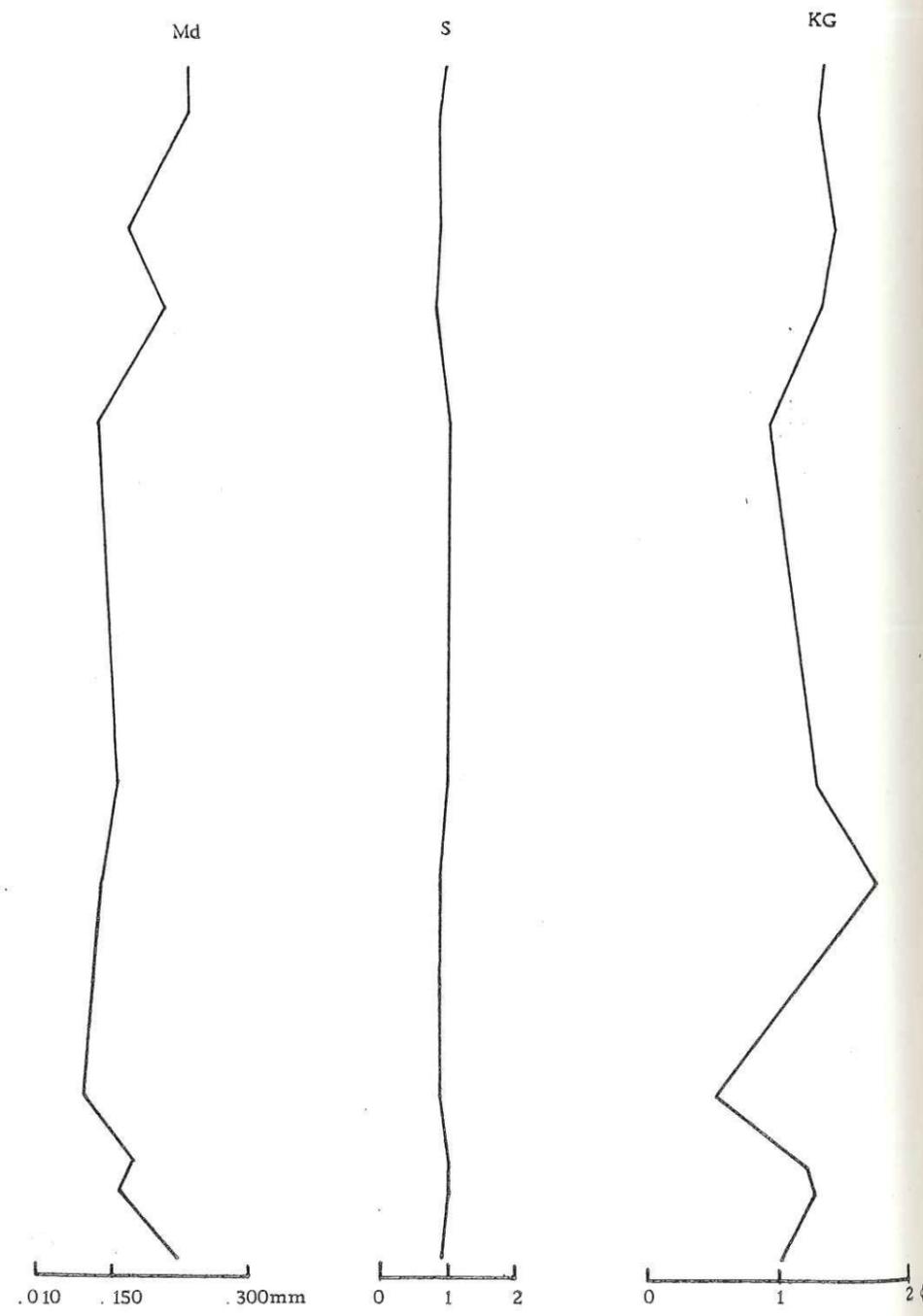
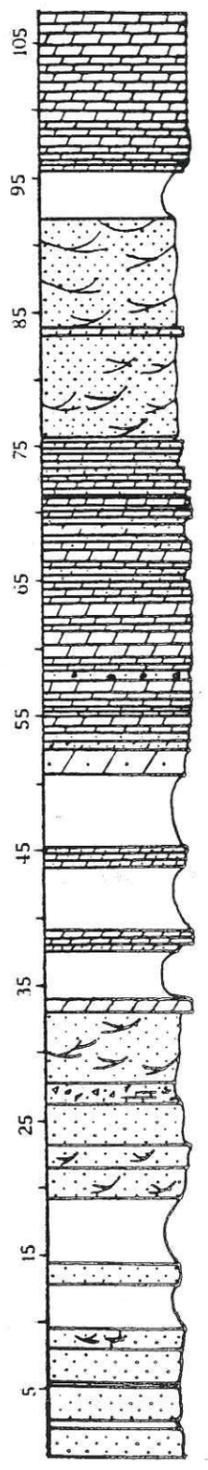


FIG. 50 -VARIATION VERTICALE DES PARAMETRES Md, S, et, KG DE LA COUPE DU JEBEL YELOUZ.

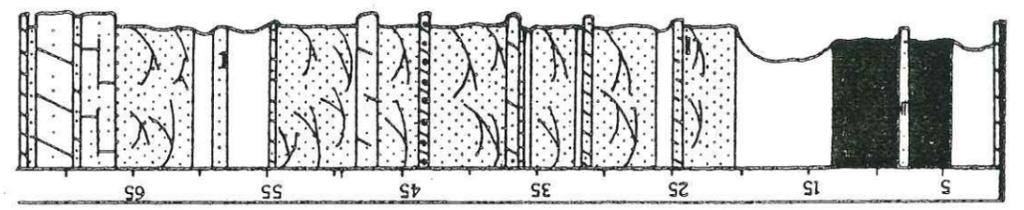
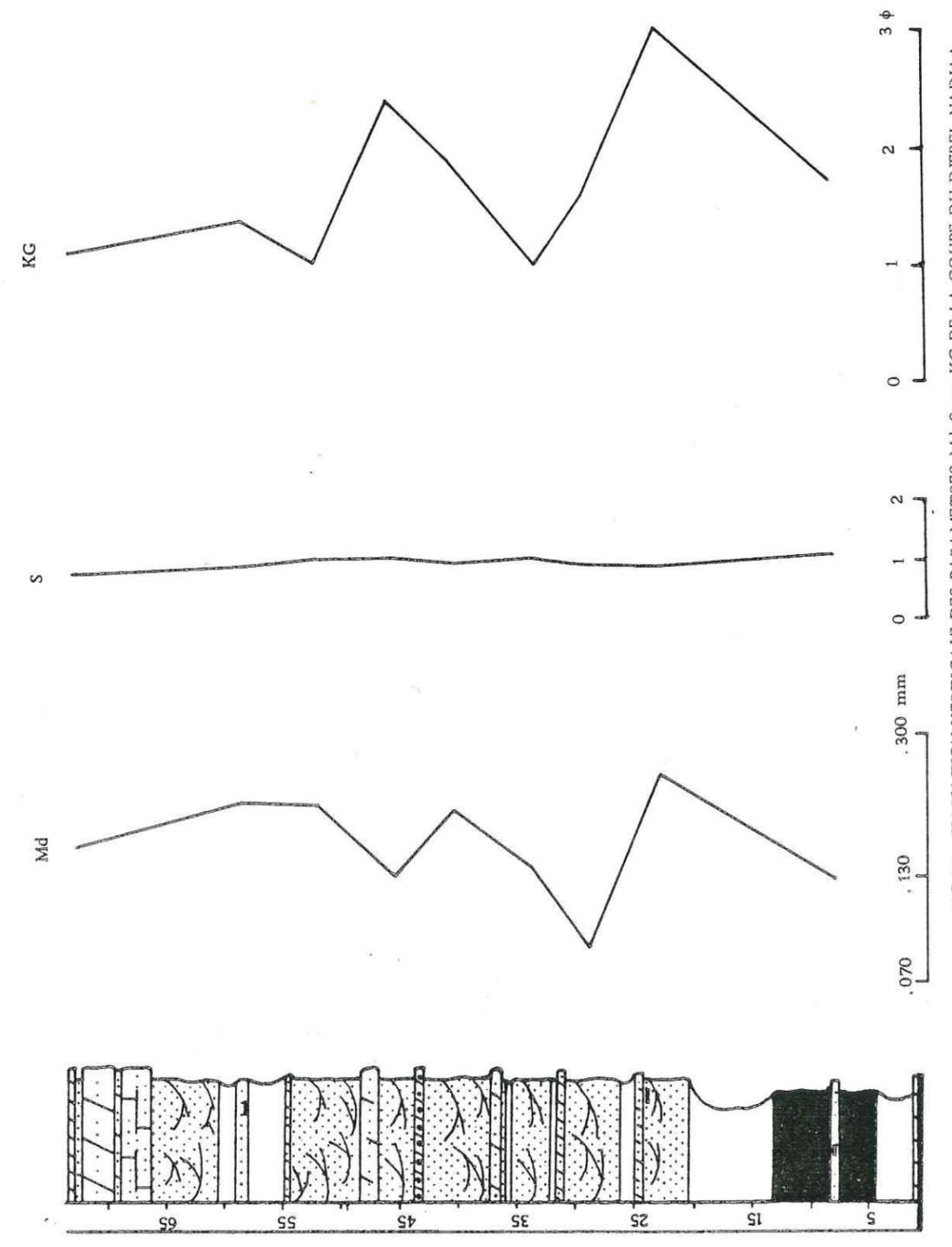
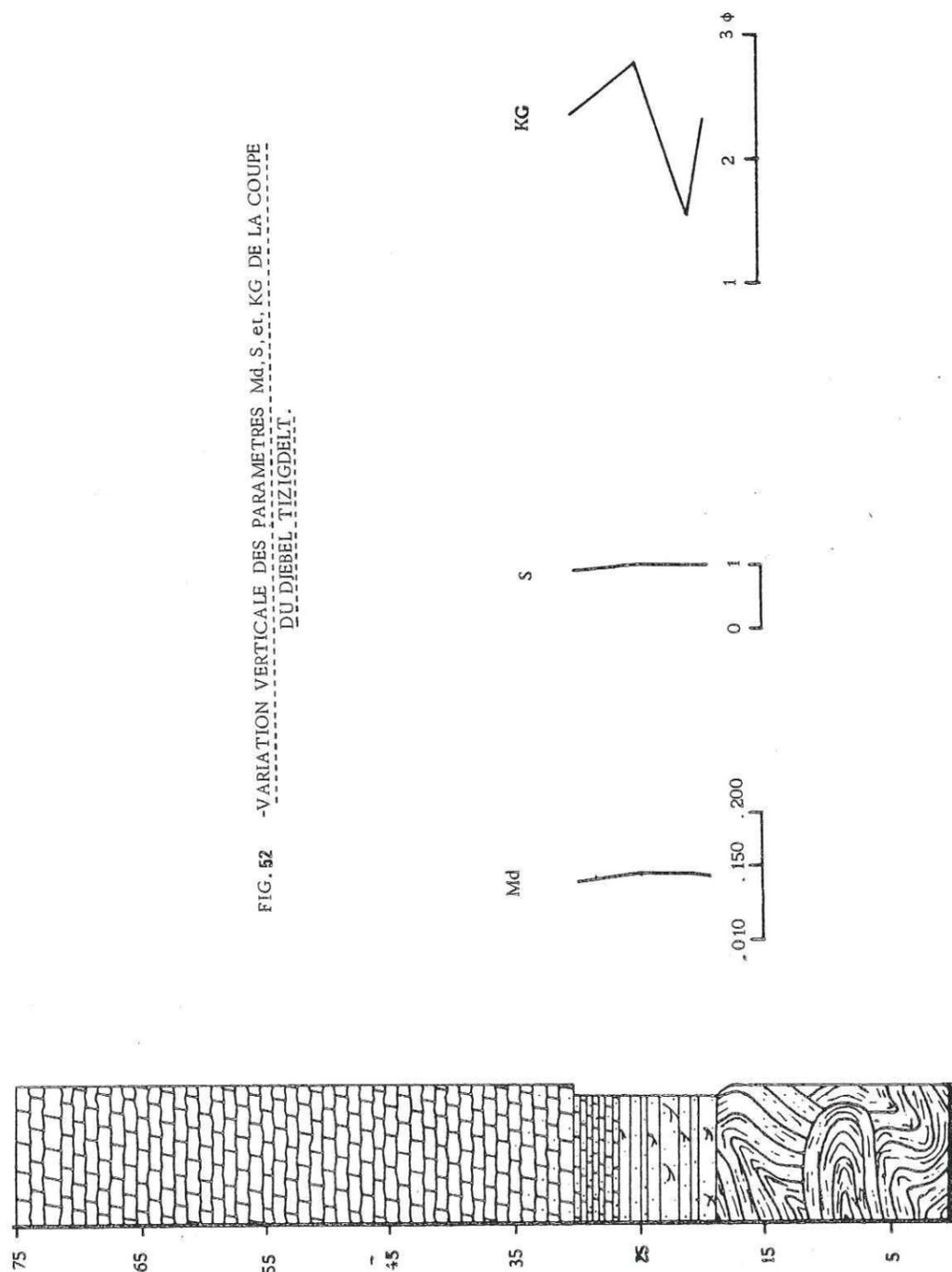


FIG. 51 -VARIATION VERTICALE DES PARAMETRES Md, S, et, KG DE LA COUPE DU JEBEL NADIA.

FIG. 52 - VARIATION VERTICALE DES PARAMETRES Md, S, et, KG DE LA COUPE DU DJEBEL TIZIGDELT.



unimodalité (fig. 44, 45, 46), les valeurs du **mode** de ces courbes sont très homogènes en général et oscillent entre 0,125mm et 0,200 mm. La maturité des sédiments est excellente tout au long des trois coupes.

Les courbes cumulatives sont très redressées (fig. 41 à 43); les valeurs du **Sorting Index** (S_o) restent faibles, toujours inférieures à 2,5. Les valeurs du $Qd\psi$ et de l'**Hétérométrie** (fig. 47 à 49) sont faibles. Tout cet ensemble indique un sédiment **bien classé**, un dépôt **marin littoral** éventuellement de **type deltaïque**; le façonnement éolien (dunes côtières) n'est pas à exclure; il sera confirmé par l'exoscopie et la morphoscopie des quartz.

Les valeurs de l'**asymétrie** restent groupés autour de la valeur 1.

a) La très grande majorité des sables du Djébel Tizigdel et du Djébel Yélouz ont une asymétrie égale ou sensiblement égale à 1: le mode coïncide avec la médiane, ceci caractérise une sédimentation abondante dans un milieu non turbulent, un dépôt par excès de charge à la suite de la diminution progressive de la compétence des courants tractifs, un sédiment non remanié après son dépôt; ainsi se présentent les **sables fluviaux** et **deltaïques**, les vases fluviales et estuariennes, les sédiments **littoraux** et **marins** de milieu calme.

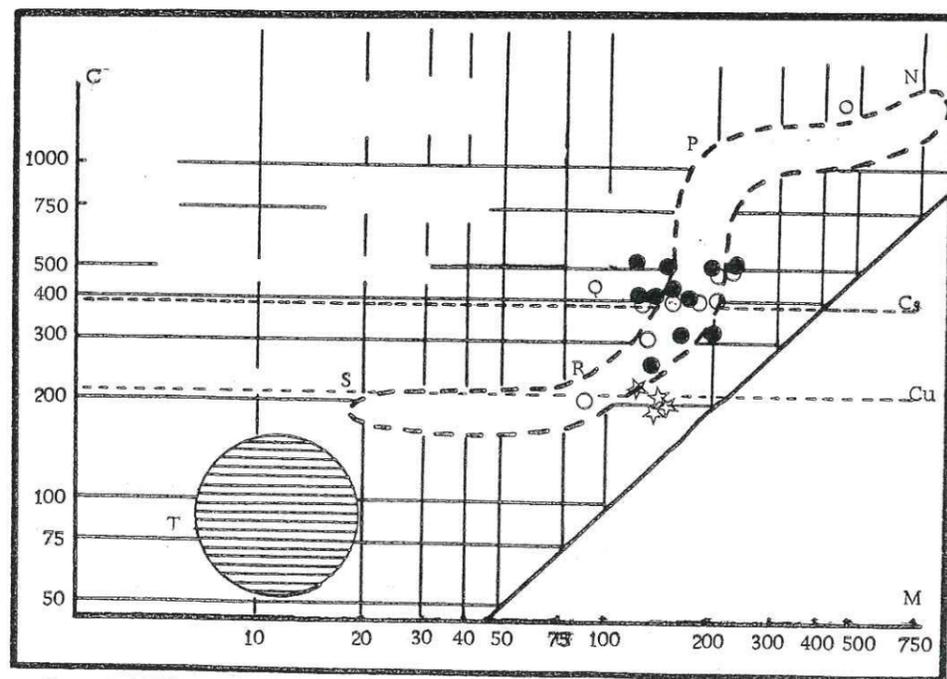
b) 25% des sables du Djébel Yélouz et 35% du Djébel Nadjaa ont une asymétrie très légèrement positive (>1): classement maximum du côté des fins et étalement du côté grossier.

Nous avons une très légère prédominance relative des parties fines, soit par rareté des particules grossières, soit par surajout des particules fines lors du dépôt du sédiment. Ceci caractérise les dépôts marins de décantation en milieu très calme, éventuellement alimentés ou enrichis par des apports éoliens.

c) 50% des sables du Djébel Yélouz, 50% du Djébel Tizigdel ont une asymétrie négative (<1): le classement est maximum du côté des grossiers et l'étalement se fait du côté des fins; cette prédominance relative des parties grossières s'explique par la lévigation des parties fines: ceci caractérise les sables de plage littorale affectés par la turbulence du milieu...(cordon littoral). Les cordons de tempête sont à exclure à cause de l'absence totale de galets.

Le diagramme CM de PASSEGA (fig. 53) montre que tous les sédiments détritiques du Djébel Yélouz et 75% des sables du Djébel Nadjaa sont transportés en suspension dégradée; ils sont bien classés et il s'y ajoute un petit nombre de grains roulés. L'ensemble est formé par une sédimentation en masse de la suspension dégradée. La valeur du Cs indique une profondeur maximale de 50 m pour le milieu de sédimentation.

Par contre 25% des sédiments du Djébel Nadjaa et ceux du Djébel Tizigdelt, ont été transportés par suspension uniforme: les sédiments les plus grossiers se déposent les premiers, suivis des plus fins, mais qui contiennent toujours quelques grains ayant le diamètre maximal de la suspension. La valeur du Cs indique une profondeur maximale du milieu de sédiment de 50 m.



- Djébel Yélouz
- Djébel Nadjaa
- ☆ Djébel Tizigdelt

Fig. 53 - Diagramme CM de PASSEGA Région de Saïda.

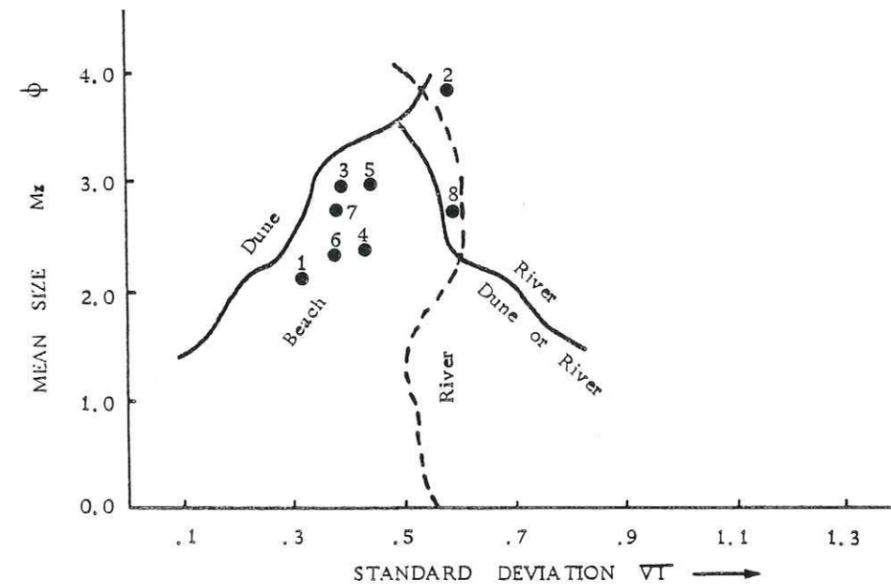


Fig. 54 - Relation : STANDARD DEVIATION / MEAN SIZE (d'après G. M. FRIEDMAN, 1967) coupe du Djébel Nadjaa.

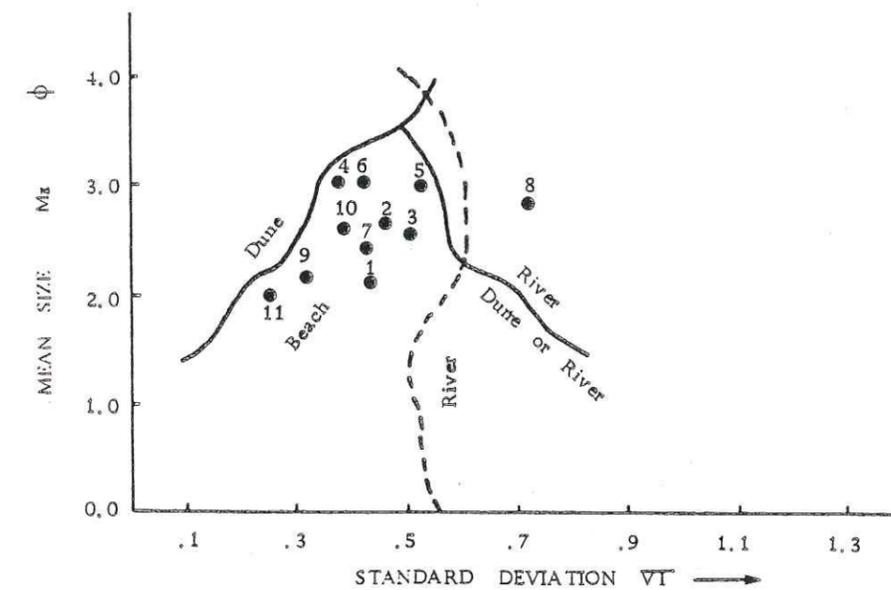


Fig. 55 - Relation : STANDARD DEVIATION / MEAN SIZE (d'après G. M. FRIEDMAN, 1967) coupe du Djébel Yélouz

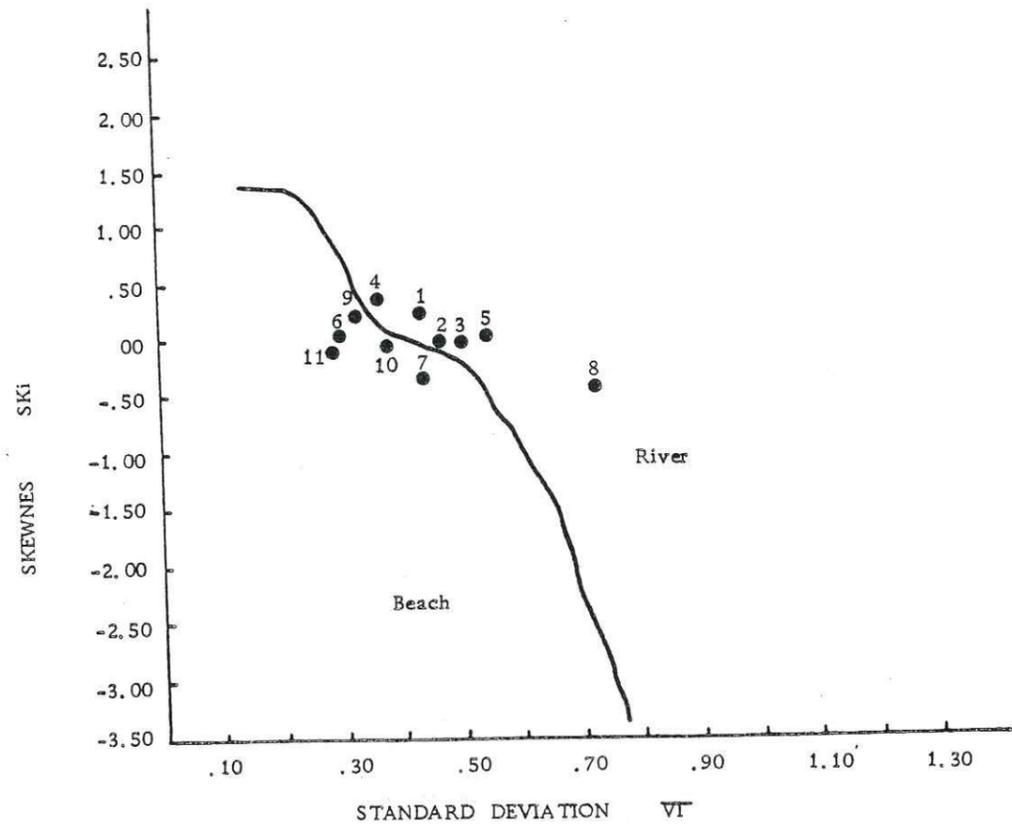


Fig. 56 - Relation: STANDARD DEVIATION / SKEWNESS (d'après G. M. FRIEDMAN, 1967)
coupe du Djébel Yélouz.

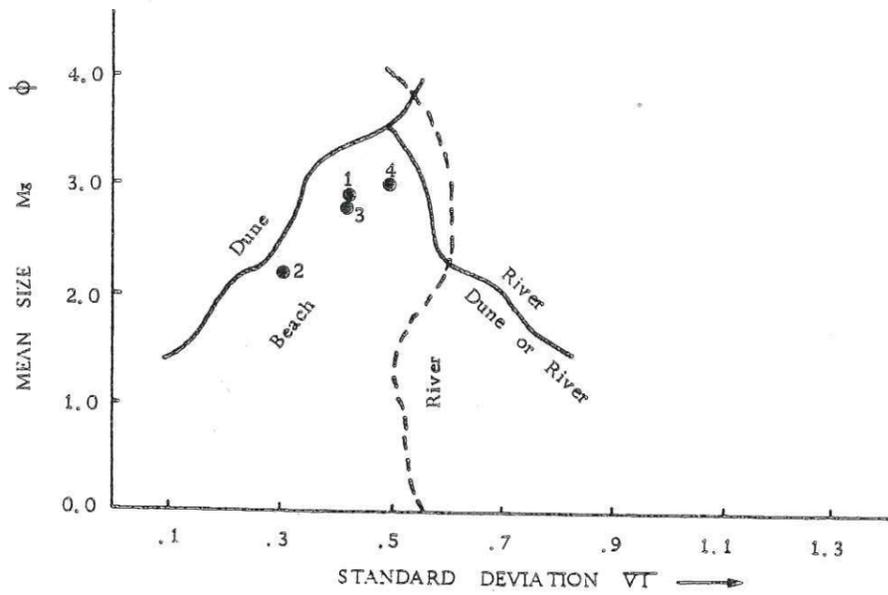


Fig. 57 - Relation: STANDARD DEVIATION / MEAN SIZE (d'après G. M. FRIEDMAN, 1967)
coupe du Djébel Tizigdel.

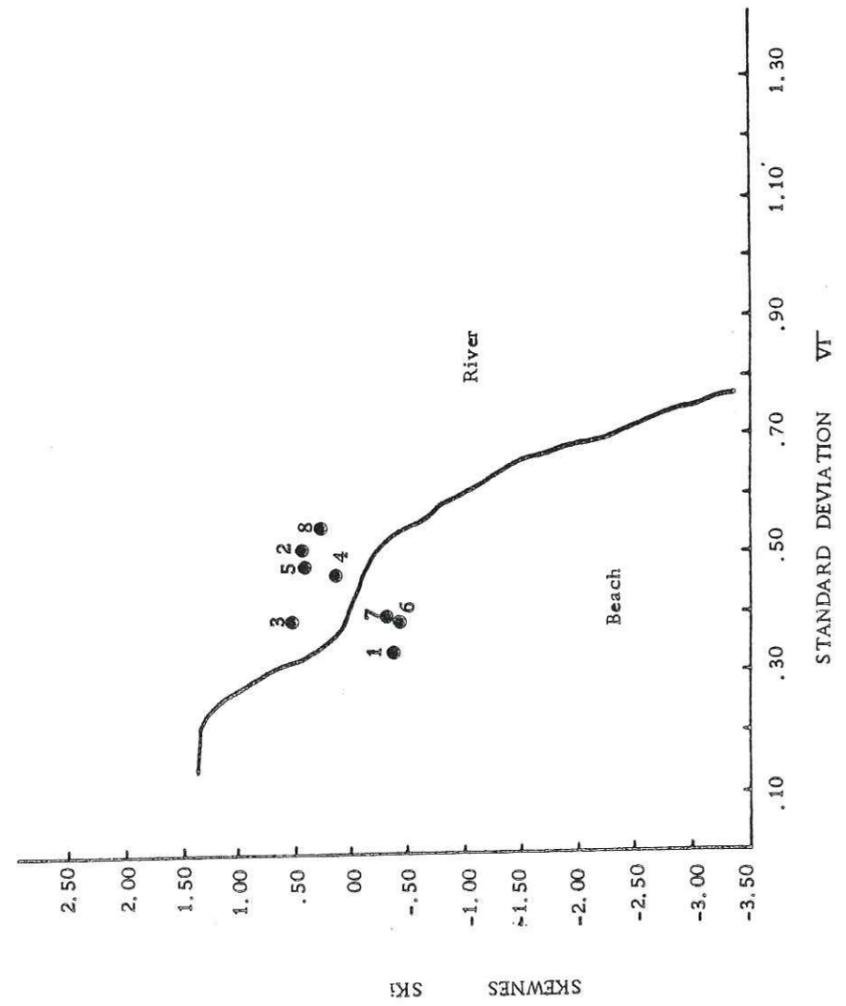


Fig. 58 - Relation: STANDARD DEVIATION / SKEWNESS (d'après G. M. FRIEDMAN, 1967)
coupe du Djébel Nadjaa.

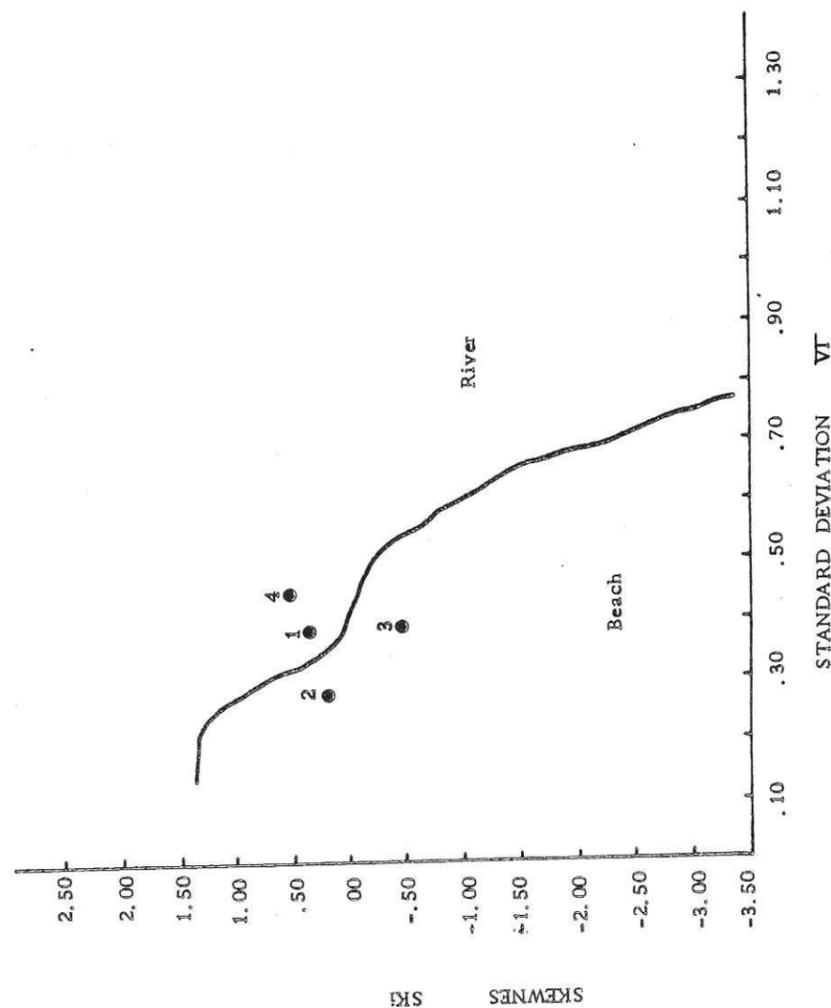


Fig. 59 - Relation: STANDARD DEVIATION / SKEWNESS (d'après G. M. FRIEDMAN, 1967) coupe du Djébel Tizigdel.

L'association sur un graphique (G.M. FRIEDMAN, 1961-1967) du "Standard-déviatation" et du "Mean" (fig. 54, 55, 57); du "Standard-déviatation" et du "Skewness" (fig. 56, 58, 59) indique essentiellement une sédimentation marine littorale troublée par des apports fluviatiles donc un domaine deltaïque où se surajoutent des éléments éolisés.

C/ CONCLUSION

La maturité des sédiments est excellente, toutes les courbes des fréquences simples sont unimodales, les valeurs du mode de ces courbes sont très homogènes, les médianes sont très groupées, les valeurs du q_d et de l'Hétérométrie sont faibles, les courbes cumulatives sont très redressées, les valeurs du Sorting Index (S_o) restent faibles, toujours inférieures à 2,5 et celles de l'asymétrie restent très groupées autour de la valeur 1.

Tout cet ensemble indique un sédiment bien classé, un dépôt marin littoral, éventuellement de type deltaïque; le façonnement éolien (dunes côtières) n'est pas à exclure.

La diagramme de PASSEGA a montré qu'une grande partie de sédiments détritiques a été transportée en suspension dégradée et il s'y ajoute un petit nombre de grains roulés. L'ensemble est formé par une sédimentation en masse de la suspension dégradée. Le reste des sédiments, en particulier ceux du Djébel Tizigdel, ont été transportés par suspension uniforme.

Les valeurs du C_s et du C_u indiquent une profondeur maximale du milieu de sédimentation de 50 m.

L'association du "standard-déviatation" et du "Mean"; du "Standard-déviatation" et du "Skewness" indique essentiellement une sédimentation marine littorale, troublée par des apports fluviatiles, donc un domaine deltaïque où se surajoutent des éléments éolisés.

On note une diminution de l'énergie de dépôt du NW vers le SE.

III.2- RÉGION DE HASSI ZERGA DES BÉNI MÉTHAR

A/ EMPLACEMENT DES ANALYSES GRANULOMETRIQUES fig. 14 et pl. 4, 5.

Ces analyses s'échelonnent le long de deux coupes: l'une au Djébel es Sfah (17 km SE de Daya, flanc NW de l'anticlinal de Hassi Zerga des Béni Méthar et l'autre au Djébel Dalaa éch. Charef (flanc SE de l'anticlinal).

B/ INTERPRETATION DES RESULTATS cf. tableaux 13 ; 14.

courbes cumulatives, courbes de fréquence fig. 60 à 63.

Les médianes sont assez bien groupées (fig. 60, 61,), leur valeur varie de 2,08 ϕ à 2,78 ϕ (GS₂S fait exception avec une médiane à 5,75 ϕ) pour le Djébel es Sfah et de 1,9 ϕ à 2,8 ϕ pour le Djébel Dalaa éch. Charef. La fraction fine est partout très faible, inférieure à 7 %, le sédiment est presque exclusivement sableux.

Les courbes de fréquences simples présentent une parfaite unimodalité (fig. 62, 63), à l'exception de GS₂S qui est plurimodale, les valeurs du mode de ces courbes sont ici aussi très homogènes et oscillent entre 0,125 mm et 0,250 mm (sauf l'échantillon GS₂S à 0,063 mm). La maturité des sédiments est excellente tout au long des deux coupes.

Les courbes cumulatives sont très redressées (fig. 62 à 63); les valeurs du Sorting Index (So) restent faibles, toujours inférieures à 2,5. Les valeurs du $qd\phi$ et de l'Hétérométrie (fig. 64 et 65) sont faibles.

Cet ensemble indique un sédiment bien classé, un dépôt marin littoral éventuellement de type deltaïque; le façonnement éolien (dunes côtières) n'est pas à exclure, il sera confirmé par l'exoscopie et la morphoscopie des quartz.

Les valeurs de l'asymétrie restent très groupées autour de la valeur 1; ceci caractérise les sables fluviatiles et deltaïques, les vases fluviatiles et estuariennes, les sédiments littoraux et marins de milieu calme.

N° éch.	en millimètres					en unité Phi											
	S	So	Md	Mode	Q1	Md	Q3	qd ϕ	Hé	Ski	KG	Si	M ϕ	P 5	P 16	P 84	P 95
GS 6 S	1,03	1,14	0,18	0,16	2,65	2,49	2,27	0,21	0,19	-8,83	1,42	0,35	2,49	3,35	2,82	2,18	2,04
GS 5 S	0,99	1,16	0,238	0,20	2,3	2,08	1,88	0,23	0,24	-7,61	0,84	0,30	2,12	2,59	2,48	1,80	1,73
GS 4 S	1,01	1,14	0,23	0,20	2,3	2,12	1,92	0,20	0,21	-6,68	1,29	0,34	2,15	2,93	2,5	1,84	1,74
GS 2 S	1,14	1,41	0,084	0,063	5,93	5,75	2,98	0,55	0,42	-4,47	0,27	0,72	4,27	4,65	4,38	2,7	2,67
GS 1 S	1,01	1,7	0,145	0,125	3,02	2,78	2,56	0,25	0,30	-7,08	1,75	0,49	2,82	4,21	3,26	2,44	2,25
GM 5 S	0,85	1,32	0,148	0,125	3,3	2,76	2,49	0,36	0,29	-5,48	1,31	0,67	2,89	4,65	3,56	2,35	2,15
GM 4 S	0,91	1,29	0,218	0,250	2,6	2,2	1,9	0,38	0,28	-4,59	1,02	0,51	2,27	3,45	2,83	1,8	1,7
GM 2 S	0,89	1,28	0,170	0,160	3,05	2,68	2,29	0,39	0,30	-5,33	1,44	0,66	2,69	4,72	3,23	2,17	2,05
GI 1 S	0,97	1,18	0,22	0,200	2,5	2,1	1,99	0,31	0,25	5,31	2,16	0,62	2,26	4,44	2,8	1,9	1,76
GI 2 S	0,96	1,43	0,161	0,125	3,2	2,67	2,15	0,55	0,49	-3,18	0,23	0,89	2,83	4,65	3,84	1,98	1,78
GI 1 S	1,04	1,22	0,158	0,125	2,96	2,68	2,35	0,3	0,3	-5,22	1,20	0,52	2,71	3,73	3,25	2,2	1,94

Tableau 13 : Paramètres et indices granulométriques de la coupe du Djébel es Sfah exprimés en mm ou en unités ϕ

N° éch.	en millimètres											en unité Phi										
	S	S0	Md	Mode	Q1	Md	Q3	Qdφ	Hé	Sk1	KG	Si	Mφ	P 5	P 16	P 84	P 95					
GS 9 D.C	0,94	1,17	0,235	0,250	2,35	2,1	1,91	0,25	0,20	-6,24	1,46	0,41	2,16	3,31	2,56	1,84	1,74					
GS 5 D.C	1,02	1,17	0,187	0,160	2,64	2,42	2,2	0,30	0,25	-6,73	1,56	0,43	2,45	3,61	2,85	2,1	1,94					
GS 4 D.C	1,01	1,07	0,27	0,250	1,99	1,9	1,79	0,10	0,10	-9,7	2,22	0,26	1,93	2,55	2,15	1,75	1,48					
GS 1 D.C	0,95	1,18	0,145	0,125	3,07	2,8	2,53	0,25	0,25	-7,75	1,12	0,30	2,88	3,72	3,3	2,55	2,25					
GM 1 D.C	0,77	0,42	0,262	0,250	2,45	1,93	1,76	0,36	0,19	-3,42	2,02	0,84	2,17	4,65	2,97	1,63	1,25					

Tableau 14 : Paramètres et indices granulométriques de la coupe du Djébel Dalaa éch. Charef exprimés en mm ou en unités ϕ

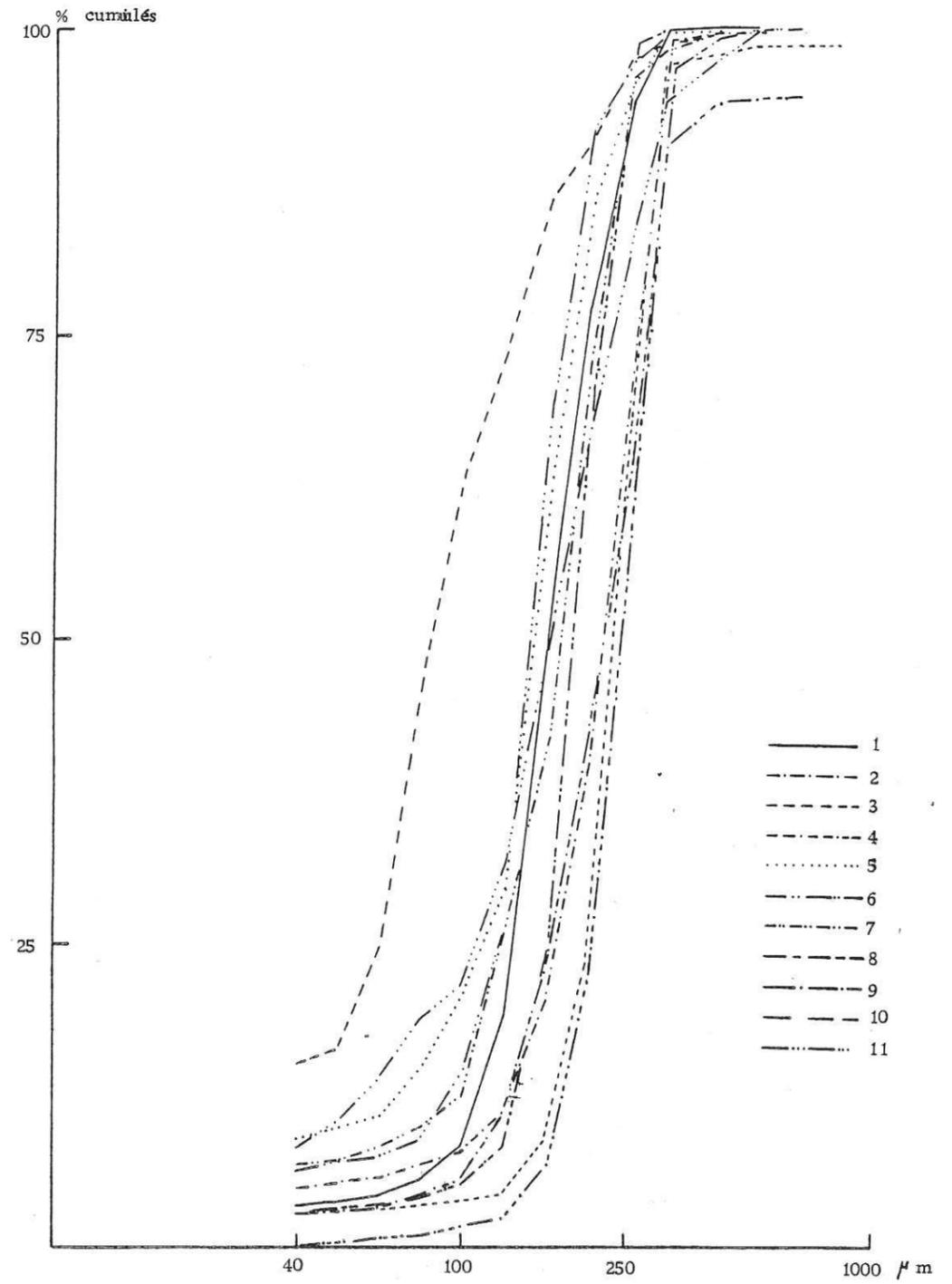


Fig. 60 - Courbes granulométriques des grès du Djébel es Sfah.

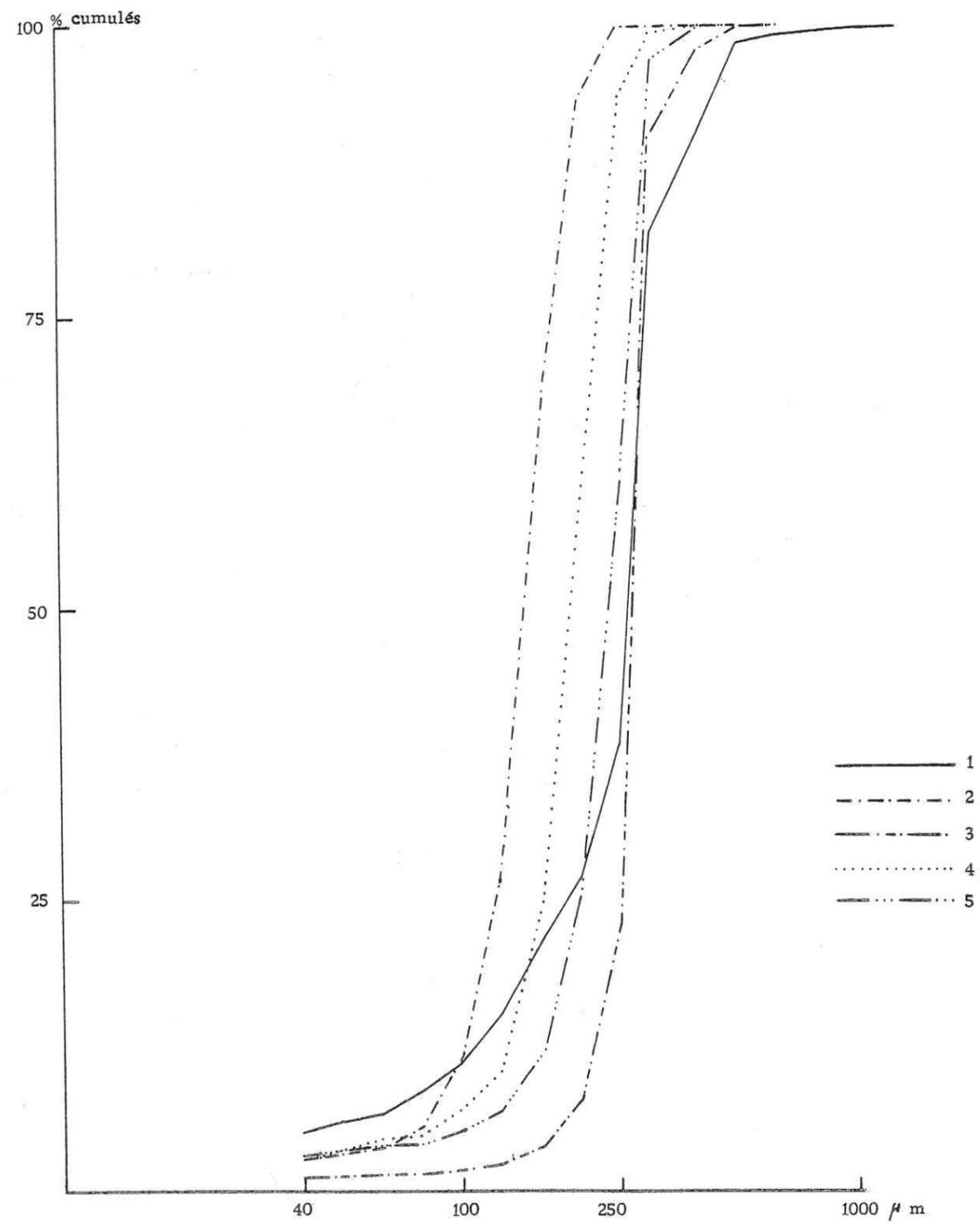


Fig. 61 - Courbes granulométriques des grès du Djebel Dalaa éch Charef.

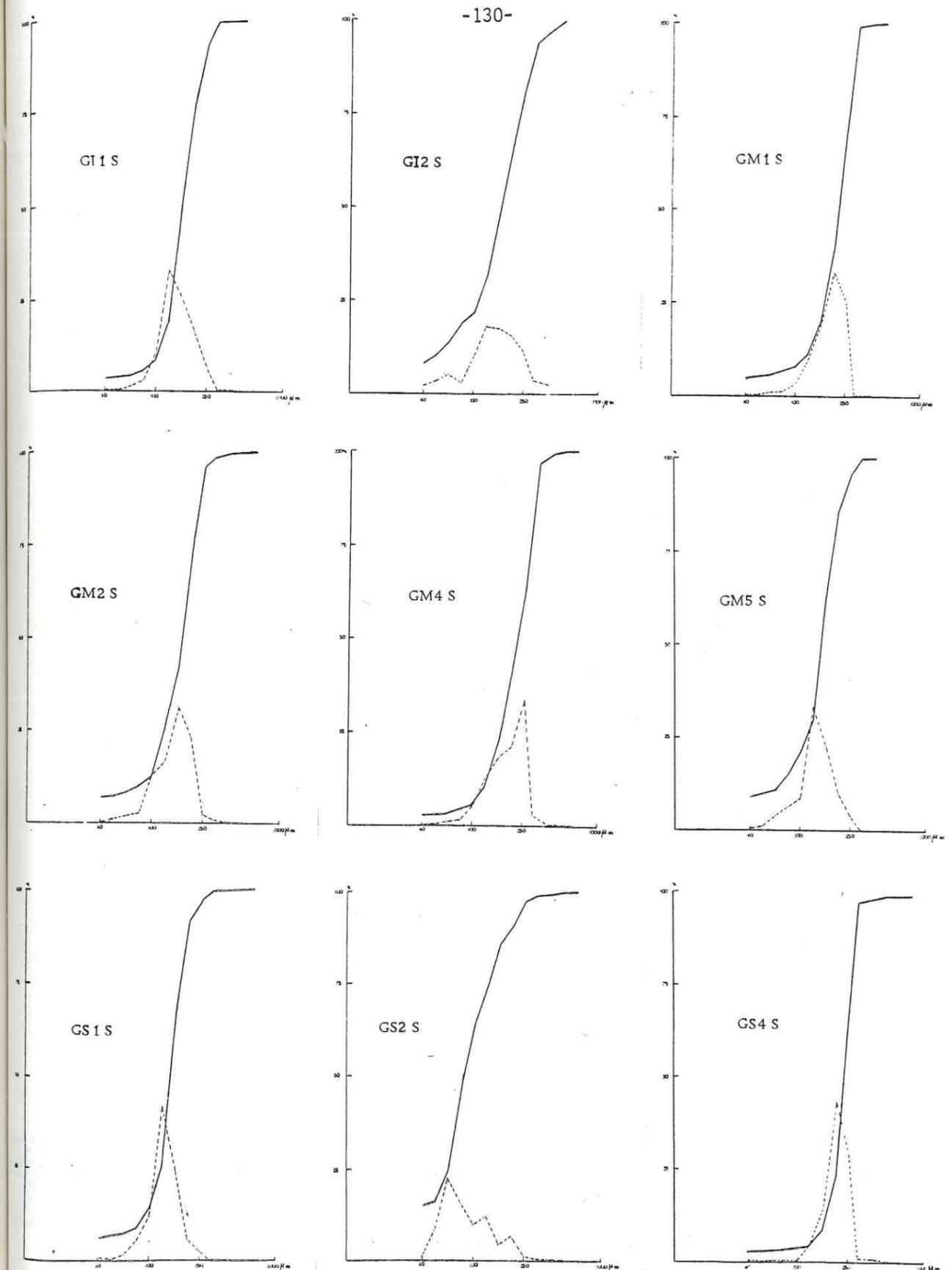
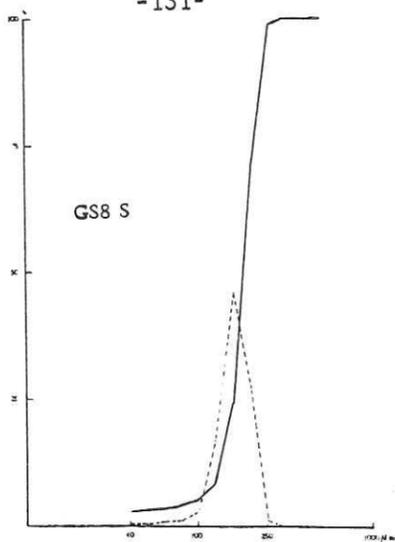
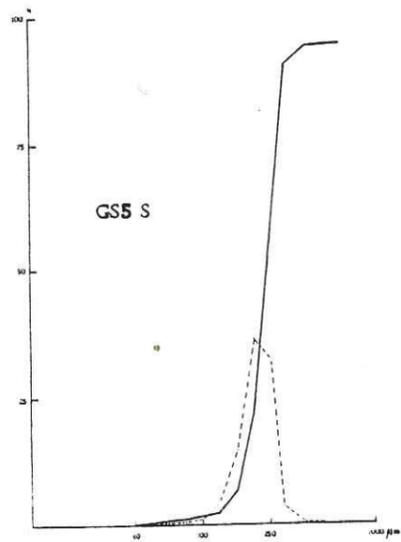


Fig. 62 - Courbes granulométriques cumulatives (—) et de fréquence simple (---) des grès de la coupe du Djebel es SFAH. (région de Hassi zerga des Béni Méthar)



Suite de la figure 62

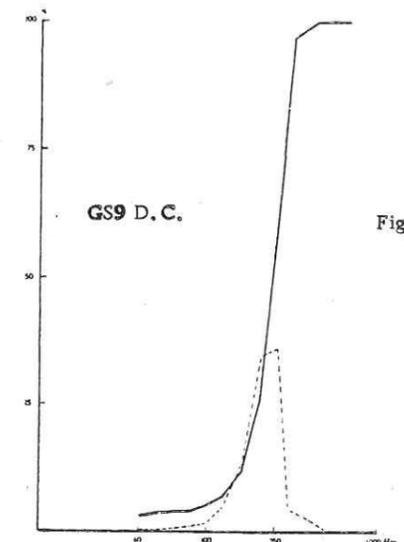
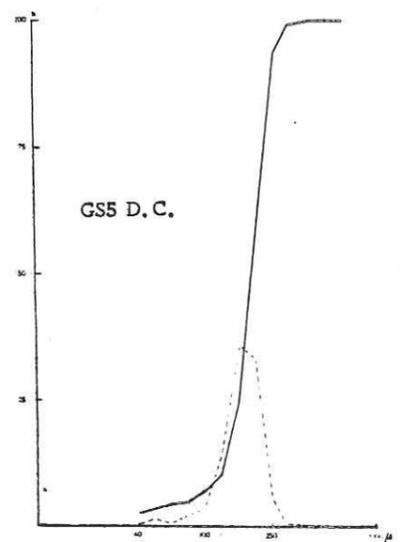
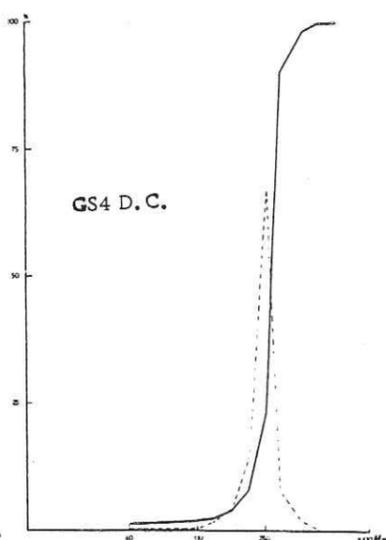
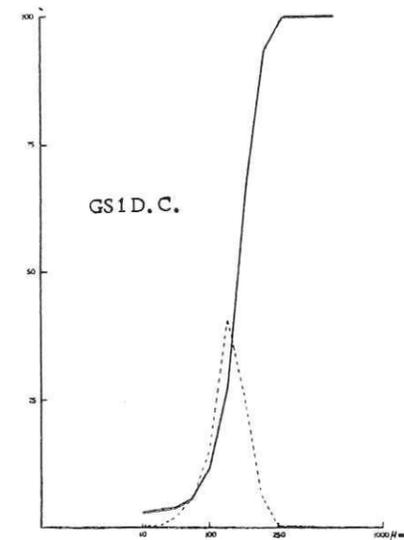
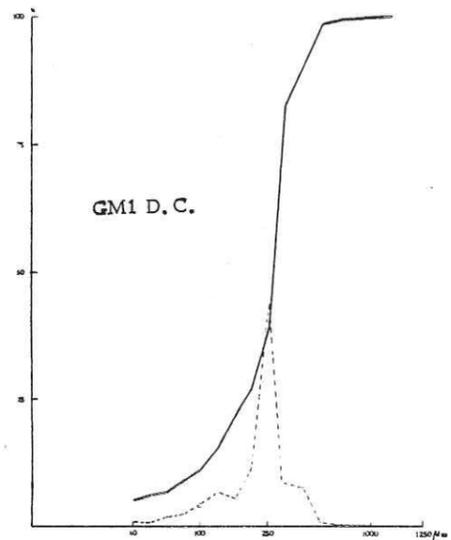


Fig. 63 - Courbes granulométriques cumulatives (—) et de fréquence simple (---) des grés de la coupe du Djébel DALAA ech CHAREF. (région de Hassi zerga des Béni Méthar)

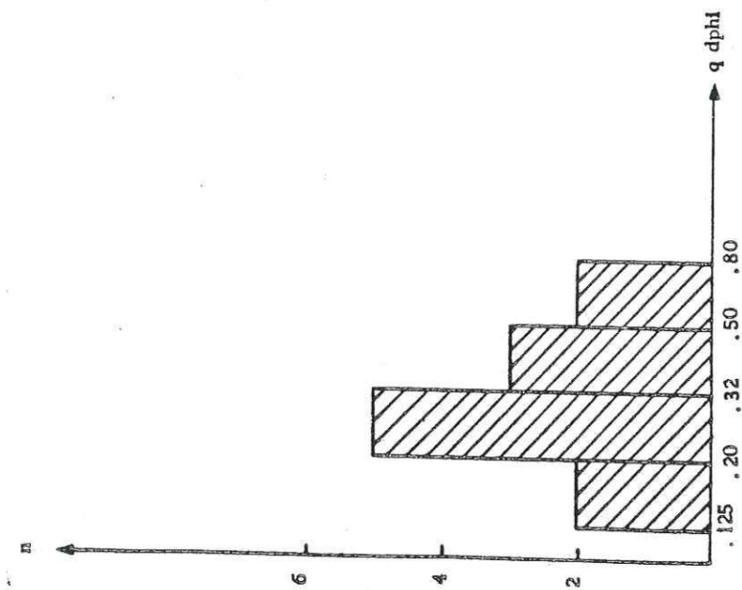
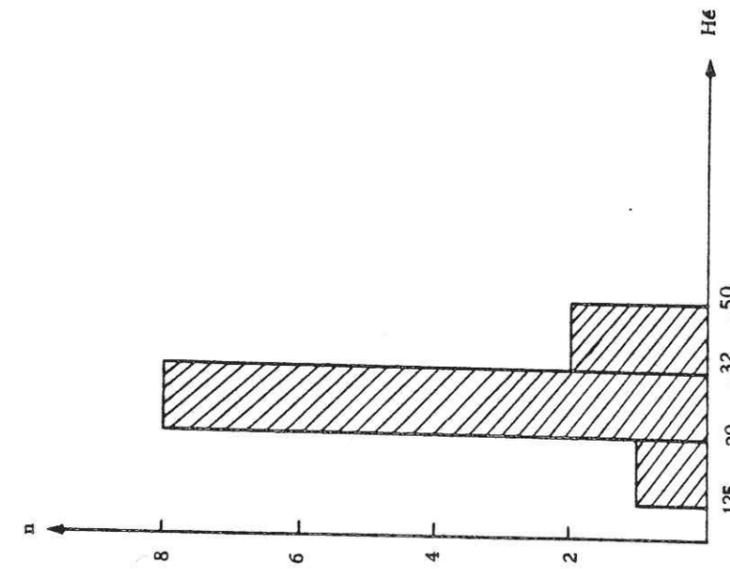


Fig. 64 - Histogramme des fréquences des indices Odphi et Hé dans la coupe du Djébel es Sfah.

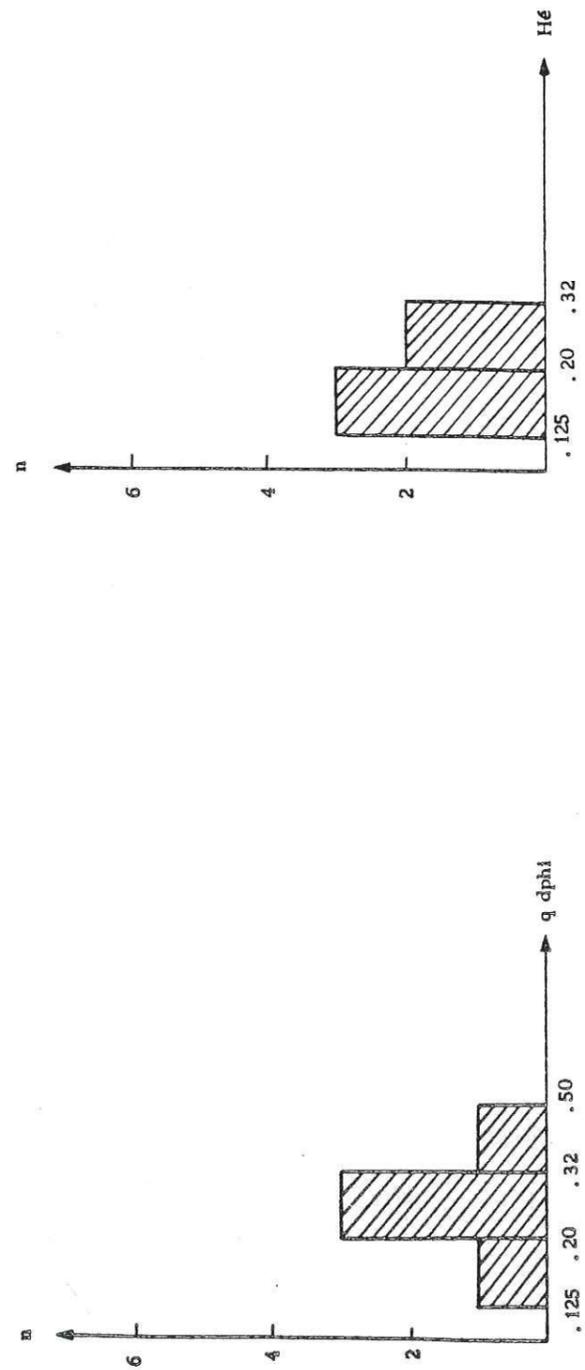


Fig. 65 - Histogramme des fréquences des indices Qdphi et Hé dans la coupe du Djebel Dalaâ éch Charef.

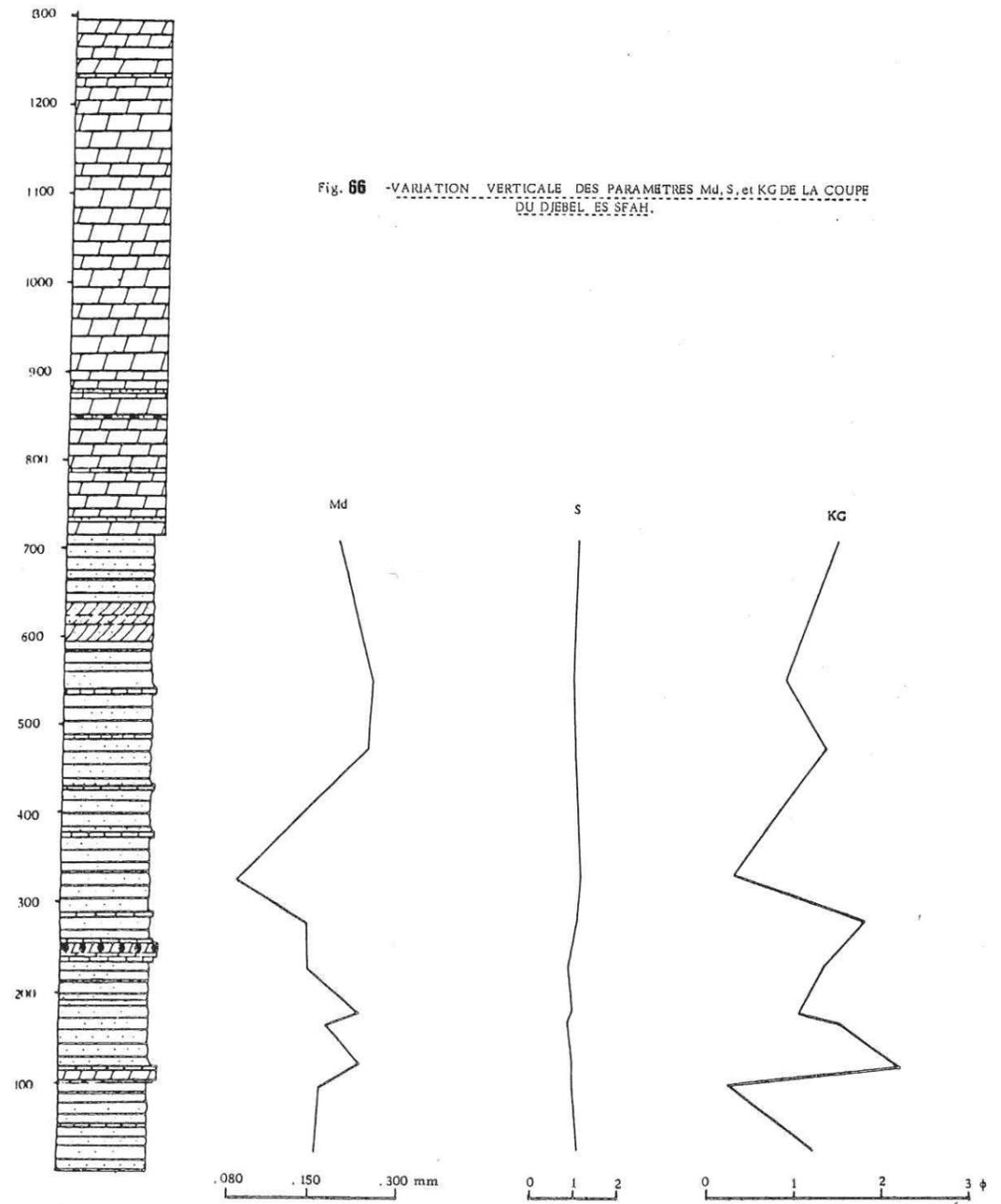


Fig. 66 - VARIATION VERTICALE DES PARAMETRES Md, S, et KG DE LA COUPE DU DJEBEL ES SFAH.

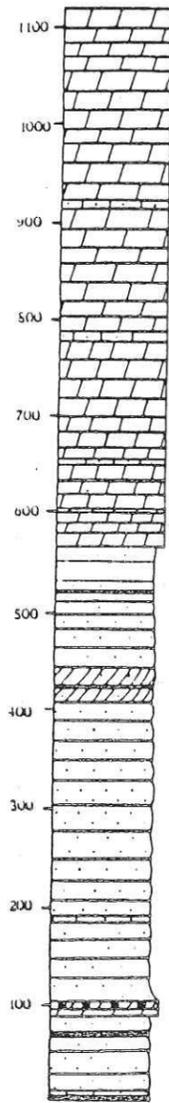
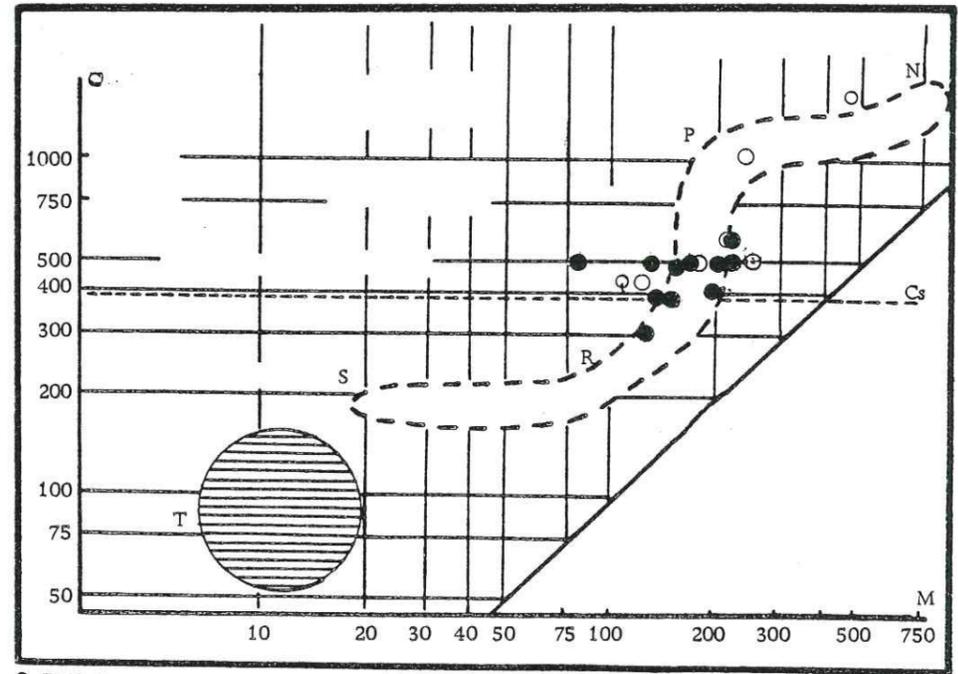
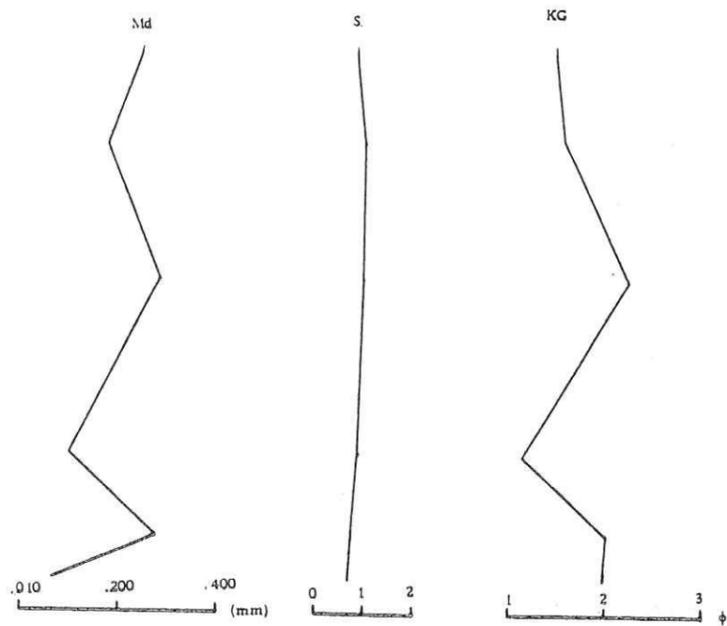


FIG. 67 - VARIATION VERTICALE DES PARAMETRES Md, S, et, KG DE LA COUPE DU DJEBEL DALAA ECH CHAREF.



● Djébel es Sfah
○ Djébel Dalaa éch Charef
Fig. 68 - Diagramme CM de PASSEGA
Région de Hassi Zerga des Béni Méthar.

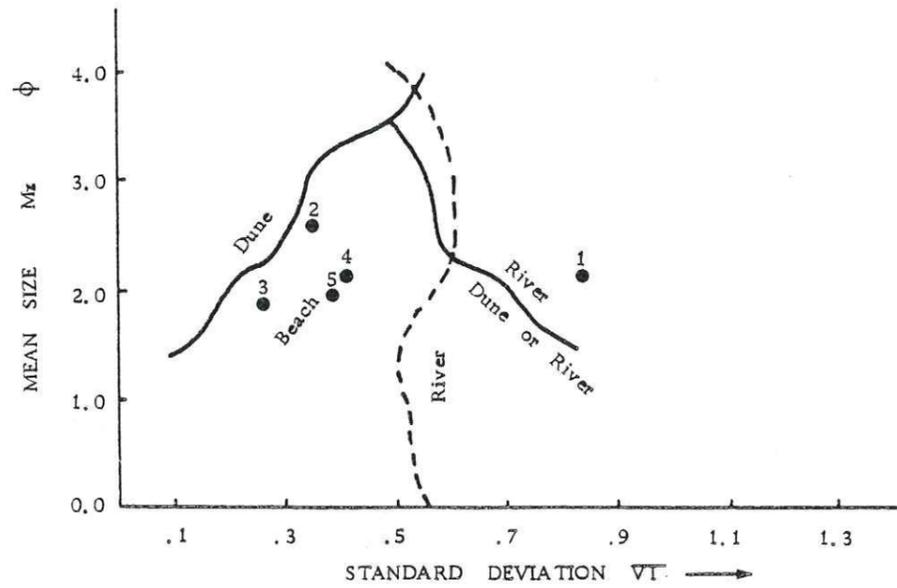


Fig. 69 - Relation : STANDARD DEVIATION / MEAN SIZE (d'après G. M. FRIEDMAN, 1967)
coupe du Djébel Dalaa éch Charef

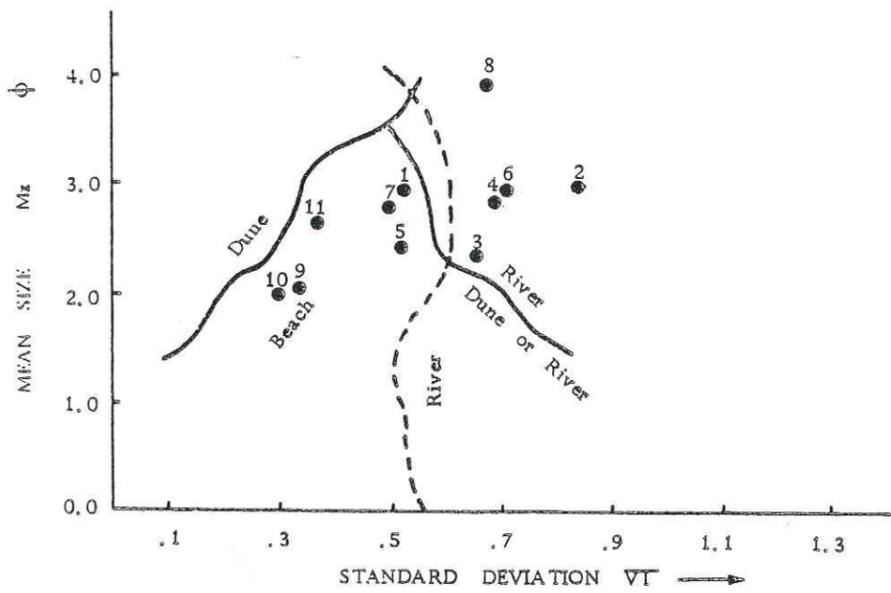


Fig. 70 - Relation : STANDARD DEVIATION / MEAN SIZE (d'après G. M. FRIEDMAN, 1967)
coupe du Djébel es Sfah

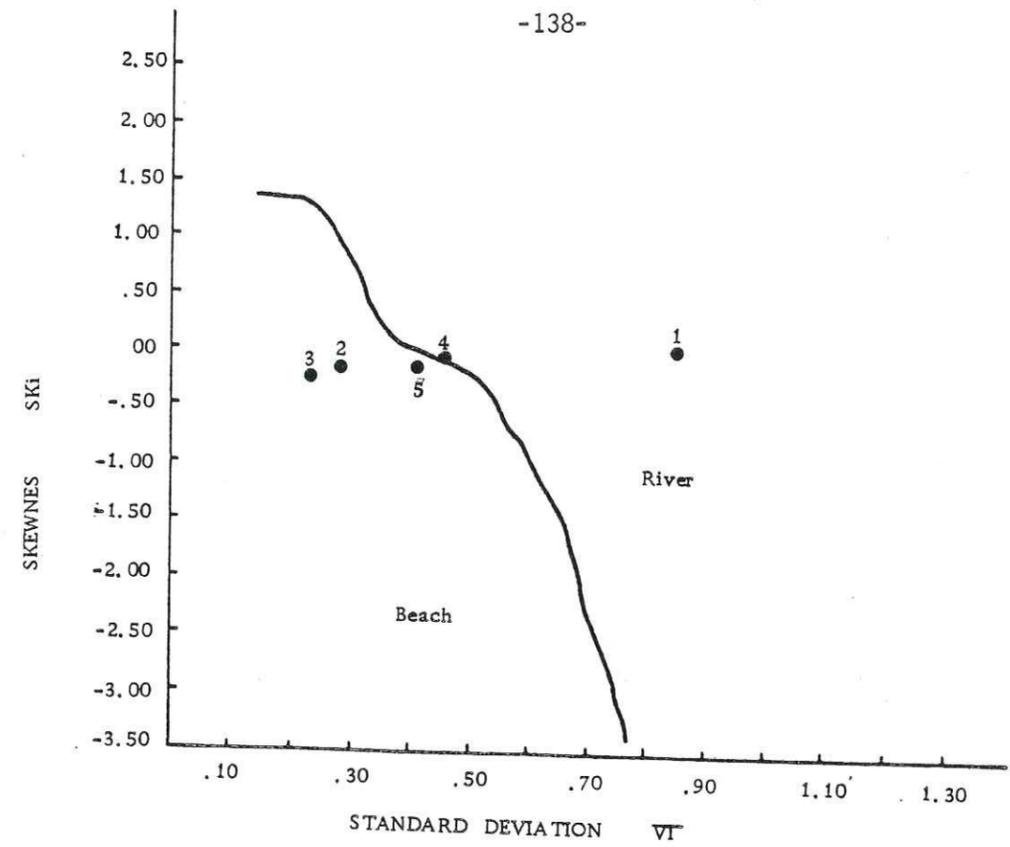


Fig. 71 - Relation : STANDARD DEVIATION / SKEWNESS (d'après G. M. FRIEDMAN, 1967)
coupe du Djébel éch Charef.

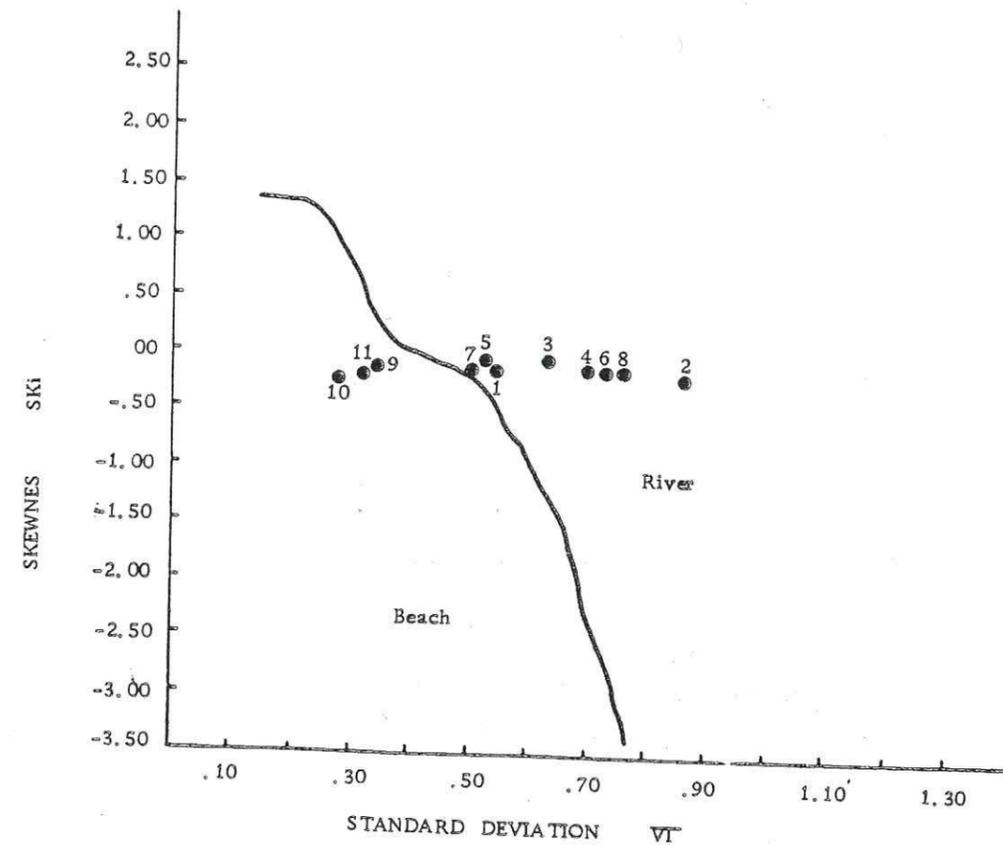


Fig. 72 - Relation : STANDARD DEVIATION / SKEWNESS (d'après G. M. FRIEDMAN, 1967)
coupe du Djébel es Sfah.

25 % des échantillons ont une asymétrie nettement négative (< 1): ceci caractérise les sables de plage marine littorale affectés par la turbulence du milieu... (cordon littoral). Les cordons de tempête sont à exclure à cause de l'absence totale de galets.

Quelques échantillons (10 %) présentent une asymétrie nettement positive (> 1): ceci caractérise les dépôts marins de décantation en milieu très calme, éventuellement alimentés ou enrichis par des apports éoliens.

Le diagramme CM de PASSEGA (fig. 68) montre que la majorité des sédiments est transportée en suspension dégradée, ils sont bien classés et il s'y ajoute un petit nombre de grains roulés. L'ensemble est formé par une sédimentation en masse de la suspension dégradée; la valeur du Cs, indique une profondeur maximale du milieu de sédimentation d'environ 40 m.

Les diagrammes de FRIEDMAN (fig. 69, 70, 71 et 72) indiquent essentiellement une sédimentation marine littorale alimentée par des apports fluviaux donc un domaine deltaïque où se surajoutent des éléments éolisés qui sont plus marqués que dans la région de Saïda.

Les apports fluviaux sont plus abondants dans le Djébel es Sfah que dans le Djébel Dalaa éch Charef: le Djébel es Sfah serait donc plus proche de l'appareil fluvial que le Djébel Dalaa éch. Charef.

Cet appareil fluvial, responsable principal des apports continentaux devra être recherché vers l'Ouest dans des recherches ultérieures.

C/ CONCLUSION

La maturité des sédiments est excellente, toutes les courbes de fréquence simple sont unimodales sauf une (GS_2S) qui est plurimodale, les valeurs du mode de ces courbes sont très homogènes, les médianes sont très groupées, les valeurs du $qd\varphi$ et de l'Hétérométrie sont faibles, les courbes cumulatives sont très redressées, les valeurs du Sorting Index (So) restent faibles, toujours inférieures à 2,5 et celles de l'asymétrie restent très groupées autour de la valeur 1.

Tout cet ensemble indique un sédiment bien classé, un dépôt marin littoral, éventuellement de type deltaïque; le façonnement éolien (dunes côtières) n'est pas à exclure, il sera confirmé par l'exoscopie et la morphoscopie des quartz.

Le diagramme CM de PASSEGA a montré que la majorité des sédiments est transportée en suspension dégradée, l'ensemble est formé par une sédimentation en masse de la suspension dégradée; la valeur du Cs indique une profondeur maximale du milieu de sédimentation d'environ 40 m.

Les diagrammes de FRIEDMAN indiquent essentiellement une sédimentation marine littorale alimentée par des apports fluviaux donc un domaine deltaïque où se surajoutent des éléments éolisés qui sont plus marqués dans la région de Hassi Zerga que dans la région de Saïda.

Les apports fluviaux plus abondants dans le Dj. es Sfah que dans le Dj. Dalaa éch Charef, indiquent la proximité d'un appareil fluvial situé un peu plus à l'Ouest et responsable des apports continentaux.

CHAPITRE CINQUIEME

ETUDE DES FIGURES ET STRUCTURES SEDIMENTAIRES

I- BUT

II- RESULTATS

III- RECONSTITUTION DES DIRECTIONS DE COURANTS

CHAPITRE CINQUIEME

ETUDE DES FIGURES ET STRUCTURES SEDIMENTAIRES

I- BUT

Le but essentiel est l'établissement du (ou des) sens des courants d'apport afin de localiser la (ou les) provinces d'origine.

Le deuxième but est de préciser la nature du milieu de sédimentation.

II- RESULTATS

A/ FIGURES SITUEES EN SEMELLE OU MUR DES BANCS

1) Les linéations de délits ou parting lineation sont visibles sur les sous-faces et, plus rarement, sur les surfaces de bancs.

Elles sont liées à un fin litage horizontal et correspondent à un régime de haute énergie aquatique (laminaire); elles permettent de déterminer les directions de courants.

2) Des figures de surcharges ou Load-casts existent à la base des séquences de toutes les coupes.

3) Les groove -casts ou traces en cannelures sont générales; parfaitement rectilignes, elles peuvent atteindre 2 à 3 mètres de longueur et sont beaucoup plus étroites que les sillons d'érosion (quelques centimètres); elles indiquent la direction du courant et attestent d'un régime de haute énergie (turbulent).

4) Les flute casts sont assez rares et de petites dimensions (15 à 20 cm); elles indiquent le sens des courants et un régime de haute énergie.

5) Des pseudomorphoses de sel ont été observées (pl.13, photo A); elles indiquent un milieu temporairement sursalé.

B/ FIGURES OBSERVABLES A L'INTERIEUR DES BANCS

1) Un vaste slump a été observé au Djébel Tizigdelt à la base des Grès de Sidi Amar au contact des Argiles de Saïda. Il révèle une paléo-pente.

2) Les litages horizontaux (associés à des linéations de débits) délimitent de fines lamines, attestant un régime laminaire de haute énergie.

3) Les litages obliques ne sont pas très abondants. Certains présentent une faible inclinaison et correspondent à une baisse de l'énergie du milieu.

D'autres présentent une inclinaison supérieure à 30° et correspondent à des dunes arrasées (sommet des grès supérieurs de la région de Hassi Zerga des Béni Méthar).

4) Les litages entrecroisés ou Cross bedding sont présents à tous les niveaux de la série gréseuse; ils représentent des chenaux de dimensions variées (décamétriques à hectométriques) surtout dans la région de Saïda dont l'axe et la pente permettent de définir un sens d'écoulement du courant.

C/ FIGURES SITUEES AU TOIT DES BANCS

1/ Les fentes de dessiccation et de cynérèse ou Mud cracks ont été rencontrées à la surface de quelques bancs; elles indiquent un milieu continental ou lagunaire.

2/ Les Ripple marks sont présents sur les surfaces de quelques bancs, ils sont dissymétriques, sinueux, bifurqués; la plupart correspond à des rides d'oscillations, parfois en forme de cuiller (pl.12 photo) plus rarement à des rides de courant.

III- RECONSTITUTION DES DIRECTIONS DE COURANTS (FIG. 73 , 74)

A) RÉGION DE SAÏDA

1) Les linéations de délits (fig. A, B, C)

Elles révèlent la présence de deux types de courants:

- un courant de direction SW-NE que nous interprétons comme un **courant côtier**;
- un courant de direction 135°-315° que nous interprétons comme un **courant de flot** ou (et) de jusant.

2) Les corps sédimentaires chenalisés et les groove casts (fig.73 74 D, H, I, I').

On observe:

- un sens principal vers le NE qui oscille entre N. 0° et N. 60° avec une concentration entre N. 30° et N. 50°. Nous l'interprétons aussi comme un **courant côtier**;
- un sens secondaire du SE vers le NW (310° à 320°), compte-tenu de ce que nous savons par ailleurs sur la paléogéographie générale de cette région à cette époque, est interprété comme un **courant de jusant**, responsable des apports.

3) Les ripple-marks (fig.73, H) indiquent trois sens de courant:

- un courant principal que nous continuerons à interpréter comme un **courant côtier** parallèle au rivage;
- deux courants secondaires, NNW-SSE et NW-SE que nous interprétons comme des **courants de flot**.

4) Les slumps du Djébel Tizigdelt

Les directions des axes de plis des slumps sont schématisés par la fig.73 , F, G). Le sens de déversement des slumps est perpendiculaire

à ces axes et permet de définir une paléopente inclinée vers le NW et qui pouvait être celle du rivage en bordure d'une mer s'approfondissant vers le NNW.

B) RÉGION DE HASSI ZERGA DES BENI METHAR

Dans cette région les figures sédimentaires ne sont pas abondantes ni bien visibles. Cependant 25 chenaux ont pu être mesurés dans le Djébel es Sfah, dans une zone que les analyses granulométriques nous font considérer comme deltaïque, riche en chenaux. Ici, les courants s'écoulent du SE vers le NW (N. 310° à N. 320°), nous en déduisons une alimentation venant du continent situé au SE.

C) CONCLUSION À L'ÉTUDE DES FIGURES ET STRUCTURES SÉDIMENTAIRES

L'étude des directions de courant nous a permis de définir:

- dans la région de Hassi Zerga des Béni Méthar, un courant d'apport sédimentaire très général du SE vers le NW;
- dans la région de Saïda:
 - . un courant de flot du NW vers le SE;
 - . un courant de jusant du SE vers le NW, responsable des apports sédimentaires;
 - . un courant côtier SW-NE, longitudinal, parallèle à la côte et qui étale les apports précédents.

Cette étude a fortement contribué à établir une carte paléogéographique de la région (fig. 85, p. 166).

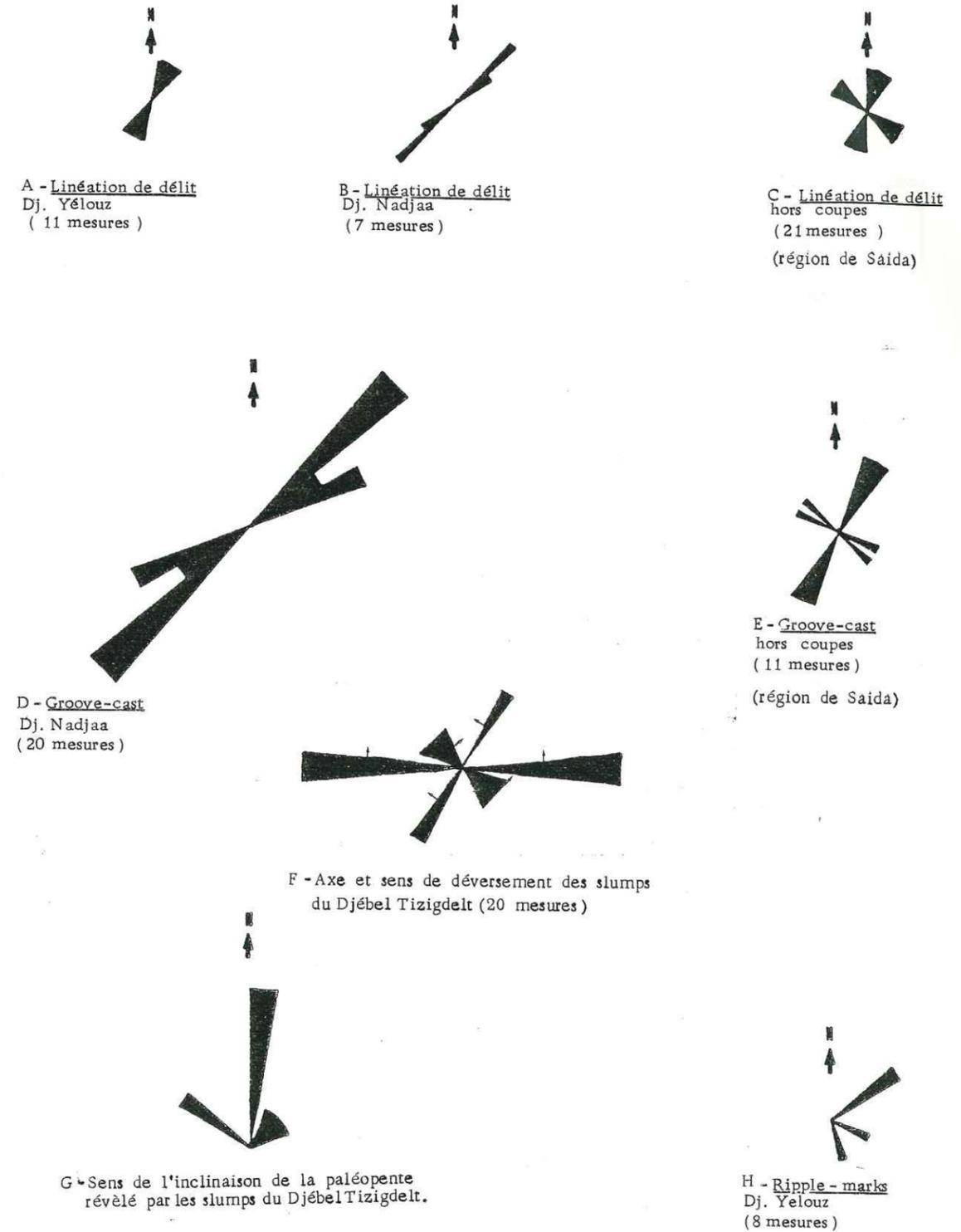


Fig. 73 -DIRECTION DE COURANTS DES GRES DE SIDI AMAR.

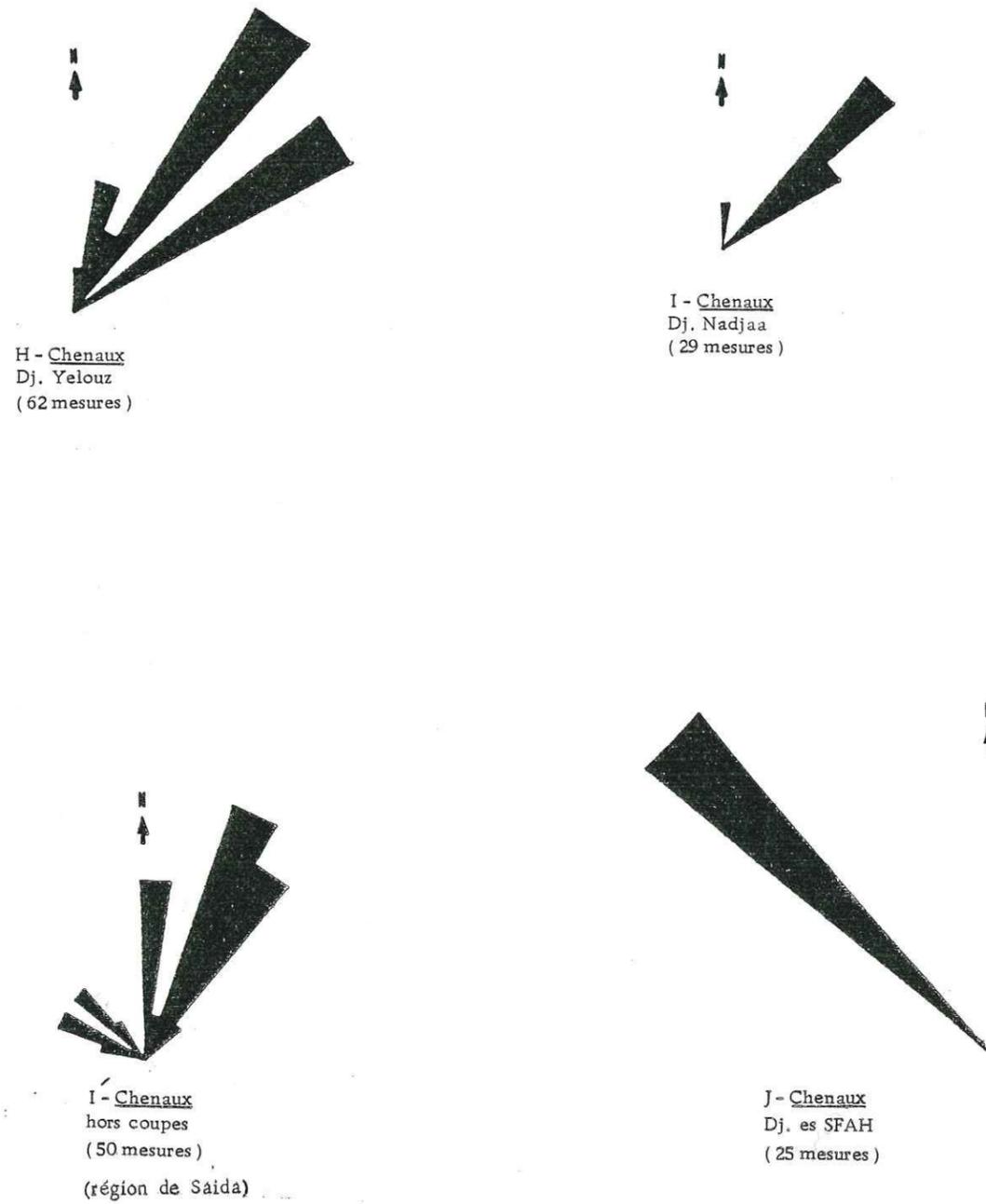


Fig. 74 - DIRECTION DE COURANTS DES GRÉS DE SIDI AMAR.

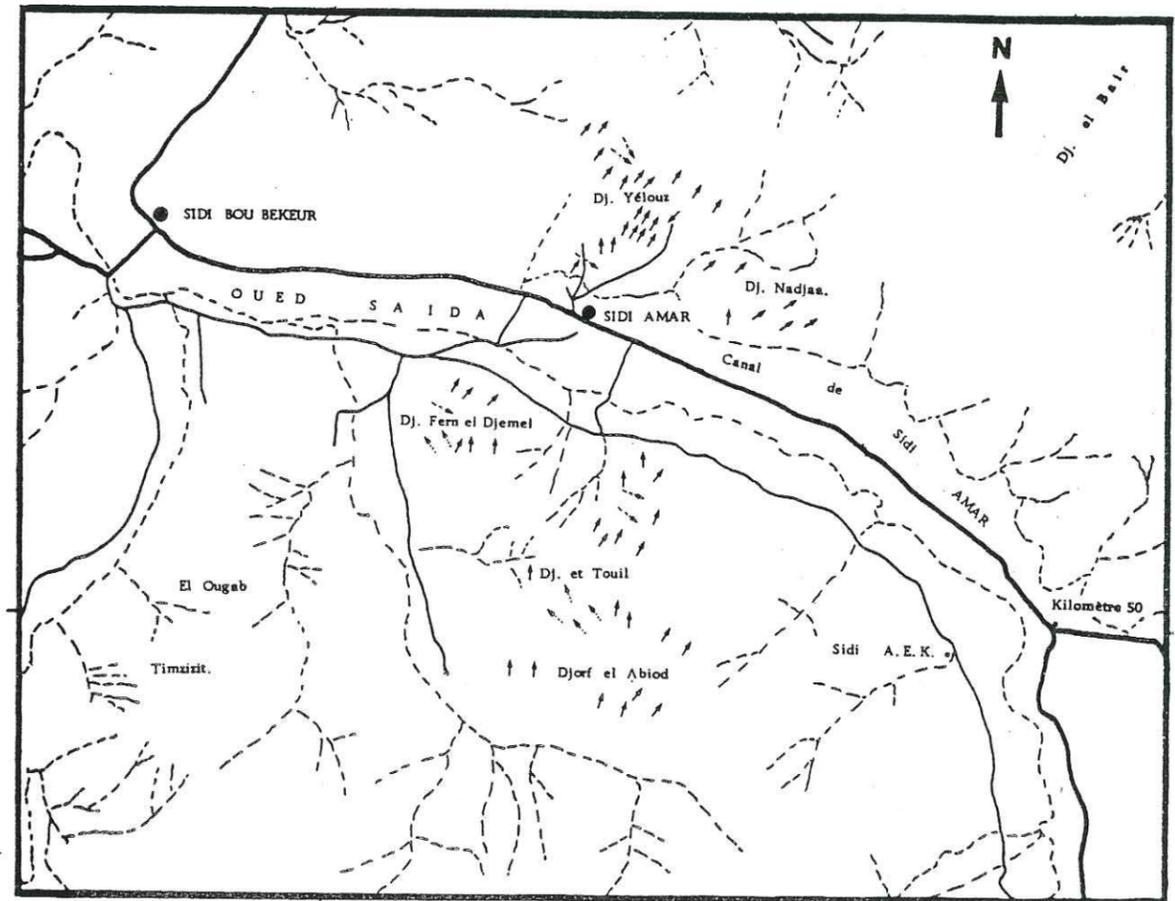


Fig. 75 - Reconstitution des paléocourants.
Région de Saïda.

0 1 Km.

Routes

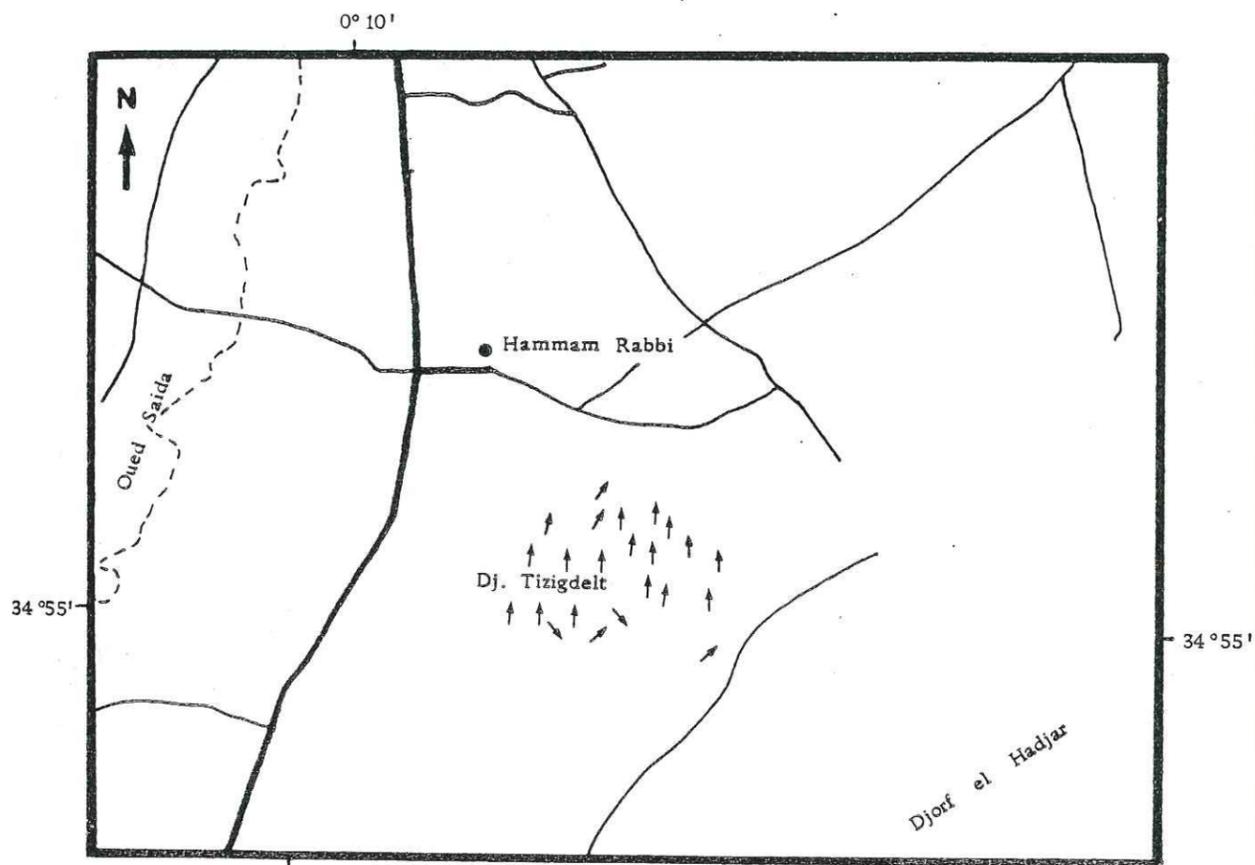
Pistes

Cours d'eau

courant général cotier

courant de flot

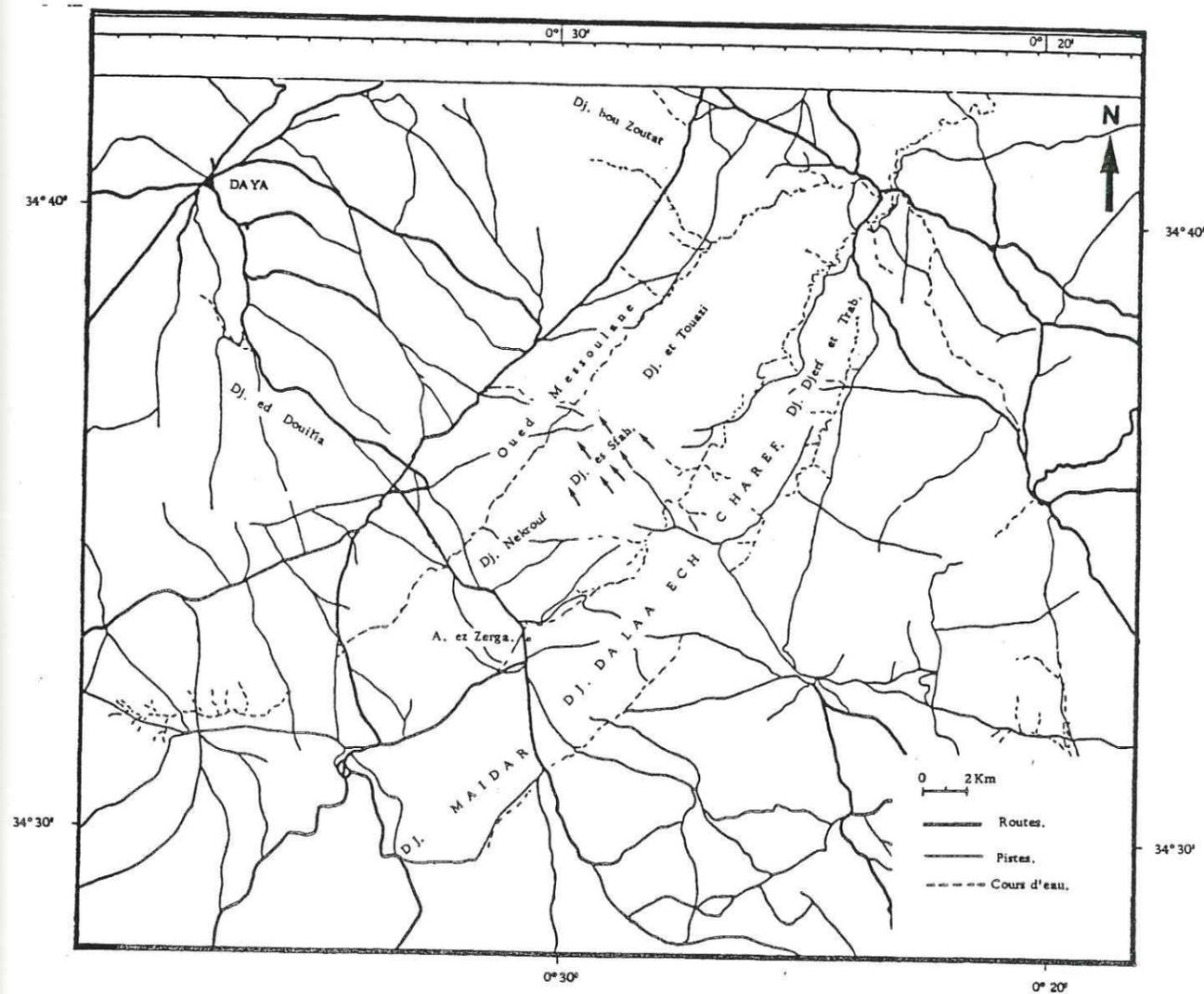
courant de jusant



0 1Km 0° 10'

— Routes
 — Pistes
 - - - Cours d'eau

Fig. 76 Sens des Paléocourants d'après les mesures
 d'axes des Structures de type Slump.
 Région de SAIDA.



0 2Km

— Routes.
 — Pistes.
 - - - Cours d'eau.

Fig. 77 Directions des PALEOCOURANTS.
 Région de HASSI ZERGA.

CHAPITRE SIXIEME

LES MINERAUX LOURDS

I- METHODE

II- RESULTATS

III- INTERPRETATION

IV- CONCLUSION A L'ETUDE DES MINERAUX LOURDS DES
GRES DE SIDI AMAR

CHAPITRE SIXIEME

LES MINERAUX LOURDS

I- LA METHODE

Elle est classique et conforme aux techniques exposées par S. DUPLAIX (1948), A. VATAN (1967), A. CAILLEUX - J. TRICARD (1959) et A. PARFENOFF, C. POMEROL, J. TOURENQ (1970) : après broyage, lavage à l'eau, suivi d'un traitement à l'acide chlorhydrique N/10, les échantillons sont séchés puis tamisés afin d'obtenir les trois fractions 0,5 - 0,16 mm; 0,16 - 0,08 et 0,08 - 0,05 mm.

Ce fractionnement rend le montage des minéraux plus aisé; facilite la détermination au microscope et permet la séparation des minéraux de même nature par fractions granulométriques différentes.

Séparation densimétrique par le bromoforme ($d = 2,89$) qui permet d'éliminer la fraction légère.

Séparation magnétique, par séparateur électromagnétique Frantz, qui permet d'isoler les minéraux ferro-magnétiques, les minéraux paramagnétique et les minéraux diamagnétiques.

II- RESULTATS

Les grès de Sidi Amar étant pauvres en minéraux lourds (5 à 7 % de l'ensemble) nous présentons les résultats des échantillons étudiés, toutes fractions granulométriques confondues sous forme de tableaux (15, 16, 17, 18, 19) et d'histogrammes (fig. 78 à 82)

III- INTERPRETATION

A/ Coupes du Djebel Yelouz et du Djebel Nadjaa

Le cortège minéralogique est pauvre en espèce. Les zircons (incolores ou roses) et la tourmaline (de nuances très variées), tous deux pratiquement inaltérables, sont prépondérants; ils se présentent en grains arrondis; quelques prismes de tourmaline montrent encore quelques arêtes fraîches: ceci indique un matériel très évolué dont l'histoire est déjà longue; viennent ensuite le rutile et l'anastase, les cristaux d'anastase sont généralement petits, à arêtes vives, fixés sur les restes de grains d'ilménite et sont sans doute néoformés.

L'origine des grès de Sidi Amar est donc à rechercher parmi des roches plutoniques acides, assez éloignées (zircon, rutile); dans plusieurs filons de pegmatite (tourmaline, monazite, grenat) situés à des distances variées de la zone de sédimentation et dans des roches métamorphiques (de métamorphisme général: chlorite, andalousite, muscovite, fragments de schistes cristallins) relativement proches.

B/ Coupe du Djebel Tizigdelt

On trouve en général et par ordre d'importance décroissante: zircon et tourmaline, puis grenat, magnétite, rutile, anastase et goethite.

La base de la coupe est intéressante par la présence de deux types d'échantillons caractérisés par des formes différentes de zircons: l'une fortement usée, l'autre plus fraîche et accompagnée par de la sidérite authigène qui témoigne d'une diagenèse précoce en milieu réducteur.

Cette association minéralogique indique pour cette coupe une origine comparable à celle des deux autres coupes. L'ensemble est alimenté par un apport lointain de roches plutoniques acides (zircons fortement usés), à la base de la formation, s'ajoute un apport plus proche (zircon frais).

La sidérite authigène est à mettre en parallèle avec la présence de montmorillonite (cf. p. 85) et indique un milieu localement réducteur confiné.

C/ Coupes du Djebel es Sfah et du Djebel Dalaa éch Charef

Dans la région de Hassi Zerga des Beni Méthar les grès sont aussi pauvres en minéraux lourds (5 % environ de l'ensemble).

Le cortège minéralogique est pauvre en espèces: les zircons (incolores en général) et la tourmaline sont prépondérants et se présentent en grains très arrondis; quelques prismes de tourmaline à arêtes fraîches sont présents.

Il s'agit donc d'un matériel très évolué et dont l'histoire est longue; l'ensemble est complété par le rutile, l'anastase (petits grains à arêtes vives), l'ilménite, quelques grains de grenat et des fragments de schistes cristallins.

L'origine des grès de cette région est donc aussi à rechercher parmi les roches plutoniques acides éloignées (zircon, rutile), dans plusieurs filons de pegmatite (tourmaline, monazite, grenat) et dans les roches métamorphiques (métamorphisme général: andalousite, chlorite, muscovite, fragments de schistes cristallins) relativement proches.

IV- CONCLUSION A L'ETUDE DES MINERAUX LOURDS DES GRES DE

SIDI AMAR

Les minéraux lourds confirment la diversité des provinces d'origine de ces grès, déjà entrevue par l'étude de direction des courants.

Des roches plutoniques acides, des pegmatites et des roches métamorphiques éloignées, situées au Sud-Ouest, dans les massifs marocains et au Sud dans le Sahara auraient constitué une alimentation très générale.

Des roches plutoniques acides et des pegmatites, plus proches, provenant soit du Sud-Est (môle de Tiffrit), soit du Nord-Est (massif rhyolitique du Djebel Nador), auraient peut être alimenté la région de Saïda.

La pauvreté générale en minéraux lourds, la présence de goethite et de sidérite (p. 71) sont des indices d'altération.

Mx N°éch.	ZI	TR	Mon	RU	Br.t	Msc	PX	AN	GR	SA	DT	GI	MA	Gt	AD	CL	Mx.Op	Fgt. rch.
V 2	27	65	-	3	-	1	-	1	1	-	1	-	trace	-	-	-	1	-
V	35	55	-	2	-	2	-	-	1	-	-	-	2	-	-	-	1	2
IV 29	25	65	2	trace	-	trace	-	trace	4	-	-	-	4	-	-	-	trace	-
IV 25	30	60	-	1	-	1	-	1	2	-	trace	-	2	-	-	-	1	2
IV 20	60	27	-	4	-	-	-	2	2	-	-	-	5	-	-	-	-	-
IV 9	50	35	5	3	trace	4	trace	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	trace
IV 5	40	30	2	5	trace	4	trace	1	4	-	-	-	5	3	-	trace	4	2
J2 11 12	50	10	-	10	-	-	-	-	10	-	-	-	10	-	-	-	10	-
II 6	60	25	-	-	-	8	-	-	2	-	-	-	5	-	-	-	trace	-
II 5	50	40	1	5	-	2	-	-	-	-	-	-	trace	-	-	trace	2	trace
I 6	20	63	-	6,5	-	-	-	6,5	1	trace	-	-	-	-	-	-	trace	-
I 5	65	15	-	4	-	3	-	3	1	-	trace	-	4	1	-	-	3	1
I 4	35	45	-	1	-	2	trace	2	2	trace	1	-	5	1	-	1	5	trace
I 3	60	10	1	24	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	4	trace
I 2	66	26	-	4	-	-	-	1	1	-	1	-	1	-	-	-	-	-
I 1	35	50	-	2	-	trace	-	-	-	-	-	5	8	-	-	-	trace	-

TABLEAU 15 : RESULTATS DES MINERAUX LOURDS
COUPE DU DJEBEL YELOUZ

Mx N° éch.	ZI	TR	Mon.	RU	Br.t.	Musc.	PX	AN	GR	SA	DT	GI	MA	Gt	AD	GL	Mx.op.	Fgt. rch.
C 22	63	25	-	6	-	2	-	1	1	1	1	-	trace	trace	-	trace	-	-
C 17	55	25	-	10	-	5	-	-	5	-	trace	trace	-	-	-	-	trace	-
C 15	40	20	-	3	-	6	-	1	6	4	-	-	15	-	-	-	5	-
C 13	35	10	-	4	-	17	-	3	5	4	-	-	10	2	-	trace	10	7
C 11	7	60	-	2	-	2	-	2	4	1	-	-	7	5	-	trace	6	4
C 9	10	65	-	-	-	trace	-	1	1	1	-	-	8	4	-	-	7	3
C 7	5	70	-	-	-	1	-	-	trace	-	-	-	7	3	-	-	10	4
C 5	-	65	-	1	-	trace	-	-	7	-	-	-	10	-	5	-	10	2
C 4	5	60	-	-	-	20	-	-	trace	-	-	-	15	trace	-	-	trace	-
C 2	8	10	-	-	-	15	-	-	-	-	-	-	20	7	-	20	10	10

Tableau 16 : Résultats des Minéraux lourds
Coupe du Djébel Nadjaa

Mx N°éch.	ZI	TR	Mon.	RU	Br.t	Musc.	PX	AN	GR	SA	DT	GI	MA	Gt	AD	CL	Mx. op.	Fgt. rch.
T 15	30	60	-	-	-	-	-	1	2	2	-	-	3	2	-	-	trace	-
T 12	20	67	-	1	-	-	-	1	1	1	-	-	5	2	-	-	2	-
T 7	60	25	-	-	-	2	-	-	2	-	-	-	7	2	-	-	2	-
T 5	27	63	-	2	-	2	-	1	2	-	-	-	2	1	-	-	trace	-
T 4	45	20	-	5	-	trace	-	1	4	2	2	-	10	2	-	-	6	3
T 2	60	15	-	1	-	1	-	2	2	-	1	-	5	1	-	-	7	5
T 1	25	65	-	1	-	-	-	1	2	-	-	-	2	trace	-	-	3	1
T	50	20	-	4	-	trace	-	6	12	-	-	-	8	trace	-	-	trace	trace

TABLEAU 17 : RESULTATS DES MINERAUX LOURDS
Coupe du Djebel "Tizigdel"

Mx N° éch.	ZI	TR	Mon.	RU	Brt	Musc.	Px	AN	GR	SA	DT	GI	MA	Gt	AD	CL	Mn. op	Fgt rch.
GS 65	25	60	-	7	-	-	-	6	1	1	-	1	-	-	-	-	trace	trace
GS 55	35	55	-	1	-	3	-	-	1	6	6	1	1	-	-	-	1	2
GS 45	40	30	1	5	trace	5	-	1	4	-	-	1	4	3	-	-	4	2
GS 25	35	50	-	1	-	1	-	-	-	-	-	4	7	2	-	-	trace	-
GS 15	40	30	2	4	trace	5	trace	1	4	-	-	-	4	4	-	-	2	4
GM 55	50	10	-	8	-	2	-	-	8	trace	-	-	10	-	-	-	10	2
GM 45	60	25	-	-	-	7	-	1	2	-	-	-	5	-	-	-	trace	trace
GM 25	30	50	-	1	-	2	-	2	2	trace	-	1	4	2	-	1	4	1
GM 15	60	10	1	20	-	4	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	4	trace
GI 25	40	50	-	1	1	2	-	-	1	-	-	1	1	2	-	trace	trace	1
GI 15	30	50	-	2	-	2	trace	-	1	-	-	-	5	8	2	-	-	-

Tableau 18 : Résultats des Minéraux lourds Coupe du Djébel es Sfah

Mx N° éch.	ZI	TR	Mon.	RU	Brt	Musc.	Px	AN	GR	SA	DT	GI	MA	Gt	AD	CL	Mn. op	Fgt rch.
GS 9 D.C	27	63	-	1	1	3	-	-	2	-	-	1	1	1	-	-	trace	trace
GS 5 D.C	60	15	-	-	1	1	-	2	2	-	1	-	5	1	-	-	6	6
GS 4 D.C	65	10	-	1	1	2	-	1	1	-	1	-	5	2	-	-	7	5
GS 1 D.C	20	67	-	1	-	-	trace	1	-	1	-	-	5	3	-	-	2	trace
GM 1 D.C	60	25	-	-	-	3	-	-	1	-	-	-	6	3	-	-	2	trace

Tableau 19 : Résultats des Minéraux lourds Coupe du Djébel Dalaâ éch. Charef

LEGENDE DES MINERAUX LOURDS

- ZI - Zircon
- TR - Tourmaline
- Mon - Monazite
- RU - Rutile
- Brt - Brookite
- Musc - Muscovite
- Px - Pyroxène
- AN - Anatase
- GR - Grenat
- SA - Staurotide
- DT - Disthène
- GI - Glauconie
- MA - Magnétite
- Gt - Goetite
- AD - Andalousite
- CL - Chlorite

Mx . op - Minéraux opaques
Fgt rch - Fragments de roches

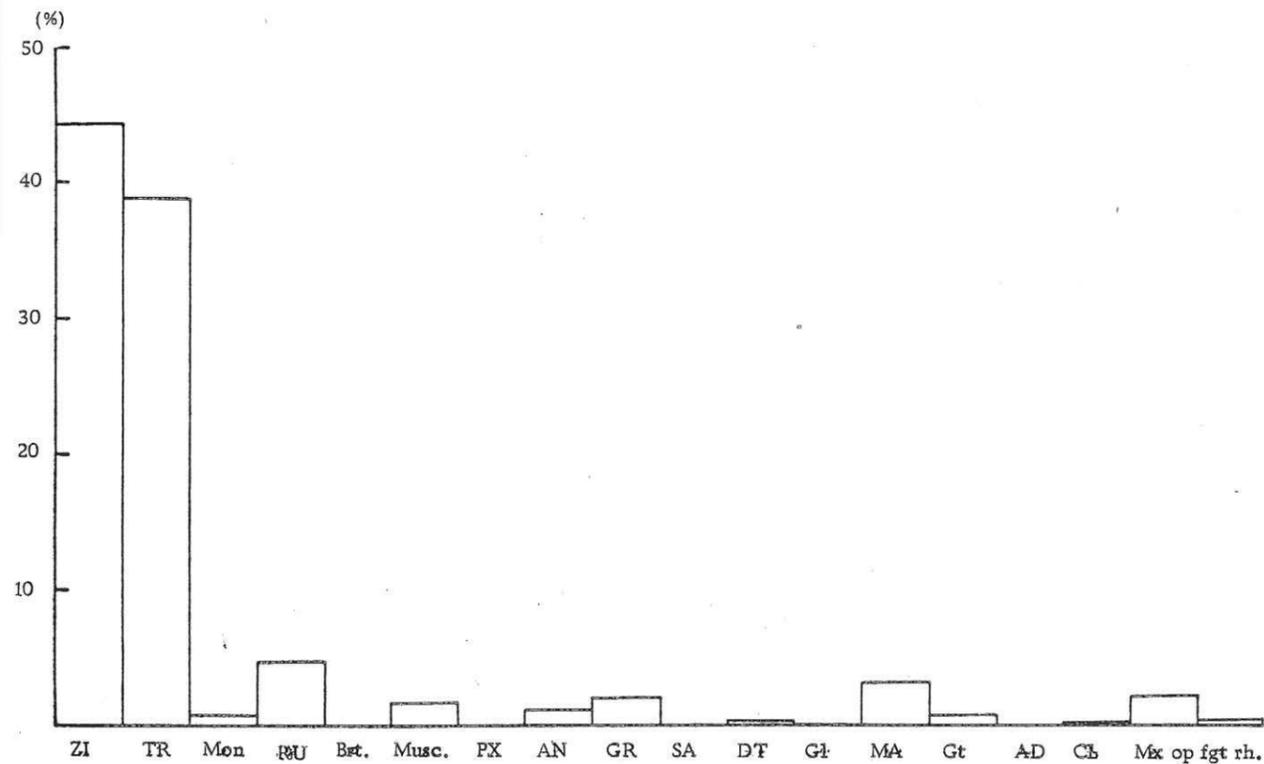


Fig. 78 Histogramme des Fréquences des minéraux lourds. Coupe du Djébel YELOUZ.

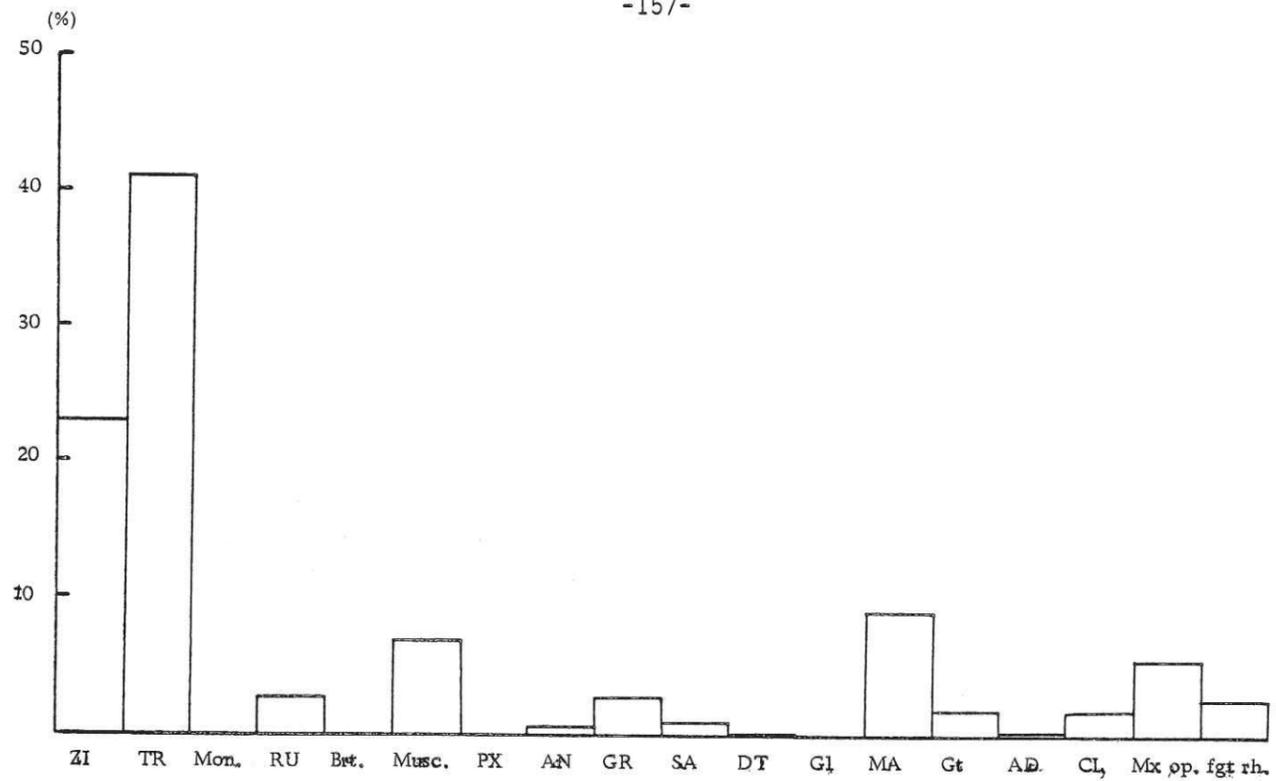


Fig. 79 Histogramme des Fréquences des minéraux lourds. Coupe du Djébel NADJAA.

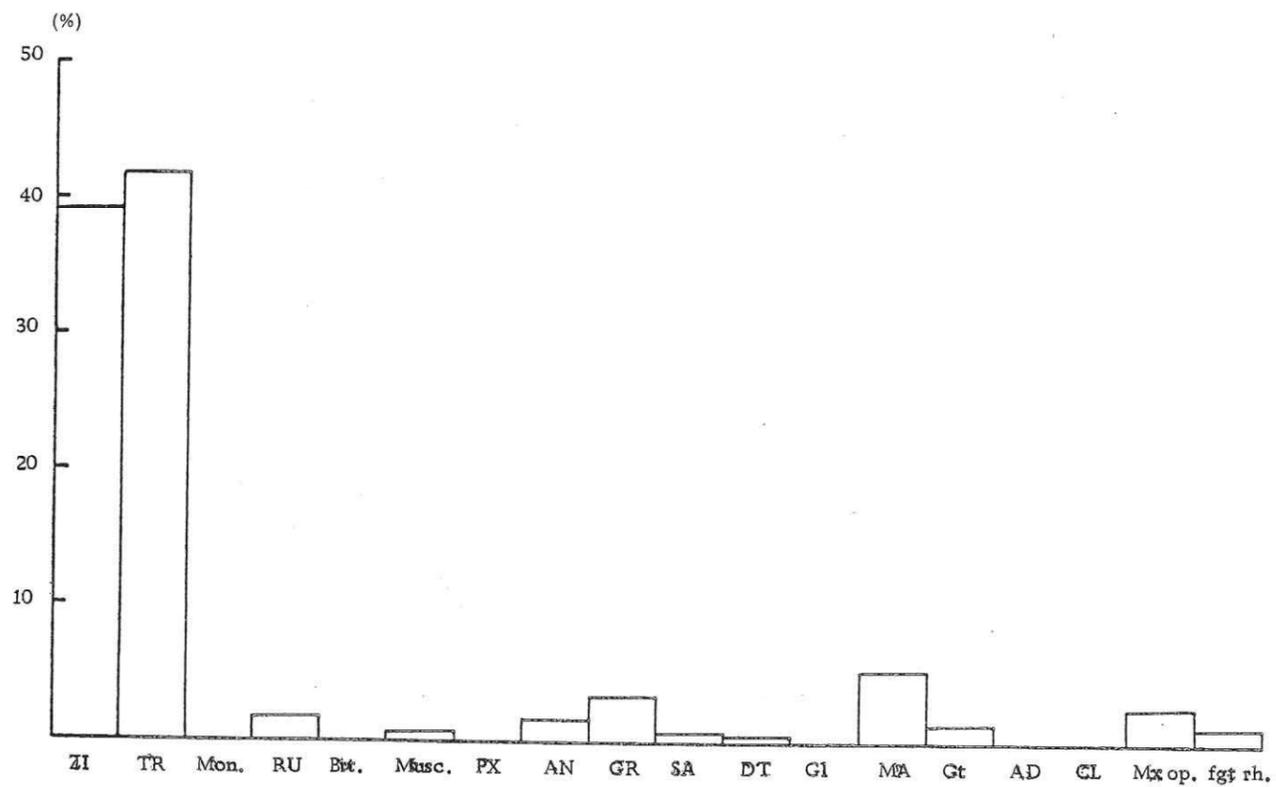


Fig. 80 Histogramme des Fréquences des minéraux lourds. Coupe du Djébel TIZIGDELT.

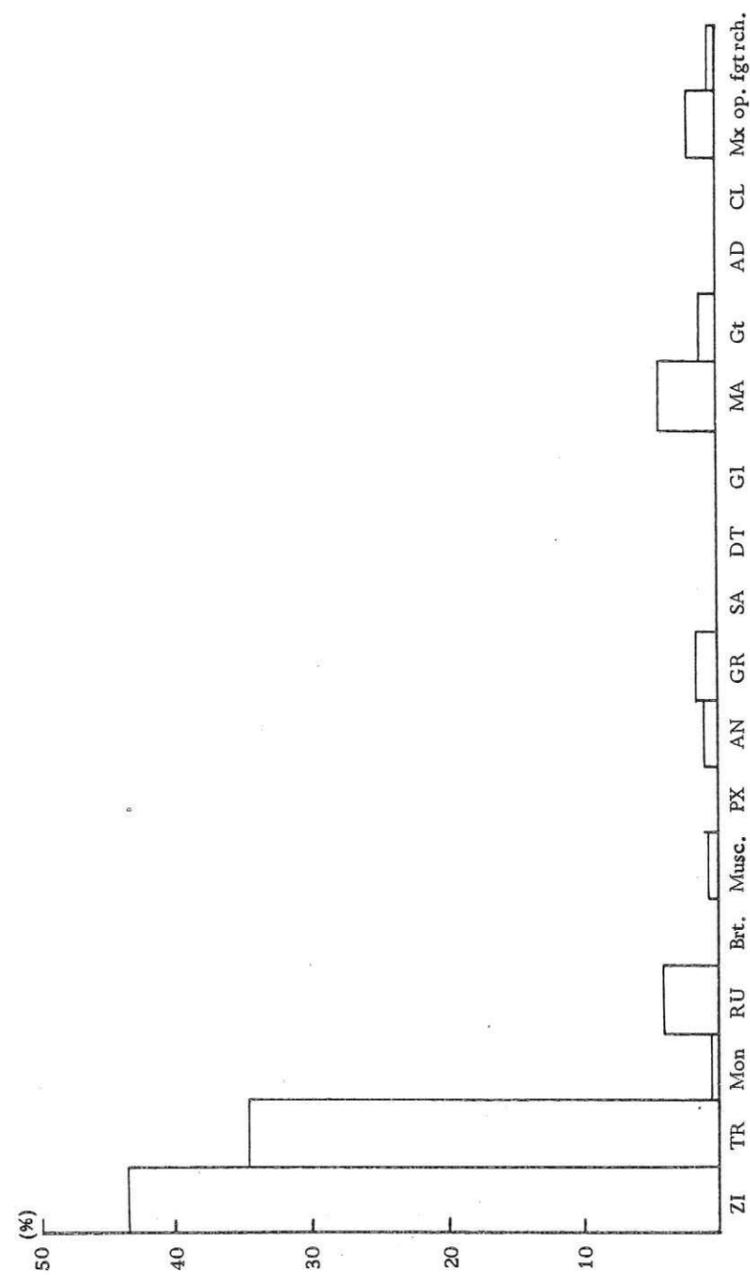


Fig. 81 - Histogramme des fréquences des minéraux lourds. Coupe du Djébel es Sfah.

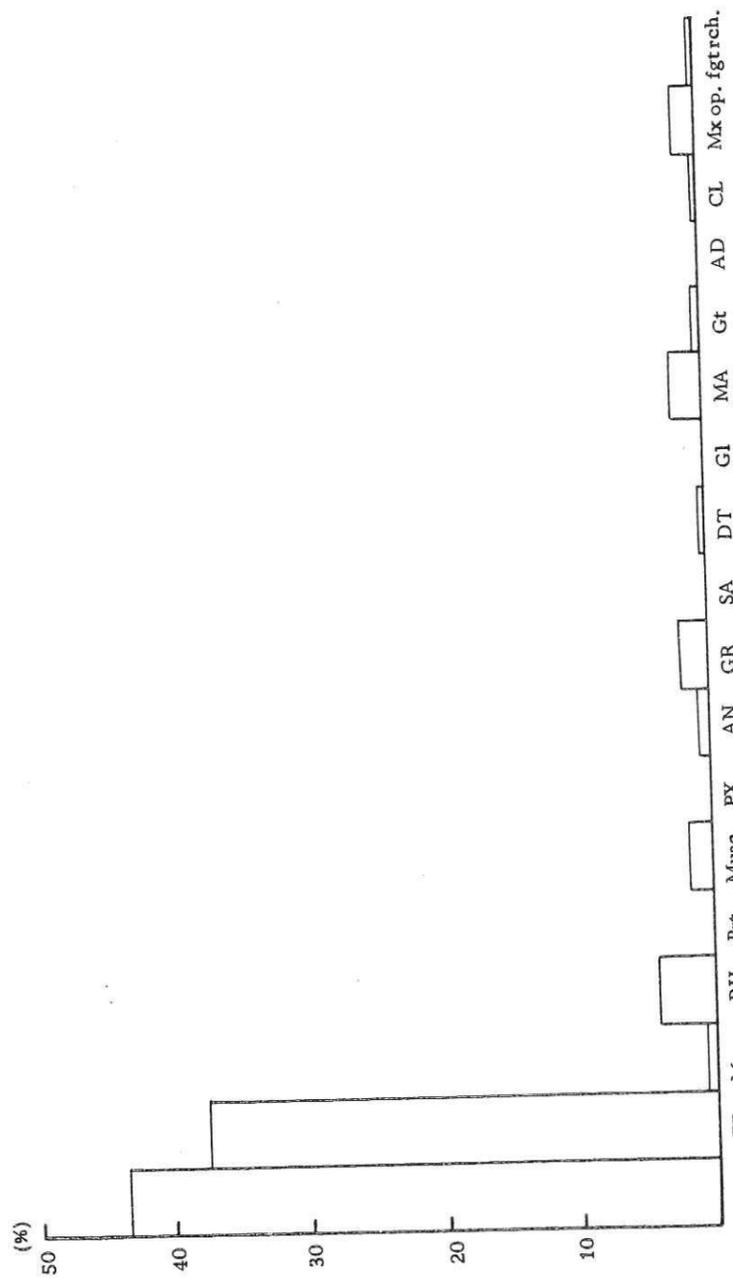


Fig. 82 - Histogramme des fréquences des minéraux lourds.
Coupe du Djebel Dalaa éch Charef.

CHAPITRE SEPTIEME

MORPHOSCOPIE ET EXOSCOPIE DES QUARTZ

I- MORPHOSCOPIE DES QUARTZ

- I.1- MÉTHODE
- I.2- RÉSULTATS
- I.3- INTERPRÉTATION

II- EXOSCOPIE DES QUARTZ

- II.1- MÉTHODE
- II.2- RÉSULTATS

A/ RÉGION DE SAIDA

B/ RÉGION DE HASSI ZERGA DES BENI METHAR

CHAPITRE SEPTIEME

MORPHOSCOPIE ET EXOSCOPIE DES QUARTZ

I- MORPHOSCOPIE DES QUARTZ

I.1- MÉTHODE

Cette étude porte sur 75 échantillons de sables. Chacun d'eux a été divisé en trois lots de diamètre 0,630-0,500 mm; 0,500-0,400 mm et 0,400-0,315 mm pour lesquels on a déterminé, à la loupe binoculaire, les proportions de grains de quartz non usés, émoussés luisants et ronds mats.

I.2- RÉSULTATS

La proportion des différents types de grain sont représentés pour les régions de Saïda et de Hassi-Zerga des Beni Methar sur les figures 83, 84.

I.3- INTERPRÉTATION

L'usure des grains augmente avec la granulométrie:

- La proportion des N.U. diminue de 0,315 à 0,500 mm.
- La proportion des E.L. est importante et induit un façonnement de plage marine.
- La proportion des R.M. croît des petits aux grands grains: le façonnement éolien est donc notable, plus marqué dans la région de Hassi Zerga des Beni Methar.
- L'aspect mat de surface des grains est parfois dû à des micro-silicifications comme le montre l'analyse exoscopique.

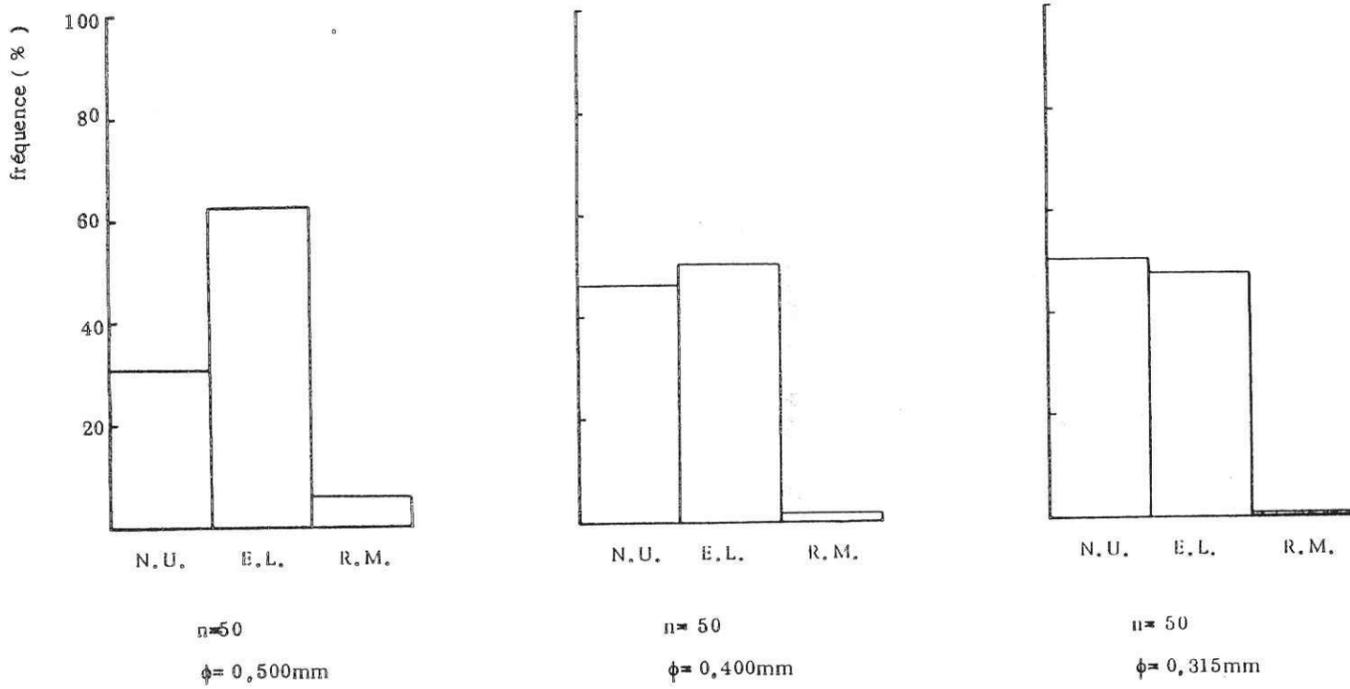


Fig. 83 -MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DE LA REGION DE SAIDA.

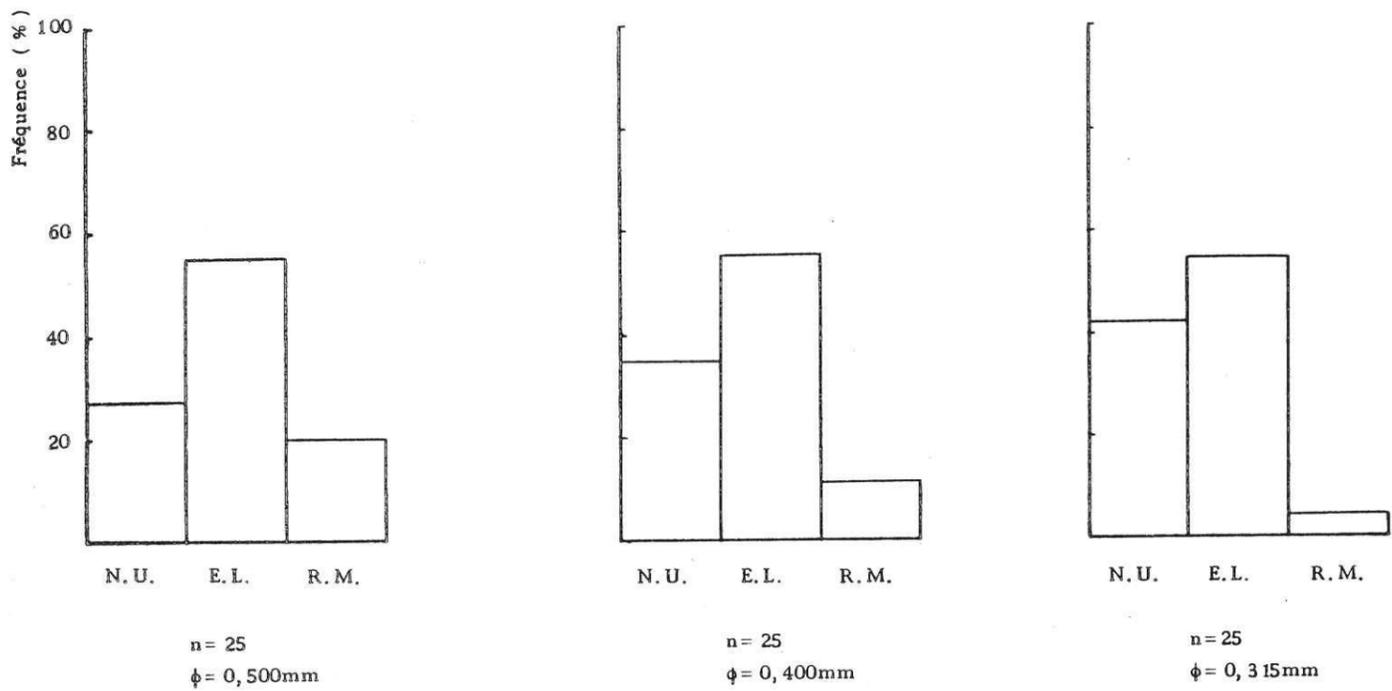


Fig. 84 -MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DE LA REGION DE HASSI ZERGA DES BENI - METHAR.

II- EXOSCOPIE DES QUARTZ

II.1- MÉTHODE

C'est l'étude de la forme des grains de quartz et de leur aspect de surface observés au microscope électronique à balayage (Scanning).

Les fractions granulométriques étudiées pour chaque échantillons sont:

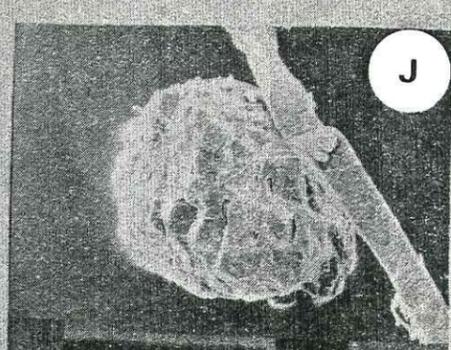
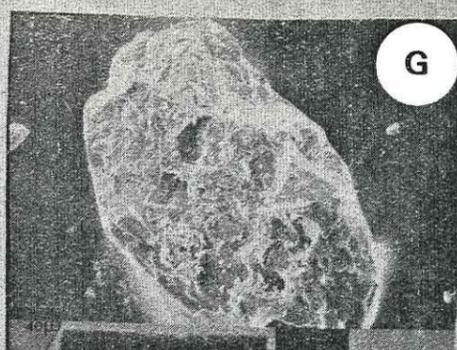
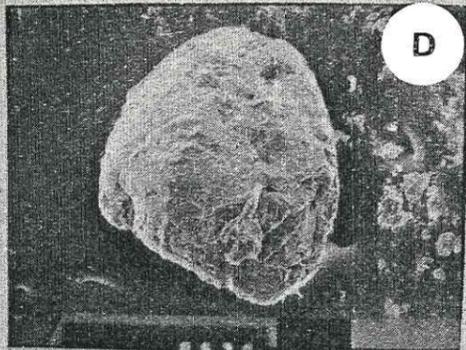
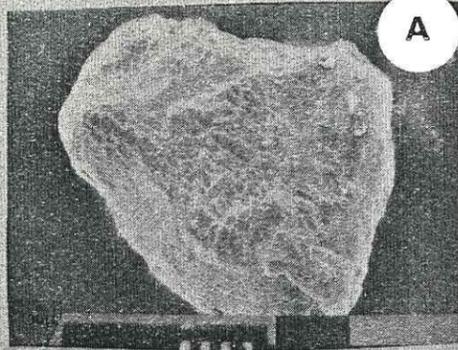
- 0,063 mm à 0,050 mm;
- 0,05 mm à 0,20 mm;
- 0,20 mm à 0,50 mm.

La technique utilisée est celle préconisée par L. LE RIBAUT (1975-1977). Cette étude fut réalisée avec le microscope électronique à balayage de type Steréocan de l'Université Claude Bernard de Lyon.

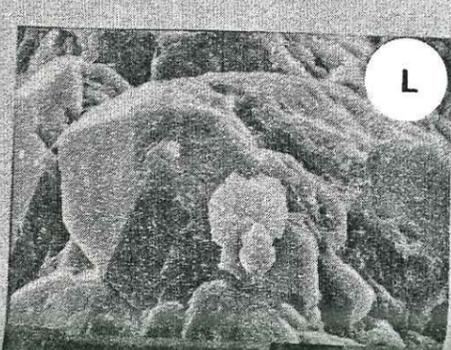
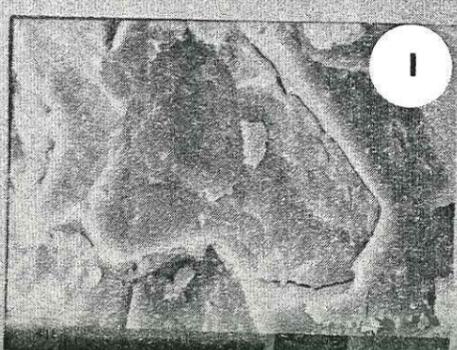
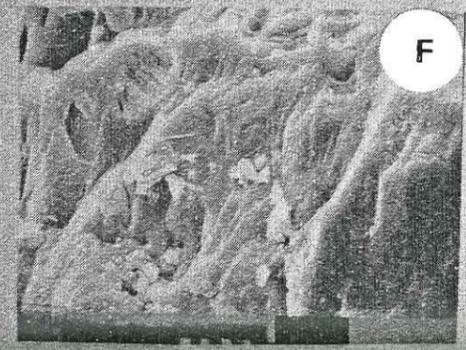
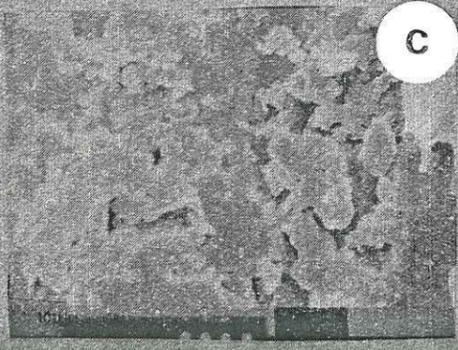
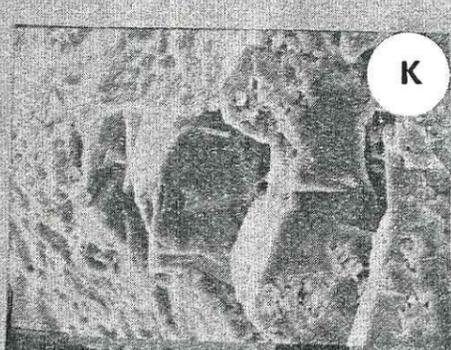
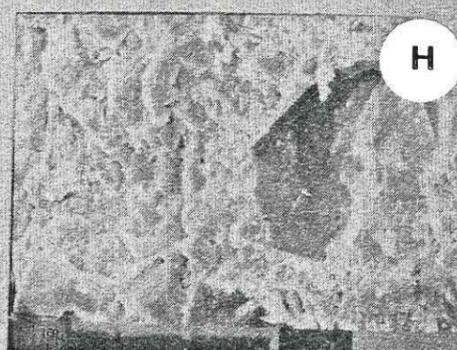
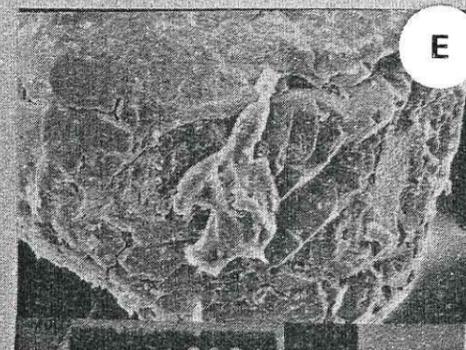
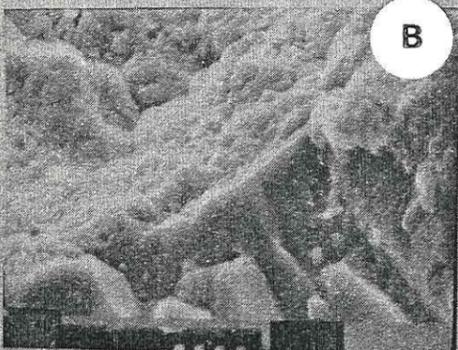
240 échantillons ont été analysés.

II.2- RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

Ils sont présentés sous forme d'une sélection de photographies commentées (pl. 6 à 11).



PI. 6



REGION DE SAIDA

PHOTO A

- . Grain peu usé ;
- . la pellicule d'altération a disparu sur les arêtes (action climatique) ;
- . cette pellicule est antérieure en transport de grain ;
- . grain amorphisé.

PHOTO B

- . Dissolution en surface ;
- . néogénèse de microcristaux dans les creux.

PHOTO C

- . Petites trace de choc en V (en haut à gauche) ;
- . dépôt de globules siliceux ;
- . l'écaille entaille la pellicule siliceuse.

HISTOIRE DU GRAIN

Altération puis transport et dépôt en milieu marin de type infralittoral.

PHOTO D

- . Grain bien émoussé (éolien) à pub-arrondi pourvu d'une pellicule qui est postérieure en transport du grain.

PHOTO E

- . Petites traces de choc polies ;
- . globules de silices ;
- . néogénèse épigénétique ;
- . dissolution de la surface du grain ;
- . éclats de la pellicule d'amorphisation.

PHOTO F

- . Arête polie ;
- . dépôts de silice dans les creux ;
- . dissolution de la surface du grain.

HISTOIRE DU GRAIN

Episode éolien et dépôt en milieu marin infralittoral.

PHOTO G

- . Grain irrégulier, émoussé ;
- . grandes traces de choc ;
- . dissolution de la surface du grain ;
- . dépôt de globules siliceux ;
- . néogénèse épigénétique.

PHOTO H

- . Petites traces de choc polies par le brassage des eaux ;
- . néogénèse épigénétique affectée par une dissolution postérieure ;
- . dépôts de globules siliceux.

PHOTO I

- . Fine pellicule d'amorphisation ;
- . petites traces de choc ;
- . légères dissolution de la surface du grain ;
- . petits dépôts globuleux.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien puis brassage et transport par l'eau et dépôt en milieu marin médiolittoral.

PHOTO J

- . Grain émoussé, sub-arrondi (éolien) ;
- . traces de choc mécanique ;
- . dépôt de globules siliceux ;
- . néogénèse épigénétique récente.

PHOTO K

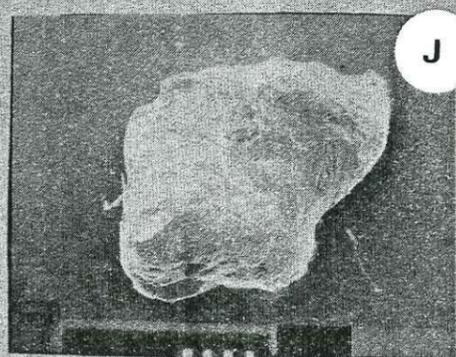
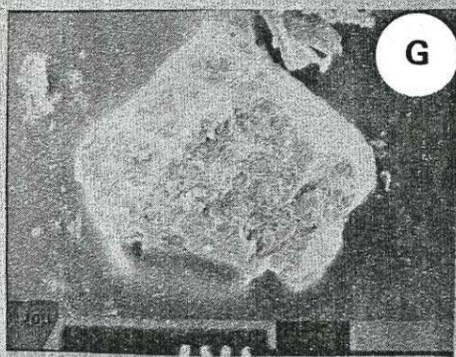
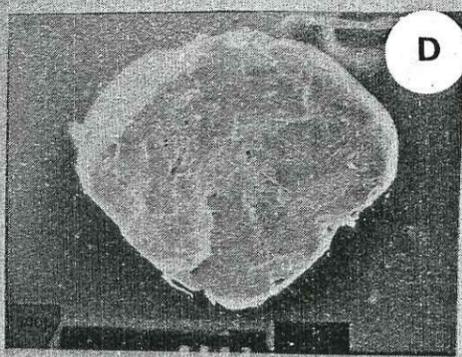
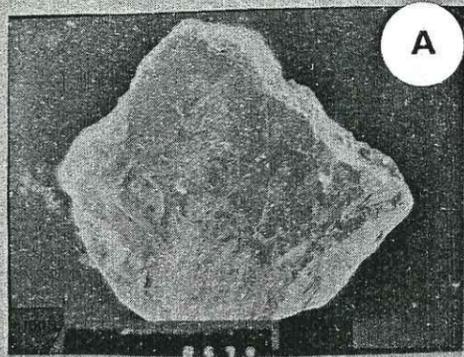
- . Dissolution de la surface du grain ;
- . petites traces de choc sur les microcristaux ;
- . néogénèse épigénétique ;
- . globules et paillettes siliceuses.

PHOTO L

- . Eclats de silices ;
- . microcristaux pourvus de petites traces de choc polies (néogénèse) ;
- . dépôt de globules siliceux.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien puis dépôt en milieu marin médiolittoral.



PI.7

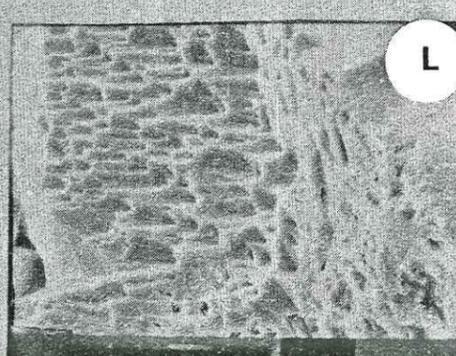
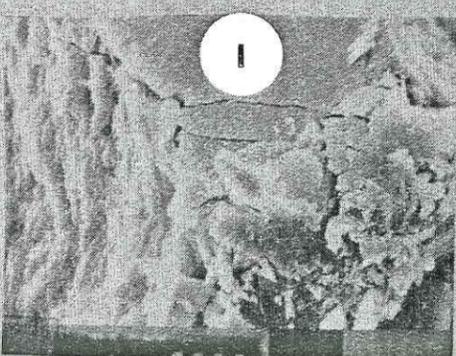
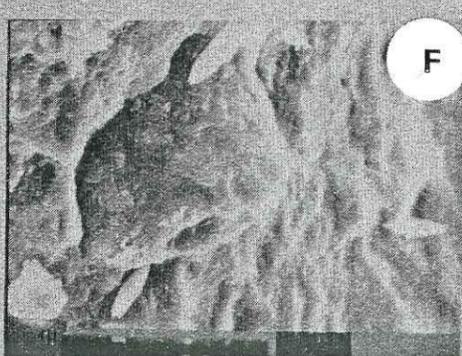
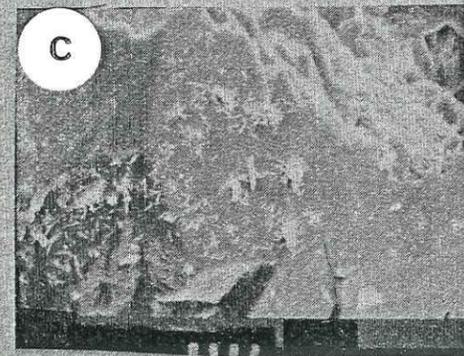
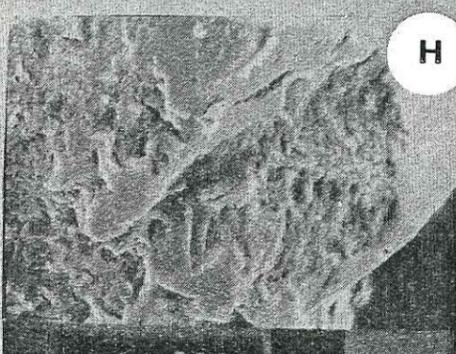
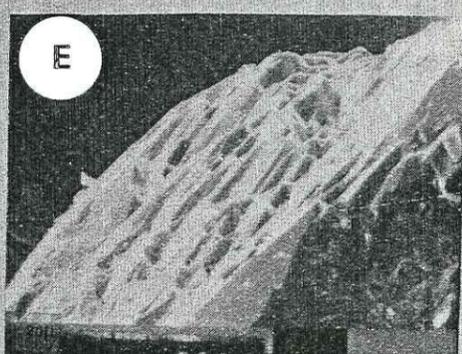
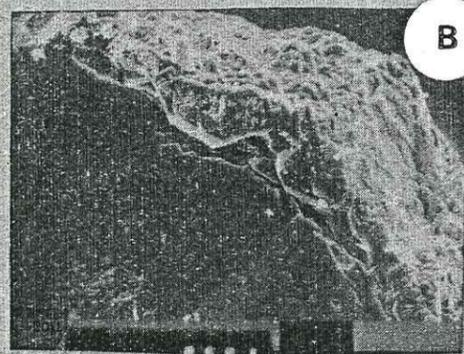


PHOTO A

- . Grain sub-anguleux ;
- . petites et grandes traces de choc ;
- . pellicule d'amorphisation ;
- . dissolution de la surface du grain ;
- . néogénèse épigénétique tardive ;
- . dépôts de globules siliceux.

PHOTO D

- . Grain émoussé ;
- . pellicule d'amorphisation ;
- . traces de choc de différentes tailles ;
- . dépôt de globules siliceux.

PHOTO G

- . Grain sub-anguleux ;
- . traces de choc reprises par la dissolution ;
- . dissolution importante de la surface du grain ;
- . dépôts de globules siliceux.

PHOTO J

- . Grain émoussé très évolué ;
- . Grande cupule de choc ;
- . Dépôts de globules siliceux.

PHOTO B

- . Petites traces de choc ;
- . dissolution de la surface du grain ;
- . dépôts de globules siliceux ;
- . néogénèse épigénétique tardive.

PHOTO E

- . Dissolution de la surface du grain ;
- . néogénèse épigénétique ;
- . dépôt de globules siliceux.

PHOTO H

- . Traces de choc polies ;
- . traces de choc reprises par la dissolution ;
- . globules siliceux anciens dans les creux des cupules de choc et récentes en surface du grain.

PHOTO K

- . Traces de choc légèrement polies ou dissolutions prenant une forme (?) ;
- . globules siliceux anciens dans fond des cassures ;
- . globules siliceux récents en surface du grain.

PHOTO C

- . Trace de cisaillement (?) (en bas à gauche) ;
- . dissolution de la surface du grain ;
- . dépôt de silice (paillettes et globules) ;
- . néogénèse épigénétique.

PHOTO F

- . Grandes et petites traces de choc reprises par une dissolution ;
- . dépôt de globules siliceux dans les creux des cupules de choc.

PHOTO I

- . Cassures dues à un choc brutal ;
- . pellicule d'amorphisation en coulées ;
- . globules et éclats siliceux.

PHOTO L

- . Dissolution ;
- . creux rempli de dépôt siliceux ;
- . stries ;
- . néogénèse (?)

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien peu poussé et dépôt en milieu marin infralittoral.

HISTOIRE DU GRAIN

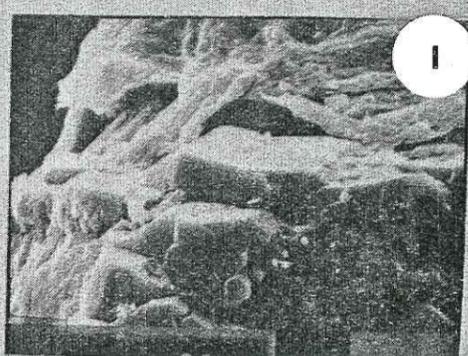
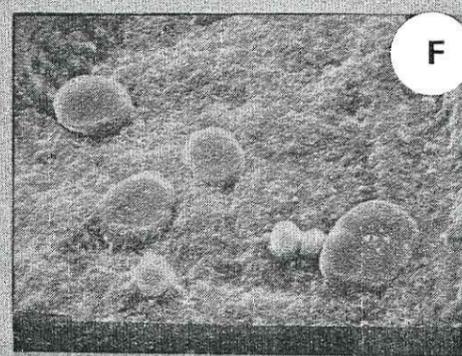
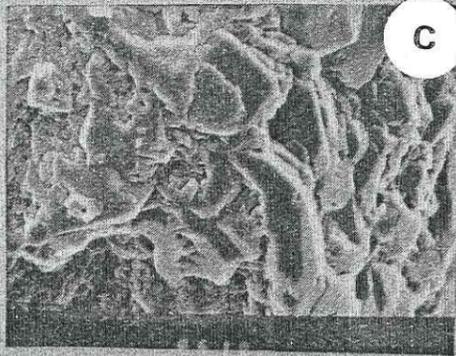
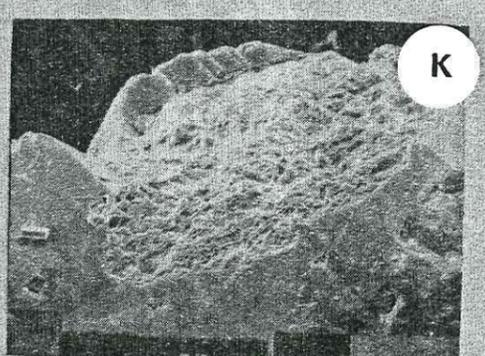
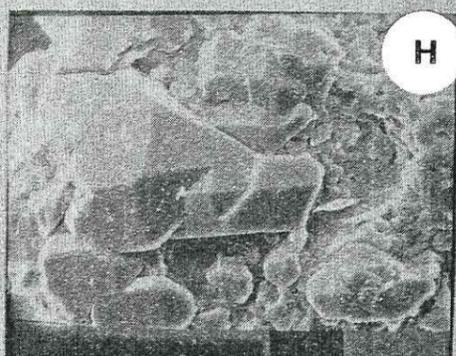
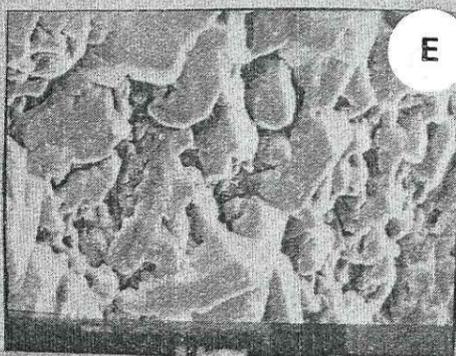
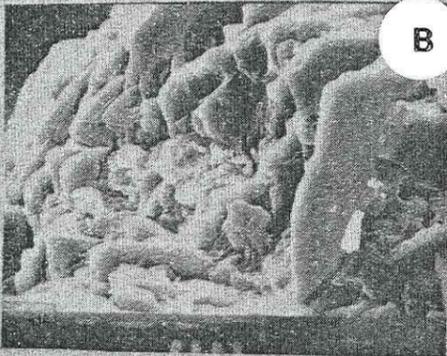
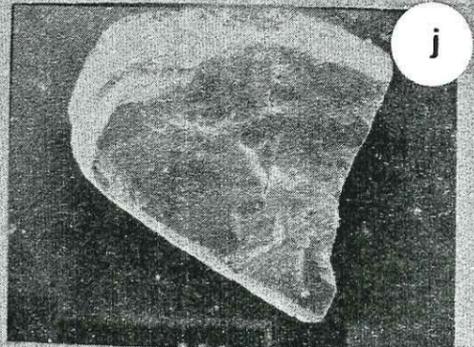
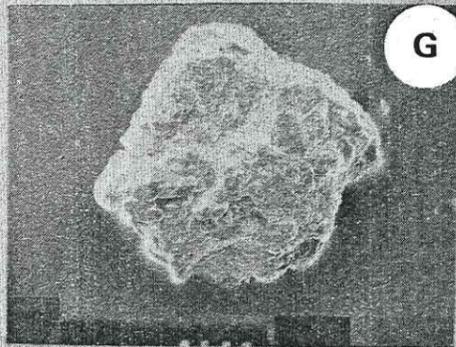
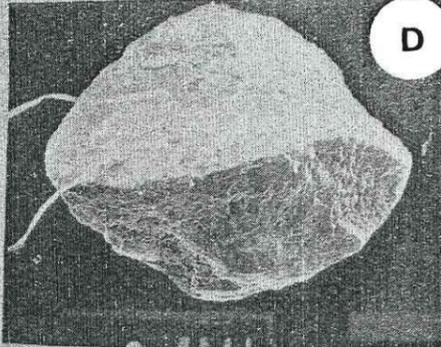
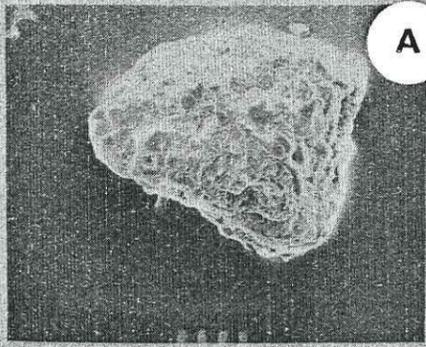
Façonnement éolien puis transport et dépôt en milieu marin infralittoral.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien peu poussé et dépôt en milieu marin infralittoral.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien puis transport par l'eau et dépôt en milieu marin médiolittoral.



PI.8

PHOTO A

- . Grain légèrement éoussé ; transport fluviatile ;
- . microcristaux de néogénèse ; dépôts de globules siliceux.

PHOTO D

- . Grain à arête nette ; fine pellicule d'amorphisation (action climatique) ;
- . microcristaux de néogénèse ; dépôt de globules siliceux.

PHOTO G

- . Grain non usé ; pellicule d'amorphisation (action climatique) ;
- . dissolution en surface du grain ; dépôts de globules siliceux ;
- . microcristaux de néogénèse épigénétique.

PHOTO J

- . Grain non usé ; cupule de choc ;
- . dissolution en surface du grain ; léger dépôt de globules siliceux.

PHOTO B

- . Cupules de choc ; dissolution en surface du grain ;
- . microcristaux de néogénèse ; dépôts de globules siliceux.

PHOTO E

- . Traces de choc striées ; globules siliceux ;
- . microcristaux de néogénèse ; dissolution sur la surface de certains microcristaux.

PHOTO H

- . Traces de choc en forme de V ; dépôt de globules siliceux ;
- . dissolution en surface du grain ; microcristaux de néogénèse récente avec acquisition de forme propre.

PHOTO K

- . Cupule de choc en forme de V ; dissolution en surface du grain ;
- . dépôt de globules siliceux.

PHOTO C

- . Cupule de choc en forme de V ; dissolution en surface du grain ;
- . microcristaux de néogénèse ; globules siliceux.

PHOTO F

- . Dissolution en surface du grain ; dépôt de globules siliceux ;
- . globules siliceux radiés.

PHOTO I

- . Fine pellicule d'amorphisation (action climatique) ;
- . microcristaux de néogénèse récente.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement fluviatile puis dépôt en milieu marin méditerranéen.

HISTOIRE DU GRAIN

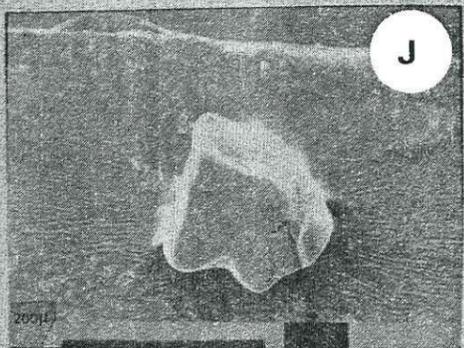
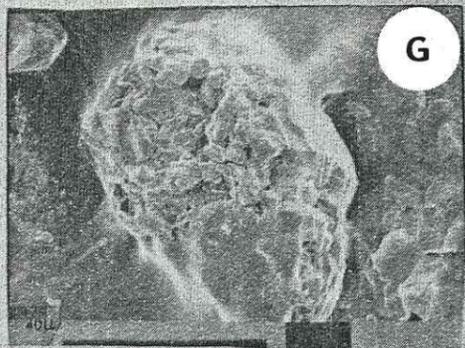
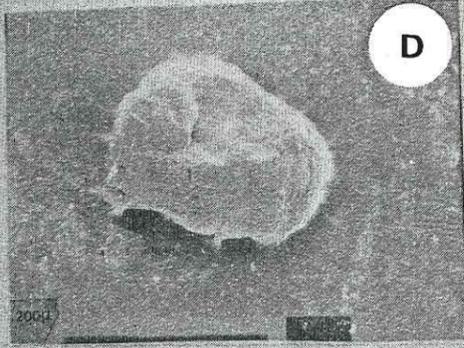
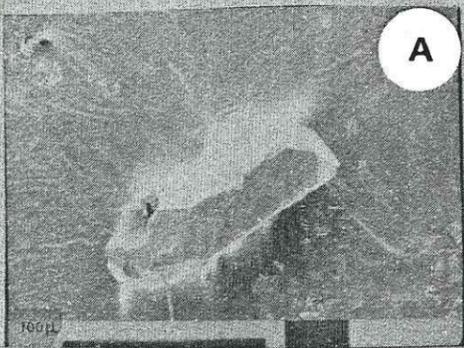
Episode continental puis transport fluviatile bref et dépôt en milieu marin infralittoral.

HISTOIRE DU GRAIN

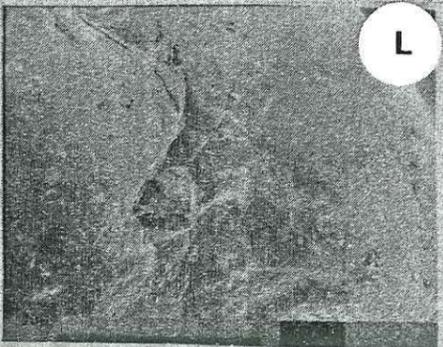
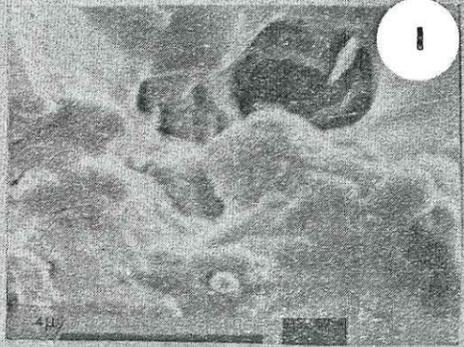
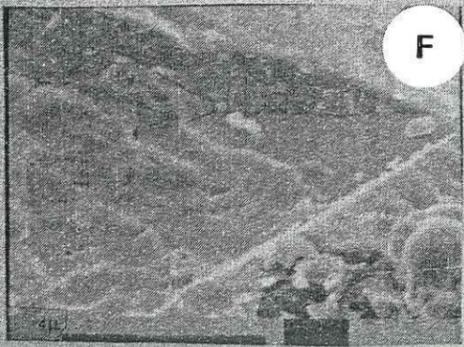
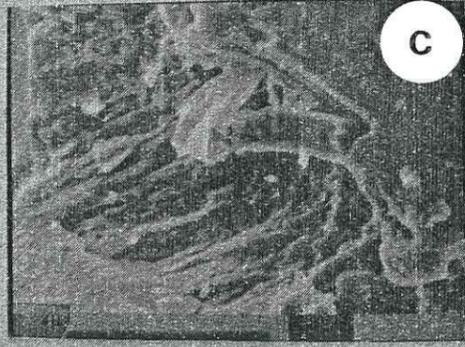
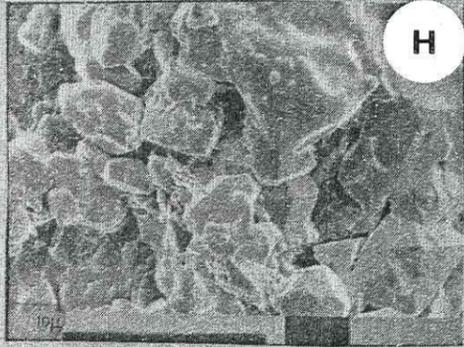
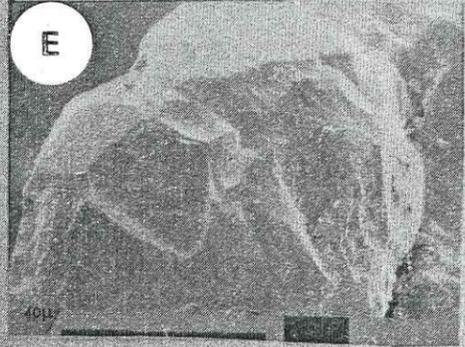
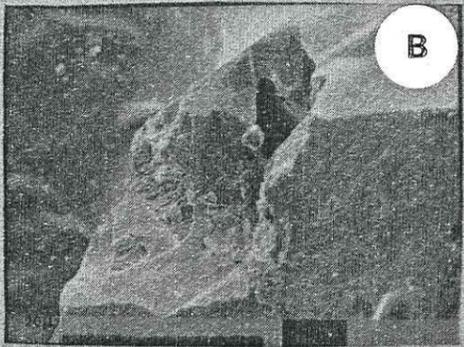
Episode continental puis transport fluviatile et dépôt en milieu marin infralittoral.

HISTOIRE DU GRAIN

Episode continental puis transport fluviatile et dépôt en milieu marin infralittoral.



Pl. 9



REGION DE HASSI ZERGA

PHOTO A

- . Cristal de quartz non usé et à arêtes nettes ;
- . traces de chocs de différentes tailles ;
- . dépôt siliceux : grain éloigné du chenal ou appartenant à la partie haute du chenal ;
- . fine pellicule d'amorphisation (action climatique).

PHOTO B

- . Grandes et petites traces de choc, parfois en forme de V ;
- . pellicules d'amorphisation ;
- . figure de dissolution en surface ;
- . globules siliceux.

PHOTO C

- . Traces de choc avec un éclat de quartz suspendu ;
- . éclats de la pellicule d'amorphisation après transport ;
- . figures de dissolution orientées ;
- . globules siliceux.

HISTOIRE DU GRAIN

Transport fluvial court et brutal puis dépôt en milieu marin médiolittoral.

PHOTO D

- . Grains émoussés sub-arrondis : transport éolien ? ;
- . grandes traces de choc en V ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO E

- . Pellicule d'amorphisation dont les écailles ont disparu sur les arêtes : action climatique ;
- . grandes traces de choc : transport violent ;
- . figures de dissolution en surface du grain ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO F

- . Pellicule d'amorphisation ;
- . traces de choc polies ;
- . globules siliceux et éclat de silice.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien puis transport et dépôt en milieu marin médiolittoral.

PHOTO G

- . Grain émoussé sub-arrondi ;
- . légère amorphisation ;
- . microcristaux de quartz (néogénèse très poussée) ;
- . traces de chocs sur certains micro-cristaux ;
- . globules siliceux.

PHOTO H

- . Pellicule d'amorphisation ;
- . microcristaux de néogénèse ;
- . traces de choc sur certains microcristaux ;
- . globules siliceux ;
- . néogénèse en cours (pâte siliceuse ?).

PHOTO I

- . Globule siliceux de différentes tailles ;
- . petites traces polies sur certains globules siliceux(?).

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien puis dépôt en milieu marin médiolittoral.

PHOTO J

- . Grain émoussé : transport éolien ;
- . traces de chocs de différentes tailles en forme de V ;
- . dépôt siliceux.

PHOTO K

- . Arête émoussée ;
- . traces de chocs polies ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO L

- . Arête émoussée ;
- . traces de chocs polies, parfois en forme de V, cassure conchoïdale ;
- . dépôts siliceux.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien, puis dépôt en milieu marin infralittoral.

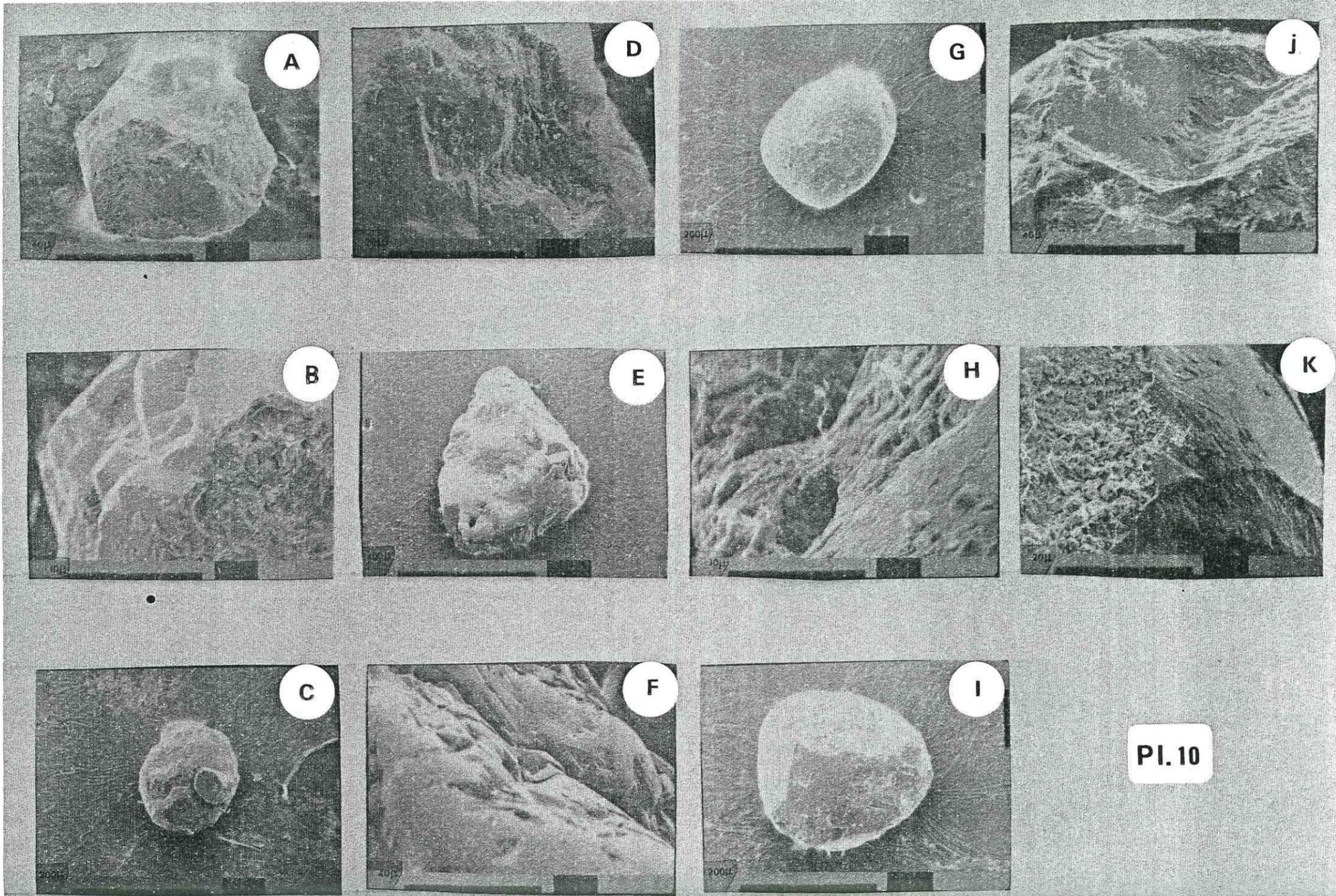


PHOTO A

- . Grain légèrement émoûsé : transport éolien ? ;
- . pellicule d'amorphisation ;
- . traces de choc de différentes tailles, en forme de V ;
- . néogénèse (microcristaux de quartz) ;
- . traces de choc sur les microcristaux ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO C

- . Grain émoûsé (sub-arrondi) ;
- . grandes traces de choc ;
- . petites traces de choc ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO E

- . Grain émoûsé ;
- . grandes et petites traces de choc en forme de V ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO G

- . Grand émoûsé, arrondi ;
- . grandes et petites traces de choc ;
- . fine pellicule d'amorphisation ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO I

- . Grain émoûsé : transport éolien ;
- . fine pellicule d'amorphisation ;
- . grandes et petites traces de choc en V ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO B

- . Pellicule d'amorphisation pourvue parfois de traces de choc ;
- . petites traces de choc en V dans la grande cassure ;
- . microcristaux de néogénèse pourvus parfois de traces de choc ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO D

- . Grandes et petites traces de choc en V ;
- . légère dissolution ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO F

- . Arête émoûsée ou arrondie ;
- . traces de choc en V de différentes tailles ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO H

- . Grandes et petites traces de choc ;
- . débris de la pellicule d'amorphisation ;
- . dissolution au fond de la cassure ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO J

- . Cassure conchoïdale ;
- . débris de la pellicule d'amorphisation ;
- . petites traces de choc polies ;
- . dissolution en surface du grain ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO K

- . Arête arrondie : transport éolien ;
- . pellicule d'amorphisation ;
- . traces de choc ;
- . dissolution en surface du grain ;
- . dépôts siliceux.

PI. 10

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien puis dépôt en milieu marin médiolittoral.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien puis dépôt en milieu marin médiolittoral.

HISTOIRE DU GRAIN

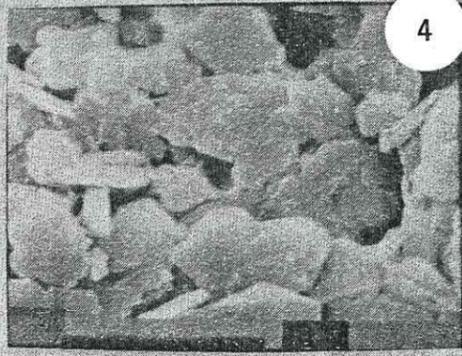
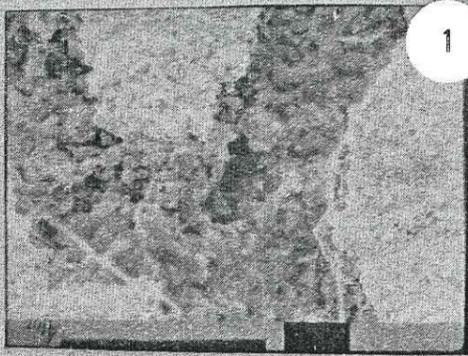
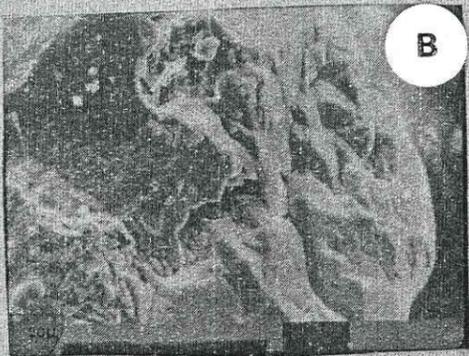
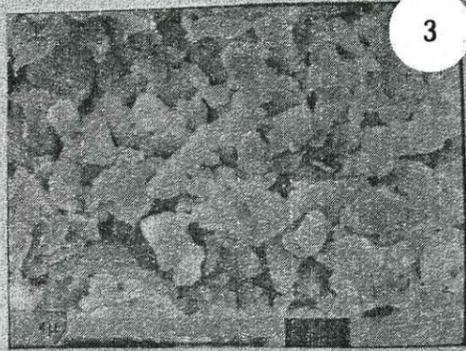
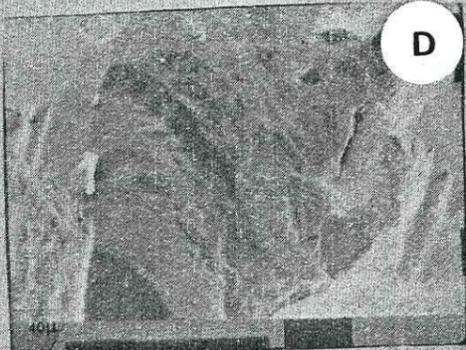
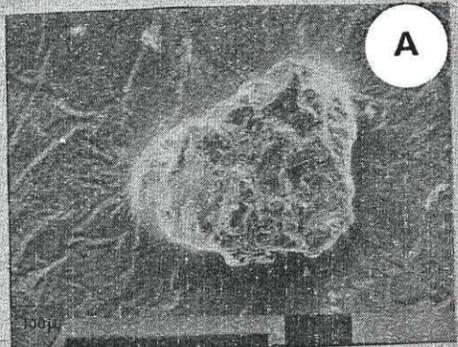
Façonnement éolien puis dépôt en milieu marin médiolittoral.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien puis dépôt en milieu marin médiolittoral.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien puis dépôt en milieu marin médiolittoral.



PI.11

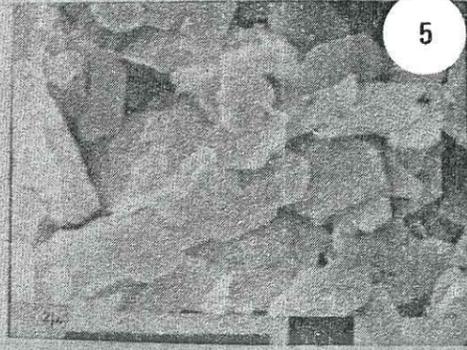
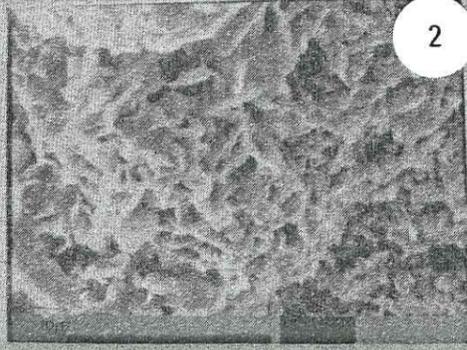
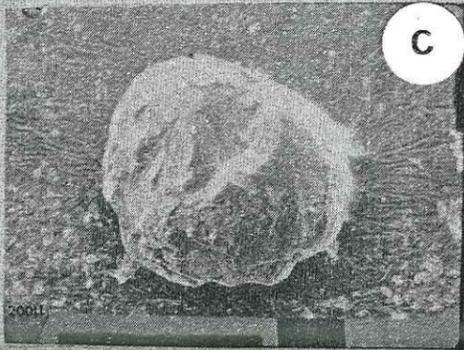


PHOTO A

- . Grain sub-anguleux ;
- . fine pellicule d'amorphisation (action climatique) ;
- . grandes et petites traces de choc en forme de V ;
- . microcristaux de néogénèse cassés et attaqués par la dissolution ;
- . dissolution en surface du grain ;
- . dépôts de globules siliceux.

PHOTO C

- . Grain émoussé (sub-arrondi) ;
- . fine pellicule d'amorphisation ;
- . grandes et petites traces de choc en forme de V ;
- . dissolution en surface du grain ;
- . dépôts siliceux.

PHOTO B

- . Microcristaux de néogénèse pourvus de petites traces de choc ;
- . dissolution en surface du grain ;
- . dépôt de globules siliceux.

PHOTO D

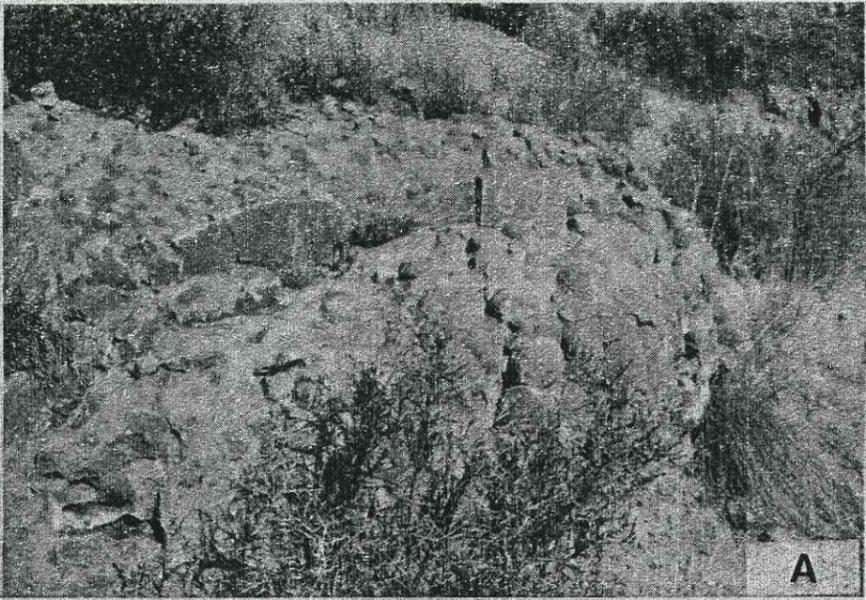
- . Reste de la pellicule d'amorphisation ;
- . grande cassure et traces de choc, nettes en forme de V ;
- . dissolution en surface du grain ;
- . dépôts siliceux.

HISTOIRE DU GRAIN

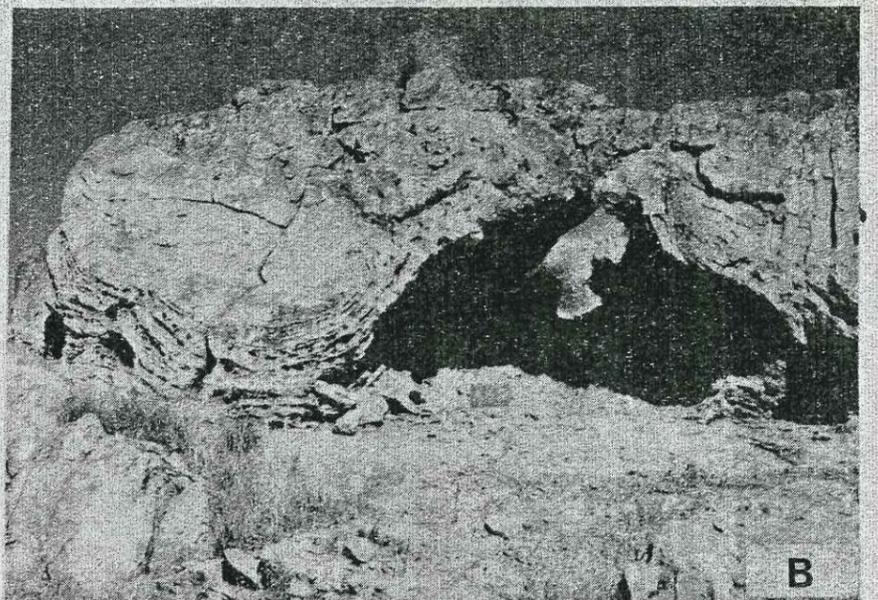
Transport fluvial puis dépôt en milieu marin médiolittoral.

HISTOIRE DU GRAIN

Façonnement éolien puis transport fluvial très bref et dépôt en milieu marin médiolittoral.



A

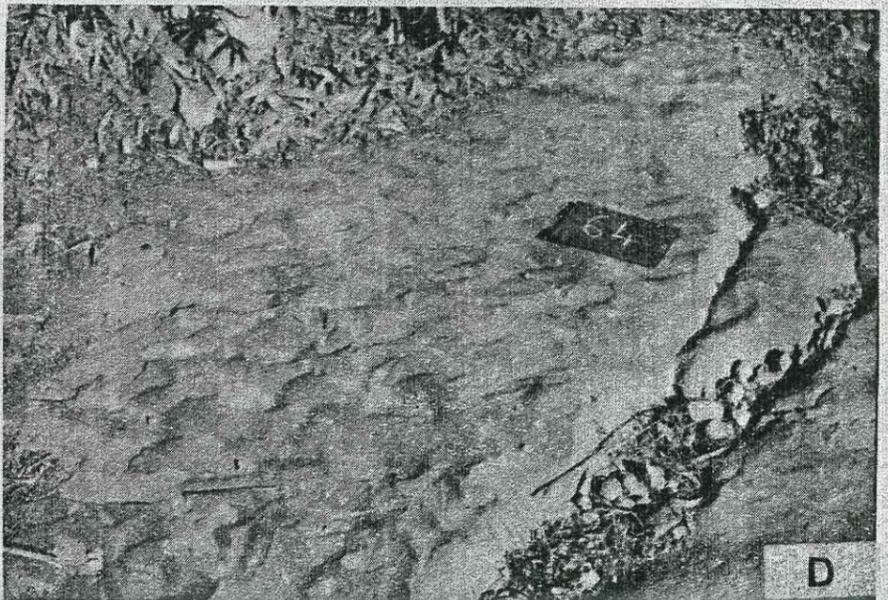


B

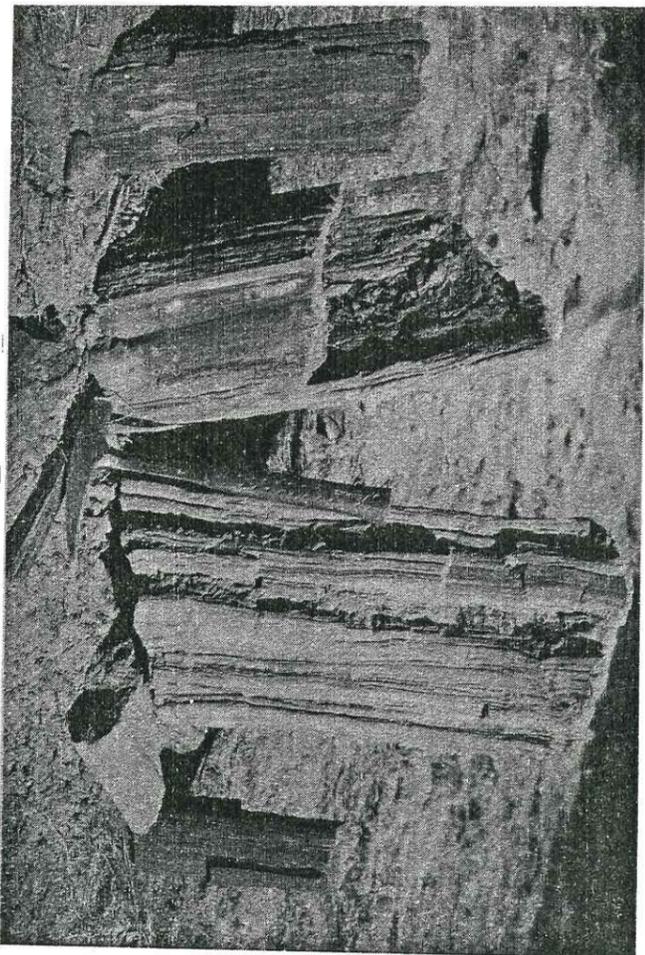
Pl.12



C



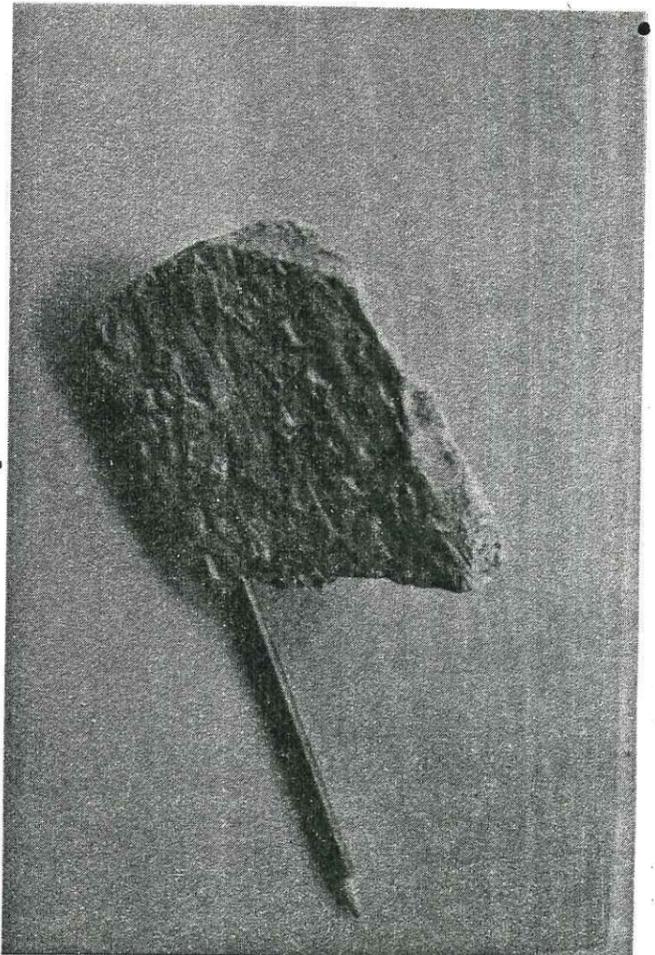
D



Bois fossiles découverts dans les grès

B

Pl.13



A

Pseudomorphoses de cristaux de sel

QUATRIEME PARTIE

HISTOIRE GEOLOGIQUE ET PALEO GEOGRAPHIQUE
DES GRES DE SIDI AMAR OU GRES DE FRANCHETTI

PALEOCLIMAT ET RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

I- NATURE DU PALEOCLIMAT

II- PALEOGEOGRAPHIE DES GRES DE SIDI AMAR OU GRES DE
FRANCHETTI

III- EPISODE DETRITIQUE OXFORDIEN (s.l.) - KIMMERIDGIEN (s.l.)
DANS LES MONTS DE SAIDA ET DE DAIA ET PAR EXTENSION
EN ORANIE

IV- LES GRES DE SIDI AMAR OU GRES DE FRANCHETTI DANS LE CADRE
DE L'OUVERTURE DE LA TETHYS ET DE L'ATLANTIQUE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 43 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

HISTOIRE GEOLOGIQUE ET PALEO GEOGRAPHIQUE

DES GRES DE SIDI AMAR

I- NATURE DU PALEOCLIMAT

La nature du paléoclimat a pu être approchée par l'analyse de marqueurs climatiques.

1. LES FOSSILES

Des bois fossiles découverts dans les Grès de Sidi Amar ou de Franchetti ont été soumis à l'examen de Y. LEMOIGNE et de M. BARRAL du Laboratoire de Paléobotanique de l'Université de Lyon, malgré leur mauvaise conservation, le genre Araucaria a pu être reconnu; on sait que celui-ci s'est développé au Jurassique sous un climat chaud à saisons alternantes pluvieuse et sèche, de type tropical.

2. LES PIGMENTS DES GRES ET DES ARGILES (Chapitre pétrographie, p. 85)

Les Grès de Sidi Amar sont connus par leur couleur généralement claire, beige à marron plus ou moins clair. La couleur rouge parfois rencontrée, n'est que superficielle.

Les argiles associées à ces grès sont versicolores: jaunes, beiges, vertes, rouges. A la suite des travaux de G. MILLOT, J. PERRIAUX et J. LUCAS (1961) et de G. LIENHARD (1962), il est admis que ces colorations sont dues à des états plus ou moins oxydés du fer et du magnésium produit par l'hydrolyse des ferromagnésiens sous climat modérément chaud et humide.

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	Total	Coul.
C 7	89,88	3,97	0,50	0,01	0,17	0,03	0,00	1,09	1,05	0,13	1,17	97,99	Beige
C 9	89,14	3,74	0,50	0,01	0,38	0,09	0,02	1,04	0,25	0,05	3,90	99,12	Beige
C 22	89,90	4,20	1,05	0,01	0,44	0,62	0,07	1,00	0,26	0,06	1,46	98,97	Rouge à la P.
V 2	63,66	4,45	1,24	Traces	6,10	8,09	-	1,44	0,52	0,17	13,79	99,46	Beige

RESULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES

3. LES MINERAUX ARGILEUX ORIGINELS (Chapitre pétrographie, p. 85)

La kaolinite, qui est abondante est néoformée et ne peut servir de marqueur climatique.

Le minéral argileux originel, détritique est l'illite: c'est un indicateur de climat hydrolysant ménagé comme peut l'être le tropical sec ou le méditerranéen chaud.

4. PETROGRAPHIE DES GRES

L'analyse pétrographique (3ème partie, chapitre troisième, p. 76) des Grès de Sidi Amar ou de Franchetti révèle la présence de quartz légèrement corrodés, de feldspaths (1 à 5 %), de muscovite (7 %) et de sidérite.

La présence des feldspaths potassiques écarte la possibilité d'un climat hydrolysant prononcé et permet d'évoquer l'altération d'un socle granito-gneissique par une hydrolyse modérée.

5. CONCLUSION

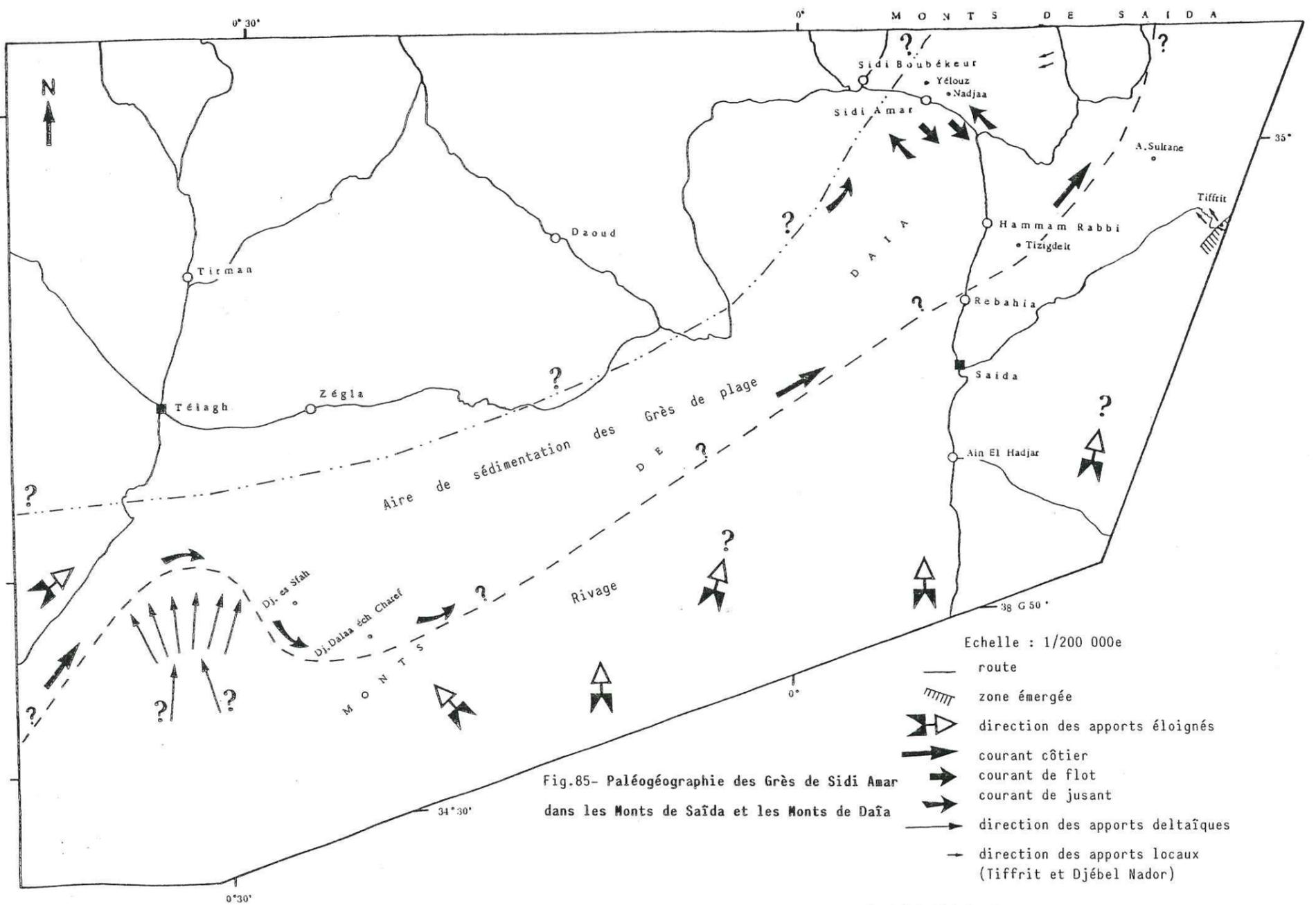
Tout converge vers la reconstitution d'un climat modérément hydrolysant de type tropical sec (soudano-sahélien) ou méditerranée chaud.

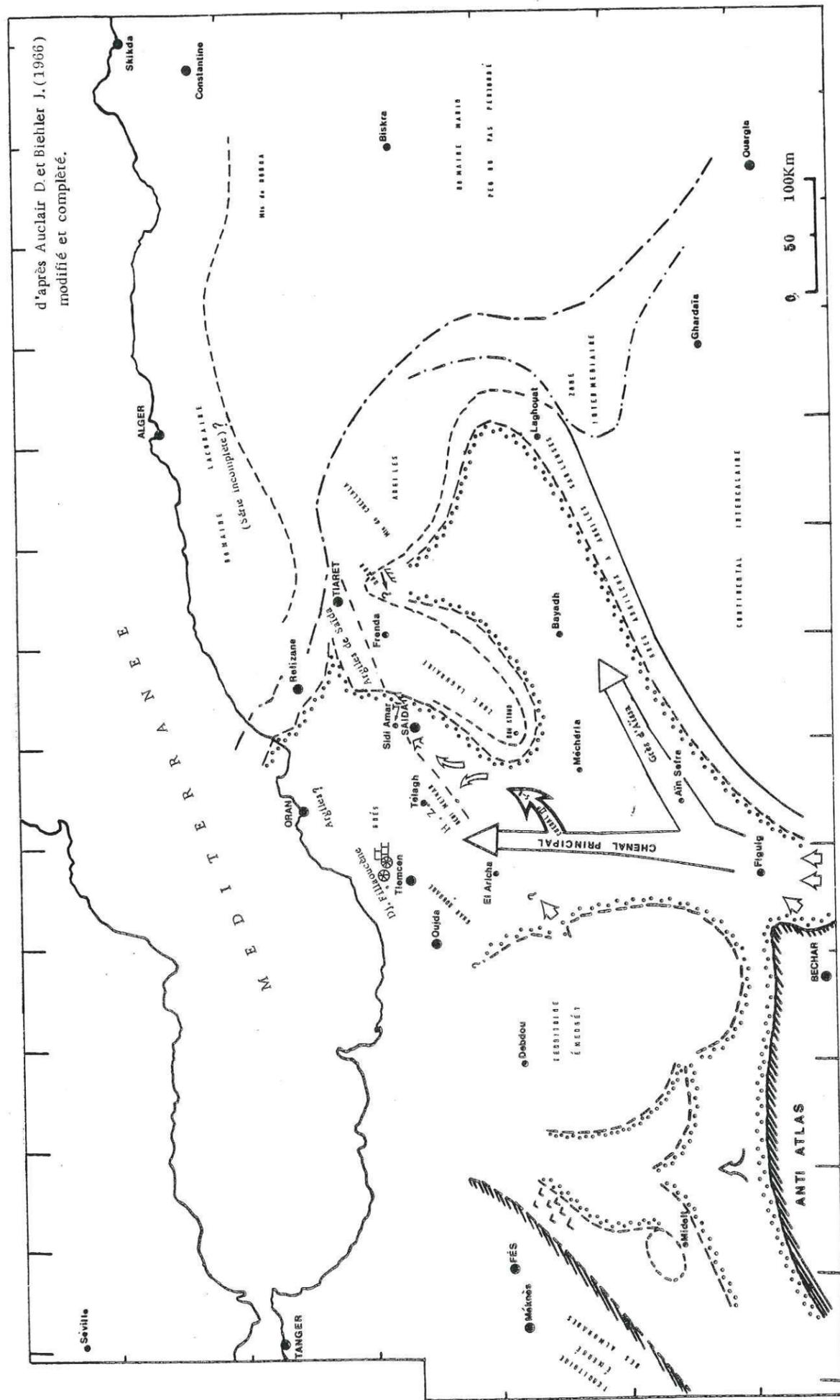
II - PALEOGEOGRAPHIE DES GRES DE SIDI AMAR OU GRES DE FRANCHETTI

Résumant en un tout cohérent les conclusions des diverses techniques appliquées à l'étude des Grès de Sidi Amar, nous pouvons maintenant présenter leur histoire depuis la roche-mère qui leur a donné naissance jusqu'à leur bassin de sédimentation et proposer une paléogéographie de notre région.

- Les provinces d'origine

Les caractéristiques faciologiques et pétrographiques des Grès de Sidi Amar se répètent de façon constante sur toute l'épaisseur de la





Légende de la figure 86

- Faciès récifal (d'après P. GUARDIA, fig.52, p. 77)
- Sédimentation détritico grossière
- Sédimentation moyenne à fine (grès)
- Evaporites
- Zones émergées
- Direction des apports détritico

Argiles de Saïda : communication de M. BENEST et M. GHALI

Grès d'Aïssa : d'après M. BENEST, 1981

Chenal IIe S - H : chenal alimentant la région de Saïda - Hassi Zerga

H.Z. : Hassi Zerga des Béni Méthar

Tf. : Tiffrit

formation: grès argileux, parfois dolomitique, renfermant parfois des lentilles d'argilite (kaolinite). Cette constance de la nature pétrographique des lithofaciès détritiques implique une permanence dans le temps de la (ou des) province(s) d'origine.

Les minéraux lourds confirment la pluralité de ces provinces déjà entrevue par l'étude des directions des courants, on peut admettre qu'il existe:

. Une province éloignée: constituée par les roches plutoniques acides les pegmatites et les roches métamorphiques situées au Sud-Ouest, dans les massifs marocains et au Sud dans les massifs centraux du Sahara, qui couvrent une étendue voisine de 600.000 km², elle aurait fourni l'important apport continental impliqué par la puissance des Grès de Sidi Amar. De fait, dès 1930, C. KILIAN décrit, au Nord du Hoggar, des structures qui semblent bien indiquer l'existence de fleuve anté-cénomaniens descendant de ce massif, se dirigeant vers le Nord et fossilisés par la transgression cénomaniennne. Il semble très plausible d'admettre que ce sont eux qui ont amené tous ces sables dans notre région et dans l'Oranie en général, ainsi que les bois flottés que nous y avons découverts.

. Des apports locaux provenant des roches plutoniques acides et des pegmatites du môle de Tiffrit (S.E) et de la partie axiale du massif rhyolitique du Djébel Nador (N.E); ils auraient en partie contribué à l'alimentation de la région de Saïda.

- Le mode de transport des sédiments, à partir de ces provinces d'origine est révélé par l'analyse séquentielle.

On peut en effet observer trois types de séquences:

- . séquence de haute à basse énergie (conglomérat-dolomie);
- . séquence de moyenne à basse énergie (grès moyen-dolomie);
- . séquence de basse énergie (argilite-dolomie).

On peut aussi observer plusieurs types de diastèmes: les uns à bioturbation, à Mud cracks, à stromatolithes, à brachiopodes, à argilite silicifiée séparent deux rythmes à litage horizontal ou incliné, les autres à chenaux surmontant une surface d'érosion.

Dans les séquences peuvent coexister structures entrecroisées, litage incliné et litage horizontal.

On peut donc évoquer un transport par des chenaux divagants (braided chanel) marqués par un écoulement tourbillonnaire de haute énergie suivi par des écoulements de moyenne ou de basse énergie, et alternant avec des courants d'eau à écoulement de type laminaire. Cette grande variabilité des types d'écoulement et de séquences est assez caractéristique du domaine fluviatile et du domaine littoral.

Une grande partie des sédiments détritiques a été transportée en suspension dégradée à laquelle s'ajoute un petit nombre de grains roulés, indiquant une sédimentation en masse. Une faible partie des sédiments, en particulier ceux du Djébel Tizigdel, a été transportée en suspension uniforme (p.121).

- Le bassin de sédimentation

La granulométrie des sédiments (p.102), la morphoscopie et l'exoscopie des grains de quartz (p.160) révèlent un dépôt marin littoral, localement deltaïque accompagné d'un façonnement éolien. Dans cet environnement, trois types de faciès (p.100) coexistent tout en présentant des variations spatiales:

- . des grès fluviatiles, notamment dans le Djébel es Sfah;
- . des grès marins à faciès fluviatile, principalement dans le Djébel Dalaa éch. Charef;
- . des grès marins francs, relativement plus abondants dans la région de Saïda.

Les valeurs du Cs et du Cu indiquent une profondeur maximale du milieu de sédimentation de l'ordre de 50 mètres (p.126).

Les apports fluviatiles sont plus abondants dans le Djébel es Sfah que dans le Djébel Dalaa éch. Charef et indiquent la proximité d'un appareil fluviatile situé un peu plus à l'Ouest; en revanche, le reste de la région présente une sédimentation marine de plage.

Nous sommes donc là dans une zone d'épandage deltaïque où les apports continentaux provenant d'une plaine alluviale se seraient sédimentés dans un milieu marin peu profond et éclairé (Dasycladacés).

- Dans la région de Hassi Zerga, un courant se dirigeant du continent vers la mer du SE vers le NW;

- Dans la région de Saïda:

- . un courant de flot du NW vers le SE;
- . un courant de jusant du SE vers le NW, responsable des apports sédimentaires à partir du môle de Tiffrit;
- . un courant côtier SW-NE, longitudinal, parallèle à la cote et qui étale les apports continentaux.

Une carte paléogéographique de la région a pu être établie: fig. 85.

Le môle de Tiffrit, encore actif à cette époque, est suggéré par:

- . la diminution de l'épaisseur de la formation dans la région de Saïda;
- . la diminution de la bathymétrie marqué par l'abondance des dolomies;
- . le slump du Djébel Tizigdel qui implique une pente vers le Nord.

Dans ce bassin marin littoral, les niveaux carbonatés et oolithiques se sont formés à la faveur d'une diminution des apports terrigènes et de la profondeur des dépôts au cours des périodes d'égression du plateau continental.

Une égression très générale marque la fin des Grès de Sidi Amar ou de Franchetti et l'établissement des Dolomies de Tlemcen.

L'étude des marqueurs climatiques (bois fossiles, pigments des grès et des argiles, minéraux argileux, pétrographie des grès, p. 166) révèle un climat modérément hydrolysant de type tropical sec (soudano-sahélien) ou méditerranéen chaud.

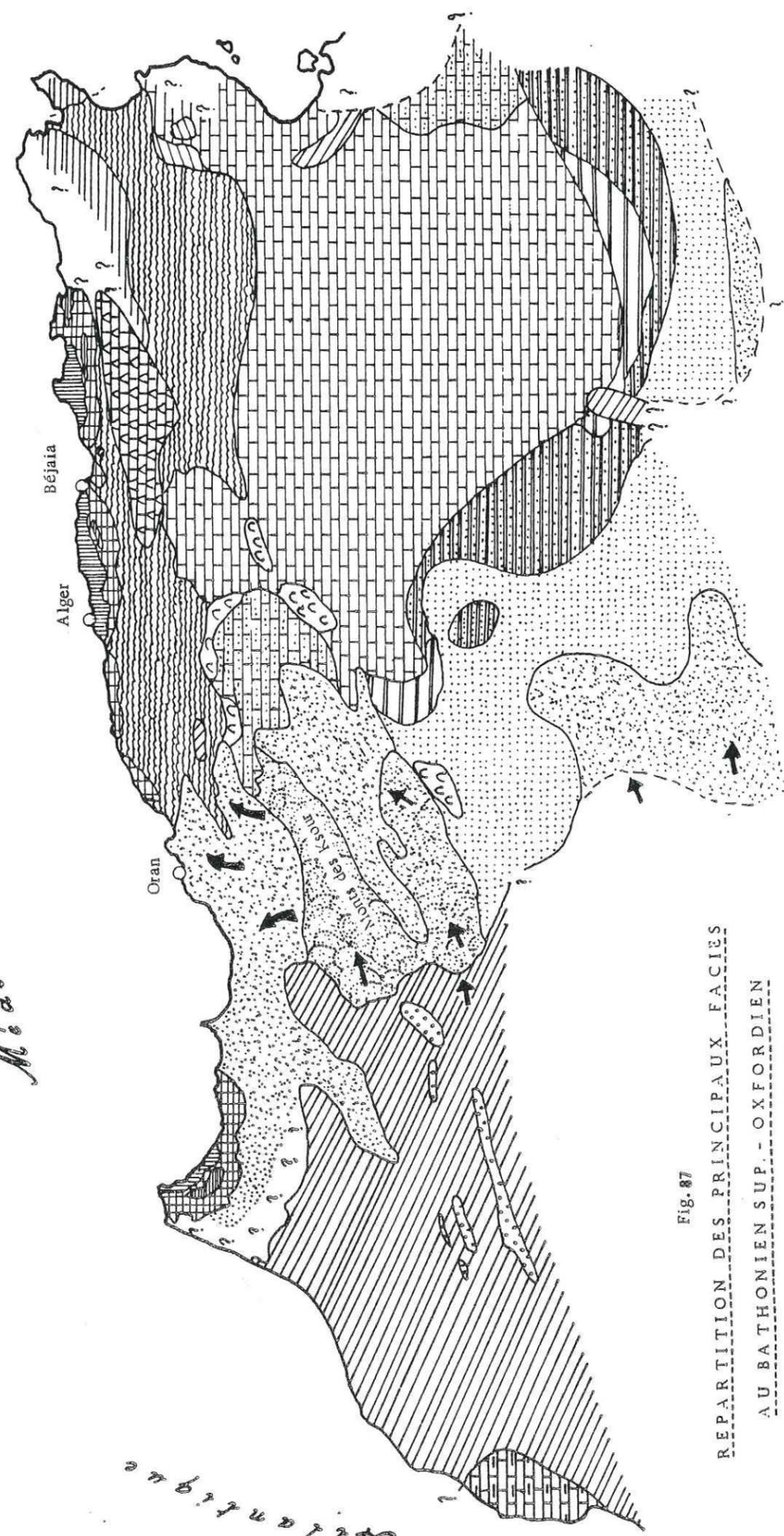
III- EPISODE DETRITIQUE OXFORDIEN (s.l.)- KIMMERIDGIEN (s.l.)

DANS LES MONTS DE SAIDA ET DE DAIA, ET PAR EXTENSION EN

ORANIE

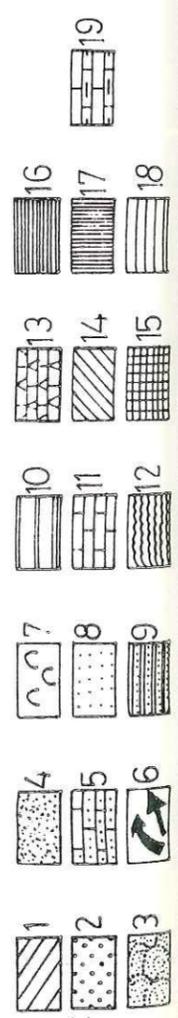
Nous évoquons la paléogéographie de cette partie du Maghreb, d'une façon générale. Nous savons que du Bathonien supérieur à l'Oxfordien, les apports gréseux sont importants et qui, à parti du Kimméridgien, ils cessent et laissent la place aux carbonates, qui deviennent prépondérants surtout dans l'avant-pays tello-rifain et une partie du domaine atlasique.

Méditerranée occidentale



échelle : 1/6000 . 000
d'après J. M. VILA (1980) modifié:

Fig. 87
REPARTITION DES PRINCIPAUX FACIES
AU BATHONIEN SUP. - OXFORDIEN



LEGENDE DE LA FIGURE 87

- 1- Zones émergées ou érodées de la terre des Almohades, de l'Ouarsenis (?), du Djebel Haddid (Babors) et du môle de Tebaga.
- 2- Grès rouges continentaux: principaux affleurements du Maroc atlasique.
- 3- Grès à organisation deltaïque des confins algéro-marocain (Figuiq, Monts des Ksour).
- 4- Séries gréseuses ou essentiellement gréseuses du domaine de l'Atlas saharien, du Moyen-Atlas, et du domaine tello-rifain des confins algéro-marocain.
- 5- Argiles, grès et carbonates du sillon atlasique et des confins algéro-tuniso-lybiens.
- 6- Trajets possibles du matériel gréseux.
- 7- Récif et formation de type récificale.
- 8- Séries argilo-gréseuses sahariennes.
- 9- Séries sahariennes à dominante argileuse.
- 10- Séries purement argileuses sahariennes.
- 11- Carbonates de la plateforme tunisienne et de la "fosse" des confins algéro-tunisiens.
- 12- Marnes et marno-calcaires à filaments et faciès Ammonitico-rosso de la Tunisie et domaine aurésien.
- 13- Dolomies des plateformes sétifiennne et constantinoise.
- 14- Zones dolomitisées de Tunisie centrale.
- 15- Faciès silteux du domaine tello-rifain.
- 16- Séries lacuneuses rifaines ou kabyles.
- 17- Zones rifaines ou kabyles dépourvues de Callovo-Oxfordien.
- 18- Faciès argileuse à Radiolaire du sillon tunisien.
- 19- Marno-calcaires et calcaires du bassin atlantique des Haha.

III.1- BATHONIEN SUPÉRIEUR, CALLOVIEN, OXFORDIEN ET
KIMMÉRIDIEN

(Fig. 86, 87).

La carte de répartition des faciès à cette époque montre d'importants changements; des apports quartzeux, détritiques de provenance sud-occidentale et méridionale envahissent la plateforme carbonatée du Lias.

III.1.1- LE DOMAINE ATLASIQUE ET L'AVANT PAYS TELLO RIFAIN

1. **Monts des Ksour et Hauts plateaux:** dans les confins algéro-marocains septentrionaux apparaît une sédimentation quartzeuse grossière (BASSOULET, 1973) de type deltaïque (DELFAUD, 1974; DELFAUD et al., 1974). L'étude sédimentologique menée par J. DELFAUD et ses collaborateurs montre que la progradation du delta des Monts des Ksour, suit le sillon atlasique largement subsident (GOURINARD et al., 1970).

Les directions de courant sont toutes situées dans le quadrant N-E, aussi bien dans les Monts des Ksour que dans la région de Djelfa.

2. **Dans le Nord de l'Oranie (Hautes plaines oranaises):** dans la "Vasière Oudja-Sebdou", se déposent les marnes de Zahra, puis les calcaires microgréseux; sur les seuils se développent les niveaux d'oolithes ferrugineuses.

Une lacune complète du Bathonien supérieur marque l'Ouest algérien, à l'exception de certains secteurs de l'Atlas saharien (S. ELMI, 1972). Il s'agit d'un phénomène majeur, entraînant localement des discordances, c'est le cas du Djébel ben Kmer (Chapitre 2, p.20).

Ensuite, avec le début hétérochrone de la sédimentation flyschôide des Argiles de Saïda se développe ce que l'on pourrait appeler la phase d'état d'un sillon subsident (S. ELMI, 1972, 1976, 1978; S. ELMI et M. BENEST, 1978); elle est générale à partir du Callovien supérieur jusque dans l'Oxfordien supérieur, avec des apports périto-silto-gréseux qui s'étaient sur toute la bordure des Hautes plaines oranaises depuis les horsts frontaliers marocains jusqu'au plateau de Saïda-Frenda.

Cet équilibre est rompu par ce que S. ELMI (1970) appelle la phase post-oxfordienne, qui provoque un changement total de la sédimentation avec l'arrivée du matériel deltaïque ("molassique" pour G. LUCAS) des Grès de Missiouine (Maroc oriental), de Bou Médine (Monts de Tlemcen) et Grès de Sidi Amar ou de Franchetti (Monts de Saïda et de Daïa).

Des phénomènes de compression se manifestent au début du Bajocien supérieur; S. ELMI (1978) les qualifie d'éo-atlasique et constate leur migration (?) vers le Nord où ils sont d'âge Callovo-Oxfordien (S. ELMI, 1970 à 1978).

3. **Dans le sillon du Moyen Atlas** existent des séries gréseuses pour lesquelles les auteurs envisagent une alimentation orientale (CHOUBERT et FAURE MURET, 1962) à partir d'une source située dans les confins algéro-marocains.

La terre des Almohades était totalement émergée, par contre le Sud-Ouest marocain était sur la marge atlantique et la zone des horsts un domaine téthysien.

Conclusion - Au Bathonien supérieur, au Callovien et à l'Oxfordien, les apports gréseux d'origine méridionale déterminent une sédimentation de faciès molassique sur une plateforme paralique.

III.1.2- KIMMÉRIDIEN p.p. ET PORTLANDIEN (fig. 86,88)

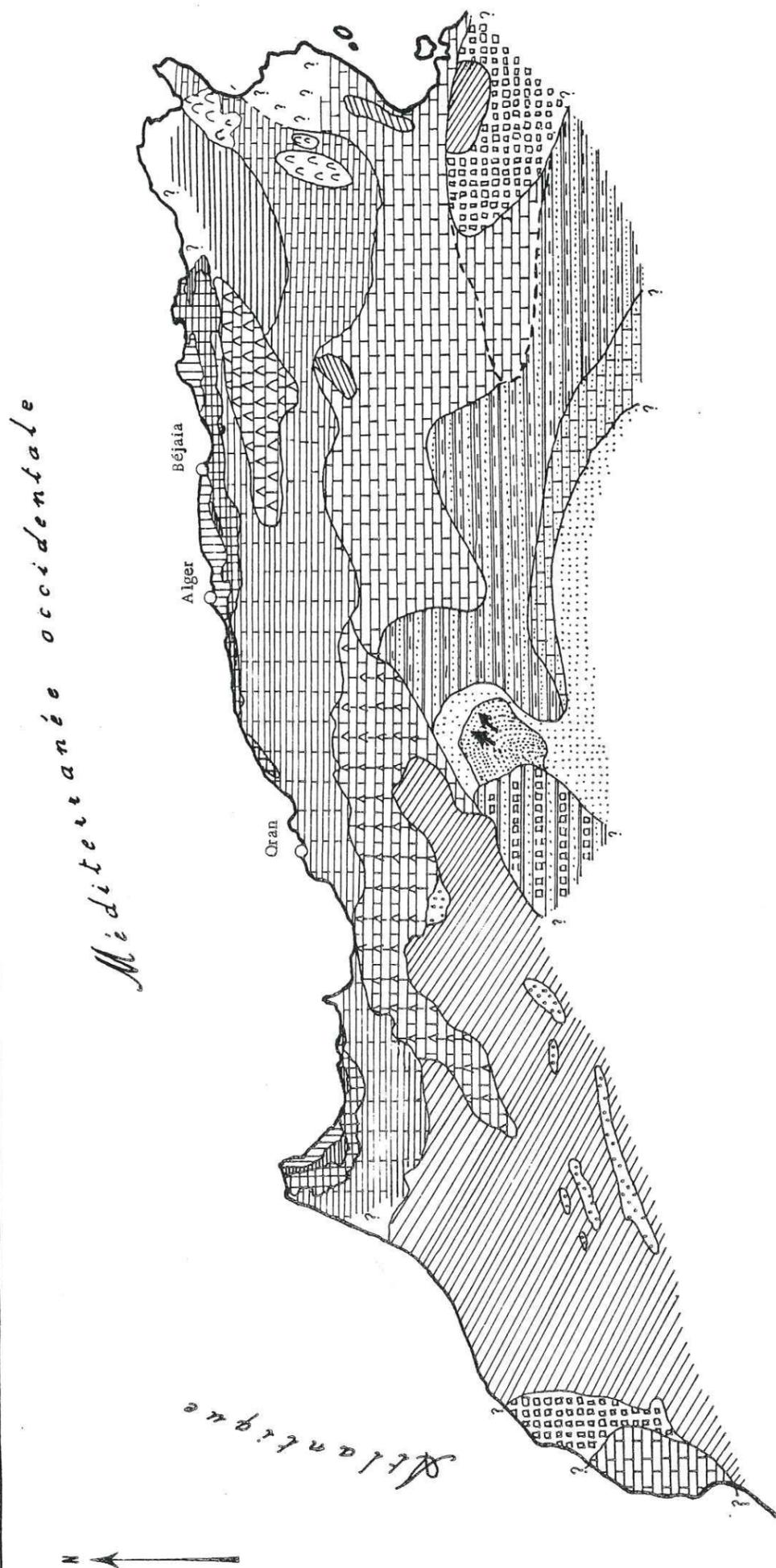
La fin du Jurassique correspond à un retrait de la mer dans l'Atlas saharien occidental et le Haut Atlas marocain et la sédimentation gréseuse est relayée par une sédimentation carbonatée.

Dans le domaine atlasique et l'avant-pays tello-rifain, les faciès regressifs (HAMEL, 1968) correspondent donc aux dépôts d'une plateforme carbonatée, du Maroc oriental jusque dans les Monts de Chellala (M. BENEST 1981). Cette sédimentation semble apparaître en même temps dans l'Est algérien, où les dépôts de plateforme surmontent directement les marnes attribuées au Kimméridgien inférieur (DONZE et al., 1974).

Dans le sillon tunisien, les faciès sont encore franchement pélagiques. Des phénomènes magmatiques se produisent au Maroc (DUBAR, 1952; AGARD, 1960), il s'agit de basaltes et de dolérites au Nord du Dadès, et de syénite néphéliniques associées à des trachytes et d'aloïtes dans le Haut Atlas de Mideit (Tassent).

LEGENDE DE LA FIGURE 88

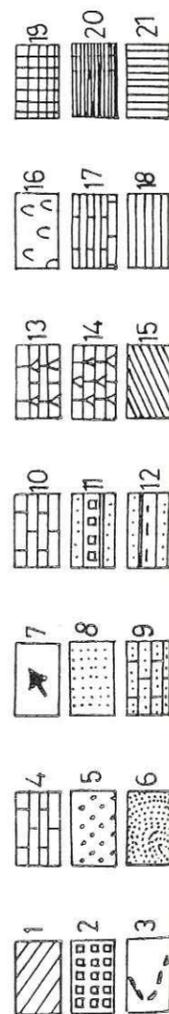
- 1- Zones émergées ou érodées de la terre des Almohades, du môle de Saïda, du môle de Tebaga (Sud tunisien) et du Djebel Haddid (Babors).
- 2- Gypses et anhydrites de la bordure du bassin atlantique de Safi-es-Saouira, et des confins tuniso-lybiens.
- 3- Limite occidentale d'extension des évaporites tuniso-lybiennes.
- 4- Grès rouges continentaux: principaux affleurements marocains.
- 5- Delta atlasique kimmeridgien.
- 6- Directions de propagation.
- 7- Séries argilo-gréseuses sahariennes à grès abondants.
- 8- Calcaires gréseux du Bas-Sahara.
- 9- Séries carbonatées de la plate-forme algéro-tunisienne.
- 10- Argiles, grès et évaporites du "fond" du sillon de l'Atlas saharien.
- 11- Argiles, marnes et grès du Bas-Sahara et des confins algéro-lybiens.
- 12- Calcaires et dolomies du domaine algéro-marocain autour du promontoir de Saïda.
- 13- Dolomies et calcaires à Clypeines des plate-formes sétifienne et constantinoise.
- 14- Zones dolomitisées de l'Aurès et de Tunisie.
- 15- Formations récifales de Tunisie (Zaghouan, etc..).
- 16- Faciès pélagiques (marnes et micrites à Saccocomidés gris à Calpionelles) des domaines tello-rifains ou atlasique algéro-tunisiens.
- 17- Série pélagique subsidente du sillon tunisien.
- 18- Série siliceuse (radiolarite) de la chaîne numidique, Djurdjura et Rif.
- 19- Série lacuneuse du Rif, de la Kabylie et de la chaîne numidique.
- 20- Zones internes rifaines ou kabyles dépourvues de sédiments.
- 21- Zones internes rifaines non kabyles dépourvues de sédiments.



échelle : 1 / 6000 . 000
d'après J.M. VILA (1980) modifié.

Fig. 88

REPARTITION DES PRINCIPAUX FACIES
AU KIMMERIDGIEN - PORTLANDIEN



Conclusion

L'arrêt de la sédimentation détritique n'est accompagné d'aucune modification paléogéographique sensible: au-delà de la région d'Alger, la plateforme carbonatée d'Algérie orientale inclut les domaines sud sétifiens et constantinois.

Le sillon atlasique est toujours fortement subsident, avec des dépôts franchement pélagiques, notamment en Algérie orientale (Monts du Bellezma-Aurès) et en Tunisie. Ce régime se poursuivra au Berriasien inférieur.

En Oranie s'installe une plateforme carbonatée: Dolomie de Tlemcen s.l., et calcaires de Remaïla.

IV. LES GRES DE SIDI AMAR OU GRES DE FRANCHETTI DANS LE CADRE

DE L'OUVERTURE DE LA TETHYS ET DE L'ATLANTIQUE

IV.1- INTRODUCTION

Nul secteur de l'écorce terrestre n'évolue indépendamment de ses voisins et en définitive du globe entier. L'histoire du Maghreb est liée à celle de trois continents: Afrique, Europe, Amérique et des mers qui les séparent: Méditerranée et Atlantique.

IV.2- INSTALLATION ET FONCTIONNEMENT D'UNE RIDE D'EXPANSION OCÉANIQUE MÉDIO-TÉTHYSIENNE (FIG.89)

A la fin des temps permien, les continents étaient réunis. Au cours du Trias moyen, une zone d'expansion s'installe: elle est découpée en failles transformantes.

L'installation d'une ride dans le bloc cratonique groupant l'Europe et l'Afrique a été envisagée par L. GLANGEAUD, 1933: phase de distension triasico-liasique.

A partir du Lias, la paléogéographie est parfaitement établie, elle reste la même jusqu'au Jurassique moyen, puis se modifie au Jurassique supérieur.

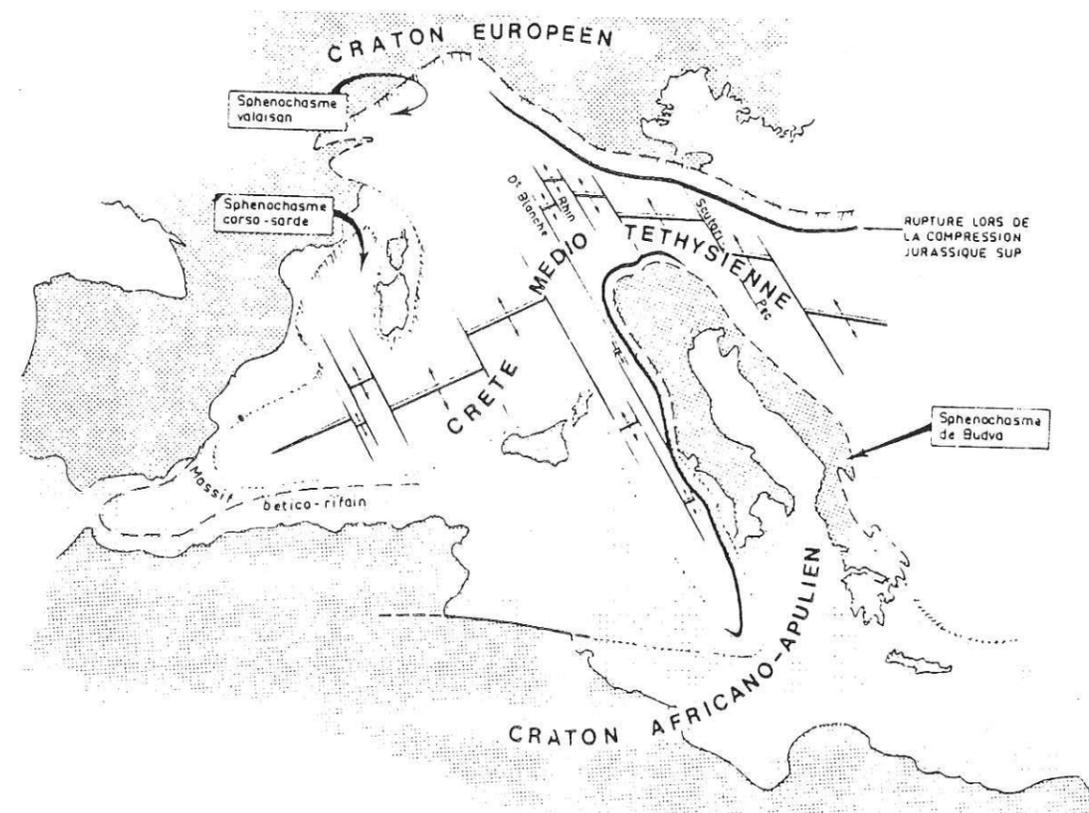
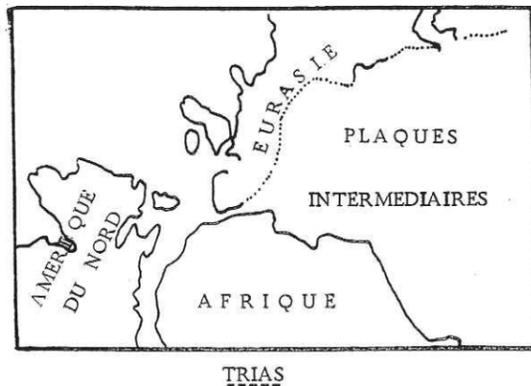


Fig. 89 : L'Océan Téthysien et ses marges cratoniques lors de l'ouverture de l'océan atlantique (Jurassique supérieur). Les continents européen et africain ont été placés d'après la reconstitution de DRAKE et NAFE (1968). Le décrochement du Maghreb a été figuré. Il est simple d'admettre que l'Afrique a glissé le long de cette structure lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique sud. Un sillon intramaghrébin et intrabétique a été localisé. La disposition de l'axe de rotation de l'Atlantique sud est supposée telle qu'il produise: l'écrasement de la Téthys orientale et moyenne; la déchirure du craton européen avec la formation du golfe de Gascogne; le sous-charriage de la Méséta ibérique et du bouclier africain sous le massif bético-rifain. L'ouverture de l'Atlantique nord selon un axe de rotation différent de celui de l'Atlantique sud débute après que les cratons européen et africain aient été réunis dans les Alpes orientales, il produira: le sous-charriage de l'Europe occidentale sous l'édifice austro-alpin; la phase pyrénéenne majeure; la mise en place des unités bétiques et maghrébines; la rupture océanique occidentale du craton apulien et la genèse de l'Apennin. On notera que dans cette reconstitution, la majeure partie de la croûte de la Méditerranée est océanique et héritée de la Téthys triasico-jurassique, alors que celle de la Méditerranée orientale est tout entière cratonique (d'après J. DERCOURT, 1970).

Dans tous les schémas l'Afrique est supposée fixe. Les coupures adoptées sont celles de J.F. DEWEY et al (1973) et chaque période correspond à un pôle de rotation Afrique-Eurasie différent. Seules les plaques ayant une partie atlantique ont été représentées. Les flèches indiquent les rotations finies entre les âges limites de chaque période.



1-Période triasique
La reconstitution proposée par DEWEY et al. laisse entre le bloc ibérique et l'Afrique du Nord un espace comparable à l'espace actuel. Si une telle reconstitution devait être confirmée par l'analyse de plus en plus fine et précise de l'Atlantique, les zones "internes bétiques" et kabylo-rifaines, ne peuvent trouver leur place entre les plaques Europe et Afrique et appartiennent donc bien aux "plaques intermédiaires" mésogéennes qui occupent l'espace téthysien.



2-Période du Toarcien (180 M.A.) au Kimmeridgien (143 M.A.)
Elle correspond à la naissance de l'Atlantique moyen par séparation de l'Amérique du Nord et de l'Afrique. Au début du Jurassique supérieur, la marge occidentale africaine émerge et les matériaux détritiques qui en sont issus envahissent une partie du domaine atlasique occidental et une partie du "sillon tello-rifain externe" (pointillés).



3-Période du Kimmeridgien au Santonien (80 M.A.)
Elle correspond à l'ouverture du Golf de Gascogne. En Afrique l'émergence des zones occidentales s'accroît et les faciès détritiques, atlasiques et tello-rifain (flyschs externes) s'étendent vers l'Est. A partir du Néocomien les flyschs "internes" nord-africains se déposent (croix et ?)

**Fig.90 - DÉPLACEMENT RELATIF DES PLAQUES EURASIATIQUE ET AFRICAINE
DU TRIAS AU SANTONIEEN (d'après P. GUARDIA, 1975)**

A partir de cette époque, en effet, la région téthysienne cesse d'être une zone d'accroissement de la croûte; elle est hétérogène (cratonique et océanique), et se comporte désormais de façon passive, les mouvements qu'on y observe sont essentiellement provoqués par le fonctionnement de la ride océanique atlantique. Pendant cette période de calme relatif il y avait des émissions ophiolitiques importantes dans la ride médio-téthysienne. Mais au niveau du Maghreb, ce complexe de roches vertes n'est pas connu, sauf les rares témoins de ce type de roches trouvés à Tabellout (Grande Kabylie), et à Tisirène (Maroc) ne nous permettent pas de parler d'un espace océanique.

VI.3- DÉPLACEMENT RELATIF DES PLAQUES EURASIATIQUE ET AFRICAINE (FIG.90)

La Téthys s'est ouverte comme nous le savons à la manière d'un océan, à partir d'un golfe ouest-pacifique hérité de l'ère primaire, par la fracturation d'une pangée (DIETZ et HOLDEN, 1970) résultant d'une coalescence des différents continents à la suite de l'orogénèse hercynienne. Ceci suppose "une Téthys permanente" à l'Est où le passage du Ier au IIème s'est fait en milieu océanique sans discontinuité et une "Téthys de la reconquête" à l'Ouest, née d'une cassure progressive de la pangée au Jurassique (200 - 160 M.A.) au niveau des Caraïbes (AUBOIN, BLANCHET, Stephan TARDY, 1977).

Dans cette Téthys de la reconquête, les mêmes séquences caractéristiques d'une ouverture océanique (PANTOT, X. LE PICHON, 1973), série continentale - série évaporitique - série marneuse sont d'âge progressivement croissant vers l'Ouest, du Trias au Jurassique.

L'achèvement du processus se situa vers l'Oxfordien, il y a 160 M.A.. Alors la Téthys était un vaste océan ouvert en ciseaux, séparant au Nord l'Eurasie, et au Sud l'Afrique; jusqu'ici c'est la période de sédimentation sur les marges continentales.

Du côté de l'Atlantique, pendant la période Toarcien-Kimmeridgien (fig.90), nous assistons à la naissance de l'Atlantique moyen qui provoque la séparation de l'Amérique du Nord et de l'Afrique.

Au début du Jurassique supérieur, la marge occidentale émerge et les matériaux détritiques (Grès de Missiouine au Maroc oriental, Grès de Bou Médine ou Grès de Sidi Amar et les Grès d'Aïssa en Algérie) qui en sont issus, envahissent une partie du domaine atlasique occidental et une partie du sillon "tello-rifain externe".

Au Kimméridgien, l'émersion des zones occidentale s'accroît et les faciès deltaïques atlasique et tello-rifain (flyschs externes) s'étendent vers l'Est.

A la fin du Jurassique supérieur, nous assistons comme nous l'avons dit à une éruption volcanique dans le Haut Atlas (Tassent) qui coïncide avec la "phase méridienne".

IV.4- PEUT-ON CONSIDÉRER L'EXISTENCE DE SOUS-PLAQUES ?

Certains auteurs (J. ANDRIEUX, J.M. FOUTBOTE et M. MATTAUER, 1971) ont introduit le concept de sous-plaque d'Alboran. Ils ont remarqué l'homogénéité structurale ancienne et stratigraphique de la zone kabylo-bético-rifaine, de la zone bétique et de la zone péloritaine.

Actuellement, l'existence de plaques intermédiaires entre le bloc africain et le bloc eurasiatique apparaît comme évidente, mais leur nature est mal connue en raison de leur disparition.

J.F. DEWAY et al. (1973) placent entre les deux plaques européenne et africaine, une mosaïque de blocs indépendants entre le Trias et l'Actuel. Les deux plaques stables du domaine atlasique (Méséta marocaine, Méséta oranaise) sont ainsi considérées comme deux "sous-plaques" relativement indépendantes de la plaque africaine.

La nature des relations entre ces deux sous-plaques et la plaque africaine n'est certainement pas comparable à celle des relations entre les blocs intermédiaires mésogéens et les deux plaques européenne (Ibérique) et africaine (Méséta). Cette différence résulte de la différence entre les deux types de chaînes, atlasique et tello-rifaine.

Si les décrochements entre les blocs mésétiens et le bloc africain ne peuvent pas être connus avec précision, leur rapprochement reste fort modeste, comparé aux dérivés dus à l'ouverture de l'Atlantique.

Il est probable que les intrusions gabbroïques jurassiques du Haut Atlas marocain localisées, dans la partie la plus subsidente de la chaîne, ne correspondent qu'à des intrusions locales et non à l'amorce d'un sillon océanique. Elles sont en effet inconnues dans les zones subsidentes de l'Atlas saharien ou du Moyen Atlas. Il n'est donc pas possible d'assimiler ces intrusions gabbroïques à des ophiolites. Les intrusions résultent plutôt de distensions limitées, accompagnées par une activité volcanique locale.

CONCLUSION GENERALE

L'analyse séquentielle des Grès de Sidi Amar ou Grès de Franchetti révèle des séquences positives constituées de grès moyens à structures entrecroisées, de grès fin à litage oblique ou parfois horizontal, de silt, d'argilite, de calcaire et de dolomie.

Ces séquences sont de trois types:

- . séquence de haute à basse énergie (conglomérat-dolomie) à structures entrecroisées;
- . séquence de moyenne à basse énergie (grès moyen-dolomie) à structures entrecroisées et inclinées;
- . séquence de basse énergie (argilite-dolomite) à litage horizontal (laminites).

Les diastèmes à bioturbations, mud cracks, stromatolithes, brachiopodes, argilite silicifiée séparent deux rythmes à litage horizontal ou incliné; les diastèmes à chenaux d'érosion accompagnent les surfaces d'érosion.

Cette variété des types de séquences caractérise des sédiments déposés soit par des chenaux divagants (braided channels) marqués par un écoulement de basse ou de moyenne énergie, responsable des litages inclinés, soit enfin par des courants d'eau à écoulement de type laminaire.

Cette grande variabilité des types d'écoulement caractérise le domaine fluviatile et le domaine littoral.

La constance de la nature pétrographique des lithofaciès détritiques implique une permanence des provinces d'origine.

On observe une importante diminution de l'épaisseur des coupes quand on chemine du SW vers le NE; ce phénomène peut être dû à la présence du Horst de Tiffrit qui aurait constitué un haut fond lors de la sédimentation, peu active à cet endroit (région de Saïda), abondante dans la zone d'apport (région de Hassi Zerga).

Le Slump du Djébel Tizigdelt implique inévitablement une pente due à ce horst encore actif à cette époque.

Dans toutes les coupes on assiste à une diminution verticale de la profondeur des dépôts, on peut donc penser qu'il s'est produit un **phénomène général d'égression**.

L'étude pétrographique des grès alliée à l'exoscopie des grains de quartz a permis de déterminer trois faciès:

- . Grès fluviatile notamment dans le Djébel es Sfah;
- . Grès marin à faciès fluviatile principalement, dans le Djébel Dalaa éch. Charef;
- . Grès marin franc relativement plus abondant, dans la région de Saïda.

L'étude des **calcaires** révèle une biomicrite pour la région de Saïda; un calcaire dolomitique ou argilo-dolomitique pour la région de Hassi Zerga.

L'étude des **argiles** et des minéraux argileux des grès renseigne sur l'aspect azoïque des niveaux argileux, sur l'abondance de la kaolinite et la présence de l'illite: la kaolinite est néoformée et proviendrait de la transformation diagénétique, par lessivage acide, de l'illite originale, détritique.

Les **dolomies** ont été réparties en quatre groupes en fonction du degré de dolomitisation de la roche (p.95) leur étude permet d'avancer l'interprétation suivante: il n'y avait pas ou très peu d'émersion; le milieu de dépôt de ces faciès dolomitiques de première génération et de leur recristallisation (dolomitisation de deuxième génération) était marin, très peu profond, on l'a qualifié de médiolittoral supérieur.

La maturité des sédiments est partout excellente (p.126 et 139) et indique des sédiments bien classés un dépôt marin littoral, éventuellement de type deltaïque; le façonnement éolien confirmé par l'exoscopie et la morphoscopie des quartz (dunes côtières) n'est pas à exclure.

Le diagramme de PASSEGA a montré que la majorité des sédiments détritiques a été transportée en suspension dégradée, et il s'y ajoute un petit nombre de grains roulés. L'ensemble est formé par une sédimentation en masse de la suspension dégradée. Au Djébel Tizigdelt, un transport par suspension uniforme a aussi été observé.

Les valeurs du Cs et du Cu indiquent une profondeur maximale du milieu de la sédimentation de 40 à 50 m.

Les diagrammes de FRIEDMAN indiquent essentiellement une sédimentation marine littorale alimentée par des apports fluviatiles, donc un domaine deltaïque où se surajoutent des éléments éolisés qui sont plus marqués dans la région de Hassi Zerga que dans la région de Saïda.

Les apports fluviatiles, plus abondants dans le Djébel es Sfah que dans le Djébel Dalaa éch. Charef, indiquent la proximité d'un appareil fluviatile situé un peu plus à l'Ouest et responsable des apports continents.

L'étude des figures et structures sédimentaires a permis de définir des directions de courants:

- . dans la région de Hassi Zerga, un courant d'apport sédimentaire très général du SE vers le NW;
- . dans la région de Saïda: -un courant de flot du NW vers le SE;
-un courant de jusant du SE vers le NW, responsable des apports sédimentaires;
-un courant côtier SW-NE, longitudinal, parallèle à la côte et qui étale les apports précédents.

Cette étude a fortement contribué à établir une carte paléogéographique de la région (fig.85).

L'étude des minéraux lourds confirme la diversité des provinces d'origine des grès, déjà entrevue par l'étude de la direction des courants:

- des roches plutoniques acides, des pegmatites et des roches métamorphiques éloignées, situées au Sud-Ouest, dans les massifs marocains et au Sud dans le Sahara auraient constitué une alimentation très générale;
- des roches plutoniques acides et des pegmatites plus proches, provenant soit du Sud-Est (môle de Tiffrit), soit du Nord-Est (massif rhyolitique du Djébel Nador), auraient contribué à alimenter la région de Saïda.

La pauvreté générale en minéraux lourds, la présence de goethite et de sidérite sont des indices d'altération.

Cette étude sédimentologique a permis de retracer l'histoire des Grès de Sidi Amar, depuis la roche-mère qui leur a donné naissance jusqu'à leur bassin de sédimentation et de proposer une paléogéographie de notre région.

Ces grès tirent leur origine d'une province éloignée constituée par les roches plutoniques acides, les pegmatites et les roches métamorphiques situées au Sud-Ouest, dans les massifs marocains et au Sud dans les massifs centraux du Sahara, qui couvrent une étendue voisine de 600 000 km². Des apports locaux provenant des roches plutoniques acides et des pegmatites du môle de Tiffrit et de la partie axiale du massif rhyolitique du Djébel Nador auraient en partie contribué à l'alimentation de la région de Saïda.

A partir de ces provinces d'origine, le transport des sédiments était assuré par des chenaux divagants (braided channels) depuis le domaine fluvial jusqu'au domaine marin littoral qui constituait le bassin de sédimentation, à une profondeur maximale de l'ordre de 50 mètres.

Ce domaine littoral était alimenté par un appareil fluvial coulant du SE vers le NW et situé à l'Ouest du Djébel es Sfah qui constituait une zone d'épandage deltaïque, un courant côtier SW-NE, longitudinal, parallèle à la cote étalant les apports continentaux.

Dans la région de Saïda où le môle de Tiffrit était encore actif à cette époque, apparaissent en sus un courant de flot du NW vers le SE; un courant de jusant du SE vers le NW, responsable des apports sédimentaires à partir du môle de Tiffrit.

Dans ce bassin marin littoral, les niveaux carbonatés et oolithiques se sont formés à la faveur d'une diminution des apports terrigènes et de la profondeur des dépôts au cours des périodes d'égression du plateau continental.

L'étude des marqueurs climatiques (bois fossiles, pigments des grès et des argiles, minéraux argileux, pétrographie des grès, p.164) révèle un climat modérément hydrolysant de type tropical sec (soudano-sahélien) ou méditerranéen chaud.

BIBLIOGRAPHIE

OUVRAGES CONSULTÉS

- ALLEN (G.P.), LAURIER (D.) et THOUVENIN (J.) - 1979.- Etude sédimentologique du delta de la Mahakam (Indonésie).
C.F.p. Total - Notes et mémoires n° 15, Paris.
- ATROPS (F.) et BENEST (M.) - 1982.- Découverte de faunes d'Ammonites de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur) dans les Monts de Chellala (Avant-pays Tellien, Algérie); conséquences stratigraphiques et paléogéographiques.
Géobios, n°15, fasc.6, p. 951-952, 2 fig., 1 pl.
- AUZENDE (J.M.), BONNIN (M.), OLIVET (J.L.) - 1975.- La marge Nord africaine considérée comme une marge active.
Bull. Soc. Géol. France, (7), 17, p. 486-595.
- BADIOZOMANI (K.) - 1973.- The diagenetic dolomitization model-application to the middle Ordovician of Wisconsin.
Journal of Sedimentary Petrology, Vol.43, n°4, p. 945-984.
- BENEST (M.) - 1973.- Présence de faciès de haut-fond dans la plate-forme carbonatée du Jurassique supérieur de la région des Beni-Bahdel (Monts de Tlemcen, Algérie).
Compte-rendus des séances de l'Académie des Sciences.
- BERTHOIS (L.) - 1958.- La formation des estuaires et des deltas.
C.R.A.S., t. 247, p. 947-950.
- BERTHOIS (L.) - 1968.- Analyse microgranulométrique des sédiments.
C.D.U., 168 p.
- BLANC (F.), CHAMLEY (H.) et LEVEAU (H.) - 1969.- Les minéraux en suspension, témoins des mélanges des eaux fluviatiles en milieu marin. Exemple du Rhône.
C.R. Acad., Sc., Paris, t. 269, p. 2509-2512.
- BLANC (J.J.) - 1982.- Sédimentation des marges continentales.
Edition Masson.
- BOURCART (J.) - 1941.- Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles.
Bull. Soc. Géol. Fr., t. XI, p. 117-153.
- BRAJNIKOV (B.) - 1945.- Sur l'importance de la granulométrie pour l'étude quantitative des minéraux lourds dans un sédiment.
Bull. Soc. Géol. Fr., 5, XIV, p. 117-153.
- BRAJNIKOV (B.) - 1945.- Sur l'importance de la granulométrie pour l'étude quantitative des minéraux lourds dans un sédiment.
Bull. Soc. Géol. Fr., 5, XIV, p. 381-390.
- BUSSON (G.) - 1972.- Principes, méthode et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien.
Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle.
- Geology of the alpine chains born of the Tethys.
Mémoire du B.R.G.M., n° 115, 1980.

- BUIS (M.G.), REY (J.) - 1978.- Une évolution sédimentaire de type deltaïque: le passage du Tertiaire marin au Tertiaire continental entre l'Ariège et le Bouctouyre (Pyrénées argiégeoise).
Laboratoire de Géologie - C.E.A.R.N. - Université Paul Sabatier-Toulouse.
- CAMMON Mc (R.B.) - 1962.- Efficienciés percentile mesures for describing the mean size sorting of sedimentary particles.
Journal Geol., 70, p. 453-465.
- CAROZZI (A.V.), BOURULLEC (J.), DELOFFRE (R.), RUMEAU (J.L.) - 1972.- Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine (pétrographie, diagenèse, géochimie, pétrophysique).
Vol. spéc., n°I, S.N.P.A., Bull. C.R. Pau, 594 p.
- CAYEUX (L.) - 1935.- Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Calcaires et dolomies.
Masson (Ed.), I. vol., in 4ème, 463 p.
- DELTEIL, FENET, GUARDIA et POLVECHE - 1971.- Géodynamique de l'Algérie nord-occidentale.
C.R. sommaire Soc. géol., Fr.8, p. 414-417.
- DEWEY (J.F.), PITMAN (W.C.), RYAN (W.B.F.) et BONNIN - 1973.- Plate tectonics and the evolution of the Alpin system.
Geol. Soc. Amer. Bull., 84, p. 3137-3180.
- DOEGLAS (D.J.) - 1968.- Grains size indices. Classification and environnement.
Sédimentologie, 10, n°2, p. 83-100.
- DORNAL (V.) - 1893.- Notes diverses sur les sables des Ardennes.
Bull. Soc. Geol. Belg., VI, pp., 178-179.
- FABRE (J.) - 1970.- Le second symposium sur le Gondwana: problème posé à la géologie algérienne.
Bull. Soc. Hist. Nat., Afrique du Nord, fasc. 3 et 4, p. 169-174.
- FALLOT (P.) - 1932.- Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la méditerranée occidentale.
B.S.G.F. (5), t.II, p. 533-532.
- FOURNIE (D.) - 1973.- The sequential analysis of the sedimentology of carbonated rocks.
Bull. Centre Rech. Pau, p.147-169, S.N.P.A., 7-1.
- FRIEDMAN (G.M.), SANDERS (J.E.) - 1969.- Principles of sedimentology.
- GALL (J.C.) - 1971.- Formes et paysages des Grès à Voltzia du Nord des Vosges.
Essai paléocéologique sur le Buntsandstein supérieur.
Mém. Serv. carte géol. Als. Lorr., n°34, 318 p., Strasbourg.
- HARY (A.) - 1974.- Inventaire des traces d'activité animale dans les sédiments mésozoïques du territoire luxembourgeois.
Serv. geol. Luxem., V. XXIII, p. 91-175.
- INGLE (J.C. JR.) - 1966.- The movement of beach sand.
Elsevier, 221 p.
- KIEKEN (M.) - 1962.- Les traits essentiels de la géologie algérienne.
in "Livre à la mémoire de P. FALLOT", p. 545-614.

- KRUIT (C.) - 1956.- Les résultats de l'examen sédimentologique du delta du Rhône. Présentation du travail "Sediments of the Rhône delta", publié dans "Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch - Mijnbouwkundig Genootschap".
Geol. Serie, Dell 15, n°3, 1955.
- LACOMBE H. (1971).- Les mouvements de la mer. Courants. Vagues. Houles. Marées. Doin. 98 p.
- LANG (J.) - 1968.- Petit guide pratique pour l'étude des sédiments meubles.
C.D.U. Paris, 85 p.
- LANG (J.), LUCAS (G.), MATHIEU (R.) - 1973.- Le domaine benthique littoral de la baie du Mont-St-Michel (Manche). Exemple d'environnement sédimentaire détritique actuel.
Sc. de la Terre, t. XVIII, n°1, p. 19-78.
- LARSONNEUR (C.) - 1971.- Manche centrale et Baie de Seine; Géologie du substratum et des dépôts meubles.
Thèse Sci. - Caen.
- LE GALL (J.), LARSONNEUR C. (1972).- Séquences et environnements sédimentaires dans la baie des Veys (Manche).
Rev. Geo. Phys. et Geol. dyn., 2, XIV, p. 189-204.
- LESSERTISSEUR (J.) - 1955.- Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique.
Mém. Soc. Geol. Fr., n°74, t. XXXIV, fasc.4, p. 1-150.
- LUCAS G. (1942).- Description géologique des Monts du Ghar Rouban et du Sid el Abed (frontière algéro-marocaine).
Bull. Serv. carte géol. Algérie, série 2, 16.
- LUCAS (J.), JEHL G. (1961) - Etude de l'action de la chaleur sur la chlorite et la kaolinite par diffraction des rayons X. Application à la destruction de ces minéraux.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 14, p. 159-173.
- LUCAS (J.) - 1962.- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation.
Etude sur les argiles du Trias.
Mem. Serv. Carte Geol. Als. Lorr., 23, 202 p.
- MANET (B.) - 1972.- Quelques aspects de l'analyse séquentielle.
Mem. B.R.G.M., n°77, t.2, p. 663-678.
- MASON (C.C.), FOLK (R.L.) - 1958.- Differentiation of beach dun, and eolian flat environments by size analysis Mustang Island, Texas.
Journ. Sedim. Pétrol., vol. 28, p. 211-226.
- MANGIN (J.Ph.) - 1964.- In deltaic and shallow marine deposits.
Developments in sedimentology 1 Elsevier.
- Mc. KEE (E.D.) - 1962.- Origin of the Nubian and Similar sandstones.
Geol. Rundschau, v.52, p. 551-587.
- WILLOT (G.) - 1981.- Formation actuelle de dolomite supralittorale dans des sables quartzofeldspathiques: un exemple au Sud de la lagune Ojo de Liebre (Basse Californie - Mexique).
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 293, série II, P. 73-78.

- MOIOLA (R.J.), WEISER (D.) - 1968.- Textural parameters. An evaluation.
Journ. Sedim. Petrol., vol. 38, n°1, p. 45-63.
- OTTMANN (F.) - 1965.- Introduction à la géologie marine et littorale.
Masson Edit., Paris, 259 p.
- OUARDAS (T.) - 1981.- Paléogéographie du Maghreb au Jurassique supérieur.
D.E.A. Université de Grenoble (Inédit).
- PETIT JOHN (F.J.), POTTER (P.E.), SIEVER (R.) - 1972.- Sand and sandstone.
Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. New-York.
- PERRIAUX (J.) - 1961.- Contribution à la géologie des Vosges gréseuses.
Mém. des Sciences de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine. n°18.
- PIERRE (C.), ORTHIEB (L.), PERSON (A.) - 1981.- Formation actuelle de dolomite septentrionale dans les sables quartzo-feldspathiques: un exemple au Sud de la lagune Ojo de Liebre (Basse Californie - Mexique).
C.R. Acad. Sc. Paris., t. 293, série III.
- POMEROL (Ch.) - 1975.- Stratigraphie, ère mésozoïque.
Doin, 383 p.
- POTTER (P.E.) - 1967.- Sand bodies and sedimentary environment: a review.
Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 51, p. 337-365.
- RADKE (B.M.) et MATHIS (R.L.) - On the formation and occurrence of saddle dolomite.
Journal of Sedimentary Petrology, vol. 50, n°4, 1980, p. 1149-1168.
- REINECK (H.E.), WUNDERLICH (F.C.) - 1968.- Classification and origine of flaser and lenticular bedding.
Sedim. II, p. 99-104.-
- REINECK (H.E.), SINGH (I.B.) - 1973.- Depositional, sedimentary environments.
Springer, Berlin, 439 p.
- RITTENHOUSE (G.) - 1943.- Transportation and deposition of heavy minerals.
Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 54, p. 1725-1780.
- SEILACHER (A.) - 1964.- Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils.
Sedim. vol. 3, p. 253-256.
- SEILACHER (A.) - 1964.- Biogenic sedimentary structures in Imbrie et Newell: approaches to paleoecology.
Wiley and sons, New-York, London, Sydney, p. 296-316.
- SEILACHER (A.) - 1967.- Bathymetry of traces fossils.
Marine geology, 5, p. 413-428.
- SMITH (A.G.) - 1971.- Alpine deformation and the oceanic areas of the Téthys, Méditerranéan and Atlantic.
Geol. Soc. Amer. Bull. 82, p. 2039-2070.
- STRAKOV (N.M.) - 1957.- Méthodes d'études des roches sédimentaires.
T.1 et 2, Annales B.R.G.M.
- STRAKOV (N.M.) - 1969.- Principales of lithogenesis.
Vol. 2, 609 p., Oliver et Boyd Edinburgh.

- TRAUTH (N.), LUCAS (D.), SOMMER (F.) - 1968.- Etudes des minéraux argileux du Paléogène des sondages de Chaignes, Montzavault, le Tillet et Ludes (Bassin de Paris).
Mém. n°59, B.R.G.M., in colloque sur l'Eocène II, p. 53-76.
- VATAN (A.) - 1967.- Manuel de sedimentology.
Edition Technip., 1967.
- VISCHER (G.S.) - 1969.- Grain size distributions and depositional processes.
Journ. Sedim. Petrol., n°39, p. 1074-1106.
- YAPAUDJIAN (L.) - 1965.- Utilisation des structures sédimentaires pour la caractérisation des dépôts aériens.
Publ. Comp. d'exploration pétro.- Réf. L.G./n° 1606.

OUVRAGES CITES

- ANDRIEU (J.) et MATTAUER - 1963.- Sur l'origine du matériel détritique du flysch des nappes ultra du Rif (Maroc).
C.R. sommaire Soc. Géol. Fr., p. 39-41, 1 fig., Paris.
- ANDRIEU (J.) - 1971.- La structure du Rif central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine.
Thèse Montpellier (1970). Notes et mémoires Serv. Géol. Maroc, n° 235, p. 1-155, 152 fig., 2 pl. h.t. Rabat.
- ATROPS (F.) et BENEST (M.) - 1981.- Données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et le Kimméridgien du Djébel Nador de Tiaret (avant-pays tellien), Algérie; conséquences paléogéographiques.
Géobios, n°14, fasc.1, p.115-122, 3 fig.
- AUBOIN (J.), BLANCHET (R.), STEPHAN (J.F.) et TARDY (M.) - 1977.- Téthys (Mésogée) et Atlantique: données de la géologie.
C.R. Acad. Sc., (D), t. 285, p. 1025-1028, 2 fig., Paris.
- AUCLAIR (D.), BIEHLER (J.) - 1967.- Etudes géologiques des hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda.
Publ. Serv. Geol. Algérie; nouv. ser. n°34, p. 3-45.
- AUGIER (C.) - 1967.- Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts plateaux.
Publ. Serv. Géol. Algérie, n°5, n°34, p. 47-80, Alger.
- BASSOULET (P.) - 1973.- Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie).
Thèse, Paris, 2 tomes, 497 p., 50 fig., pl. A-I et h.t. 1-3, 32 pl.
- BEAUCHAMP (J.) - 1977.- La série sédimentaire en Ethiopie centrale et orientale.
Thèse Doctorat d'Etat ès-sciences de l'Université Claude Bernard, Lyon.
- BENEST (M.) - 1972.- Les formations carbonatées et les grands rythmes du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen (Algérie).
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 275. Série D. p. 1469-1471.
- BENEST (M.) - 1981.- Intercalations de faciès à Calpionelles dans des dépôts rythmiques de plate-forme à indices de dessalure : exemple du lithonique supérieur carbonaté des Monts de Chellala.
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 292, p. 1287-1289.
- BENEST (M.) - 1981.- La marge gondwaniennne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocrétacé: les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythmique tectono-sédimentaire mégarythmique.
Bull. Soc. Géol. France, 1981, (7), t. XXIII, n°6, p. 663-672.
- BENEST (M.) - 1982.- Importance des décrochements senestres (N.S) et dextres (E.W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale).
Revue de géologie dynamique et de géographie physique, vol.23, fasc.5, p. 345-362.

BENEST (M.), DONZE (P.), LE HEGARAT (G.) et ATROPS (F.) - 19 - Le Berriasien de Lamoricière (Monts de Tlemcen, Algérie): précisions stratigraphiques et évolution faciologique.
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 281, Série D., p. 871-874.

BERSIER (A.) - 1958.- Séquence détritique et divagation fluviale.
Vol. 51, n°3, p. 842-893. Ve Congrès International de Sédimentologie, 1958.

BOUILLIN (J.P.) - 1977.- Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie).
Thèse Sc. Nat., Paris, ronéot., 509 p., 127 fig., pl. h.t., 1 carte au 1/100.000e, Mem. Soc. Géol. Fr.

CARATINI (C.) - 1971.- Ibid.,
Nouvelle série n°40, p. 60.

CHAUMEAU (J.) - 1956.- Etude géologique de l'anticlinal du Hassi Zerga des Béni-Méthar.
Travaux des collaborateurs, serv. Carte Géol. de l'Algérie., p.100 à 106.

CHOUBERT (G.) et FAURE-MURET (A.) - 1962.- Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques.
In Livre Mem. Prof. Paul Fallot, Mem. h. ser. Soc. géol. Fr., t.I, p. 446-527. Paris.

CLAIR (A.) - 1952.- Etude hydrogéologique des Monts de Saïda.
XIXe Congrès Géologique International, (Alger 1952).

COUMES (F.) - 1966.- Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique du passage Jurassique - Crétacé dans la région de Télagh (Oranie).
Thèse 3e cycle. Université d'Alger (inédit).

COUTELLE (A.) et GELARD (J.P.) - 1968.- Existence de radiolarites à la base du "Flysch schisto-gréseux tithonique-Néocomien" du col de Chellata (Grande Kabylie)
C.R. somm. Soc. géol. Fr. p. 79-80, 1 fig. Paris.

DELFAUD J. (1974).- La sédimentation deltaïque ancienne. Exemple Nord-Saharien.
Bull. Centre rech. Pau - SNPA, VIII, n°1, p. 241-262, 13 fig., Pau.

DERCOURT J. (1970).- L'expansion océanique actuelle et fossile, ses implications géotectonique.
Bull. Soc. géol. Fr., 7e série, t. XII, n°2, p. 261-402.

DEWEY (J.F.), PITMAN (W.C.), RYAN (W.B.F.) et BONNIN (J.) - 1973.- Plate tectonics and the evolution of the alpine system.
Geol. Soc. Amer. Bull. 84, p. 3137-3180, 19 fig., New-York.

DOUMERGUE (F.) - 1910.- Carte géologique détaillée -
Algérie au 1/50.000, feuille Terni, n°300.

DOUMERGUE (F.) - 1926.- Carte géologique détaillée.
Algérie au 1/50.000e, feuille Tlemcen, n° 270.

DUBAR (G.) - 1952.- Haut Atlas central (en coll. avec G. CHOUBERT, G. COLO, H. GAUTHIER, J. HINDERMEYER, H. SALVAN, G. SUTER).
19e Congrès Géol. Intern., Alger, Livret-Guide, Série Maroc, n°4, 74 p.

DUNOYER DE SEGONZAC G., KUBLER - 1966.- La cristallinité de l'illite.
Bull. Techn. des Soc. du Groupe ERAP., 27, p. 16-41.

DUNOYER DE SEGONZAC (G.) - 1969.- Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme.
Mém. du Serv. Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, n°29, 320 p.

DUPLAIX (S.) - 1955.- Formations meubles de la Gascogne et du Pays Basque.
Thèse Sc. Paris.

DURAND DELGA (M.) - 1962.- Esquisse structurale de l'Algérie en 1961.
In Lexique stratigraphique International, vol.IV, Afrique, Fasc. 1b, 132 p., 1 pl. Paris, CNRS, édit.

ELMI (S.) - 1972.- L'instabilité des Monts du Tlemcen et de Rhar Roubane (Ouest Algérien) pendant le Jurassique, interprétation paléogéographique.
C.R. somm. Soc. Géol. Fr., t. XIV, p. 220-222.

ELMI (S.), BENEST (M.) - 1978.- "Les argiles de Saïda" faciès flyschoides du Callovo-Oxfordien du Sillon Tlemcenien (Ouest algérien).
Livre jubilaire J. FLANDRIN, docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, H.S. 4, p. 203-261.

FENET (B.) - 1975.- Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin: les monts du Djébel Tessala et les massifs du littoral oranais.
Thèse Sci. Nice, 1 vol. ronéot., 301 p. 101 fig. 4 pl. h.t., 4 cartes.

FLAMAND (G.B.M.) - 1908.- Note préliminaire sur le Jurassique de la région de Saïda.
Bull. Soc. Géol. France, 4e série, t.8, p.70-72.

FLAMAND (G.B.M.) - 1911.- Recherches géologiques et géographiques sur le Haut pays de l'Oranie et sur le Sahara.
Thèse, Lyon.

FRIEDMAN (G.M.) - 1961.- Distinction between dunes. Beach and river sands from their textural characteristics.
Journal. Sedim., Pétrol., vol. 31, p. 514-529.

FRIEDMAN (G.M.) - 1962.- On sorting, sorting coefficients and the log normality of the grains size distribution of sandstone.
Journ. géol., 70 p., 737-756.

FRIEDMAN (G.M.) - 1962.- Comparison of moment measures for siaving and their section data in sedimentary petrological studies.
Journal of sedimentary petrology, vol. 32, n°1, p. 15-25. March, 1962.

FRIEDMAN (G.M.) - 1967.- Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sand.
Journal of sedimentary petrology, vol. 37, n°2, p. 327-354. June 1967.

1969.- "Depositional environments in carbonate rocks" by society of economic paleontologists and mineralogists special publication. n°14.
March 1969. Editor FRIEDMAN G.M.

- GAMERMANN (N.) et GALL (J.) - 1979.- Genèse de la couleur rouge de quelques grès du Brésil et de la France.
7ème R.A.S.T., Lyon, p. 203.
- GLANGEAUD (L.) - 1933.- Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie).
Actes Soc. Linn. Bordeaux, t. 85, p. 1-48, 13 fig. 2 pl., Bordeaux.
- GUARDIA (P.) - 1975.- Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude l'Oranie nord-occidentale.
Thèse Docteur ès-sciences à l'Université de Nice.
- HAGUENAUER (B.) - 1973.- Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du Bassin du Tage au Portugal.
Thèse d'Etat, Nancy. 290 p.
- HAGUENAUER (B.), HILLY (J.) - 1975.- Les environnements continentaux, lagunaires et marins du Muschelkalk, du Keuper, du Lias et du Dogger.
In IXe Congrès Intern. Sedimentologie - Excur. 8, p. 25-26.
- HUGHES (R.E.) and BOHOR (B.F.) - 1979.- Random clay powders prepared by spray-dujing.
Am. Mineralogist 55, n°9-10, 1780-1786.
- KHAMMAR (C.) - 1981.- Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée de l'Oued Kalir Ouest, Wilaya de Skikda (Algérie).
Thèse de 3e cycle - Grenoble.
- KILIAN (C.) - 1930.- Du Crétacé du versant nord du Massif central Saharien.
C.R. sommaire S.G.F., p. 125.
- KORNPROBST (J.) - 1962.- Observations sur la série métamorphique de la presqu'île de Ceuta (Rif septentrional, Maroc).
C.R. Acad. Sc., t. 255, p. 2140-2142, Paris.
- KRINSLEY (D.H.), DOORNKAMP (J.C.) - 1973.- Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge Earth Sciences.
Cambridge University.
- LERIBAUD (L.) - 1974.- Exoscopie et endoscopie des quartz d'origine détritique.
Societa Italiana di Mineralogia e ptrologia, vol. XXX (I), p. 373-416.
- LE RIBAUT (L.) - 1975.- L'exoscopie. Méthodes et applications.
Notes et mémoires, C.P.F., n°12.
- LOMBARD (A.) - 1956.- Géologie sédimentaire. Les séries marines.
Masson, Paris, 722 p.
- LOMBARD (A.) - 1972.- Séries sédimentaires: genèse - évolution.
Masson, Paris, 425 p.
- LUCAS (G.) - 1950.- Observations nouvelles stratigraphiques et paléontologiques sur le Jurassique de la région de Saïda.
C.R. S.G.F., 5e série, t.XX, n°9, D. 142.

- LUCAS (G.) - 1952.- Bordure nord des hautes plaines dans l'Algérie occidentale.
Primaire, Jurassique, Analyse structurale.
Monographie régionale, 1ère série: Algérie, n°21. XIXe Congrès Géologique International.
- MANGIN - 1964.- La séquence unité et les séries sédimentaires.
In developments in Sedimentology, vol.1 "Deltaic and Shallow Marine deposit" p. 269-274.
- MANGOLD (Ch.), BENEST (M.) et ELMI (S.) - 1974.- Les argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien d'Oranie, Algérie): âge et milieu de dépôt.
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 279, Série D, p. 137-140.
- MANGOLD (Ch.), ELMI (S.) et TOUAHRIA - 1979.- Précisions sur la Bajocien du cause de Saïda (Algérie occidentale).
7e réunion annuelle des Sciences de la Terre, Lyon 1979.
- MASSON (C.) and FOLK (R.L.) - 1958.- Differentiation of beach, dune, and Aeolian flat environments by size analysis, mustang Island, Texas.
Journal of sedimentary Petrology, vol. 28, n°2, p.211-226, June, 1958.
- MERIAUX (S.) - 1954.- Contribution à l'étude de la granulométrie.
Thèse Sci. Paris, I Vol. et I.N.R.A., 118 p.
- MILLOT (G.), PERRIAUX (J.), LUCAS (J.) - 1961.- Signification climatique de la couleur des grès permo-triasique et des grandes séries détritiques rouges.
Bull. Serv. Carte géol. Als. Lor., t. 14, fasc.4, p. 91-100 - Strasbourg.
- MILLOT (G.) - 1964.- Géologie des argiles.
Masson, Paris.
- PARFENOFF (A.), POMEROL (C.), TOURENQ (J.) - 19 .- Les minéraux en grains. Méthodes d'études et détermination.
Ed. Masson et Cie.
- PASSEGA (R.) - 1957.- Texture as characteristic deposition.
Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologiste, 41, 9, p. 1952-1984.
- PASSEGA (R.) - 1960.- Sédimentologie et recherche du pétrole.
Rev. I.F.P., XV, 12, p. 1731-1740.
- POUYANNE (J.) - 1877.- Notice géologique sur la subdivision du Tlemcen. Carte au 1/400.000 de la région de Tlemcen.
Ann. Mines, (7), XII, p.81.
- VATAN (A.) - 1967.- Manuel de sédimentologie.
Edit. Technip., 1967.
- VILA (J.M.) - 1980.- La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens.
Thèse Sc. Nat., Paris VI.
- WELSCH (J.) - 1890.- Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Freuda (Algérie).
Thèse Lille.
- WILSON (M.D.) and PITTMAN (E.D.) - 19 .- Anthigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis.
Journal of Sedimentary petrology, vol., 47, p. 3-31.

LISTE DES FIGURES

- Fig.1 - Les grands ensembles structuraux de l'Afrique du Nord et de l'Espagne méridionale.
- Fig.2 - Cadre structural schématique de l'Algérie.
- Fig.3 - Coupes montrant les différentes hypothèses de l'origine des flyschs
- Fig.4 - Tableau récapitulatif des formations du Jurassique supérieur de la bordure nord des Hautes plaines oranaises.
- Fig.5 - Grands traits de la structure de l'Afrique du NW.
- Fig.6 - Carte géologique simplifiée de l'Oranie et du Maroc oriental
- Fig.7 - Schéma structural de Monts de Tlemcen et de Daïa
- Fig.8 - Coupe synthétique des Monts de Saïda
- Fig.9 - Schéma tectonique de la Wilaya de Saïda
- Fig.10 - Situation des coupes dans la région de Saïda
- Fig.11 - Répartition des Grès de Sidi Amar dans les Monts de Saïda
- Fig.12 - Caractères lithologiques de corrélation dans le Djébel Yélouz et le Djébel Nadjaa
- Fig.13 - Caractères lithologiques de la coupe du Djébel Tizigdelt
- Fig.14 - Localisation des coupes de la région de Hassi Zerga des Béni Méthar
- Fig.15 - Caractères lithologiques de corrélation dans la région de Hassi Zerga
- Fig.16 - Schéma tectonique de l'anticlinal de Hassi Zerga
- Fig.17 - Essai de corrélation lithostratigraphique des Grès de Sidi Amar
- Fig.18 - Types de diastèmes dans les Grès de Sidi Amar
- Fig.19 - Types de séquences dans les Grès de Sidi Amar
- Fig.20 - Analyse séquentielle du Djébel Yélouz
- Fig.21 - Analyse séquentielle du Djébel Nadjaa
- Fig.22 - Analyse séquentielle du Djébel Tizigdelt
- Fig.23 - Analyse séquentielle du Djébel es Sfah
- Fig.24 - Analyse séquentielle du Djébel Dalaa éch. Charef.

THESE de SPÉCIALITÉ

Titre de l'ouvrage :

**SÉDIMENTOLOGIE DES GRÈS DE SIDI AMAR
OU GRÈS DE FRANCHETTI
DANS LES MONTS DE SAÏDA
ET LES MONTS DE DAÏA (ALGÉRIE)**

Nom de l'auteur : Tayeb OUARDAS

Établissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble I

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

RÉSUMÉ

L'étude sédimentologique des Grès de Sidi Amar ou Grès de Franchetti des Monts de Saïda et des Monts de Daïa (Algérie) d'âge oxfordien sup.-kimméridgien inférieur, a permis de retracer l'histoire spatio-temporelle de cette formation réputée azoïque.

La province d'origine de ces grès est constituée par des roches plutoniques acides, les pegmatites et les roches métamorphiques des massifs marocains situés au Sud-Ouest et des massifs centraux du Sahara auraient constitué une alimentation générale.

Dans la région de Saïda, s'ajoutent des apports locaux issus du môle de Tiffrit encore actifs à cette époque (roches plutoniques acides et pegmatites) et de la partie axiale du massif rhyolitique du Djébel Nador (région de Tiaret).

Le climat modérément hydrolysant était de type tropical sec (soudano-sahélien) ou méditerranéen chaud.

A partir de leur province d'origine les sédiments ont été transportés par un système de chenaux divagants (braided chanel) caractéristiques d'un appareil fluviatile responsable d'un delta localisé dans la région de Hassi Zerga des Béni Méthar, puis sédimentés en milieu marin et étalés par des courants côtiers sur une plateforme littorale à une profondeur n'excédant par une cinquantaine de mètres.

MOTS-CLÉS

Oxfordien ; Kimméridgien ; Maghréb ; Domaine *tlemcénien* ; Hassi Zerga des Béni Méthar ; Monts de Saïda ; Monts de Daïa ; Grès de Sidi Amar ou Grès de Franchetti ; Argiles de Saïda ; Évolution séquentielle ; Môle de Tiffrit ; Sédimentologie ; Exoscopie ; Carbonates ; Paléogéographie ; Mégatectonique.