HAL
open science

Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'ouest du massif.

Alain Piqué

To cite this version:

Alain Piqué. Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'ouest du massif.. Tectonique. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 1972. Français. NNT : . tel-01016072

HAL Id: tel-01016072

https://theses.hal.science/tel-01016072

Submitted on 2 Jul 2014

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.

rangé . rayon alphabétique

Numéro d'ordre :

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE ET DE PALÉONTOLOGIE
9673

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

Institut de Géologie

THESE

présentée à
l'Université Louis Pasteur de Strasbourg
pour obtenir le titre de

Docteur de 3ème Cycle

en

GEOLOGIE

par

Alain PIQUÉ

CONTRIBUTION A LA GEOLOGIE STRUCTURALE DES REHAMNA
(Meseta marocaine méridionale).

LE MATERIEL PALEOZOIQUE ET SON EVOLUTION HERCYNIENNE DANS L'OUEST DU MASSIF.

soutenue le 20 Juin 1972 devant la Commission d'Examen

MM.	G. MILLOT	Président
	A. MICHARD	Examinateurs
	M. RUHLAND	
	J.P. SCHAER	Membre invité

BIBLIOTHEQUE SCI. TERRE STRASBOURG
D000989

U . L . P .
UNIVERSITE LOUIS PASTEUR
STRASBOURG

Aff.g./N°001183

Président : Professeur G. OURISSON
Vice-Présidents : Professeur A. CHAUMONT
Professeur G. LAUSTRIAT
Secrétaire Général : G. KIEHL

PROFESSEURS, MAITRES DE CONFERENCES, DIRECTEURS et MAITRES DE RECHERCHE des U.E.R..RESPONSABLES DES DOCTORATS ès-SCIENCES

Doyens honoraires : A. KIRRMANN, P. LACROUTE, H.J. MARESQUELLE, J.H. VIVIEN, G. MILLOT.
Professeurs onoraires : P. DE BEAUCHAMP, L. BOISSELET, H. CARTAN, G. CERF, C. CHABAUTY, A. CHRETIEN, J. DENY, Ch. EHRESMANN, M. FRECHET, Mlle S. GILLET, A. HEE, R. HOCART, A. KIRRMANN, G. LEMEE, P. L'HERITIER, A. LICHNEROWICZ, H.J. MARESQUELLE, L. NEEL, Ch. SADRON, F. TERROINE, H. VILLAT, H. WEISS, Et. WILFF, J. YVON.
Maître de Conférences honoraire : R. WEIL.

Professeurs :

H. FORESTIER	T	Chimie générale
J. ROTHE	T	Physique du Globe
P. LACROUTE	T	Astronomie
J.H. VIVIEN	T	Zool. & Embryol. exp.
A. MAILLARD	T	Physicoch. du Pétrole
S. GORODETZKY	T	Phys. gén. & Phys. nucl.
L. SACKMANN	T	Mécanique des Fluides
J. BYE	T	Chimie Physique
Mle M. PEREY	T	Chimie nucléaire
S. GOLDSZTAUB	T	Minéral. & Pétrogr.
P. JOLY	T	Biologie générale
H. BENOIT	T	Physicoch. macromol.
P. CUER	T	Phys. gén. & Phys.corpusc.
G. MILLOT	T	Géol. & Paléontologie
R. LECOLAZET	TTP	Physique du Globe
H. SAUCIER	TTP	Minéralogie
R. ROHMER	T	Chimie minérale
Mle A. GAGNIEU	TTP	Botanique
F. STUTINSKY	T	Physiologie mégérale
B. WURTZ	TTP	Chimie biologique
J. BRENET	T	Electrochimie
J.P. EBEL	T	Chimie biologique
G. OURISSON	TTP	Chimie
A. COCHE	TTP	Physique nucléaire
R. CERF	T	Physique générale
J. FRENKEL	TTP	Mathématiques
A. DELUZARCHE	TTP	Chimie
R. ARMBRUSTER	TTP	Physique
A. ROCHE	TTP	Physique du Globe
L. HIRTH	T	Microbiologie
A. FUCHS	T	Mécanique rationnelle
A. GALLMANN	TTP	Physique
P. MIALHE	TTP	Physiologie animale
J. PARROD	TTP	Chimie
Mme D. MAGNAC	TTP	Physique
M. DAUNE	PSC	Physique
J.P. ADLOFF	TTP	Chimie nucléaire
D. BERNARD	TTP	Méth.math. de la Phys.
E. DANIEL	T	Physique expérimentale
P. CHEVALLIER	T	Physique
G. REEB	T	Topologie
J. WUCHER	TTP	Physique
Mme M. BRINI	TTP	Chimie
H. DURANTON	TTP	Botanique
T. WEISS	TTP	Chimie
P. FEDERLIN	TTP	Chimie
J.P. SCHWING	TTP	Chimie
M. SIESKIND	PSC	Physique
G. MONSONEGO	T	Physique théorique
C. WIPPLER	T	Physicoch.des Hts Polym.ind.
G. WEILL	TTP	Physique
A. CLAUSS	PSC	Chimie
E. FOLLENIUS	PSC	Zoologie
J. LUCAS	TTP	Géologie
J.J. THIEBOLD	PSC	Biologie animale
G. CLAESER	T	Mathématiques
J.H. WEIL	TTP	Chimie biologique
X. FERNIQUE	PSC	Mathématiques
F. GAUTIER	PSC	Physique
V. AVANISSIAN	T	Analyse supérieure
F. LACROUTE	T	Biologie Végétale
J.P. EBERHART	PSC	Minéralogie
J.M. LEHN	TTP	Chimie
Cl. ROBERT	PSC	Physique
F. BECKER	PSC	Physique mathématique
M. KAROUBI	TTP	Mathématiques
Fr. SCHALLER	TTP	Biologie générale
Fr. GAULT	T	Chimie organique
M. GOUNOT	PSC	Botanique
J. DEHAND	PSC	Chimie minérale
C. GODBILLON	PSC	Mathématiques
J. ROUX	PSC	Botanique
R. VOLTZ	PSC	Physique théorique
A. MICHARD	PSC	Géologie
Y. BOULANGER	PSC	Chimie biologique
J.P. BRETAGNOLLE	PSC	Mathématiques
J.J. RIEHL	PSC	Chimie

Professeurs associés :
A. BANDERET (E.A.H.P.)- D. GOLDSMITH (Chimie) - H. HAKEN (Phys.) - L. LEITE-LOPEZ (Phys.) - M. HERRERA (Math.) - M. VAN-REGENMORTEL (Bot.) -

Maîtres de Conférences et Chargés d'Enseignement :

M. GROSMANN	Physique
M. DAIRE	Chim.Phys.ind.&Sc.ds Mat.
G. DUNOYER de SEGONZAC	Géologie
J. MARTINET	Mathématiques
J.P. JOUANOLOU	Mathématiques
Ph. ROPARTZ	Psycho-Physiologie
Ph. RICHARD	Physiologie animale
G. SOLLADIE	Chimie organique
P. BENVENISTE	Physiologie végétale
Mme C. SCHOELLER	Mathématiques
J. BERSTEL	Informatique
J. FARAUT	Mathématiques
J.P. RAMIS	Mathématiques gén.

Maître de Conférences adjoint :

Mme J. SITTLER	Géologie

Maître de Conférences associé :

P. FELLNER	Biochimie

Professeurs et Maîtres de Conférences en fonction au C.U.H.R. :

P. TAGLANG	T	Physique
J.P. DONNET	TTP	Chimie physique
R. WEY	TTP	Chimie
H. DANAN	PSC	Physique
G. SUTTER	PSC	Physique électronique
J. STREITH	PSC	Chimie
Mme Ch. WINTER	M.de Cf.	Physique
J. FAURE	M.de Cf.	Chimie
Fr. SCHMITT	M.de Cf.	Physique
G. SCHIFMANN	M.de Cf.	Mathématiques

Professeurs et Maîtres de Conférences en fonction dans les I.U.T. :

Strasbourg

Ch. TANIELLIAN	M.de Cf.	Chimie
M. GROSS	M.de Cf.	Chimie

Mulhouse

G. PERNY	T	Phys. appliquée
R. MANQUENOUILLE	M.de Cf.	Math. appliquée
F. METZGER	M.de Cf.	Electronique
B. LAVILLE-St. MARTIN	M.de Cf.	Phys. appliquée
R. STEIN	M.deCf.	Phys. électron.

Directeurs et Maîtres de recherche :

P. DEJOURS	DR	Physiol.respiratoire
A. KOVACS	DR	Physicochim.macromol.
J. MARCHAL	DR	Physicochim.macromol.
A. MEYER	DR	Physique
J. MEYER	DR	Botanique
S. NIKITINE	DR	Physique
N. PERAKIS	DR	Physique
R. REMPP	DR	Physicochim.macromol.
R. WEIL	DR	Minéralogie
F. BECK	MR	Physique nucléaire
J.F. BIELLMANN	MR	Chimie
M. BONHOMME	MR	Géologie
P. BOUVEROT	MR	Physiol.respiratoire
H. BRAUN	MR	Physique corpuscul.
Mle M. CHAMPAGNE	MR	Biophysique
A. CORET	MR	Physique
M. CROISSIAUX	MR	Physique nucléaire
Mle J. DOUBINGER	MR	Géologie
S. EL KOMOSS	MR	Physique
J.P. VON ELLER	MR	Géologie
A. FRIDMANN	MR	Phys.corpusculaire
E. HEINTZ	MR	Psycho-physiologie
J.B. GRUN	MR	Physique
G. KAUFFMANN	MR	Chimie
A. KNIPPER	MR	Physique
A. LIORET	MR	Physique nucléaire
Mme C. MIALHE	MR	Physiologie
Th. MULLER	MR	Physique
G. MUNSCHY	MR	Physique
R. PFIRSCH	MR	Botanique
A. PORTE	MR	Physiologie
J. POUYET	MR	Biophysique
J. RINGEISSEN	MR	Physique
F. SCHEIBLING	MR	Spectrométrie nucl.
F. SCHUE	MR	Chimie
P. SIFFERT	MR	Phys.rayon.&Electron.nucl.
V. SINN	MR	Physicoch.nucléaire
Cl. SITTLER	MR	Géologie
A. SKOUKIOS	MR	Physicoch.nucléaire
M. SUFFERT	MR	Basses Energies
Mme A.TABOURET-KELLER	MR	Psychol.sociale
R. VAROQUI	MR	Physicoch.macromol.
A. VEILLARD	MR	Chimie
G. WALTER	MR	Phys.Rayon.&Electron.nucl.
J.P. WENIGER	MR	Zoologie
R. ZANA	MR	Physicoch.macromol.

Avant-Propos

En présentant ce mémoire, je veux tenter de dire ici toute l'aide que j'ai reçue, et remercier ceux qui ont facilité mon travail.

Je suis reconnaissant à M. le Doyen G. MILLOT de m'avoir accueilli dans son Laboratoire, me permettant d'entamer et de poursuivre ma recherche. De ce travail, M. le Professeur A. MICHARD a été l'initiateur et le maître d'oeuvre, et il en a suivi le déroulement pas à pas. Je lui exprime ma gratitude pour la confiance qu'il m'a témoignée et pour l'amicale sollicitude qu'il m'a portée. L'enseignement et les conseils de M. M. RUHLAND m'ont été très utiles, au Laboratoire comme sur le terrain. M. le Professeur J.P. SCHAER a accepté de siéger dans mon jury ; je le remercie de l'honneur qu'il me fait.

Avec mes voisins de terrain, P. JENNY, C. HOEPFFNER et Y. CAILLEUX, les discussions, les échanges d'informations et les tournées communes ont été fréquentes. J'en garde le sentiment d'appartenir à une équipe amicale et cohérente. Je n'oublierai pas les membres de la section de Géologie Structurale de Strasbourg : D. JEANNETTE qui m'a initié à la microtectonique et tous ceux qui ont parcouru avec moi mon terrain : F. SCHUMACHER et P. TRICART en Avril 1970, puis toute la section, en Mai 1971. Les conseils, observations et objections des uns et des autres m'ont été très utiles ; j'espère en avoir bien profité. A des titres divers, j'ai eu recours avec bonheur à MM. BESNUS, BLANALT, CARON, MEILHAC et THIRY à Strasbourg, et à MM. HOLLARD et TISSERANT au Maroc.

Les missions sur le terrain ont été facilitées par la Faculté des Sciences de l'Université Mohamed V, par le Service Géologique du Maroc, et sur place, par M. le Caïd, Chef du cercle des Rehamna. Je me plais a les en remercier.

Les tâches matérielles ont été assumées avec une très grande gentillesse ; que Mme KOENIG, Melle STURTZ qui a réalisé la dactylographie du manuscrit, MM. GAINE, GRUNER, HAMEL et HERBER, ainsi que MM. HUGEL, FREYERMUTH et SCHUSTER soient remerciés ici bien vivement.

Je ne terminerai pas sans dire mon attachement à la terre marocaine qui est un peu mienne désormais, à mes amis et au peuple marocain.

1. INTRODUCTION

1.1. Situation des Rehamna

Le massif des Rehamna - du nom des habitants de la région - est situé à l'ouest du Maroc, au milieu des plaines et bas plateaux atlantiques. Il représente une partie méridionale de la Meseta marocaine. Celle-ci est constituée par les terrains du socle hercynien, plissés et granitisés qui, arasés, affleurent ou sont recouverts par une couverture subtabulaire. Le massif des Rehamna se relie, par-dessous cette couverture mésozoïque et coenozoïque, au Massif Central au NE, aux Jbilete au S et à la Meseta côtière à l'W (carte fig. 1).

Le relief est peu accentué ; les points les plus élevés ne dépassent guère 600 m d'altitude. Les nombreuses petites collines sont séparées par un réseau d'oueds, le plus souvent à sec, drainés par l'Oum-er-Rbia. La population est assez dense ; elle vit de cultures céréalières pauvres et de l'élevage des moutons. L'habitat est partiellement dispersé, en douars (hameaux, villages) nombreux regroupés autour des puits ; la seule localité de quelque importance est Skhour-des-Rehamna (el-Arba-es-Skhour) qui s'étend le long de la route Casablanca-Marrakech. Plus au nord, Mechra-ben-Abbou n'est guère qu'un point de passage sur l'Oum-er-Rbia, emprunté par la route et la voie ferrée. Les pistes sont partout nombreuses et permettent une circulation relativement aisée.

Au point de vue géologique, les Rehamna sont divisés par un accident majeur, la faille médiane, d'orientation NE-SW (MICHARD 1969). La région étudiée ici, les Rehamna occidentaux, s'étend de part et d'autre de cet accident ; elle touche à l'est le "coeur métamorphique" des Rehamna centraux, au NE le fossé faillé de Mechra-ben-Abbou, et à l'ouest les vastes structures d'Imfout et du Jbel Lakhdar qui forment la transition avec la Meseta côtière (fig. 2). La continuité des affleurements de Primaire est malencontreusement interrompue, dans notre secteur, par un reste de la couverture crétacée, formant un "placage" allongé est-ouest à la transversale de Dar-Caïd-Tounsi.

1.2. Etudes antérieures

Reprenant les études fragmentaires de ses prédécesseurs, GIGOUT publie en 1951 une monographie de la Meseta occidentale, incluant les Rehamna (on trouvera dans cet ouvrage la liste des travaux antérieurs à 1951). Cette monographie s'accompagne d'une carte au 1/200 000 qui reste à ce jour le seul document cartographique publié sur l'ensemble de la région. Par la suite, ce même auteur présente deux ouvrages plus spécialisés, l'un sur la région de Mechra-ben-Abbou (1955), l'autre sur les conglomérats des Rehamna (1956).

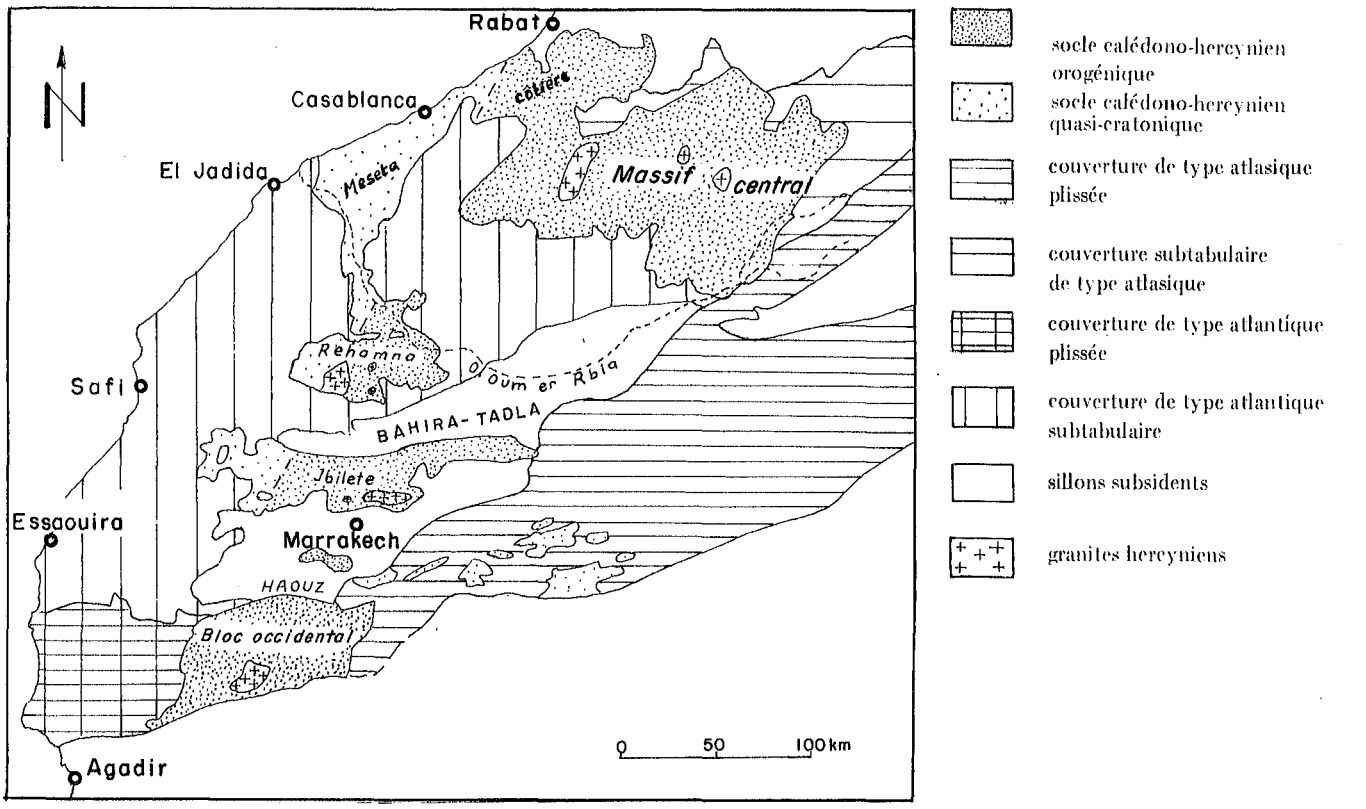


Fig. 1 – Position des Rehamna dans la Meseta marocaine

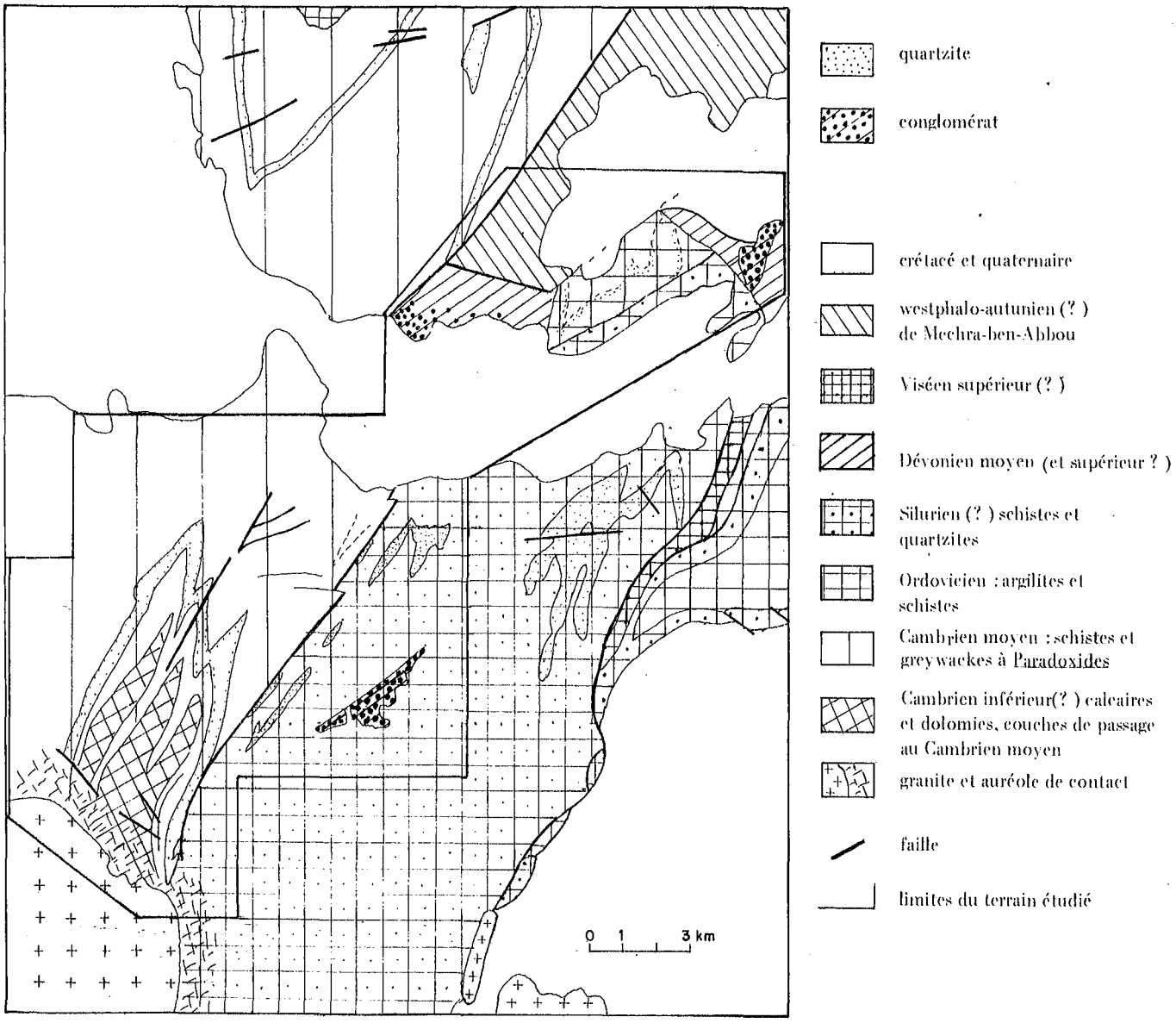


Fig. 2 – Localisation du terrain étudié dans les Rehamna

Dans ces travaux, GIGOUT décrit rapidement les divers terrains, détermine leur âge, et présente ainsi une échelle stratigraphique complète. La tectonique est abordée par la description des éléments structuraux, et différentes phases de déformation sont reconnues dans l'orogenèse hercynienne. La division des Rehamna en zone non métamorphique et zone des micaschistes est signalée, chacune avec un style tectonique propre : ondulations peu serrées dans la zone paléozoïque, et plis isoclinaux réguliers dans la zone métamorphique ; GIGOUT note une relation causale entre la tectonique et le métamorphisme régional, bien que le métamorphisme et la schistosité lui paraissent antérieurs à la tectonique.

Depuis 1967, MICHARD a repris l'étude de ces terrains, et a procédé à une révision des attributions stratigraphiques de plusieurs séries, conduisant à des datations nouvelles qui seront discutées par la suite. Cette révision impliquait des considérations différentes de celles de GIGOUT sur l'âge du métamorphisme et des phases tectoniques. Mais les observations sommaires et les publications très brèves, ainsi que les lacunes d'une première cartographie détaillée au 1/500 000, rendaient nécessaires des études plus fouillées. Plusieurs monographies ont donc été entreprises dans ce but depuis 1969, sous la direction du Professeur A. MICHARD, dont celle qui est présentée ici-même. Cette étude se place donc dans le cadre d'un travail d'équipe, et il sera fait souvent état de résultats encore non publiés obtenus par les autres membres de l'équipe : P. JENNY et Ch. HOEPFFNER.

1.3. But de la présente étude

Cette étude devait préciser d'une part l'échelle stratigraphique dans cette région, par l'utilisation des travaux antérieurs et des nouveaux levers réalisés au 1/25 000 ; d'autre part, cette région charnière située entre la Meseta côtière à peine plissée et les Rehamna centraux très affectés par l'orogenèse hercynienne posait des problèmes particuliers nécessitant une étude métamorphique et tectonique poussée. C'est ainsi que, en cours de travail, deux voies ont été plus spécialement suivies : le métamorphisme dans ses relations avec les déformations, et une approche quantitative de ces déformations au moyen de l'étude des conglomérats déformés.

2. LE MATERIEL

2.1. Les séries cambriennes

21.1. Les affleurements

Dans le secteur étudié, ces séries sont entièrement situées à l'ouest de la faille médiane des Rehamna. En dehors des limites cartographiées ici, elles forment les structures du jbel Lakhdar et d'Imfout. La coupe de référence est constituée par la vallée de l'oued Ouham (on la trouve, résumée, dans la colonne stratigraphique, fig. 3). Là, le long de l'oued, affleurent les deux termes principaux :

- formation de Lalla Mouchaa, calcaro-dolomitique, avec les couches de passage à la :
- formation des "Schistes à *Paradoxides*" *p.p.*

21.2. Travaux antérieurs

Autour de Lalla Mouchaa, la carte de GIGOUT indique des "phyllades d'origine dévonienne" dans lesquelles, selon son mémoire, on trouve les "calcschistes de Lalla Mouchaa" (GIGOUT 1951, p. 425).

On a préféré ce toponyme à celui de la ferme Prioux peut-être plus connu, d'abord à cause de son emploi par GIGOUT et par MICHARD (1967), et ensuite parce que ce dernier nom risque de n'être pas conservé dans la toponymie, au contraire du premier.

A l'ouest, séparés de ces derniers terrains par une limite rectiligne sur la carte de GIGOUT, affleurent les "phyllades puis les schistes compacts vert foncé en surface, bleu-noir en profondeur, avec bancs de grès verts" (GIGOUT 1951, p. 26-27). GIGOUT reconnaît dans ces schistes les schistes à *Paradoxides* de l'Acadien, tels qu'ils affleurent autour du jbel Lakhdar et à Imfout. La limite tracée entre les phyllades acadiennes et les "phyllades dévoniennes", telle qu'elle apparaît sur la carte au 1/200 000, passe en réalité au milieu de la série phylladique acadienne.

En 1967, MICHARD découvre des replis dans ces phyllades et calcschistes ; le coeur des anticlinaux est constitué des calcschistes de la formation de Lalla Mouchaa, enveloppés par les phyllades et grès de la formation des Schistes à *Paradoxides*. Dès lors, par comparaison avec les calcaires à *Archaeocyathus* de l'Anti-Atlas, et par sa position stratigraphiquement inférieure aux Schistes à *Paradoxides* auxquels elle passe en continuité, la formation de Lalla Mouchaa est datée du Géorgien par cet auteur.

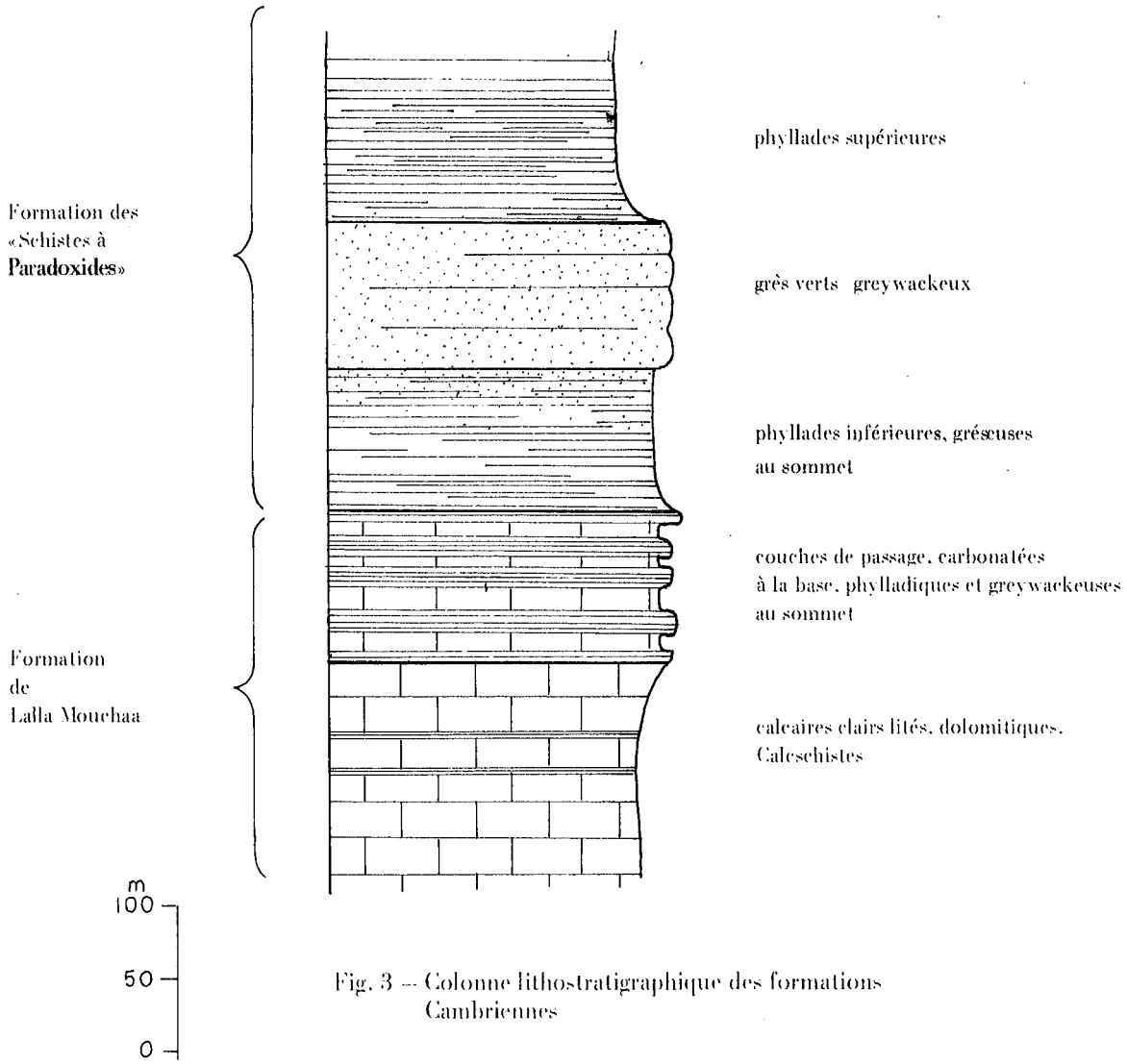


Fig. 3 — Colonne lithostratigraphique des formations Cambriennes

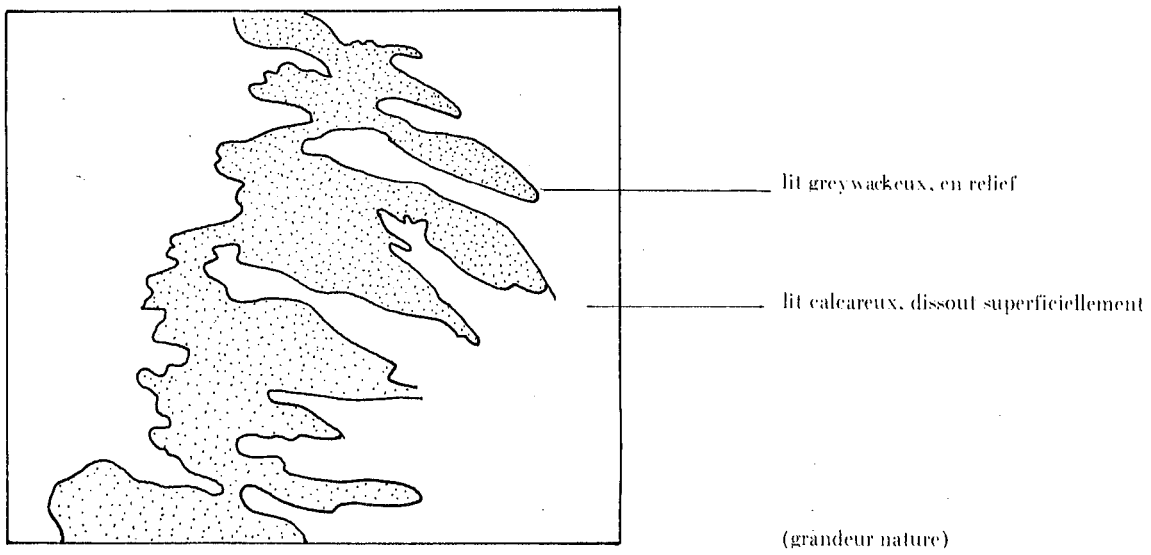


Fig. 4 — «Couches de passage» — Lalla Mouchaa

21.3. La formation de Lalla Mouchaa : Cambrien inférieur (Géorgien) *p.p.* (?)

Les termes carbonatés inférieurs, d'une épaisseur minimum de 100 m, comportent des calcaires clairs lités, gris à beige, souvent dolomitiques, et de la dolomie à patine brune. A ce faciès succèdent des calcschistes formés par des lits calcaires centimétriques, roses, blancs ou parfois vert-pâle, séparés par des lits très fins, plus sombres. Des calcaires fins blancs et vert-clair terminent cette série carbonatée.

Les lits fins et sombres sont quartzomicacés. Le microscope révèle que les cristaux de quartz, généralement aplatis dans le même plan, sont séparés par des micas blancs de dimensions inférieures à 100 µ. La chlorite est fréquente. On note en outre quelques plagioclases An 30-40 et des oxydes de fer.

Les lits plus épais sont carbonatés. Ils contiennent essentiellement des cristaux de calcite isodiamétriques, entre lesquels sont parsemés quelques micas blancs et de rares cristaux de quartz et de feldspaths. La chlorite est absente.

Les couches de passage sont surtout calcaires à la base, et de plus en plus phylladiques vers le sommet. Elles présentent une épaisseur d'une centaine de mètres. Leur aspect très caractéristique est dû à la dissolution superficielle des lits calcaires, les lits grésopélitiques restant en relief (fig. 4). Ces lits ayant un ou plusieurs centimètres d'épaisseur, la stratification est visible de loin, grâce à cette dissolution. La schistosité et les microplis, on le verra, compliquent quelque peu ce schéma et font apparaître le faciès fort curieux des "Schistes à trous".

Chaque lit carbonaté, épais généralement d'un ou plusieurs centimètres, est formé lui-même d'une alternance de lits quartzochloriteux très fins d'épaisseur inférieure au millimètre, à magnétite et muscovite, et de lits trois ou quatre fois plus épais, quartzocarbonatés, dans lesquels la proportion de calcite est supérieure à celle du quartz.

Dans les lits qui restent en relief, ces proportions s'inversent et, au total, le quartz et les phyllites (mica blanc et chlorite) y sont nettement plus répandus que la calcite.

MICHARD (1967) les a décrits comme "des interlits pélitiques, greywackeux ou tuffacés" transformés en "métagreywackes cornés et cipolins à phlogopite" ; les petits lits de grès feldspathique à ciment chloriteux qu'on vient de décrire se rapprochent en effet des greywackes ; la similitude est encore plus nette pour les grès des Schistes à *Paradoxides* (voir ci-dessous).

21.4. La formation des "Schistes à *Paradoxides*" p.p.

Les terrains rangés dans cette formation s'étendent largement à l'ouest et au nord du granite des Rehamna occidentaux. Ils constituent là le toit de la série calcaro-dolomitique décrite ci-dessus. Au nord du "placage crétacé" de Dar-Caïd-Tounsi, on les retrouve en vastes affleurements dans la vallée de l'Oum-er-Rbia. C'est seulement là que l'on peut trouver les termes supérieurs de la formation, sous les "quartzites d'El-Hank" (GIGOUT 1951, MICHARD 1967).

Les couches affleurant dans la région étudiée présentent les faciès classiquement décrits dans la série des "Schistes et grès à *Paradoxides*" en Meseta côtière (LECOINTRE 1926, GIGOUT 1951, DESTOMBES et JEANNETTE 1966). Il s'agit d'une série relativement homogène dans tout le Maroc ; on peut la définir en bref comme une série grésopélitique et greywackeuse. Elle est datée paléontologiquement de l'Acadien moyen encore qu'à l'extrême base le sommet du Cambrien inférieur soit parfois daté.

Dans la région étudiée on peut distinguer trois membres successifs :

- phyllades inférieures
- grès intermédiaires
- phyllades supérieures, ce dernier terme étant incomplet vers le haut.

Les schistes et phyllades inférieurs sont très fins et peu quartzeux, du moins à la base de la série. La stratification est soulignée par des lits blanchâtres, quartzeux, de quelques millimètres d'épaisseur, séparant des lits verts, chloriteux, épais de quelques centimètres. A partir du milieu de la série, les phyllades deviennent de plus en plus gréseuses ; en même temps la stratification et la schistosité s'estompent et on passe en continuité aux grès.

> Les minéraux, aussi bien le quartz que le mica blanc et la chlorite, sont tous aplatis parallèlement à un plan, le plan de schistosité, généralement différent de celui de la stratification, dans lequel les minéraux allongés se disposent suivant une orientation commune. Par contre, si les gros cristaux de chlorite, atteignant plusieurs centaines de µ, disséminés çà et là dans la trame quartzophylliteuse sont aplatis dans un plan parallèle à ce plan d'aplatissement, très souvent leur clivage n'est pas dans ce plan, et il forme avec lui un angle pouvant atteindre la valeur de 90°.

Les termes inférieurs des grès sont vert franc puis deviennent vert jaunâtre ; la roche est massive avec un grain fin. Le sommet de la série gréseuse est formée d'une masse puissante de grès-quartzites verts contenant des gros cubes de pyrite métamorphosée en goethite. Les schistes et phyllades

supérieurs marquent une récurrence du faciès pélitique. Ils sont semblables à ceux de la série inférieure, quoique plus gréseux.

Comme dans les termes précédents on observe dans les phyllades et particulièrement dans les grès, des cristaux de quartz de petites dimensions, 40-50 µ, le plus souvent, anguleux, non classés, qui présentent presque toujours l'extinction roulante. Avec des plagioclases An 40, des granules d'épidote et de tourmaline, ces grains de quartz sont emballés dans une pâte très fine, en grande partie chloriteuse.

Les cristaux de quartz et de feldspath très anguleux n'ont pas été usés durant leur transport. Ils se sont déposés, avec des débris divers (certaines épidotes peut-être) dans une boue très fine qui a formé par diagenèse des petits cristaux de chlorite. C'est le type de sédimentation pyroclastique conduisant à des greywackes.

21.5. Métamorphisme

- Au sud, les divers termes de la série passent à des roches d'aspect différent, les skarns et cornéennes du jbel Tenntana qui seront étudiées au paragraphe 2.6.

- Sur tout le reste de l'étendue considérée, les terrains d'âge cambrien sont des phyllades et des grès phylladiques.

Les phyllades, pour JUNG (1963), sont : " des ardoises gréseuses, grossières, se débitant en plaques épaisses. Les quartzophyllades sont des phyllades qui passent au quartzite". Nous utiliserons ici cette définition des quartzophyllades mais plutôt que celle de JUNG, nous suivrons celle de LAPPARENT *et al.* (1950) pour les phyllades : " les phyllades sont des schistes satinés dont l'aspect luisant est ordinairement dû au développement de séricite dans les plans de schistosité". Pour RINNE (1959) aussi, "les phyllades se relient étroitement aux schistes argileux, desquels ils se distinguent par une structure cristalline visible à l'oeil nu".

En effet, il est hors de doute que les minéraux constitutifs de ces roches sont dus à un métamorphisme dont l'extension est générale comme on le verra par la suite. Les minéraux caractéristiques de ce métamorphisme sont :

Quartz + muscovite + chlorite

Quartz + muscovite + chlorite ± épidote ± albite.

L'épidote se présente en grains subsphériques, non automorphes, et ne forme pas l'association préférentielle avec d'autres minéraux. Il est difficile de conclure avec certitude qu'elle est héritée ou néoformée. L'albite est de toute façon très rare et n'a pu être mise en évidence avec certitude. Ceci place le métamorphisme dans le faciès des Schistes Verts, sous-faciès à quartz, albite, muscovite et chlorite.

Son intensité ne varie guère à l'intérieur de la zone du Cambrien étudiée ; toutefois, s'il est légitime de la relier à la taille des micas blancs, on remarque un léger gradient de ce métamorphisme qui diminue à la fois en direction de l'ouest et, moins rapidement, en direction du nord et nord-est.

Remarquons enfin - on y reviendra au paragraphe 31.2 - que les phyllites de néoformation ne sont pas disposées au hasard dans la roche, mais sont cristallisées à plat dans le plan de schistosité.

21.6. Conclusion

Les séries cambriennes, situées à l'ouest de la faille médiane, montrent le passage progressif d'une sédimentation carbonatée à des dépôts détritiques, fins et grossiers, à caractère pyroclastique.

Son âge s'échelonne entre le Cambrien inférieur (Géorgien) terminal probable et l'Acadien moyen. Son métamorphisme régional léger -et, on y reviendra, sa tectonique calme - font de cette région la transition entre les terrains sédimentaires et peu plissés de la Meseta côtière et ceux, métamorphiques et intensément tectonisés, des Rehamna centro-occidentaux que nous allons à présent étudier.

2.2. La série du Draa Guessaa, Ordovicien probable

22.1. Localisation

Cette série affleure au N de Skhour, de l'autre côté du placage crétacé qui sépare cartographiquement les Rehamna septentrionaux (régions d'Imfout, Mechra-ben-Abbou et Oued Kibane) des Rehamna centraux et méridionaux. Elle est bordée au N au-delà de la faille d'El-Biadna, par quelques affleurements de Dévonien schisteux, à l'ouest au-delà d'une faille par les conglomérats de Sekhira-es-Slimane, et à l'est et au sud par des phyllades de la série des Skhour.

22.2. Travaux antérieurs

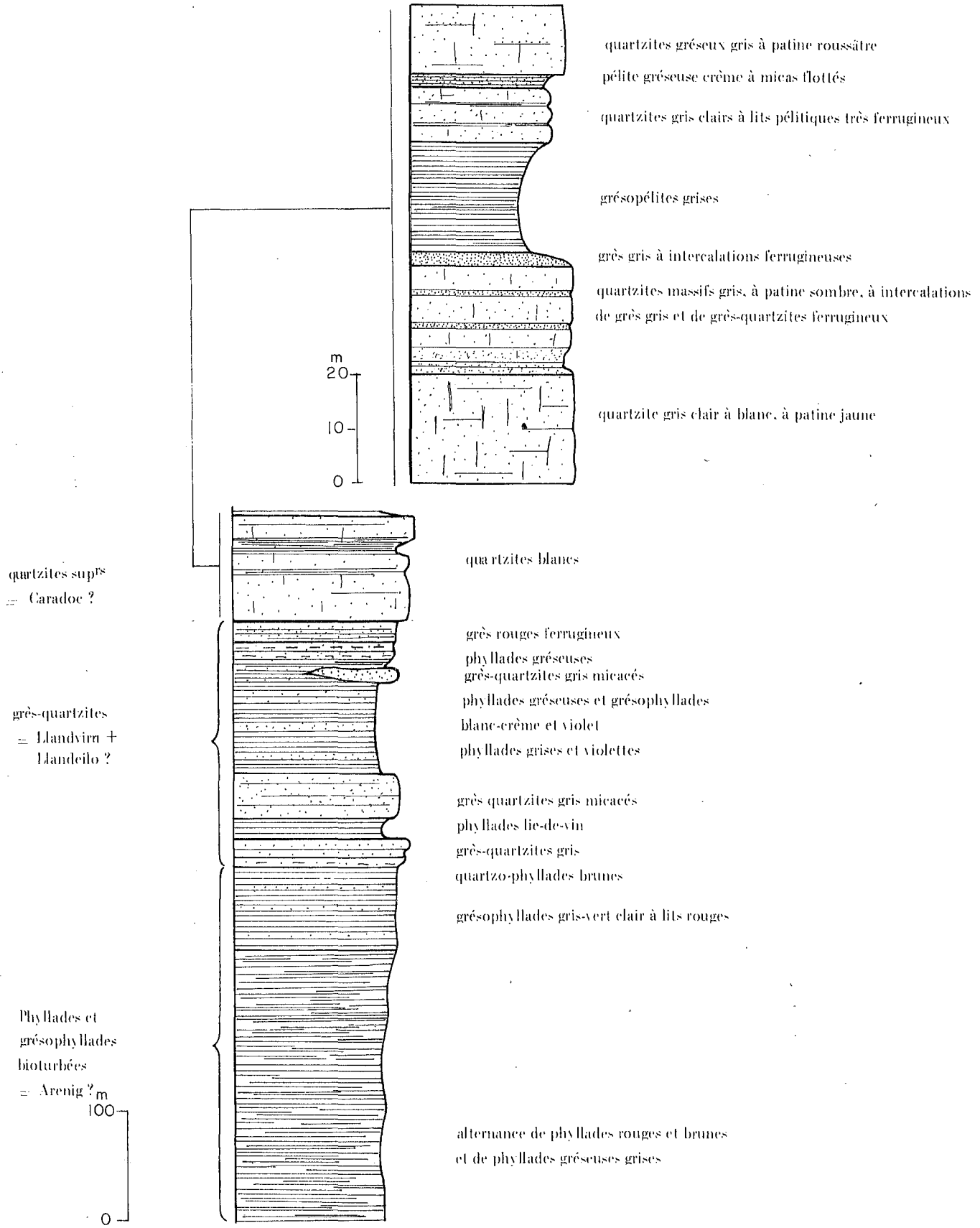
La série n'a jamais été individualisée car les auteurs précédents l'assimilaient à des séries voisines : M. GIGOUT (1951) signale brièvement les "grès et quartzites du Jorf" qui forment un "anticlinal d'Ordovicien ? métamorphique". MICHARD (1970, carte inédite rapport S.C.G. Rabat) en faisait par contre l'équivalent de la série des Skhour, alors Dévonien supérieur supposé.

22.3. Les phyllades et grésophyllades bioturbées

Ces termes inférieurs de la série (fig. 5) sont visibles dans l'oued Bin-el-Glab (feuille Mechra-ben-Abbou, 269 x 220,5). Ce sont des phyllades gris-crème violacé, à micas flottés et patine rougeâtre. Les traces de bioturbation : terriers, pistes etc.. sont nombreuses.

> Les lits gris-crème sont constitués par des cristaux de quartz à extinction généralement roulante, séparés par un feutrage de paillettes de séricite dans lequel on trouve par places quelques granules de tourmaline et des grandes lames de muscovite ; celles-ci sont tordues, leur extinction est onduleuse, elles sont disposées à plat dans le plan de stratification. Il s'agit donc de micas détritiques. Les lits violets contiennent les mêmes minéraux avec, en plus, une forte concentration d'oxydes opaques de couleur brune (hématite). Il est difficile de définir un plan d'aplatissement des séricites qui sont orientées en tout sens.

Ces phyllades gréseuses sont surmontées par des grésophyllades dont les lits quartzeux gris-vert clair, épais d'un centimètre, sont séparés par des lits très fins, rouges, d'épaisseur inférieure au millimètre.



F. 5 — Colonne lithostratigraphique de la formation du Draa Guessaa

Dans les lits quartzeux, les cristaux de quartz ont là encore une extinction roulante. Ils sont en général jointifs mais parfois séparés par une mince pellicule de séricite. Les lits rouges sont occupés par un fin feutrage de séricite, quelques micas blancs détritiques et des traînées rouges d'oxyde de fer.

22.4. Les grès-quartzites

Au-dessus géométriquement et stratigraphiquement des termes précédents (comme le montrent des critères de polarité tels que les stratifications croisées) affleurent des grès-quartzites et quartzites micacés, fort visibles dans le relief car bien dégagés par l'érosion. La roche est gris clair, plus ou moins micacée, à cassure esquilleuse ; les produits micacés tendent à se rassembler en lits d'épaisseur inférieure au millimètre.

En intercalation dans ce niveau on rencontre parfois des grès blancs fins à lits ferrugineux, mais le plus souvent ce sont des phyllades lie-de-vin ou gris-vert clair avec de nombreux lits rouges.

Au-dessus des grès-quartzites on retrouve des termes phylladiques : phyllades grises micacées puis phyllades violettes (cette succession est particulièrement visible à Sida-fid-el-Ouief au Sud d'El-Biadna, en 268 x 219, feuille de Mechra-ben-Abbou). Vers le haut ces phyllades passent en continuité à des phyllades gréseuses puis des grésophyllades à lits alternativement blanc-crème et violets.

22.5. Les quartzites supérieurs

Ils débutent par un niveau très caractéristique de grès ferrugineux rouge-brun, parfois violacé, de 50 cm à 1 m d'épaisseur. Ce banc est très régulier et peut parfaitement servir de niveau repère.

Il est quelquefois (zone de Sidi Lakhdar) surmonté de quelques mètres de grès ocre rubané à plaquettes qui passent aux quartzites supérieurs. Ceux-ci sont massifs, à cassure esquilleuse, à patine souvent jaune parfois grise.

On peut en observer une coupe à Sidi Lakhdar (où ils sont en position inverse, ainsi que le montrent les images de stratification croisée). Ils forment là trois niveaux de 15 à 20 m d'épaisseur chacun, séparés par des intercalations de grésopélites grises ou crème, toujours ferrugineuses. Il est très fréquent que le premier de ces trois niveaux soit lui-même très ferrugineux (fig. 5).

Au microscope, ces quartzites ressemblent beaucoup aux quartzites des Skhour, mais la taille des micas blancs est plus petite ici et leur importance est moindre.

22.6. Métamorphisme

L'ensemble de la série a subi un métamorphisme synschisteux ; les micas blancs néoformés peuvent atteindre 80 µ, mais leurs dimensions sont généralement encore plus modestes, car les grands micas blancs flexueux si nombreux dans certains échantillons, rassemblés généralement dans le plan de stratification sont des micas détritiques.

22.7. Conclusion

L'âge de la série pose un problème : à première vue, il est tentant de suivre les auteurs précédents et de faire de cette série l'équivalent de celle des Skhour, ordovicienne pour M. GIGOUT, Dévonien supérieur (?) pour A. MICHARD ; la continuité structurale est en effet frappante, les deux séries n'étant apparemment séparées que par une bande étroite de Crétacé transgressif ; de plus, les colonnes lithostratigraphiques sont en gros comparables, grésophylladiques puis quartzitiques au sommet.

A y regarder de près, cependant, il existe des différences notables entre ces deux séries : on ne retrouve pas, dans la série des Skhour, le niveau de phyllades bioturbées visible ici ; de même, la série du Guessaa apparaît nettement plus ferrugineuse que celle des Skhour, où d'ailleurs manque totalement le niveau repère de grès rouges, à la base des quartzites.

Les analogies avec l'Ordovicien du jbel Kharrou (DESTOMBES 1971, HOEPFFNER, à paraître) sont mieux marquées : on retrouve là, datée paléontologiquement, une série débutant par des grès micacés bioturbés (Arenig), se poursuivant par des argilites blanches et schistes gréseux, avec des intercalations de quartzites (Llandeilo), passant à des argilites gréseuses bioturbées puis à une masse de quartzites contenant des niveaux rubanés et en plaquettes, une couche d'oolite ferrugineuse et des quartzites conglomératiques (Caradoc).

Pour ces raisons, on admettra l'âge ordovicien moyen-supérieur de la série du Draa Guessaa.

2.3. La formation des Skhour (Silurien inférieur ?)

23.1. Extension et coupe type

On regroupe sous cette dénomination l'ensemble des phyllades, quartzo-phyllades et quartzites qui affleurent autour du village de Skhour-des-Rehamna. Cette formation est limitée à l'ouest par la faille médiane des Rehamna qui la met en contact avec les phyllades acadiennes.

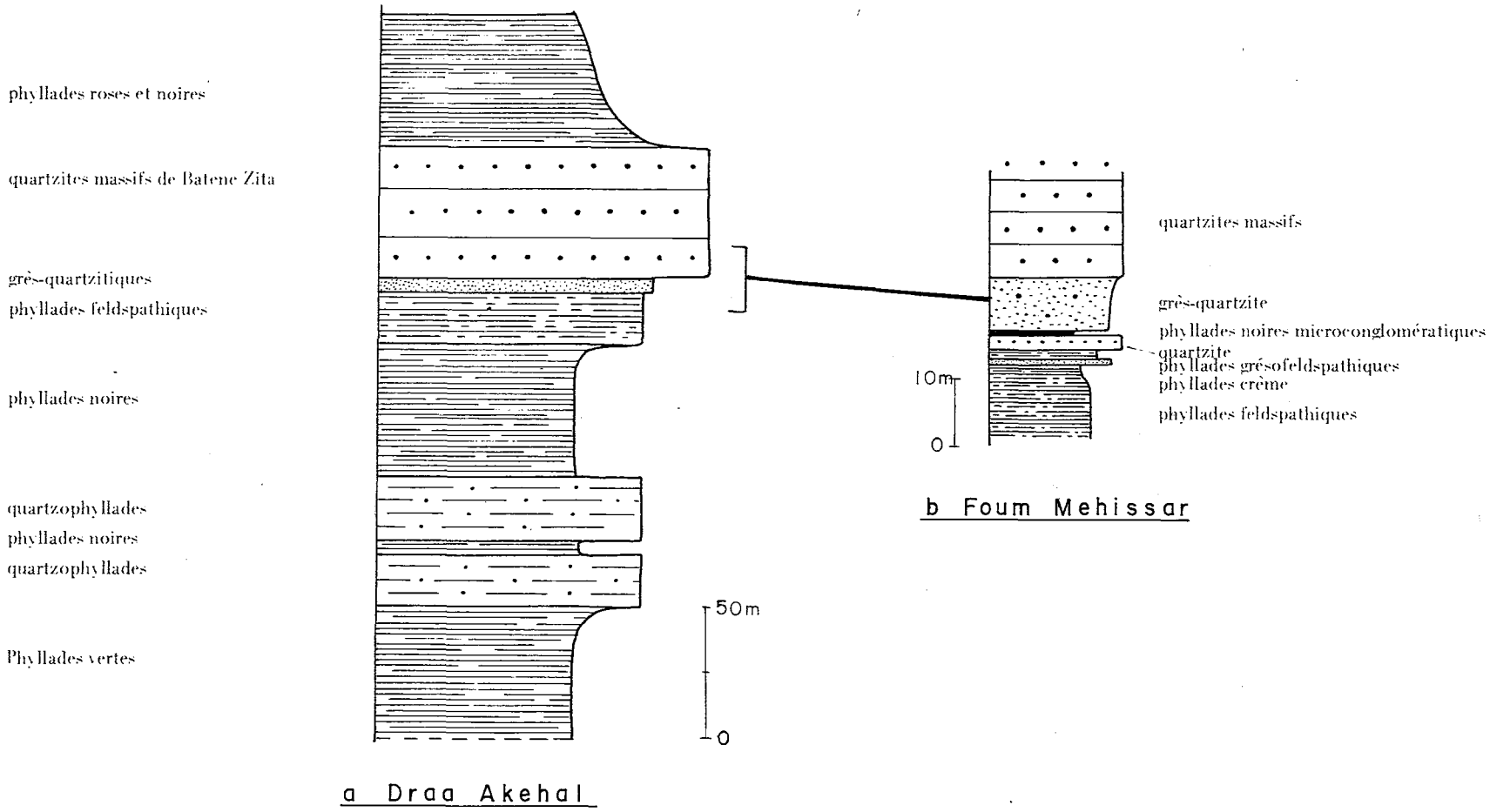
> La faille médiane est, particulièrement aux environs de l'oued Nkheila, jalonnée par des copeaux larges de quelques mètres, d'un calcaire dolomitique fin, rubané brun et blanc : leur âge est dévonien ? viséen ? Le faciès est indiscutablement semblable à celui des calcaires de l'oued-el-Nkheila, au S de la Koudia Foum-el-Jmel (P. JENNY, à paraître).

A l'est, en dehors du terrain étudié ici, cette formation est limitée par faille. Au nord le Crétacé transgressif la recouvre ; les conglomérats du Kef-el-Mouneb sont posés en discordance sur cette formation. Au sud, enfin, les phyllades des Skhour font place aux micaschistes des Ouled Slimane.

La coupe-type est établie dans les collines de Draa Akehal et Batene Zita.

23.2. Travaux antérieurs et problèmes posés

GIGOUT (1951 et 1956, p. 81) signale très brièvement ces phyllades et quartzites et indique pour elles, sans préciser ses arguments, un âge ordovicien. Remarquant des différences entre ces séries et celle de l'Ordovicien daté paléontologiquement du jbel Kharrou et d'Imfout, MICHARD (1968a et b), qui les individualise sous le nom de "Formation des schistes à quartzites des Skhour", indique que cette formation "peut être rapprochée du Dévonien supérieur - Strunien connu au nord et à l'ouest". D'autres travaux de l'équipe strasbourgeoise (P. JENNY, Ch. HOEPFFNER) s'achèvent actuellement, qui visent à établir une échelle stratigraphique complète et détaillée, à comparer d'une part à celles de Foum-el-Mejez à l'est de Mechra-ben-Abbou (Dévonien supérieur) et d'autre part à celle du jbel Kharrou (Ordovicien), et enfin à celle d'El Mesrane (Silurien). Ces travaux, auquel le présent chapitre apporte une contribution, permettront peut-être de réviser l'âge de la formation des Skhour qui semblerait devoir être attribuée au Silurien, vu la nouvelle datation des conglomérats qui la recouvrent : Dévonien moyen (chapitre 2.5).



F. 6. – Colonne lithostratigraphique de la formation des Skhour

23.3. Les phyllades et quartzophyllades de Draa Akehal : lithostratigraphie

Dans les collines de Draa Akehal, situées immédiatement à l'WSW de Skhour-des-Rehamna, on observe une superposition géométrique de plusieurs termes, à propos desquels l'étude structurale ne fournit pas de raison de penser qu'ils puissent être en position stratigraphique inverse :

- phyllades vertes
- quartzophyllades
- phyllades noires
- phyllades supérieures au sommet, passant aux quartzites de Batene Zita.

233.1. Les phyllades vertes

Elles forment le soubassement de la plaine de Skhour. Elles présentent un feuilletage fin à aspect satiné et une couleur verte pouvant passer localement au gris ou au brun. En général, le plan de stratification n'est pas visible, sauf lorsqu'il est marqué par des lits quartzeux ou ferrugineux. Le microscope montre que les phyllites sont prédominantes : le mica blanc est toujours accompagné de chlorite et ces minéraux s'organisent en lits phylliteux, plus ou moins riches en quartz, séparés par de rares lits quartzochloriteux.

Le mica blanc, toujours incolore, possède une forte biréfringence. D'après les résultats fournis par l'étude aux rayons X, il s'agit de muscovite. Les cristaux ont généralement la même disposition, aplatis dans un même plan, sauf quelques-uns, porphyroblastiques, plus ou moins sécants sur ce plan. La taille des cristaux ne varie guère, dans la zone des phyllades, et reste inférieure à 40 µ.

La chlorite, très fréquente, est cependant moins abondante que le mica blanc. Au microscope, sa couleur est vert clair, pléochroïque vert - vert jaunâtre. Elle est, comme le mica blanc, disposée à plat dans le plan principal de fissilité de la roche.

On observe souvent une phyllite brun rougeâtre - brun clair, en cristaux mal développés, associés à la chlorite ; sa biréfringence est voisine de celle de la muscovite. Il s'agirait (MICHARD 1967) d'une chlorite oxydée.

Le quartz est partout présent. Les grains sont souvent engrenés et généralement plus ou moins aplatis parallèlement aux cristaux de phyllites. Parfois, leur extinction est roulante.

D'autres éléments sont présents en plus petite quantité : l'albite automorphe ; les oxydes de fer (plaquettes d'oligiste plus ou moins hématitisées) ; l'épidote-pistachite est en granules isolés isodiamétriques ; sont-ils néogéniques ou détritiques ? Ils ne sont pas automorphes, ni liés systématiquement à d'autres minéraux, on ne les trouve pas

strictement concentrés et regroupés dans des plans de stratification comme le seraient vraisemblablement des minéraux lourds, mais bien dispersés dans la trame phylliteuse, aussi est-il probable qu'ils sont néoformés ; des cristaux de tourmaline ne sont pas rares. Enfin, en très faibles quantités, on note la présence d'apatite, rutile et calcite.

Dans ces phyllades on reconnaît donc les paragenèses suivantes :

Quartz + muscovite + chlorite

Quartz + muscovite + chlorite ± albite ± épidote.

Le faciès métamorphique est celui des Schistes Verts, avec le sous-faciès à quartz, albite, muscovite et chlorite (WINKLER 1965). On reconnaît le même faciès métamorphique que celui développé dans le Cambrien.

L'étude de la disposition microstructurale des cristaux fait apparaître en réalité la complexité du métamorphisme de cette série ; on y revient au paragraphe 23.5.

233.2. Les quartzophyllades

Ce sont des roches grisâtres, formées par des lits quartzeux d'épaisseur pluricentimétrique séparés par de fins feuillets micacés qui sont plus facilement creusés par l'érosion. Si la quantité de phyllites diminue, la roche plus massive, à cassure esquilleuse, devient un quartzite micacé. A l'intérieur des lits micacés les phyllites sont bien alignées mais dans les lits quartzeux, les paillettes de séricite qui sont disséminées entre les cristaux de quartz, ne présentent pas d'orientation particulière et sont toujours petites. La chlorite tend à se localiser dans ces anciens lits gréseux. La paragenèse est identique à celle des phyllades vertes sous-jacentes qu'on vient de décrire, mais l'importance de la chlorite diminue.

233.3. Les phyllades noires

Leur feuilletage est fin et régulier. On y retrouve les mêmes minéraux que dans le reste de la série avec, toutefois, une plus grande proportion d'oxydes de fer. Le quartz n'est plus concentré dans des lits mais, peu abondant, il est dispersé entre les phyllites.

233.4. Les phyllades supérieures

Elles forment le soubassement des quartzites de Draa Akehal auxquels elles passent par un ou plusieurs niveaux de grès-quartzites. Elles sont gris clair à rosâtres, de toucher rugueux ; leur feuilletage est assez grossier.

Elles contiennent localement des intercalations de phyllades noires microconglomératiques. La chlorite y est rare, et l'albite légèrement séricitisée est plus abondante que dans les autres termes de la série.

233.5. Les quartzites de Batene Zita

Ils se placent au toit de la série phylladique précédente, en série normale d'après ce que montre l'étude structurale (paragraphe 31.3). Les bancs épais d'un mètre sont séparés par des interlits phylladiques d'épaisseur de l'ordre du centimètre. Le quartzite, rose à gris, est formé essentiellement de grains de quartz jointifs, engrenés les uns dans les autres ; on ne distingue pas de trace de nourrissage ; les cristaux sont généralement isodiamétriques, mais parfois ils sont très légèrement aplatis dans le plan de schistosité. Entre ces grains sont disséminées de fines paillettes de séricite non orientées et, çà et là, des granules d'épidote et de tourmaline. Parfois les phyllites sont regroupées en lits très fins dans lesquels elles sont aplaties.

23.4. Autres phyllades et quartzites

La partie centrale du terrain étudié est occupée par des faciès phylladiques et quartzitiques qu'il est possible de comparer à la série de Draa Akehal.

- Les phyllades méridionales qui, par Harakna, Dra-el-Bouir, Hajra-Beida et Hellelet, prolongent vers le SW les collines de Draa Akehal, affleurent en général suivant des coupes assez limitées. On y reconnaît les principaux faciès observés à Draa Akehal, légèrement plus métamorphiques. Le grès grossier rouge sombre légèrement feldspathique qui apparaît non loin de Sidi Chaïb au sud du douar Harakna est probablement une variation de faciès des quartzophyllades.

- A l'ouest de ces phyllades, au-delà de la plaine de Bir Meknassi occupée par des phyllades à chlorite semblables à celles de la plaine de Skhour, on trouve une masse de phyllades à lits centimétriques alternativement gréseux et micacés dont on peut faire l'équivalent métamorphique des quartzophyllades de Draa Akehal.

- Plus à l'ouest encore, au-delà de l'alignement de barres de quartzites Koudia Meguil-el-Beguer - Koudia Mesmouta, affleurent des phyllades à feuilletage très fin, grisâtres ou légèrement violacées très peu gréseuses. Il s'agirait de termes comparables aux phyllades noires de Draa Akehal.

- Les quartzites des Koudia Meguil-el-Beguer - Mesmouta, et de Sidi Mohamed-Moumen légèrement plus à l'ouest, sont semblables par leur faciès à ceux de Batene Zita. Il s'agit donc de la même série.

23.5. Le métamorphisme

Au sud-est de la ferme Prioux, à 200 mètres au nord de la qoubba de Sidna Aïssa des Ouled Selmoun, les phyllades semblables aux phyllades vertes précédemment décrites sont soumises à un métamorphisme thermique de contact qui sera étudié plus loin (paragraphe 265.1.).

Le métamorphisme général a, on l'a vu, développé des paragenèses du type "Schistes Verts", constantes dans la région occupée par la formation des Skhour. Les minéraux formés, principalement muscovite et chlorite, sont disposés de manière à présenter leur clivage parallèle à un plan que, de ce fait, nous nommons plan de schistosité cristallophyllienne.

> Dans ce plan de schistosité les minéraux, phyllites et quartz, ont en général une orientation linéaire préférentielle et déterminent ainsi une linéation minérale Lm1 fort discrète sur l'échantillon, mais bien visible au microscope dans des lames taillées parallèlement à S1. Il ne reste probablement rien ici, où le métamorphisme est assez important, de la pseudofoliation sédimentaire réalisée par l'arrangement préférentiel des particules détritiques (micas flottés, argiles et même quartz) dans le plan de stratification, alignées suivant la direction des apports. Il arrive que la croissance des minéraux de métamorphisme s'effectue dans le plan même de la stratification, à partir des minéraux détritiques qui servent de germes aux croissances syntectoniques. Généralement, cependant, ces minéraux sont réorientés mécaniquement au début de la recristallisation ; on trouvera dans l'article de WILLIAMS 1972 une revue de cette question. Il y a eu ici très probablement une telle réorientation, au moins dans le cas où le plan de schistosité cristallophyllienne est distinct du plan de stratification, et il devient alors impossible de retrouver la trace d'anciennes structures sédimentaires. Quelques exemples pris dans la série des Skhour seront étudiés au paragraphe 322.3.

Donc cette cristallisation métamorphique est synschisteuse, puisque les minéraux de métamorphisme sont disposés dans la schistosité et se sont développés sous les contraintes tectoniques responsables de ce clivage.

D'autres phyllites, cependant, ne sont pas dans ce plan de schistosité, mais déterminent un autre plan dont on peut observer qu'il est plus tardif. Sur l'échantillon, bien souvent, on reconnaît en effet un clivage assez fruste en général, qui recoupe le plan principal de fissilité. Des phyllites de première génération, aplaties dans la première schistosité, ont été rebroussées

dans ce plan sécant, dont l'apparition est donc postérieure à leur cristallisation. Cette schistosité - S2 - est aussi une schistosité de flux : certaines des phyllites qu'elle contient sont celles de la première schistosité S1, qui ont été rebroussées dans les plans de S2, et forment ainsi des traces sigmoïdes dans les microlithons ; mais, outre les oxydes de fer qui colmatent ces microfractures, apparaissent des cristaux de muscovite, de plus en plus nombreux vers le sud, tous parallèles les uns aux autres et sécants sur S1.

Ainsi, deux phases de cristallisation métamorphique - la première étant la principale - sont, dans cette série, associées chacune à une schistosité.

Plus au sud, les phyllades passent aux micaschistes dont les paragenèses et le métamorphisme seront abordés ci-dessous (chapitre 2.4.).

23.6. Conclusions

La série lithostratigraphique de la Formation des Skhour (fig. 6) montre, dans le secteur considéré, le passage progressif d'un terme phylladique à un terme quartzitique. Elle peut s'interpréter, avant le métamorphisme, comme une succession telle que : argilites - grésopélites - grès ou grès-quartzites, indiquant le passage d'une sédimentation détritique assez fine à des dépôts de plus en plus grossiers. Le détail révèle, surtout dans les termes moyens de la série, les grésopélites, une alternance assez fine et régulière d'une sédimentation fine, pélitique, et d'apports plus grossiers, gréseux, conférant ainsi à la série un caractère nettement rythmique, voire flyschoïde, les termes supérieurs étant au contraire plus molassiques.

On retrouve la même série, mieux développée dans les Skhour orientaux, à l'est de la route Casablanca-Marrakech. Le problème de l'âge de cette formation azoïque sera donc discuté plus en détail par P. JENNY qui étudie ce secteur. Comme il est indiqué plus haut (paragraphe 23.2.) un âge silurien inférieur peut être proposé. L'Ordovicien du Guessaa en représenterait la base.

Quant au métamorphisme de cette formation, dans la zone même des Skhour, il se marque par des cristallisations synschisteuses, du faciès des "Schistes Verts" suivies de quelques cristallisations contemporaines d'une deuxième schistosité.

2.4. Les micaschistes des Ouled Slimane et leur zone de métamorphisme

24.1. Les micaschistes et leur zone : extension, constitution

Les micaschistes remplacent au sud-est les phyllades des Skhour.

> Les micaschistes pour RINNE (1959) : "se séparent des phyllades par la grosseur plus grande des éléments.. et la dénomination de micaschistes suppose un développement de mica reconnaissable à l'oeil nu" et, de ce fait, pour JUNG (1963) : "leur éclat n'est plus lustré (comme celui des phyllades) mais brillant".

On les trouve en affleurements dispersés, autour du douar des Ouled Slimane, de la plaine d'El-Kounitra jusqu'à Bir-el-Haj. En dehors de la zone couverte par cette étude, ils affleurent au sud de Bir-el-Haj et s'étendent largement à l'est de la route Casablanca-Marrakech, dans la plaine des Ouled Hassine (P. JENNY, Ch. HOEPFFNER, travaux en cours). Leur limite occidentale est difficile à tracer, faute d'affleurements suffisants ; elle semble être pratiquement rectiligne et avoir une direction NE-SW autour des Ouled Slimane, pour s'incurver ensuite vers une direction E-W au sud de Skhour.

D'El-Kounitra au douar des Ouled Slimane on observe, en suivant par exemple la voie ferrée ou la route, une cristallinité croissante des micas blancs concomitante de l'apparition de minéraux nouveaux (fig. 7 et 8) : biotite puis grenat et enfin, au Kef-el-Mouneb, staurotide et disthène. Le micaschiste d'El-Kounitra est verdâtre, son plan de feuilletage est brillant et montre même à l'oeil nu de fins cristaux de micas blancs et noirs, allongés, formant une linéation minérale NE-SW. Plus au sud, non loin du douar (village) des Ouled Slimane, ou à Bir-el-Haj, la roche est semblable au type précédent, mais elle est en plus parsemée de très petits grenats rougeâtres parfois prolongés par des "queues" de cristallisation parallèles à la linéation déterminée par les micas. Les micaschistes à disthène et staurotide affleurent en dehors du terrain étudié ; les paragenèses de ce type ne se développent ici que dans les conglomérats du Kef-el-Mouneb. Un paragraphe spécial (25.6) est consacré ci-dessous à ceux-ci, mais leur situation au milieu de la zone des micaschistes rend nécessaire que l'on étudie dès à présent leur métamorphisme. Quelques autres roches sont situées dans la zone des micaschistes : on a signalé (MICHARD 1968a) des amphibolites quartziques à grenats ; elles se présentent en lits d'épaisseur de l'ordre du centimètre, interstratifiés dans les micaschistes à Bir-el-Haj (et, par places, dans la plaine qui s'étend au sud de ce puits). Des veines de quartz blanc laiteux, probablement filonien, accompagnent souvent les micaschistes.

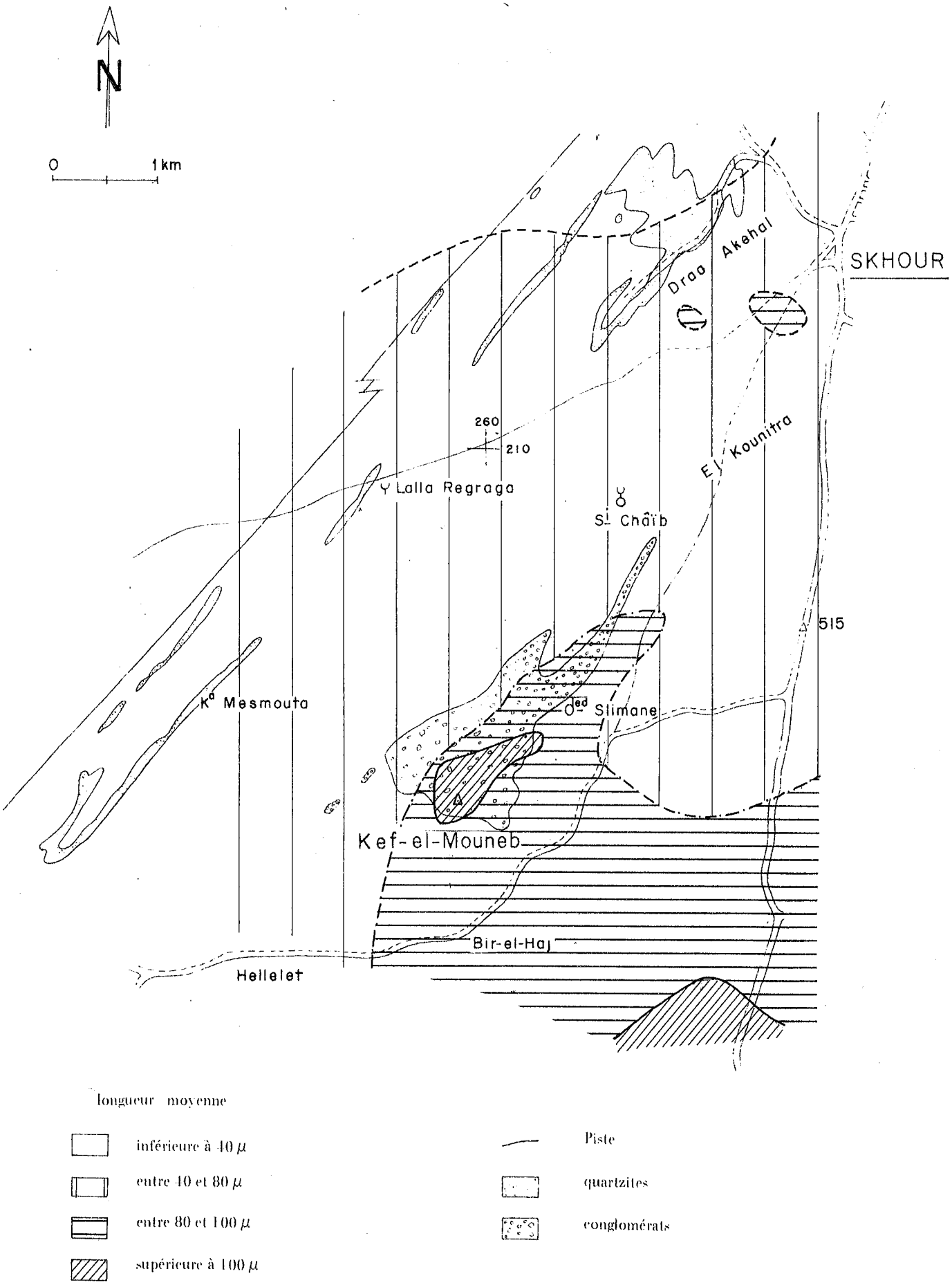


Fig. 7- Longueur des micas blancs

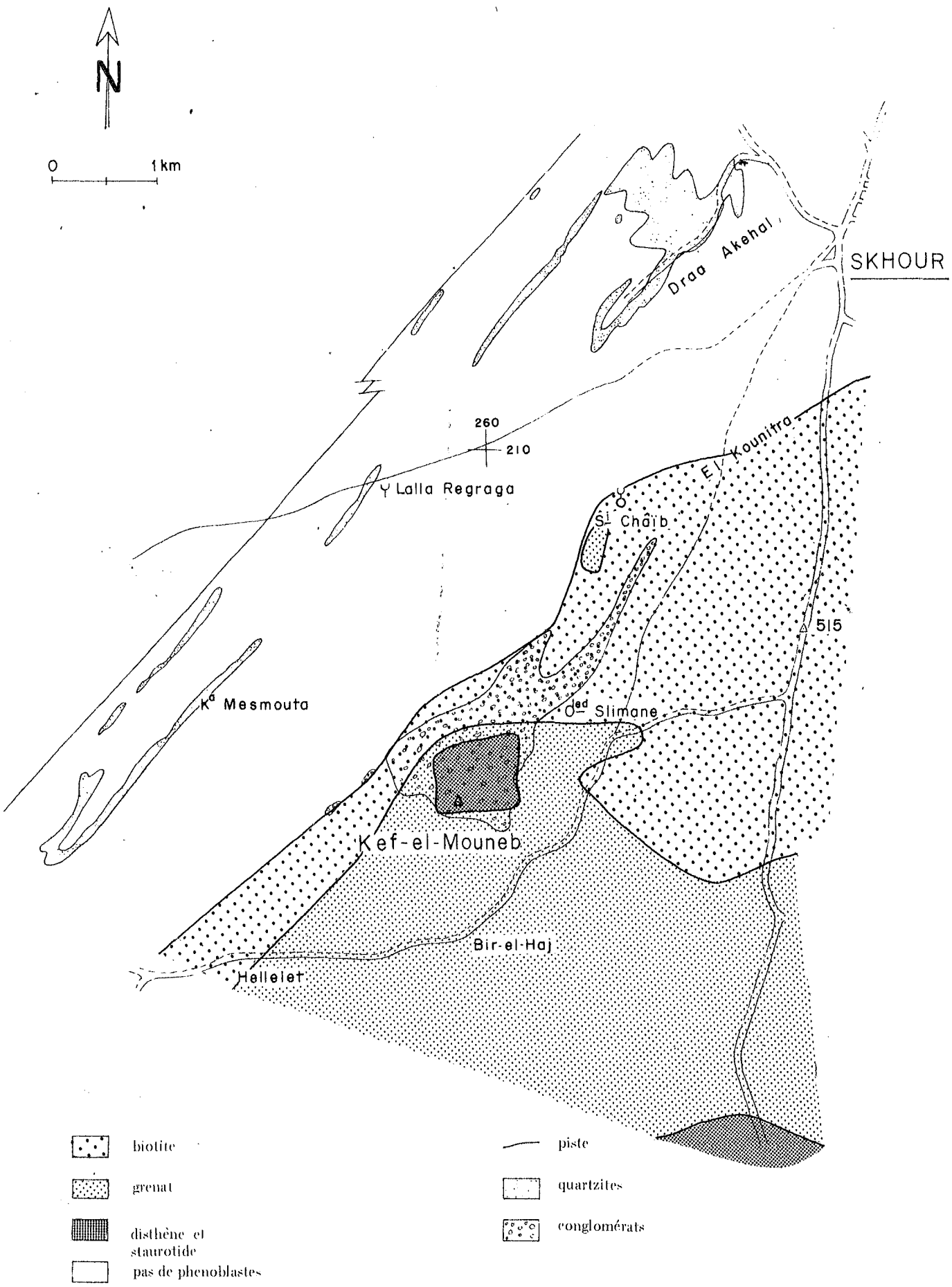


Fig. 8 — Répartition des phénoblastes

24.2. Travaux antérieurs

Pour GIGOUT (1951) le matériel des micaschistes des Ouled Slimane est d'âge dévonien probablement inférieur, de même que les conglomérats du Kef-el-Mouneb. Pour MICHARD (1968) le matériel des micaschistes est famennien probable, et les conglomérats sont supposés westphaliens. On revient au chapitre 2.5. sur ces datations.

Pour GIGOUT, l'apparition des paragenèses à biotite, puis à staurotide et disthène, résultait de l'enfouissement des séries, plus grand vers le sud. MICHARD (1968a, b) remarque au contraire que : "ce n'est pas une augmentation locale de pression qui a déterminé la croissance des phénoblastes" et, compte tenu de "la tendance (des phénoblastes) à une disposition désordonnée, équante", il interprète cette phase de cristallisation comme le résultat de la montée d'un front thermique. Ces hypothèses seront discutées au paragraphe 3.7.

24.3. Lithologie des micaschistes des Ouled Slimane

D'une manière générale, leur couleur est verte, d'une teinte parfois assez soutenue, plus souvent vert pâle à vert olive. Leur éclat, on l'a vu, est brillant, de plus en plus vers le sud. Leur aspect rubané est dû à l'alternance de lits phylliteux verts et de lits quartzeux blancs, les uns et les autres peu épais (épaisseur inférieure au cm) ; parfois les lits phylliteux peuvent manquer et la roche présente alors un aspect massif. L'absence de lits quartzitiques ou quartzomicaschisteux - au moins dans le secteur étudié - et la position de ces micaschistes en prolongement des phyllades de Skhour invitent à y voir les équivalents métamorphiques des phyllades vertes de la Formation des Skhour (paragraphe 233.1).

24.4. Zonéographie et pétrographie microstructurale

A la trame phylliteuse précédemment décrite (paragraphe 233.1) se superposent d'autres minéraux :

La biotite, brune ou parfois vert-brun (puits des Ouled Slimane) se présente sous deux aspects (fig. 9, 10) :

- en cristaux subautomorphes, trapus, en général brun foncé et très pléochroïques ;

- en plages plus grandes, poecilitiques : les bords sont découpés en dentelle et le cristal englobe de nombreuses inclusions de quartz.

Les grenats présentent parfois, comme la biotite, des inclusions alignées de quartz donnant parfois des structures rotationnelles (alignement courbe des inclusions) qui seront analysées en détail plus loin. L'altération des grenats en chlorite est fréquente.

Le disthène est présent dans les micaschistes situés au sud du secteur étudié, mais on le trouve aussi dans les conglomérats du Kef-el-Mouneb. Il y forme des prismes plurimillimétriques inclus dans le ciment, ou disposés en rosettes sur le plan de schistosité, ou encore concentrés dans les veines de quartz. On a remarqué parfois certains cristaux de disthène entourés d'une bande très étroite d'un minéral qui semble l'épigéniser. Son occurence n'est pas suffisante pour qu'on puisse le déterminer avec certitude, mais il pourrait s'agir d'andalousite.

Le staurotide est peu fréquent au Kef-el-Mouneb ; il y forme des petits cristaux peu pléochroïques, très poecilitiques.

La hornblende verte est abondante dans les petits lits d'amphibolites interstratifiés dans les micaschistes de Bir-el-Haj. Les prismes d'amphibole qu'accompagnent le grenat et la biotite sont très nombreux, poecilitiques, dispersés dans le quartz ; ils déterminent une linéation minérale nette.

Le chloritoïde n'a pas été observé ici ; on le signale pour mémoire car on le trouve en abondance dans les terrains micaschisteux des Rehamna centraux et orientaux (voir, en particulier, Ch. HOEPFFNER). Les limites d'affleurement de ces minéraux ont été reportées sur la carte (fig. 8) ; on voit qu'elles dessinent des courbes grossièrement concentriques. On peut, en première approximation, les assimiler à des isogrades et ainsi, ces courbes délimitent des zones d'isométamorphisme allongées dans la direction NE-SW, et montrent une culmination métamorphique dans la zone centrale du Kef-el-Mouneb.

La plupart des phénoblastes de biotite et de grenat recoupent les phyllites de première génération, et beaucoup d'entre eux, on l'a vu, sont poecilitiques : ces minéraux de haut degré ont donc remplacé ou inclus les minéraux de l'épizone après leur cristallisation.

Nombre de phénoblastes de biotite et de disthène, loin de recouper la schistosité antérieure, y sont au contraire couchés (fig. 9). Dans ce cas, une orientation préférentielle dans S1, en particulier des "queues de cristallisation" des grenats, confère à l'échantillon une deuxième linéation minérale (Lm'1) bien visible à l'oeil nu. Le disthène, par contre, on le verra, apparaît souvent en rosettes aplaties dans S1. Il est possible ainsi que les phénoblastes soient contemporains des minéraux de première génération, mais on peut aussi interpréter cette disposition comme une cristallisation tardive des phénoblastes, guidée par les structures de phase 1, les migrations ioniques et la croissance

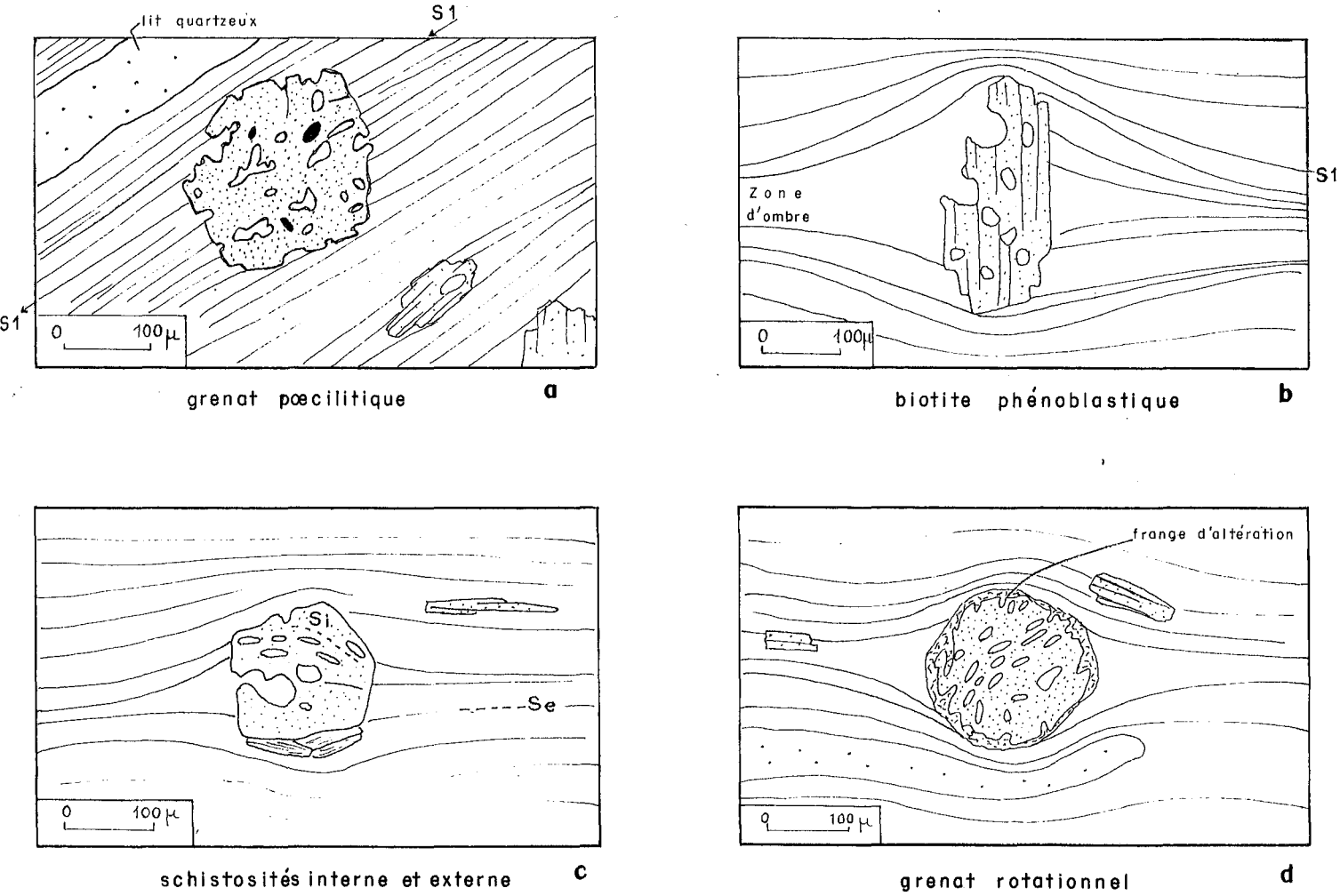
des germes cristallins étant contrôlées par les plans de séparation existants, bref comme une cristallisation mimétique, postérieure à la foliation qui l'a guidée.

Précisément, ces phénocristaux, et plus spécialement les grenats, englobent, sous forme d'inclusions de quartz, la schistosité primaire : elle forme parfois des lignes courbes Si (schistosité interne) à l'intérieur du cristal (fig. 13c), où elle continue la schistosité cristallophyllienne externe Se. On peu interpréter cette figure en admettant que la croissance du phénoblaste s'est effectuée par la combinaison des deux principes du remplacement chimique et de l'accroissement par concrétion (RAMBERG 1952) ; dans cette figure 13c en effet, la Si est courbe ; si l'accroissement s'était effectué seulement par concrétion, elle ne pourrait pas exister et Se entourerait complètement le phénoblaste. Si, par contre, l'accroissement était réalisé par le seul remplacement chimique, Si serait rectiligne et Se serait recoupée franchement par le phénoblaste. Cependant, on peut remarquer auec ZWART (1963) que cette figure peut tout aussi bien s'interpréter en admettant que la croissance du phénoblaste s'est effectuée lors d'un épisode d'aplatissement de la roche. Cette interprétation fait appel à des déformations pénétratives syncristallines. Elle se trouve en celà corroborée par des figures telles que 13d.

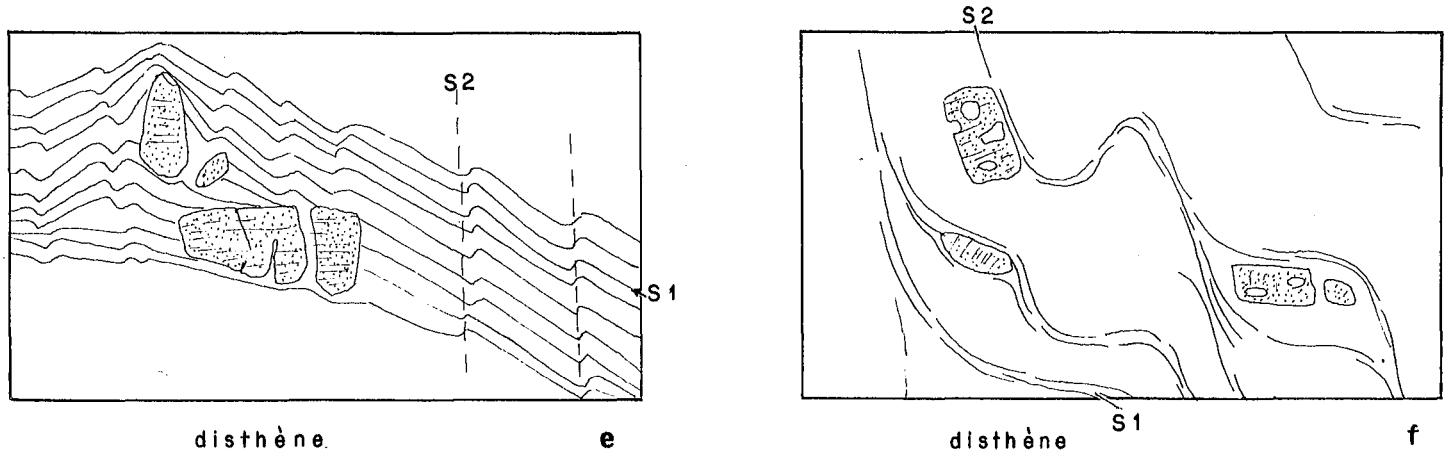
Dans la figure 13d le phénoblaste est entièrement entouré par la trame phylliteuse qui semble moulée sur lui. Si est courbe, pliée ; il y a rupture entre elle et Se. Cette figure s'interprète de la même façon que la précédente avec un glissement dans la S1 durant la croissance (la Si est pliée) et après la croissance (il y a rupture entre Si et Se).

La phénoblastèse, postérieure au métamorphisme épizonal synschisteux, s'est effectuée en conditions tarditectoniques, alors que se produisaient quelques mouvements dans la S1 des Skhour déjà existante.

Il est difficile de se représenter l'allure des minéraux de première génération avant le développement des phénoblastes. La carte fig. 7 reflète-t-elle la zonéographie de l'épisode initial de cristallisation ? Dans ce cas, la zone de plus haut degré de métamorphisme de cet épisode est la même que celle du plus haut degré du métamorphisme "de deuxième épisode". Peut-être aussi certaines muscovites sont-elles de 2e génération ; on a déjà signalé à ce sujet (paragraphe 23.5) des phénoblastes de muscovite. Peut-être, enfin, des micas de première génération se sont-ils accrus durant le métamorphisme de haut degré.



Relations des phénoblastes avec S1



Relations des phénoblastes avec S2

Fig. 13 — Disposition des Phénoblastes

On peut apprécier les relations des phénoblastes avec le deuxième épisode de plissement. Là encore on vérifie d'une manière générale l'indépendance des phénoblastes par rapport à la schistosité S2. Quelques cas donnent néanmoins l'impression que les minéraux tels que la biotite et le disthène sont alignés dans le plan de S2 (fig. 13f) ; on est alors tenté de penser que leur cristallisation s'est effectuée soit durant l'impression de la S2 des Skhour - donc en conditions syntectoniques - soit, plus tard, mimétique dans ces plans. Il s'agit plutôt de porphyroblastes qui ont crû parallèlement à S1, et qui ont suivi le rebroussement de la première schistosité lors de la crénulation de phase 2. Parfois les phénoblastes sont tordus et cassés (fig. 13e), mais il est difficile d'affirmer, vu le manque de netteté des figures au microscope, qu'ils le sont par cette phase 2. La rétromorphose s'amorce souvent dans ces cassures ; elle peut être assez importante, et le disthène est alors remplacé par de la séricite, le grenat et - plus rarement - la biotite par la chlorite.

24.5. Conclusions

Le métamorphisme de deuxième génération a une extension plus restreinte que le métamorphisme épizonal régional, mais son intensité est plus grande.

Les paragenèses :

quartz + muscovite + almandin + staurotide

et quartz + muscovite + almandin + disthène ± plagioclase ± épidote

montrent que les conditions nécessaires à l'apparition du sous-faciès à disthène - almandin - muscovite (faciès almandin-amphibolite) ont été atteintes. La disposition des minéraux qui apparaissent lors de cette phase de cristallisation indique que leur croissance est tardive par rapport au métamorphisme épizonal synschisteux, qu'elle est contemporaine d'un léger jeu (ou rejeu) de la S1, et qu'elle est suivie d'autres mouvements (S2 ?).

Deux hypothèses différentes ont été avancées pour l'explication de ce métamorphisme. Elles seront exposées et discutées au chapitre 3.7.

2.5. Les séries conglomératiques des Rehamna centraux du Dévonien au Carbonifère

25.1. Extension et affleurements étudiés

Les Rehamna centraux renferment plusieurs séries conglomératiques affectées à des degrés divers par l'orogenèse hercynienne.

Au nord se rencontre une épaisse formation rouge connue sous le nom de Conglomérats de Mechra-ben-Abbou. Elle occupe l'essentiel des collines autour de cette localité, au bord nord du massif. Nous en avons étudié les affleurements les plus méridionaux, au long de la Daïa El-Hamra-el-Kebir (feuille 1/50 000, Mechra-ben-Abbou, 264 x 221, voir fig. 14), effectuant en outre quelques échantillonnages et observations dans les environs mêmes de Mechra-ben-Abbou. Il s'agit d'une formation plissée mais non schistosée.

Plus au sud, juste au sud-ouest de la Daïa El-Hamra, on trouve une série conglomératique rouge qui présente de nombreuses ressemblances avec la précédente ; mais elle est affectée par une schistosité prononcée et se signale en outre par la présence de niveaux calcaires et pélitiques interstratifiés. C'est la série de Sekhira-es-Slimane (feuille 1/50 000 Mechra-ben-Abbou, 262 à 264 x 219).

> On utilise cette expression de préférence à la dénomination proposée par GIGOUT : série du Haut Oued Tarfa, car le cours supérieur de l'Oued Tarfa ne portant pas ce nom, mais celui de Daïa El-Hamra-el-Kebir, il y aurait risque de confusion.

On en rencontre des affleurements jusqu'à proximité du douar El-Biedna (254,5 x 219). A peu près sur le même parallèle, mais 6 km plus à l'est affleurent d'autres conglomérats rouges, cette fois franchement métamorphiques dans le faciès des Schistes Verts. Ils s'observent de part et d'autre de la route principale Casablanca - Marrakech, entre Sidi Abdallah et Sidi Mohamed - Moul-el-Koudiat (feuille Mechra-ben-Abbou, autour de 272 x 220). On les étudie ici sous le nom de Conglomérats de Sidi Abdallah.

Enfin, une dizaine de km au sud de la Sekhira-es-Slimane, au-delà du placage crétacé et au coeur des Rehamna centro-occidentaux, se présentent les conglomérats du Kef-el-Mouneb. C'est encore un ensemble conglomératique rouge, mais cette fois affecté par un métamorphisme de haut degré, à staurotide et disthène. Ils occupent un petit ensemble de collines à l'ouest et au nord du douar des Ouled Slimane (feuille 1/50 000 Skhour des Rehamna, autour de 260 x 207).

25.2. Travaux antérieurs et problèmes posés

L'étude de ces séries et niveaux conglomératiques est intéressante à deux titres. D'une part, au plan stratigraphique, on peut espérer y trouver des indications sur telle ou telle étape importante de l'orogenèse. D'autre part, au plan tectonique, on peut rechercher dans la déformation des galets des indications sur les contraintes et les mouvements pénétratifs dans ces zones métamorphisées.

C'est en fonction de ce double intérêt que GIGOUT a consacré plusieurs études à ces divers conglomérats (1951, 1955, 1956). Ils ont été réenvisagés dernièrement par MICHARD (1968a, b, 1969), mais une analyse systématique restait à entreprendre. Sans prétendre épuiser le sujet, notamment en ce qui concerne la formation de Mechra-ben-Abbou, nous apportons ici de nouvelles observations dont les dernières faites en commun (HOEPFFNER *et al.* 1972). Elles permettent de mieux cerner les questions (qui cependant devront être reprises dans un cadre plus vaste). Les problèmes tectoniques étant discutés au chapitre 3.2, on envisagera seulement ici l'aspect stratigraphique et pétrographique.

Au point de vue stratigraphique, quels étaient les problèmes posés ? Des problèmes de datation, puisque aucune de ces séries, même la formation non métamorphique de Mechra-ben-Abbou, n'avait fourni de fossiles ; des problèmes de corrélation entre ces séries semblables mais non identiques, même en mettant à part leur métamorphisme inégal, des problèmes de position par rapport aux séries voisines (interstratification, discordance, faille).

La formation de Mechra-ben-Abbou est datée approximativement par :

- sa discordance sur le Viséen (GIGOUT 1955, p. 24) ;

- les galets les plus jeunes reconnus dans la formation sont des éléments de Strunien (GIGOUT 1955, p. 23) et de roches vertes du Viséen supérieur (obs. nouvelle, voir ci-après);

- la présence d'un "Permo-Trias" subhorizontal discordant sur la formation de Mechra-ben-Abbou plissée, à l'est de cette localité (GIGOUT 1951, p. 82 et 1955, p. 25).

Elle avait d'abord été attribuée au Permien par H. TERMIER dès 1928 puis, sur les bases qui viennent d'être décrites, GIGOUT 1951 en faisait du Stéphano-Autunien, la comparant aux séries de Khenifra et Bou-Achouch du Maroc Central. Cependant, en 1955, le même auteur lui attribuait un âge westphalien, en faisant l'équivalent des couches de Sidi Kacem (Maroc Central). C'est à cette position que se sont ralliés les auteurs de la carte du Maroc au 1/500 000. MICHARD (1968b, 1969) retient lui aussi un âge westphalien, plus conciliable

avec l'idée d'une tectonique symmétamorphique postérieure à celle qu'il envisage alors. HUVELIN (1971) parle pour des couches de ce type, dans les Rehamna méridionales, du Westphalo-Permien.

Les conglomérats du Kef-el-Mouneb et de Sidi Abdallah sont attribués par GIGOUT (1951, 1956) au Dévonien inférieur et peut-être moyen en raison de "leur position dans des gouttières synclinales" à l'intérieur d'une série phylladique attribuée elle-même au Silurien (GIGOUT 1956, p. 79). Ces conglomérats sont comparés à un niveau détritique (grès grossier à plantes) découvert par cet auteur au NE de Mechra-ben-Abbou dans le Dévonien inférieur. C'est également cet âge qui est retenu par les rédacteurs de la carte au 1/500 000. Par contre, MICHARD (1968a, b, 1969) proposa pour ces conglomérats un âge westphalien, sur la base de :

- la similitude des faciès sédimentologiques avec la formation de Mechra-ben-Abbou ;

- la découverte de la position discordante des conglomérats du Kef-el-Mouneb au-dessus de la formation des Skhour, attribuée au Dévonien supérieur ;

- l'existence de la série de Sekhira-es-Slimane, à mi-chemin entre Mechra-ben-Abbou et les zones métamorphiques avec précisément des caractères sédimentaires et tectoniques intermédiaires entre ceux de la formation de Mechra-ben-Abbou et ceux du Kef-el-Mouneb.

Ces caractères "mixtes" de la série de Sekhira-es-Slimane expliquent justement que GIGOUT les ait d'abord identifiés aux conglomérats de Mechra-ben-Abbou (1951, carte au 1/200 000), avant de les placer dans le Dévonien aux côtés de ceux du Kef-el-Mouneb et de Sidi Abdallah (1956), sous le nom de conglomérats du Haut Oued Tarfa. MICHARD (1969) revient, on l'a dit, à l'attribution sous réserve de cette série au Westphalien de Mechra-ben-Abbou.

Nos quelques observations sur la formation de Mechra-ben-Abbou ne nous permettent pas de préciser ou de mieux asseoir sa datation - au demeurant non controversée - et nous admettons comme très probable un âge westphalo-autunien. Par contre, nos observations, complétées lors d'une tournée commune de l'équipe strasbourgeoise nous permettront de discuter l'âge des conglomérats schistosés et plus ou moins métamorphiques. Un rapport préliminaire a présenté l'essentiel des conclusions, et proposait un âge viséen pour ces séries. Cependant, tout récemment, une datation paléontologique est intervenue, permettant d'attribuer un âge dévonien moyen à ces conglomérats métamorphiques.

25.3. La formation de Mechra-ben-Abbou

GIGOUT (1951) décrit ce "conglomérat très grossier.. à gros blocs arrondis de calcaires gris paléozoïques. Les éléments ont le plus souvent la taille du poing, mélangés à beaucoup de graviers : ce sont surtout des grès rouges, verts, violets, des quartzites, des schistes verts. Le ciment est d'argiles sableuses qui forment en outre des lits intercalaires parfois épais de plusieurs mètres. Des laves acides se présentent en intercalations dans les conglomérats continentaux de Mechra-ben-Abbou. Ce sont des roches généralement altéréeset d'une identification difficile. Elles sont rouges ou violettes, microlitiques, pauvres en phénocristaux. Ce sont des andésites. Il s'agit de coulées contemporaines de la sédimentation du Westphalien probable".

Des observations récentes (Ch. HOEPFFNER *et al.* 1972, rapport inédit S.C.G. Rabat) montrent qu'au nord de Sidi Nefaa (feuille Mechra-ben-Abbou 227 x 276) certains éléments sont des calcaires clairs à faciès viséen, d'autres,des roches vertes de même âge, vraisemblablement. D'autres galets sont eux-mêmes conglomératiques ; ils semblent bien provenir, en fait, des lits conglomératiques lenticulaires, d'une longueur de plusieurs mètres, interstratifiés dans la formation. Ces lits sont identiques au reste de la série,à ceci près qu'ils sont fortement cimentés alors que le ciment du conglomérat de Mechra-ben-Abbou est en général argileux et tendre. On peut, probablement, se figurer ainsi l'autoremaniement du conglomérat : des terrasses ou chenaux lenticulaires où le conglomérat est fortement (et précocement) consolidé par une diagenèse carbonatée sont reprises par une crue violente et sont fragmentées en blocs pour se redéposer plus loin.

La déformation, comme on le verra au chapitre 3.2. se marque par des plis concentriques à grand rayon de courbure, sans schistosité, d'axe moyen E-W.

Dans la Daïa-el-Hamra-el-Kebir, les affleurements sont restreints et disséminés sur toute la longueur de l'oued ; ils s'étendent certainement sur une longueur de 3 kilomètres, sous le placage quaternaire qui recouvre toute la plaine de Chebinia à Sidi Abdallah. Les éléments sont bien façonnés, en général aplatis, allongés et arrondis, englobés dans un ciment abondant rouge violacé. On trouve des galets de quartzite, mais plus souvent des éléments de microquartzites chloriteux de faciès semblable à celui des terrains acadiens du synclinal d'Imfout. La proportion de ce faciès par rapport aux quartzites ne semble pas varier de manière systématique dans l'étendue où affleure cette série. On voit au microscope que les galets sont formés d'un assemblage régulier de cristaux de quartz, de chlorite et de mica blanc ; la séricite crée, par son arrangement préférentiel, un début de schistosité cristallophyllienne

visible en général sur l'échantillon. Le ciment est un grès violacé, ferrugineux, très peu argileux, non recristallisé. On n'a pas trouvé dans les affleurements de la Daïa-el-Hamra-el-Kebir, de galets possédant un haut degré de métamorphisme, les éléments les plus métamorphiques sont des schistes phylladiques. Des galets récoltés au pont du chemin de fer sur l'Oum-er-Rbia montrent des cristaux de quartz parfois jointifs mais le plus souvent séparés les uns des autres ; ils ont conservé leur allure de grains de sable arrondis et ne montrent aucune recristallisation. Des paillettes de séricite les séparent. En outre, nulle part le ciment n'est métamorphique. Par conséquent le métamorphisme des galets est antérieur à leur dépôt, et il n'a pas été suivi d'un métamorphisme de la série conglomératique qui aurait oblitéré ce premier épisode très léger.

On a tenté de retrouver les directions de paléocourants par le relevé des directions et plongements des grands axes Lo des galets.

> La forme des galets peut être ramenée à 3 types simples : la sphère, le disque, le rouleau. L'idée de base, exprimée par POTTER et PETTIJOHN (1963), est que la symétrie du dépôt reflète la symétrie du milieu. Les sphères ne donnent pas de renseignements sur les paléocourants ; c'est le cas des galets de Sekhira-es-Slimane. Les disques traduisent le sens du courant par l'arrangement préférentiel des surfaces planes (fig. 15), autrement dit par l'étude des imbrications. Les rouleaux se déposent soit perpendiculairement soit parallèlement au courant (les opinions à ce sujet varient avec les auteurs, mais il semble que, pour les galets fluviatiles au moins, la direction perpendiculaire au mouvement soit prépondérante, bien qu'on rencontre aussi des rouleaux déposés parallèlement au courant). C'est l'opinion de J.G. BLANALT (1969) qui a fait une revue de la question.

Les galets de la Daïa el-Hamra-el-Kebir sont un composé des formes du disque et du rouleau ; il faut donc repérer à la fois le sens des imbrications, et l'orientation et le plongement du grand axe du galet. Une quarantaine d'orientations en moyenne ont été mesurées à chaque affleurement ; les résultats sont représentés fig. 14. On y constate que les roses suggèrent généralement un transport NE-SW, auquel diverses observations d'imbrications permettent d'assigner un sens vers le SW (et quelquefois l'ouest). Le manque de netteté des roses est lié d'une part au petit nombre de galets mesurés et d'autre part, peut-être, à une variation originelle de la direction du flux entre les divers affleurements.

Ces résultats s'accordent avec la prépondérance des niveaux acadiens et ordoviciens à l'E et au NE. Cette zone représentait probablement, dès cette époque westphalo-autunienne, le terrain d'alimentation et devait se trouver déjà débarassée du Paléozoïque supérieur et moyen.

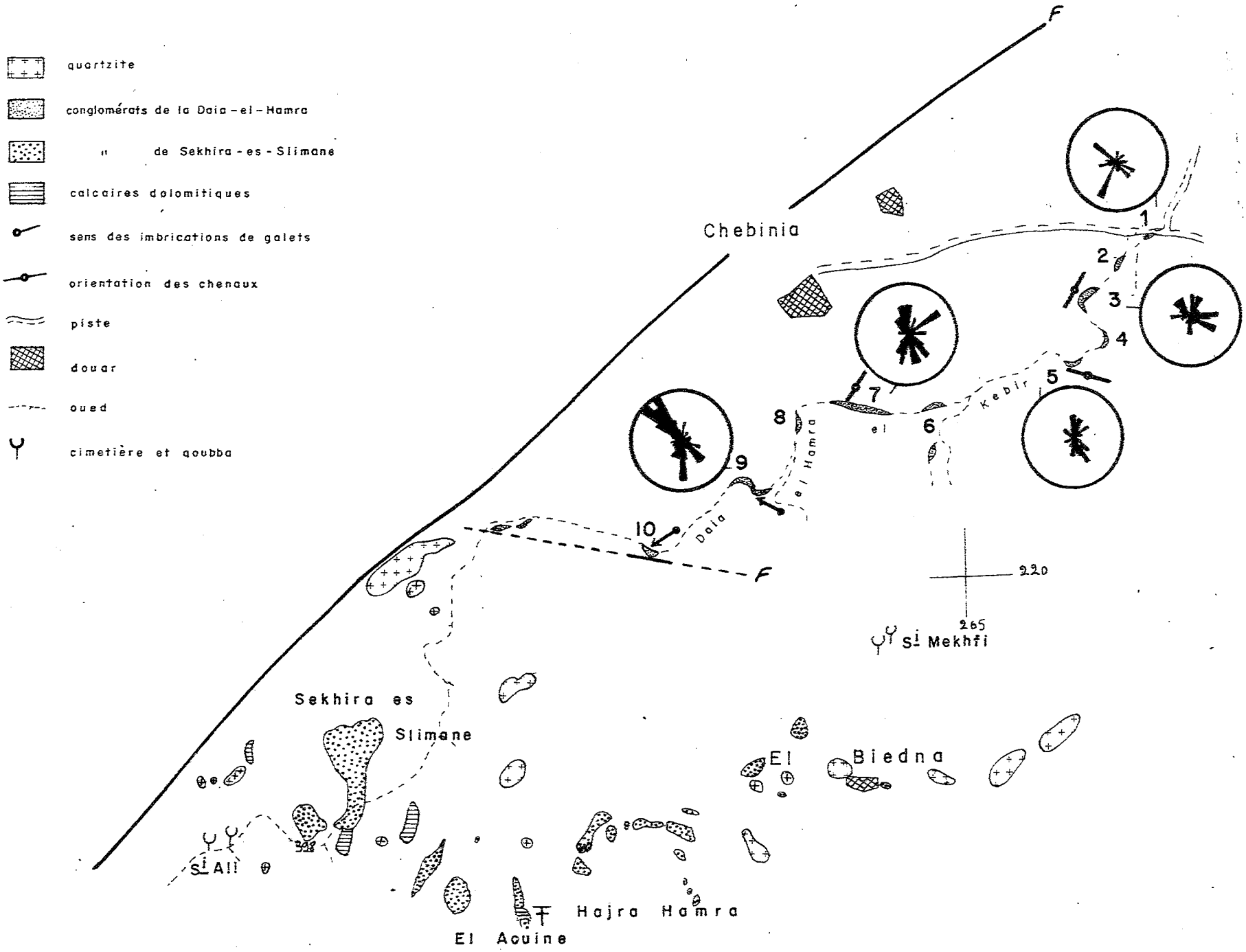


Fig. 14 – Les conglomérats de la Daia-el-Hamra-el-Kebir : orientation des galets

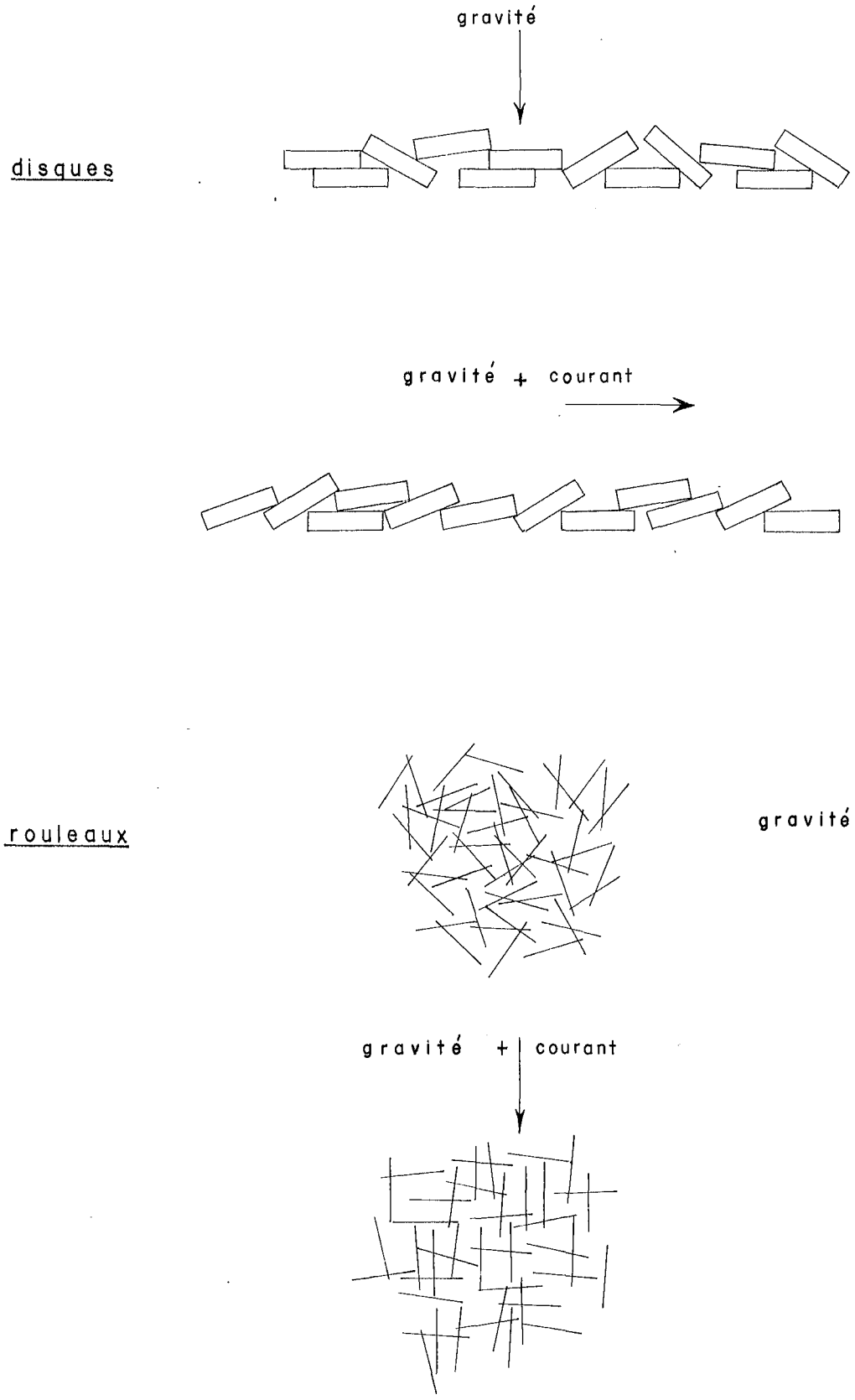


Fig. 15 – Disposition des galets sédimentaires

25.4. La série de Sekhira-es-Slimane

Les affleurements (fig. 14) sont souvent rocheux et bien visibles dans le paysage où leur couleur brun sombre les différencie facilement des quartzites blanc-crème du voisinage. Outre le piton de Sekhira-es-Slimane et celui, très voisin, de la colline 398, on en trouve des plaques dispersées, parfois très petites, jusqu'au douar El-Biedna. Le vallon d'El-Aouïne (douar Tazert de GIGOUT, 1956) offre une coupe intéressante où des calcaires et pélites s'associent aux conglomérats. Sur son bord sud la série est recouverte en discordance par le Crétacé, au nord elle est limitée par des failles.

Les éléments sont si peu usés que ces conglomérats sont presque des brèches. Un comptage effectué à Sekhira-es-Slimane a montré, pour des galets de quartzite :

46 % de galets anguleux
50 % subanguleux
4 % subarrondis.

Les éléments sont presque exclusivement des blocs de quartzite. On y a rencontré cependant des galets de calcaire zoogène gris du Dévonien moyen (?) (Sidi Ali, W de la colline 398) et des galets de calcaire dolomitique ocre ou rosâtre, à patine brun-jaune, fréquemment parcouru de fines veines calcitiques (vallon d'El-Aouïne) ; ces galets semblent associés à des niveaux calcaires sur lesquels on revient ci-dessous.

La taille des éléments est variable, du millimètre à la dizaine de centimètres ; dans le comptage cité plus haut, tous les galets se rangent, sans granoclassement visible, entre 2 et 15 cm de diamètre. La forme, bien qu'anguleuse, est généralement isodiamétrique et peut donc être grossièrement assimilée à une sphère. Plusieurs galets de quartzite ont été examinés au microscope. Ils sont formés essentiellement de grains de quartz, parfois séparés les uns des autres par des amas de séricite, mais souvent jointifs et même engrenés ; leur extinction est roulante. Il y a deux sortes de micas blancs : les uns en longs cristaux tordus, cassés, de 120 à 150 µ de diamètre, disposés dans la stratification, sont des micas détritiques ; les autres, en fines paillettes de 10 à 15 µ, orientées en tous sens, sont des séricites de néoformation, probablement liées à la schistosité de la série. Epidote et tourmaline apparaissent aussi ; elles sont détritiques car on les trouve rassemblées et concentrées, avec les micas flottés, dans la stratification.

Le ciment est généralement réduit et il ne forme qu'une fine pellicule autour des éléments ; c'est d'ailleurs souvent un microconglomérat. L'épaisseur des lits à galets peut varier de 20 à 100 cm ou davantage, les inter-

lits étant généralement plus minces. Vers le haut de la série les bancs à galets deviennent moins importants et se résolvent en lentilles de quelques mètres de longueur, interstratifiées dans un matériel grésopélitique du même type que celui des interlits du bas de la coupe. Les interlits et le ciment sont, au point de vue pétrographique, des grès argileux micacés : les cristaux de quartz subsphériques, aux grains usés et arrondis, ne sont jamais engrenés ; leur aspect détritique est caractéristique. Mieux que dans les galets on voit, surtout dans les affleurements d'El-Biedna, les cristaux de séricite s'organiser en des plans parallèles : c'est une schistosité de flux, qui affecte toute la série.

Il n'y a pas d'évolution pétrographique propre aux galets, antérieure à l'évolution du conglomérat, ou du moins une telle évolution n'est plus perceptible à l'heure actuelle ; les galets et le ciment ont été métamorphisés lors de la même phase : le degré de métamorphisme est le même, et la schistosité est la même (aux réfractions près) dans les galets, le ciment et les interlits.

Des couches calcaires et pélitiques s'observent notamment dans le vallon d'El-Aouine, associées aux conglomérats. Les premiers bancs de conglomérats, au sud, se chargent peu à peu d'éléments d'un calcaire ocre, plus ou moins dolomitisé ; ces galets carbonatés deviennent assez abondants puis, vers le milieu de la série conglomératique, on observe dans ce vallon un banc calcaire d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, à Encrines. Ce calcaire, beige-rosâtre, est surmonté de bancs grésopélitiques à intercalations conglomératiques et, une quarantaine de mètres au-dessus stratigraphiquement de la barre de calcaire, un mince niveau schistogréseux a livré (HOEPFFNER *et al.* 1972) : *Atrypa reticularis L.*, *Plectospira sp. cf. ferita* (HALL) (dét. H. HOLLARD), *Dalmanellacea* (un ex. indét.), Entroques. Il n'y a pas de raison valable, à l'affleurement, d'imaginer que ces fossiles sont remaniés, et ainsi le calcaire et la série conglomératique où il est interstratifié sont datés du Dévonien moyen. Rappelons que GIGOUT (1956) voyait dans ces conglomérats et calcaires du Coblencien, d'après un gisement 5 km plus au nord, le long de la faille médiane, mais sans exclure la présence du Dévonien moyen. Au-dessus, l'alternance grésoconglomératique reprend jusqu'à Sekhira-es-Slimane. On peut vérifier que cette série est différente de la formation de Mechra-ben-Abbou. Pour GIGOUT (1956) : "les différences résident essentiellement dans la compacité : les conglomérats de Mechra-ben-Abbou ont un ciment argileux qui entraine une consolidation imparfaite et le plus souvent des formes d'érosion molles ; les conglomérats dévoniens (de Sekhira-es-Slimane) à ciment et lits intercalaires schisteux sont plus durs et produisent aisément des rochers résistants". Les différences ne résident cependant pas uniquement dans l'aspect et la compa-

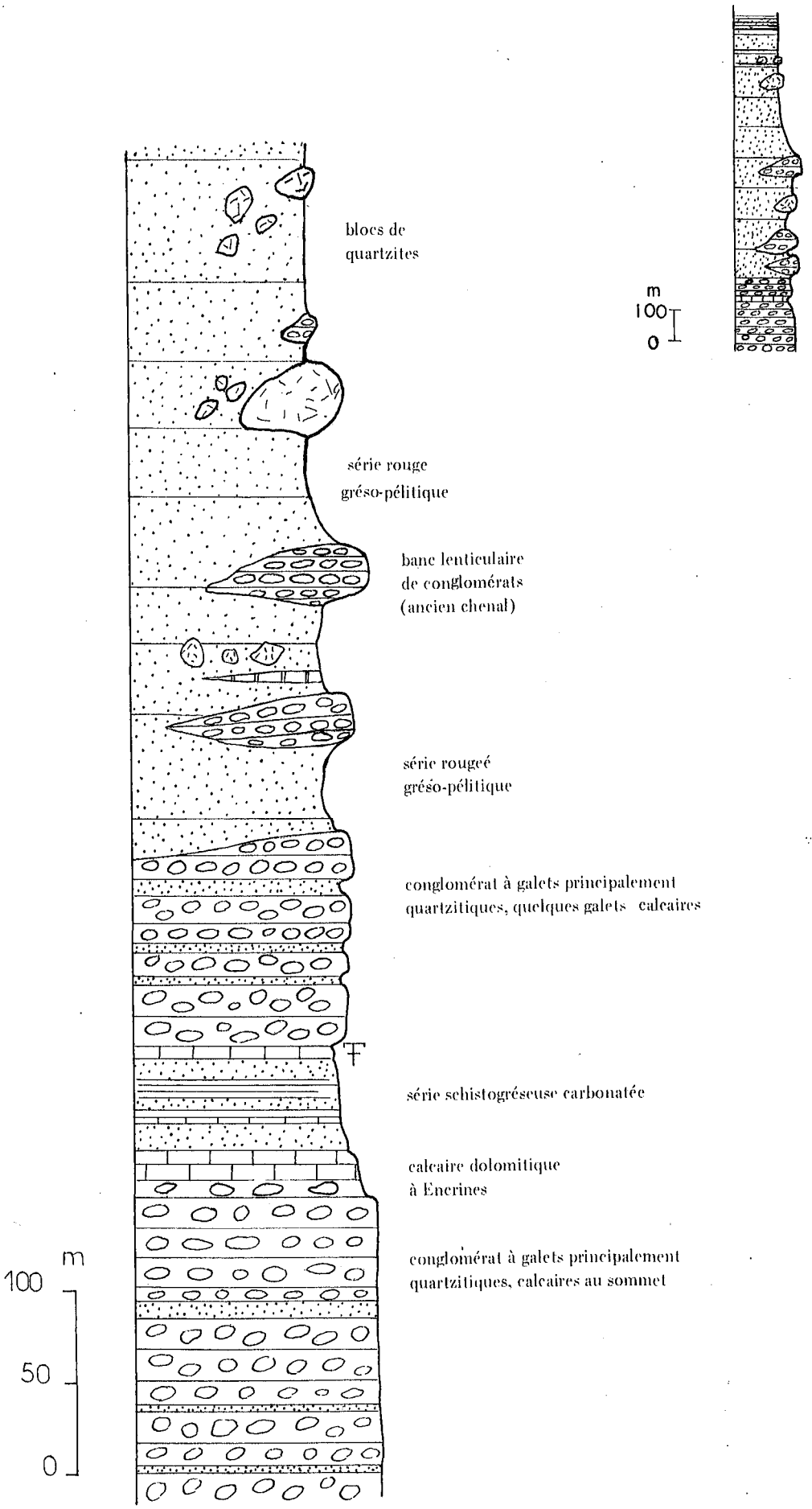


Fig. 16 – Colonne lithostratigraphique de la formation de Sekhira-es-Slimane

cité des affleurements : il n'y a pas, à Sekhira-es-Slimane, de galets acadiens : la zone d'alimentation, quelle qu'elle soit, n'avait pas encore atteint ce degré d'érosion, alors que dans les conglomérats westphalo-autuniens les galets acadiens sont nombreux.

Si on ne peut guère démontrer une différence dans l'évolution des galets à Sekhira-es-Slimane et à la Daïa El-Hamra-el-Kebir, elle est nette dans l'évolution du ciment : il y a un métamorphisme, dans le faciès des Schistes Verts supérieurs, à Sekhira-es-Slimane, il n'y en a pas, à proprement parler, à la Daïa El-Hamra, où l'indice de cristallinité de l'illite : 3,94 montre que la Daïa El-Hamra-el-Kebir - qui représente vraisemblablement la base de la formation de Mechra-ben-Abbou - a été placée dans l'anchizone. La nature aussi des roches associées - calcaires à Sekhira-es-Slimane, coulées volcaniques à Mechra-ben-Abbou - plaide en faveur de la distinction de ces deux séries.

Enfin, les conglomérats de Sekhira-es-Slimane forment la base d'un wildflysch, ou mélange tectonique (HOEPFFNER *et al.* 1972) décrit sommairement plus loin.

25.5. Les conglomérats de Sidi Abdallah

Les quelques rochers qui affleurent à l'est de la route principale Casablanca-Marrakech, non loin de la station ferroviaire de Sidi Abdallah, sont constitués de conglomérats encore reconnaissables quoique métamorphisés et déformés. Ils sont recouverts au sud en discordance par le Crétacé et disparaissent au nord sous le Quaternaire : à l'ouest et au sud-ouest leur contact avec les phyllades de la série des Skhour est peu visible, tandis qu'ils semblent passer à l'est à une formation chaotique à éléments viséens (HOEPFFNER *et al.* 1972). L'épaisseur de la série ne dépasse pas la centaine de mètres, elle est interstratifiée dans des grès et phyllades roses ou bruns.

La taille des galets est variable, de quelques millimètres à une dizaine de centimètres. Leur composition pétrographique est variable mais quartzo-phylliteuse.

Sur l'ensemble de l'affleurement, voici la répartition pétrographique, calculée sur 112 galets :

7 % quartzite
28 % quartzite micacé
58 % quartzophyllade
7 % phyllade.

Les minéraux constitutifs des galets sont ceux des divers quartzites micacés et quartzophyllades déjà décrits dans la série des Skhour et du Draa Guessaa : ils présentent un fond quartzophylladique (les micas blancs et les chlorites ont ici 50 µ de longueur en moyenne) dans lequel sont englobées des épidotes et des tourmalines détritiques et des oxydes de fer (hématite-limonite).

Le style de déformation des galets sera étudié au chapitre 3.6. Le ciment est rosâtre, assez tendre, satiné. Il est généralement phylladique, plus ou moins quartzeux. Les muscovites et chlorites de 40 à 80 µ sont alignées et englobent des cristaux de quartz ainsi que les minéraux accessoires communs : épidote, tourmaline, oxydes de fer. La biotite est absente, de même que les autres minéraux de plus haut degré de métamorphisme ; le métamorphisme a donc ici le faciès de Schistes Verts, sous-faciès à quartz, albite, muscovite et chlorite. La schistosité de flux que présentent les galets (et dans lesquelles ils sont aplatis) est la même que celle du ciment ; par conséquent le métamorphisme des galets est contemporain de celui du ciment.

Cette série diffère de celle de Mechra-ben-Abbou pour les même raisons que celles évoquées à propos de la série de Sekhira-es-Slimane : absence de galets acadiens, ciment métamorphique. Par contre, tout relie la série de Sidi-Abdallah à celle de Sekhira-es-Slimane, sauf la composition des éléments, légèrement plus quartzophylladique ici, et le métamorphisme plus intense. On peut remarquer à ce sujet qu'il existe déjà un gradient de métamorphisme croissant entre la Sekhira-es-Slimane et le douar El-Biedna, 3 km à l'est, et que Sidi Abdallah est situé 6 km encore plus à l'est.

25.6. La série du Kef-el-Mouneb

Les affleurements sont rocheux et présentent des formes déchiquetées et sombres bien visibles dans le paysage, analogues à celles de Sidi Abdallah (fig. 17). Ils forment un lambeau d'une centaine de mètres d'épaisseur, discordant sur les phyllades de Draa-el-Bouir (MICHARD 1968a) ; celles-ci sont parallélisées à celles de Draa-Akehal et placées dans la formation des Skhour attribuée au Silurien inférieur (?).La forme de l'affleurement est, sur la carte, celle d'un triangle dont la pointe NE forme un prolongement très étroit.

La série est constituée d'une succession de bancs ou de lits épais à galets et de lits plus minces à grain fin, anciens grès marquant la stratification. L'épaisseur des lits d'origine gréseuse peut varier à l'intérieur d'un même affleurement : en général de l'ordre de deux ou trois décimètres, elle peut atteindre le mètre. Leur composition est semblable à celle du ciment qui entoure les galets.

Les lits conglomératiques sont beaucoup plus épais que les lits "gréseux". Il n'apparaissent pas lenticulaires et leur épaisseur reste constante, du moins sur l'affleurement visible.

La taille des galets varie beaucoup, passant de quelques millimètres de longueur à des valeurs bien plus élevées : un galet de 135 cm de long, 75 cm

de large et 36 cm d'épaisseur a été mesuré. GIGOUT en a vu de plus gros encore (180 cm x 20 cm x 10 cm ; extrémités incomplètes). Bien que ces gros éléments aient été trouvés surtout au NE du Kef-el-Mouneb, on n'a pas mis en évidence une variation systématique de la taille des galets à l'intérieur de l'affleurement, pas plus, d'ailleurs, qu'un granoclassement vertical.

La composition des galets est variable, mais l'ensemble quartzitique (quartzites et quartzites micacés) est prédominant : il représente statistiquement 80 % du total des galets, tandis que le terme phylladique (quartzophyllades et phyllades) n'en forme que 20 %, les autres types de galets, en particulier calcaires, étant occasionnels. Cette répartition est assez constante et ne varie pas systématiquement d'un affleurement à l'autre.

Les galets de quartzite, les plus abondants, sont gris ou gris-rosâtre. Ils sont formés essentiellement par des cristaux de quartz jointifs, tous de même taille, souvent aplatis dans un plan parallèle au plan d'aplatissement du galet. Il n'est pas rare que de fines paillettes de muscovite soient dispersées entre les cristaux de quartz, ou qu'on y trouve, accessoirement, des granules d'épidote et de tourmaline. Dans les galets de quartzophyllades, le quartz est moins abondant ; la muscovite est prédominante et forme, comme dans les quartzophyllades des Skhour, par exemple, des lits plus ou moins épais ; en outre, dans les lits quartzeux, elle apparaît, en cristaux petits et non orientés, disséminés entre les grains de quartz. De nombreux galets présentent à chaque extrémité une "queue" micacée formée essentiellement par la réunion des cristaux de mica blanc à l'endroit où se termine le galet proprement dit. Les autres types de galets sont rarissimes.

On trouve essentiellement les galets calcaires au pied sud-ouest de Kef-el-Mouneb. On peut observer, soit un calcaire pur, blanc-gris, soit un calcaire dolomitique à patine jaune, soit un calcaire siliceux, où la calcite se mêle à des cristaux de quartz, parfois en proportion notable. Le faciès de ces calcaires rappelle éventuellement le Dévonien moyen (divers types) et peut-être aussi le Silurien (?) dont on sait qu'ils se trouvent remaniés dans la série de Sekhira-es-Slimane.

On a trouvé deux galets d'un type différent : gris verdâtre, ils apparaissent au microscope formés essentiellement par de l'épidote-pistachite avec de la calcite, du plagioclase andésine-labrador et, en moins grande quantité, de la muscovite, de la chlorite et de la magnétite. Le métamorphisme de ces galets n'est pas différent de celui de leur ciment.

Le ciment est rose à gris, souvent lui-même microconglomératique, essentiellement quartzomicacé. Les cristaux de quartz sont généralement aplatis et prolongent la schistosité interne des galets. Lorsque le galet est quartzitique,

les cristaux de quartz du ciment sont généralement plus petits que ceux du galet. La muscovite existe sous deux formes, en paillettes disséminées dans les lits quartzeux, ou en cristaux plus gros, atteignant même quelques dizièmes de millimètres, rassemblés en lits micacés. La chlorite, bien que son importance varie d'un échantillon à l'autre, est très fréquente. Quand le galet est calcaire, il arrive que le ciment qui l'entoure se charge d'épidote très localement, marquant ainsi l'existence d'une légère métasomatose. Albite, magnétite, parfois calcite, apatite et zircon complètent cette paragenèse fort semblable, on le voit, à celle des phyllades des Skhour.

Mais là encore, aux minéraux d'épizone se superposent des minéraux de plus haut degré : biotite, grenat, staurotide et disthène. On a vu au paragraphe 24.4. que la répartition des isogrades (carte, fig. 8) fait apparaître que le métamorphisme croît à l'intérieur même de la série du Kef-el-Mouneb : on passe, du NW vers le centre de l'affleurement, de la zone à biotite à celle du grenat, puis à la zone du disthène. Les relations mutuelles de la trame épimétamorphique et des phénoblastes, la disposition et les déformations de ceux-ci sont identiques en tout point à ce qu'on peut décrire dans les micaschistes des Ouled Slimane (chapitre 2.4.), développés à partir de la formation des Skhour. Ici aussi, les phénoblastes de haut degré sont apparus tardivement par rapport à un premier métamorphisme synschisteux.

Les conglomérats du Kef-el-Mouneb ont essentiellement la même histoire métamorphique que la formation des Skhour sur laquelle ils sont discordants.

Les conglomérats du Kef-el-Mouneb ont en commun avec ceux de Mechra-ben-Abbou d'être une série conglomératique rouge discordante au moins sur des terrains siluriens (?). Les ressemblances s'arrêtent là et par ailleurs, il est difficile d'envisager que sur la distance relativement courte qui sépare les deux formations le métamorphisme puisse devenir si intense.

Par contre, avec les conglomérats de Sekhira-es-Slimane les ressemblances sont nettes : si ceux-ci sont plus fournis en galets et lits calcaires que ceux du Kef-el-Mouneb, le matériel fondamentalement est le même. Le métamorphisme existe déjà à la Sekhira, associé à des plis N-S, et un gradient bien connu par ailleurs permet de comprendre son exagération au Kef, où il est associé aussi à des plis subméridiens.

L'évolution du métamorphisme de Sekhira-es-Slimane vers Sidi Abdallah montre qu'on peut aussi chercher dans cette localité une sorte de jalon entre Sekhira-es-Slimane et le Kef-el-Mouneb. A Sidi Abdallah, en effet, le matériel

est identique à celui du Kef-el-Mouneb, quoiqu'un peu plus phylladique ; le métamorphisme est à peine moins intense ; les phénoblastes en sont absents mais il n'est pas exclu qu'on trouve à Sidi Abdallah les dernières manifestations du front thermique (accroissement de la taille des micas blancs).

C'est ce qui a permis de considérer les conglomérats du Kef-el-Mouneb comme l'extrême base de la série conglomératique du Dévonien moyen dont les niveaux un peu plus élevés constituent les séries de Sekhira-es-Slimane et Sidi Abdallah.

25.7. Le problème de la formation chaotique supra-conglomérats. Du Dévonien moyen au Viséen supérieur

Les conglomérats de Sekhira-es-Slimane sont surmontés au nord par des schistes grésopélitiques à blocs. Au-dessus des bancs continus à El-Aouine, les conglomérats ne forment plus que des intercalations lenticulaires d'une ou de plusieurs dizaines de mètres de long et de quelques mètres d'épaisseur, interstratifiés dans une série grésophylladique. Au fur et à mesure qu'on monte dans la série, c'est-à-dire qu'on se déplace vers le nord, l'importance des faciès conglomératiques (quartzifiés ou schisteux) diminue, alors qu'on observe de plus en plus de blocs de quartzites (Ordovicien ? Silurien ?), isolés dans la même masse grésophylladique. Ces blocs sont anguleux, non classés, de tailles diverses, et leur diamètre va du centimètre à la dizaine de mètres ou davantage. Ce sont ces blocs ou klippes, dégagés par l'érosion, qui forment les chicots quartzitiques bien visibles dans le paysage au N et au NE de Sekhira-es-Slimane ; les plus gros d'entre eux ont été représentés sur la fig. 14 et la carte h.t.

On peut désigner cet ensemble, succédant aux conglomérats et calcaires de Sekhira-es-Slimane, sous le nom de formation chaotique du Bled Mris. Elle semble avoir son correspondant au-dessus des conglomérats de Sidi Abdallah (HOEPFFNER *et al.* 1972), à la limite du secteur étudié en détail dans ce mémoire. Or, en ce point, la formation chaotique comporte, sur des masses de Silurien (?) et de Dévonien, des faisceaux de bancs fossilifères du Viséen supérieur, dont certains à faciès flysch.

On voit les problèmes que posent ces ensembles chaotiques :

- extension et unicité : il paraît logique d'un rapprocher aussi les schistes à blocs de Sidi Kountar (MICHARD 1968, HOEPFFNER en prépar.).

- conditions de genèse : glissement sédimentaire (olistostrome), mélange tectonique ou combinaison de ces deux mécanismes ; liaison avec un haut-fond, une nappe précoce ?

- âge : si les calcaires d'El-Aouine indiquent le Dévonien moyen, la formation chaotique du Bled Mris appartient peut-être au Dévonien supérieur. Il est tentant d'évoquer à cet endroit les conglomérats de Biar Setla de H. TERMIER (1936) et leurs équivalents possible de Tiflet (voir *in* CHOUBERT et FAURE-MURET 1952) ; mais l'ensemble ou le sommet de la formation pourrait avoir été mélangé au cours du Viséen supérieur, au moins dans la coupe de Sidi Abdallah. On sait qu'un flysch chaotique précédant des nappes précoces est décrit par HUVELIN (1967) dans les Jbilete orientales.

25.8. Conclusions

Les conglomérats des Rehamna centraux appartiennent à deux séries distinctes :

La première comporte près de sa base une intercalation calcaire, marine, fossilifère, datant du Dévonien moyen. L'épaisseur de la série atteint 300 m ; ses couches de base, particulièrement grossières, sont discordantes, au Kef-el-Mouneb, sur le Silurien inférieur probable. Vers le haut elle semble passer à une formation chaotique encore énigmatique (HOEPFFNER *et al.* 1972 ; travaux en cours), où le Dévonien supérieur est peut-être représenté et qui supporte, localement au moins, des masses de Viséen supérieur : wildflysch, mélange tectonique ou sédimentaire ? Tous ces terrains sont schistosés ; le métamorphisme croît vers le sud-est et est maximum au Kef-el-Mouneb où sa culmination est tardive par rapport à l'apparition de la schistosité.

La deuxième série, westphalo-autunienne probable, est une molasse probablement continentale, discordante sur l'ensemble des terrains antérieurs. La partie méridionale de cette formation, seule partie étudiée ici, a échappé au métamorphisme et à la schistosité qui ont affecté les terrains antérieurs.

2.6. Les roches éruptives et le métamorphisme de contact

Le granite des Rehamna est resté en dehors de la zone cartographiée en cours de cette étude ; par contre les limites de son auréole de contact, ainsi que les filons, qu'ils lui soient liés ou non, ont été repérés et les principaux figurent dans la carte. Le chapitre ne se présente donc pas comme une étude exhaustive du magmatisme hercynien dans les Rehamna, mais comme une utilisation des données déjà connues, et de quelques observations personnelles, devant compléter le tableau de l'évolution pétrogénétique et structurale de la région.

26.1. Le granite

Reprenant les descriptions de ses prédécesseurs, GIGOUT (1951) décrit le granite de Si Mohamed Jerari (le batholite des Rehamna) "rose, à grain moyen ou petit, élément lourd peu abondant ou rare". Il renferme peu de filons, de microgranite et de quartz, et "il se range incontestablement dans la catégorie des granites circonscrits".

Pour MICHARD (1967), l'emplacement du granite, situé immédiatement sous les couches du Géorgien de Lalla Mouchaa laisse penser "qu'il a pris électivement la place des rhyolites" du PIII qu'on trouve généralement sous le Cambrien au Maroc. Le contact avec l'encaissant est franc, souligné par une auréole à andalousite et cordiérite.

Les diaclases forment un système assez régulièrement radioconcentrique, mais MICHARD (1968) a pu néanmoins remarquer que ce batholite "doit être subdivisé au moins par son système de joints, en un apex Nord et un corps principal Sud". Les quelques observations personnelles effectuées sur la marge nord du batholite, non loin du douar des Ouled Zekri, le montrent très altéré, en arène et en boules. La foliation y est peu marquée, subhorizontale, avec une linéation méridienne. Quelques filons d'aplite recoupent la masse granitique suivant grossièrement deux orientations : N 170 et N 100. Il n'est pas possible malgré la centaine de mesures de diaclases effectuées, de mettre en évidence un système prédominant. Les observations d'ordre pétrographique faites à cet endroit montrent que le granite à grain moyen, rose, est formé essentiellement de quartz et de feldspath surtout potassique ; on y observe également des plagioclases An 20 et, très peu abondantes, de la biotite et de la muscovite. Ce type minéralogique représente le type moyen de la zone occidentale du batholite, la partie orientale du batholite étant, selon GIGOUT (1951) constituée

9673

par un granite plus riche en biotite et en plagioclases calciques. Au total, d'après cet auteur, "la roche de Si Mohamed Jerari est à la limite des granites calco-alcalins et alcalins".

Les minéralisations liées à ce granite occidental sont essentiellement localisées dans les skarus du jbel Temtana (ci-après). Par contre dans les Rehamna centraux affleurent quelques apex granitiques à minéralisation abondante de type pneumatolytique (CHAURIS et HUVELIN 1964, M'HAMDI 1967, HUVELIN et LEVY 1969). Ces apex sont probablement à rattacher en profondeur au même vaste batholite que le granite de Si Mohamed Jerari.

L'âge du granite peut être précisé par l'étude des déformations qu'il provoque (paragraphe 33.2).On verra qu'il est postérieur aux phases principales de l'orogenèse.

26.2. Les microgranites

Pour GIGOUT "presque tout le coeur métamorphique des Rehamna est lardé de filons de microgranites. Leur épaisseur, indique-t-il, varie entre 2 ou 3 m et 10 à 20 mètres..., leur longueur atteignant parfois plusieurs kilomètres... Ils sont concordants à la schistosité". On trouvera sur la carte la localisation des filons rencontrés. Ils sont particulièrement nombreux dans le secteur Lalla Mouchaa - ferme Prioux, par conséquent aux alentours du massif granitique. Leur direction d'ensemble est celle de la schistosité symmétamorphe. Ils sont de plus en plus rares vers le N, et on n'en trouve plus au N de Skhour.

Ces filons sont très fréquemment diaclasés : le microgranite de Dar Si Azzouz par exemple, est fracturé par des plans subverticaux, respectivement de directions N 130, N 35, N 60 et N 160, qui sont d'ailleurs les mêmes que celles des grès verts encaissants, le microgranite de la ferme Prioux est cassé vers le sud par des failles N 120-130. On ne peut cependant pas expliquer ces cassures par le jeu des reprises tectoniques tardives qui affectent les séries phylladiques (paragraphe 33.3) si les filons de microgranite sont postérieurs au granite que, selon GIGOUT (1951), ils recoupent ; il s'agit donc probablement de diaclases de détente postérieures à la mise en place des microgranites.

Le microgranite est lui-même une roche rose clair, à grain généralement fin ; parfois, comme à Lalla Mouchaa, on observe un faciès de bordure à grain très fin, aux épontes du filon. Au microscope on distingue, dans un fond microgrenu à muscovite, orthose, plagioclases et quartz, de grands cristaux de quartz, corrodés et subautomorphes.

26.3. Pegmatite, aplite et quartz

Aucun filon de pegmatite n'a été observé dans la zone cartographiée ; GIGOUT en signale dans le sud du même batholite (douar Ouled Hassoun) où "la pegmatite comporte de gros cristaux de tourmaline noire, de minuscules grenats, des plaquettes de mica blanc, de gros cristaux de feldspath rose atteignant 10 cm de longueur, et du quartz".

Au nord du granite, non loin du douar Ouled Zekri, le granite montre d'assez nombreux filons d'aplite. Rose à grain fin, l'aplite est constituée des mêmes minéraux que le granite.

Les filons de quartz, ainsi que le signale GIGOUT, sont très abondants dans la zone des micaschistes, et de plus en plus rares en direction du nord. Ces filons sont variés : il y a des veines de quartz assez limpide, souvent pegmatitique, enrobées de cristallisations exubérantes de micas, voire de staurotide ou grenat et abritant parfois du disthène ; elles sont contemporaines, *pro parte* (?) du front thermique , et elles ont été signalées au paragraphe 26.4. ; elles renferment (J.C. LEZIER, travaux inédits) des quantités appréciables de CO_2. D'autres filons de quartz laiteux, stériles, sont probablement plus tardifs et liés au granite. C'est essentiellement de ceux-ci qu'il sera question ici. L'importance des filons est très variable, de quelques cm à 1 m ou même plusieurs mètres d'épaisseur. Ils sont souvent concordants avec la schistosité, avec une direction NE, mais ils peuvent s'en écarter assez nettement et prendre toutes les orientations du quadrant NE. Ils présentent le même système de cassures que les autres filons : cassures subverticales en N 35-40, N 90-100, N 130 et parfois N 160-180.

26.4. Les orthophyres

Les roches filoniennes appelées successivement dolérites (GIGOUT 1951) puis orthophyres (MICHARD 1967) enfin microdiorites (HUVELIN 1971) sont très fréquentes dans la zone métamorphique.

Macroscopiquement on peut distinguer des types pétrographiques assez variés : la roche est parfois gris-rosâtre, avec ou sans quartz visible à l'oeil nu, parfois elle est grise et même verdâtre. Le grain est généralement assez fin, la taille moyenne des cristaux visibles étant de l'ordre du millimètre.

L'état d'altération assez poussé de ces roches filoniennes rend parfois délicate les diagnoses de certaines espèces minérales, en particulier des feldspaths ; la teneur en anorthite des plagioclases est certainement sous-estimée de ce fait car les sections propres à la mesure sont trop rares dans chaque lame mince. On observe au microscope, comme GIGOUT l'avait noté, plusieurs types de structures

allant de la structure grenue à une structure véritablement porphyrique. Dans la structure grenue, les cristaux ont tous la même taille. Dans un échantillon d'El-Kounitra, par exemple, il s'agit de plagioclases et de feldspaths alcalins très altérés. On y remarque aussi des grains de quartz relativement abondant, de chlorite, calcite, épidote et magnétite. Par augmentation de la taille des cristaux de feldspath, on passe à une structure de type intersertal, où les phénocristaux de feldspath (plagioclase An 30 et feldspath alcalin), subautomorphes, sont appuyés les uns sur les autres, délimitant des interstices comblés par la chlorite et le quartz principalement, avec la calcite, la magnétite, l'épidote-pistachite, la zoïsite et quelquefois la biotite. Parfois, enfin, quelques uns de ces phénoblastes acquièrent une très grande taille et on observe deux catégories de cristaux de feldspath : grands cristaux de 2 à 4 mm de long et les phénocristaux plus modestes de 0,5 mm.

Malgré ces variations de structure, la composition minéralogique, on le voit, reste assez constante : feldspath alcalin, plagioclase An 30-40, chlorite et quartz forment le fond de la roche. S'y ajoutent la calcite, l'épidote, la biotite et la magnétite. La chlorite se présente très généralement sous la forme de plages à contours xénomorphes, sans clivages bien nets ; parfois pourtant elle forme des lattes avec des clivages réguliers. Il semble s'agir principalement de chlorite d'altération (de la biotite ?). Dans un échantillon, provenant du Sud du jbel Tenntana, donc au contact immédiat du granite, l'orthophyre contient du sphène et de l'actinote en quantité notable. Il ne semble pas que cette amphibole, bien que quelquefois poeciloblastique, puisse être mise au compte du métamorphisme de contact, car les autres minéraux, et en particulier la chlorite ne sont pas recristallisés.

L'âge de la mise en place de ces filons est difficile à établir avec certitude ; ils recoupent tous les terrains jusqu'au Dévonien inclus (Kef-el-Mouneb). Les affleurements de Westphalien situés dans le terrain étudié ne contiennent pas de galets d'orthophyre mais ne sont pas non plus traversés par des filons ; mais ceux-ci, il est vrai, sont localisés dans la zone métamorphique. Pour HUVELIN (1971) ils sont "vraisemblablement antérieurs aux dépôts westphaliens-permiens ou tout au plus contemporains de ces derniers" et, pour cet auteur, les filons n'avaient atteint que les zones profondes et n'affleuraient pas encore lors du dépôt des conglomérats westphaliens. On devrait dans ce cas s'attendre à les voir affectés par le plissement post-westphalo-autunien. HUVELIN signale des filons plissés dans l'est du massif. Ici, ils semblent exempts de toute déformation, à part les systèmes de cassures qui les recoupent (un filon orienté NE, dans le jbel Tenntana, a montré des cassures identiques à celles des filons de microgranite : subverticales, de directions N 130, N 45, N 05 et N 90). Le problème de l'âge de leur mise en place n'est donc pas résolu ; des essais de détermination de leur âge radiométrique n'ont pas fourni de résultats.

Une analyse chimique d'orthophyres prélevés dans l'ensemble des Rehamna est en cours.

Il serait intéressant d'étudier les filiations possibles de ces roches avec les microgranites, probablement antérieurs (certains filons de "microgranites de GIGOUT sont, d'ailleurs, des orthophyres), et avec les dolérites. Divers filons de dolérite ont été en effet mentionnés par GIGOUT. HUVELIN (1971) décrit la prolongation d'un vaste dyke basique qui recoupe le Westphalo-Autunien des Jbilete occidentales, jusqu'à proximité du Jbel Lakhdar, dans les Rehamna occidentaux ; il se signale par une anomalie magnétique.

Ces quelques remarques ne peuvent épuiser le sujet du magmatisme hercynien dans les Rehamna. Le granite, à peine effleuré, mériterait une étude d'ensemble, de même que les divers filons ; citons en particulier l'intérêt que présenterait une enquête, sur une plus grande surface, sur les relations des orthophyres avec les terrains encaissants.

26.5. L'auréole de contact du granite

265.1. Dans les phyllades

Entre Sidi Aïssa-des-Ouled-Selmoun et Sidi Bou-Lenouar, les phyllades vert clair siluriennes se chargent de taches et de nodules ; ce faciès de schistes tachetés ne peut être suivi jusqu'au granite, faute d'affleurement ; vers le nord, il disparaît rapidement à la hauteur du jbel Tenntana. Les nodules sont ovoïdes de quelques mm de diamètre. Au microscope, ils apparaissent formés essentiellement d'un feutrage assez fin de paillettes de muscovite quelquefois un peu alignées dans la schistosité cristallophyllienne mais le plus souvent disposées d'une manière désordonnée, équante. Ces muscovites sont toujours associées à de la biotite très brune, subautomorphe, parfois poeciloblastique. Par endroits, dans les nodules, entre ces cristaux de micas on trouve des plages résiduelles d'un jaune clair en LN, quaso-isotropes en LP semblable à l'auréole jaune de l'altération de la cordiérite. L'ensemble de ces caractères conduit à penser que ces nodules sont d'anciens cristaux de cordiérite qui ont été altérés par la suite. Entre ces nodules apparaît la trame phylladique toujours beaucoup moins riche en biotite que les nodules. Ni la schistosité de flux S1 des Skhour, ni la crénulation S2 des Skhour ne pénètrent dans les nodules qui les effacent. De plus, on remarque aussi que les nodules eux-mêmes ne sont pas déformés ; par conséquent ils sont postérieurs à ces deux familles de plans.

265.2. Dans les calcaires

Le jbel Tenntana est, dans sa partie sud, formé de roches calcaires recristallisées, vert brun à grain relativement gros, de l'ordre du mm. Les unes présentent un litage vert et blanc, et sont en continuité cartographique avec les couches de passage du Géorgien à l'Acadien, les autres sont uniformément vert sombre et prolongent des calcaires dolomitiques du Géorgien.

Au microscope, on découvre dans les premières les minéraux suivants : quartz et plagioclases An 40 dans les lits blancs, grenat, épidote, diopside, hédenbergite dans les lits verts. Les autres échantillons, non lités, sont formés d'idocrase, trémolite, scapolite (proche du pôle marialite), calcite, épidote, tourmaline et quartz. On pourrait éventuellement utiliser pour ces roches, le terme de barrégiennes, ou tachites rubanées, mais tous les carbonates ne sont pas entièrement silicatisés.

Ces minéraux ne sont pas, pour la plupart, des minéraux de roches sédimentaires, et certains sont connus classiquement pour être de minéraux du métamorphisme de contact de séries carbonatées. Il est intéressant d'essayer d'élucider leurs relations mutuelles pour suivre les modifications apportées successivement par le granite dans son auréole. Lorsque la scapolite est en contact avec l'idocrase, elle est corrodée par ce dernier minéral que l'on voit s'infiltrer dans ces clivages ou remplir des golfes dans ces bordures, allant jusqu'à morceler complètement la scapolite. La trémolite, de même, recoupe franchement la scapolite, mais il arrive qu'elle se superpose aussi à l'idocrase (fig. 18, 19) ; la trémolite est elle-même parfois brisée et la cassure remplie de calcite. On peut donc proposer la succession suivante : scapolite-idocrase-trémolite (on verra plus loin que des considérations d'ordre structural permettent de vérifier cette succession).

La scapolite est généralement considérée (voir, par exemple DEER, HOWIE et ZUSSMAN 1966) comme un minéral qui indique une certaine pneumatolyse, c'est-à-dire, selon RAGUIN (1957) "l'action des émanations du granite : solutions ou vapeurs aqueuses alcalines, associées à des composés des halogènes (fluor, chlore), du soufre, du phosphore, du bore" ; ainsi, la tourmaline avec le bore et le lithium, et la scapolite avec le chlore sont-elles des témoins de l'émanation de solutions ou vapeurs aqueuses hors du magma, émanations que le caractère précoce de la cristallisation de la scapolite permet d'imaginer au début de la mise en place du batholite.

On peut, peut-être, rapporter à une légère pneumatolyse la présence de tourmaline relativement abondante jusque dans les phyllades de Lalla Mouchaa, comme dans la pneumatolyse des apex orientaux (P. JENNY, Ch. HOEPFFNER, à paraître).

Par la suite, le remplacement de la scapolite par l'idocrase et l'apparition de la trémolite témoignent de l'arrivée d'éléments ferromagnésiens, celle-là même qui se traduit ailleurs, par exemple dans les schistes tachetés de Sidi Bou Lenouar, par l'invasion de minuscules lamelles de biotite.

26.6. Quelques mesures géochronologiques

Un certain nombre de mesures géochronologiques sont disponibles grâce à l'obligeance du Service géologique du Maroc. Elles sont dues à D. TISSERANT qui a retenu en particulier les résultats suivants, pour les roches magmatiques :

- granite des Rehamna occidentaux, partie sud, biotite : 291 ± 9 MA
- granite de Ras-el-Abiod, muscovite : 276 ± 8 MA
- pegmatite du même secteur : 292 ± 9 MA
- pegmatite des Ouled Hassoune (Ben Guerir), muscovite : 272 ± 8 MA
- microgranite de la ferme Prioux : 297 ± 12 MA.

Ces chiffres sont donnés sous toutes réserves. Ils correspondent à des mesures ponctuelles et demanderaient à être précisés par d'autres mesures. Ils sont cependant assez proches les uns des autres, et on peut encore souligner que des mesures faites sur des micaschistes (Ouled Slimane et le long de la route principale) ont fourni une isochrone à 285-290 MA, sur laquelle se place aussi le microgranite cité. On sait cependant que l'âge géologique des micaschistes est plus ancien que celui des microgranites et granites ; leur âge radiométrique a peut-être été imposé par le réchauffement lié à l'ascension du magma-acide. Le refroidissement du bâti semble consommé aux alentours de 290 MA, soit vers la fin du Westphalien. Ceci s'accorde bien avec l'âge westphalo-autunien admis pour les molasses continentales discordances de Mechra-ben-Abbou.

Les orthophyres n'ont pu encore être datés, du fait d'un rapport isotopique 87 Sr/86 Sr particulièrement bas (0,705-0,708).

3. LES DEFORMATIONS

3.1. Préambule

31.1. Phases précoces et phases paroxysmales

L'analyse tectonique qui suit ne concerne que les déformations postérieures au Dévonien moyen (Kef-el-Mouneb) et sans doute au Viséen supérieur (E de Sidi Abdallah). Ce sont les seules déformations discernables, mais on sait que des mouvements se sont produits avant ; la discordance des conglomérats du Dévonien moyen en témoigne (paragraphe 25.6). Ailleurs, on cite une schistosité anté-viséenne (ALLARY *et al.* 1972, HUVELIN 1969, MORIN 1960). Elle n'a pas été reconnue dans les Rehamna ; une étude de ce problème est nécessaire car le Viséen supérieur est sensiblement discordant.

31.2. Quelques définitions préalables

Les termes et les symboles

Les termes et les symboles utilisés en géologie et particulièrement en géologie structurale étant souvent des mots étrangers ou des noms et symboles à acceptions variables selon les auteurs, il a paru bon, pour éviter toute ambiguïté, de présenter les principales expressions employées, assorties de la signification qu'on leur reconnaît ici.

crénulation (clivage de) - (= clivage par plis-failles de WILSON 1961). Pour ARTHAUD (1970) : "type de microstructure planaire qui se rencontre essentiellement dans les roches très finement litées. Ce type de schistosité se manifeste par une alternance plus ou moins régulière de zones microplissées et de zones fracturées ou affectées de failles ductiles qui correspondent aux flancs des microplis". WILSON (1961) le distingue du clivage de fracture car ici entre chaque paire de plans de cisaillement les roches forment des plis sigmoïdes.

foliation - dans le sens employé ici, la foliation est une schistosité cristallophyllienne parallèle à la stratification, sauf dans les charnières des plis. Elle est due au plissement isoclinal, où les flancs du pli sont parallèles à son plan axial. C'est la définition de COLLOMB (1970) : "la foliation consiste en un arrangement des minéraux de la roche en feuillets alternés de composition différente, souvent contrastée.. Les minéraux tabulaires ou aciculaires sont couchés parallèlement aux feuillets".

laminage - ce terme est utilisé ici pour les glissements feuillets à feuillets dans la schistosité (et non pour les glissements couche-à-couche) ; "laminage et cisaillement sont deux termes très voisins : on utilisera le premier pour désigner les déplacements différentiels le long de plans préexistants, le second le long des plans formés au cours de ces déplacements" (M. RUHLAND et G. BRONNER 1965).

linéation - C'est pour CLOOS (1946) : "un terme descriptif et non génétique pour toute sorte de structure linéaire dans une roche.. de dimensions mégascopiques, microscopiques ou régionales". La linéation régionale, d'après P. COLLOMB et F. ELLENBERGER 1966, est : "une famille prépondérante de droites (ou axes) parallèles". ARTHAUD (1970) précise, et cite plusieurs sortes de linéations : linéations d'intersection, minérales, d'allongement, axes de microplis.

schistosité de flux - pour WILSON (1961), c'est : "une structure dans laquelle de nouveaux minéraux croissent dans la roche par recristallisation sous contrôle tectonique. Par conséquent, les minéraux sont aplatis et allongés, et leurs plans de clivage ont une orientation commune". Dans les phyllades et les micaschistes la schistosité de flux est parfois appelée "schistosité cristallophyllienne".

schistosité de fracture - FOURMARIER (1949) la définit comme : "un simple débitage de la roche en feuillets plus ou moins minces.. une série de petites failles parallèles le long desquelles la matière s'est déplacée d'une quantité à peine sensible". ARTHAUD (1970) précise : "les microfailles sont parallèles entre elles ou disposées en éventail et découpent la roche en feuillets, ou microlithons, dans lesquels la déformation plastique du matériel est souvent peu perceptible". Pour COLLOMB et ELLENBERGER (1967) : "il n'y a entre les deux (schistosité de fracture et schistosité de flux) qu'une différence de degré, à la fois dans la plasticité de la roche et dans la possibilité qu'elle a de recristalliser et non de nature".

symboles - P1, P2 : plis de phase 1, 2 etc.. la classification des plis en plis concentriques, similaires etc.. est celle de RAMSAY (1967).

So : stratification.

SI, S2 : schistosités associées à ces plis.

L_0^1 : linéation formée par l'intersection de la stratification et de la schistosité S1.

L_1^2 : linéation formée par l'intersection de la S1 et de la S2.

Lm : linéation minérale.

D'autres symboles, d'usage plus restreint, seront définis au cours de l'étude de la déformation des galets.

Projection stéréographique

La projection utilisée est la projection stéréographique méridienne (canevas de WULFF), par rapport à l'hémisphère supérieur. Les plans sont représentés par leurs pôles, et les directions sont mesurées par rapport au nord magnétique (déclinaison de 7°55 à l'W le 1/1/72 par rapport au nord géographique).

3.2. Les plis synschisteux fondamentaux, phase 1 des Skhour

32.1. Les phyllades et calcschistes cambriens de Lalla Mouchaa

321.1. Grandes et moyennes structures

Les grandes structures apparaissent nettement sur la carte et sur les coupes fig. 20. C'est une succession de synclinaux et d'anticlinaux d'ordre kilométrique, orientés N 30-40, 30°-40° NE (fig. 21). Les replis de dimensions métriques ou décimétriques qui compliquent leurs flancs reproduisent l'allure des grands ensembles ; les plis sont déversés vers l'ouest et le nord-ouest, et ce déversement s'accroît vers le sud où pratiquement tous les flancs ouest sont inverses (fig. 20). De même, par conséquent, la schistosité, parallèle au plan axial des plis, dont elle ne s'écarte que pour former des éventails, est toujours déversée vers le NW.

321.2. Petites structures

Ce sont les structures centimétriques, visibles à l'oeil nu. Dans le Cambrien inférieur, leur observation est facilitée par la différence de nature et de compétence des lits, alternativement grèso-greywackeux et calciques ; ceux-ci sont dissouts plus facilement que ceux-là, qui restent en relief. Cette dissolution préférentielle est particulièrement visible dans les couches de passage du Cambrien moyen où elle fait apparaître le faciès tectonique curieux des "Schistes à trous" (MICHARD 1967), visible sur les fig. 22 et 23 et photos 25 à 27. On y voit des petits plis, souvent à flancs dissymétriques(long et court) et étirés, aux charnières souvent épaissies (type concentrique aplati et même subsimilaire pour le matériel moins compétent). Ils sont parfois relativement distants les uns des autres (22b), parfois plus serrés, et leur angle d'ouverture est alors petit, mais leur plan axial a toujours la même orientation que celui des moyennes et grandes structures. Souvent ces plis n'apparaissent pas : on distingue quelques charnières mais les flancs sont amincis et laminés (fig. 23a).

On explique ce type de structure (RAMSAY 1967) par un flambage initial affectant une série formée d'un empilement régulier de lits compétents et de lits incompétents (on peut en déduire que le début du plissement s'est fait sous une forte surcharge et à une température déjà notable, de l'ordre de 250° pour que les calcaires soient déjà incompétents). Les ondulations produites au début du serrage s'accentuent ensuite et deviennent des plis en chevron de type

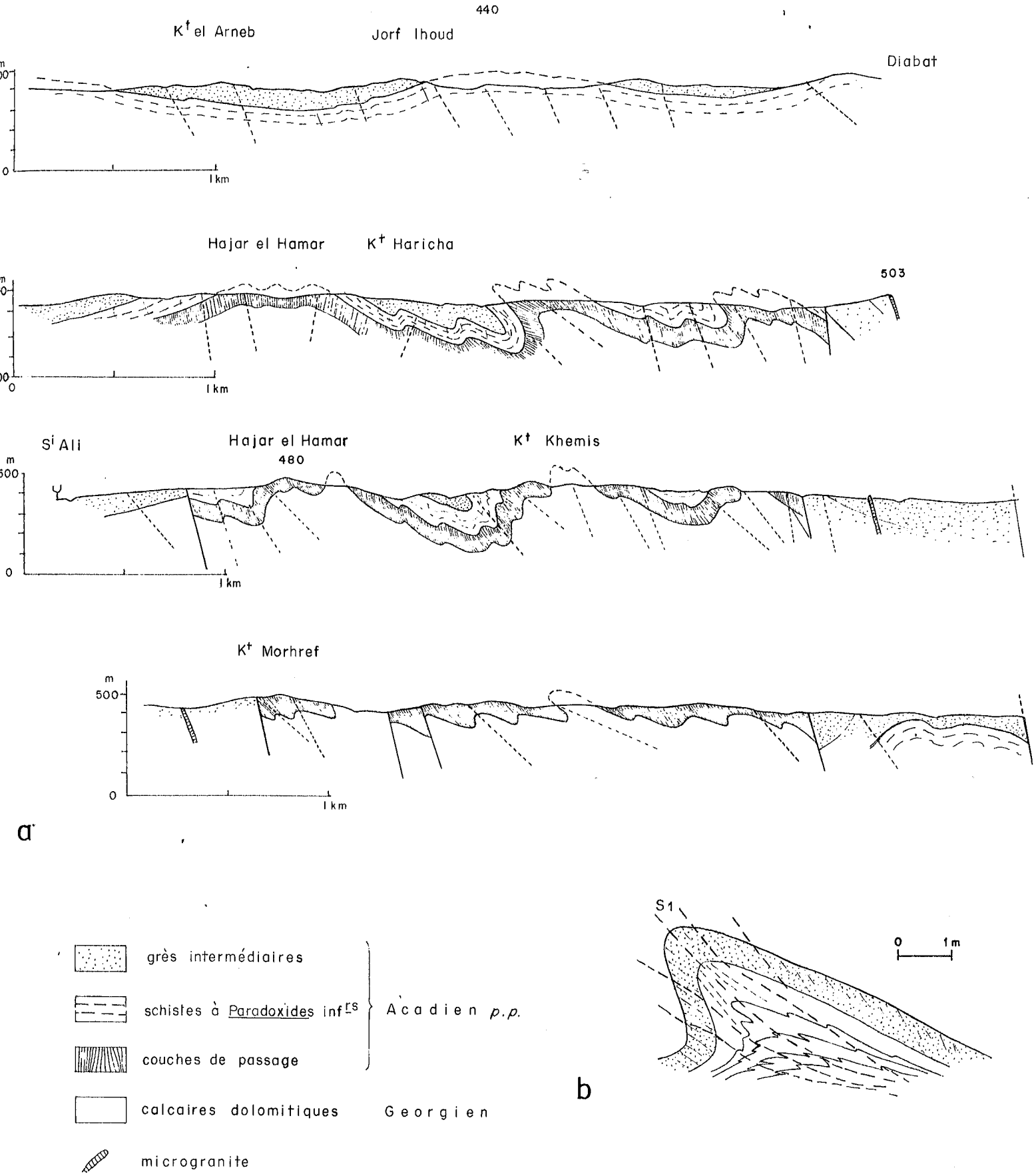
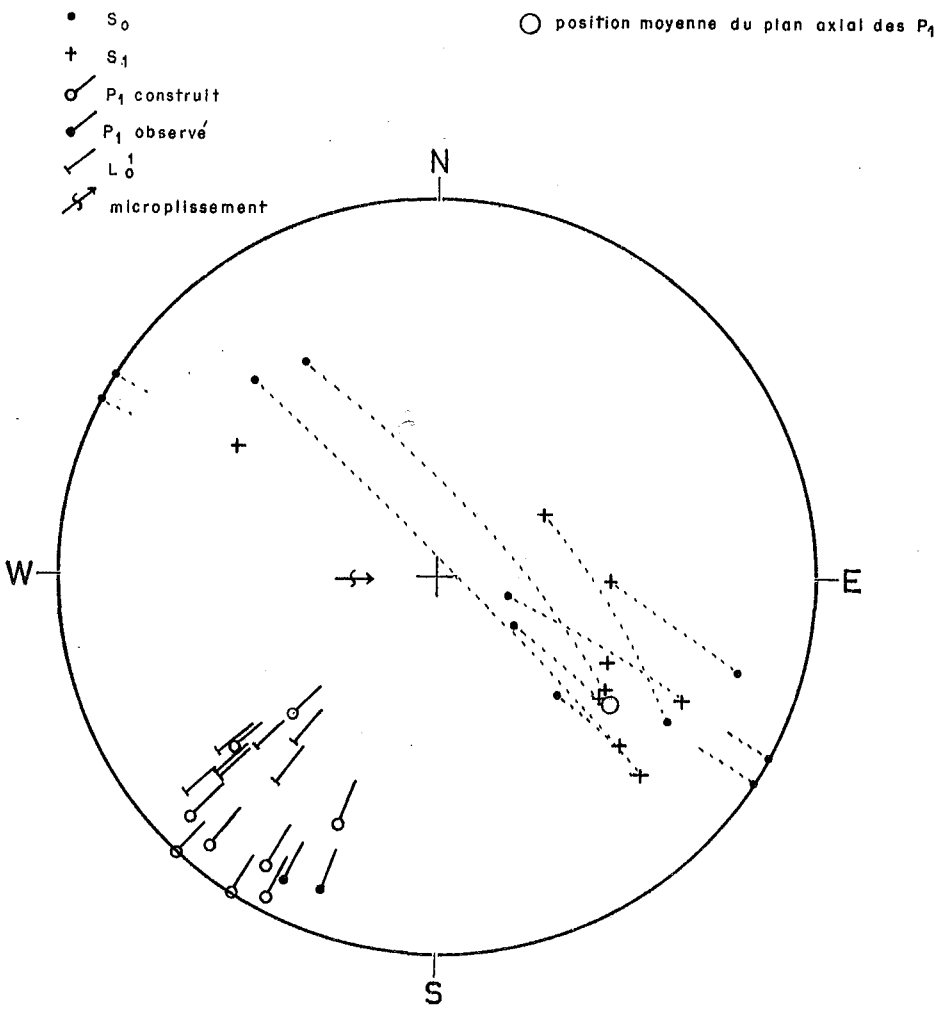


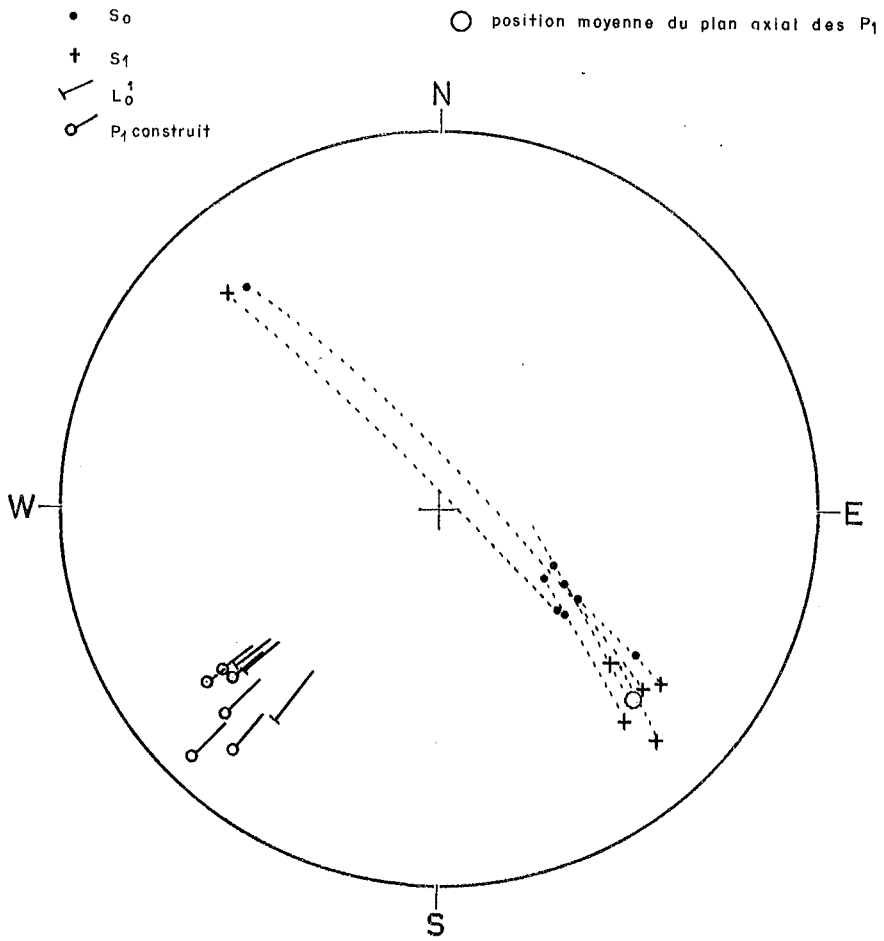
Fig. 20 — Coupes dans les formations Cambriennes



a) Koudiat Khemis

Groupement des axes de plis autour de la direction NE-SW

(N20 à N45)



b) Sidi-Bou Slassel

Le pendage moyen de la S_1 (plan axial de plis 1) est plus raide à Bou Slassel que dans le Kt Khemis

Fig. 21 — Les structures fondamentales des formations Cambriennes

concentrique, qui écartent le matériel moins compétent. Lorsque les contraintes et la recristallisation sont suffisantes, la schistosité apparaît avec l'aplatissement. C'est d'abord une schistosité de flux dans les lits incompétents, un simple clivage dans les lits plus compétents où il se réfracte. Si le serrage continue, les charnières tendent à s'éloigner les unes des autres plus que ne le permet le flambage ; il se produit alors un glissement ou "laminage" le long des zones de moindre résistance que sont les plans de schistosité (fig. 22c). Sous l'action de la composante tangentielle de la contrainte, qui devient alors prédominante, les tranches (microlithons) que la schistosité avait découpées dans le pli glissent les unes sur les autres. Le laminage change ainsi peu à peu la forme du pli qui devient alors concentrique aplati et même subsimilaire dans les lits moins compétents, tandis que la schistosité devient une schistosité de flux même dans les lits compétents. La forme dissymétrique dite de "plis d'entrainement", est acquise par ces petits plis, le long des flancs majeurs, du fait du glissement flexural des couches les unes sur les autres. On constate que les plis observés évoluent vers la charnière en plis symétriques et en général subisoclinaux (fig. 24). Une autre indication du glissement couche-à-couche le long des flancs peut être trouvée dans l'allure de la schistosité dans certains lits calcaires (fig. 26). La S1 est ici subverticale, et son pendage diffère trop de celui qu'elle présente dans les lits greywackeux pour être dû seulement à la réfraction ; il y a eu un glissement intense dans ces lits incompétents, convergent vers la charnière, exagérant la réfraction de la schistosité. Ce glissement est tardif par rapport à l'apparition de S1 ; le modelage des plis dits de phase 1 s'est étalé sur une longue période.

321.3. Microstructures

Des plis existent aussi à l'échelle microscopique, soulignés là encore par des lits de compositions différentes. Ils sont toujours de type concentrique aplati, leur angle d'ouverture est assez faible, surtout dans les niveaux les moins compétents où ils deviennent isoclinaux ; on a pu observer des microplis à flancs long et court, réplique des plis mineurs centimétriques. Les phyllites sont toujours parallèles à leur plan axial, et une linéation minérale toujours assez discrète se développe, parallèle à l'axe des structures majeures ; de même, le plan axial des microplis est parallèle à la S1 régionale. On observe souvent un début de laminage dans ces microplis, mais les charnières ne sont pas détachées des flancs du pli.

On n'a observé nulle part une schistosité antérieure recoupée par la S1, plan axial de ces microstructures, ce qui serait le cas dans l'hypothèse d'une reprise d'une phase isoclinale par les plis NE-SW de Lalla Mouchaa (fig.67).

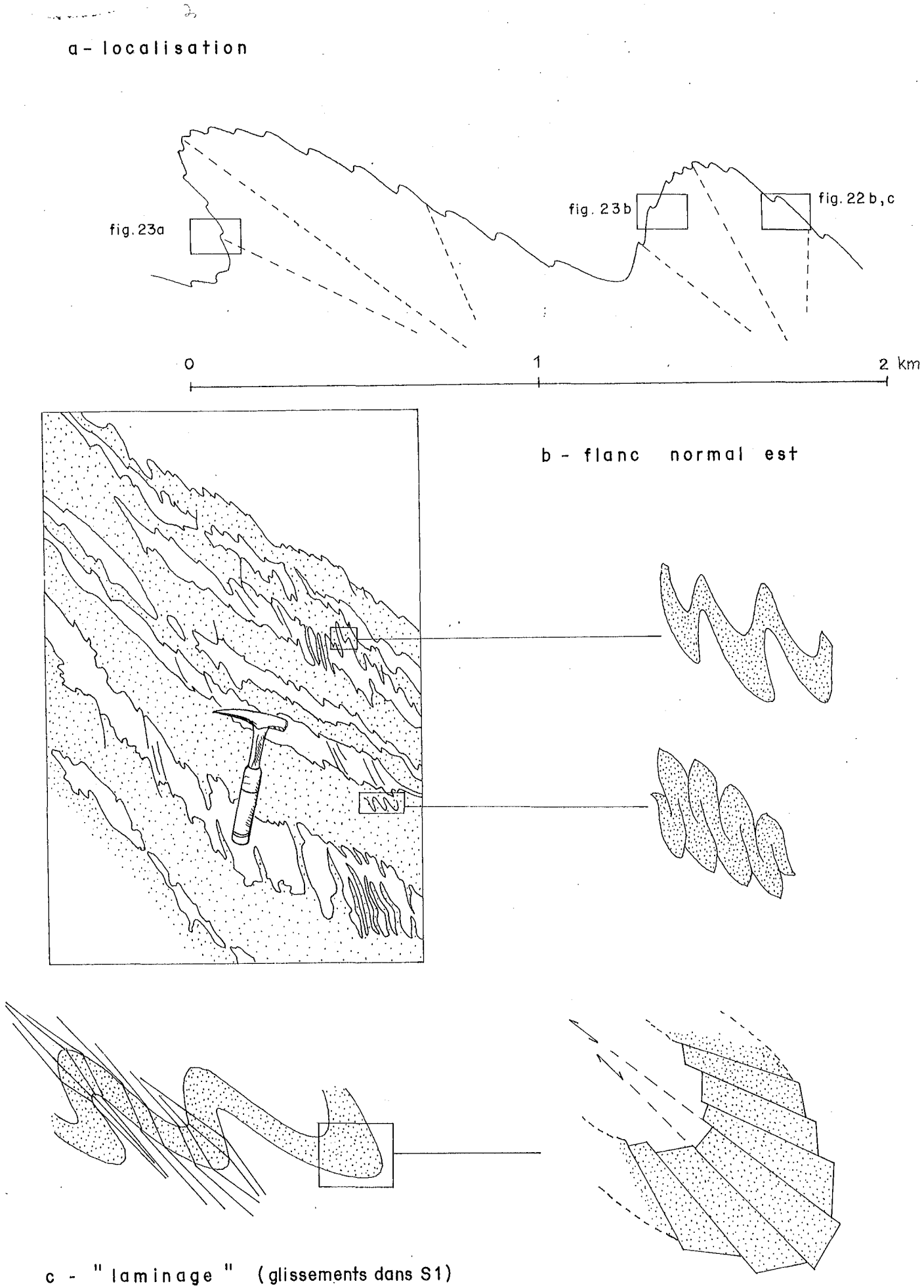


Fig. 22 — Petites structures dans les «Schistes à trous»

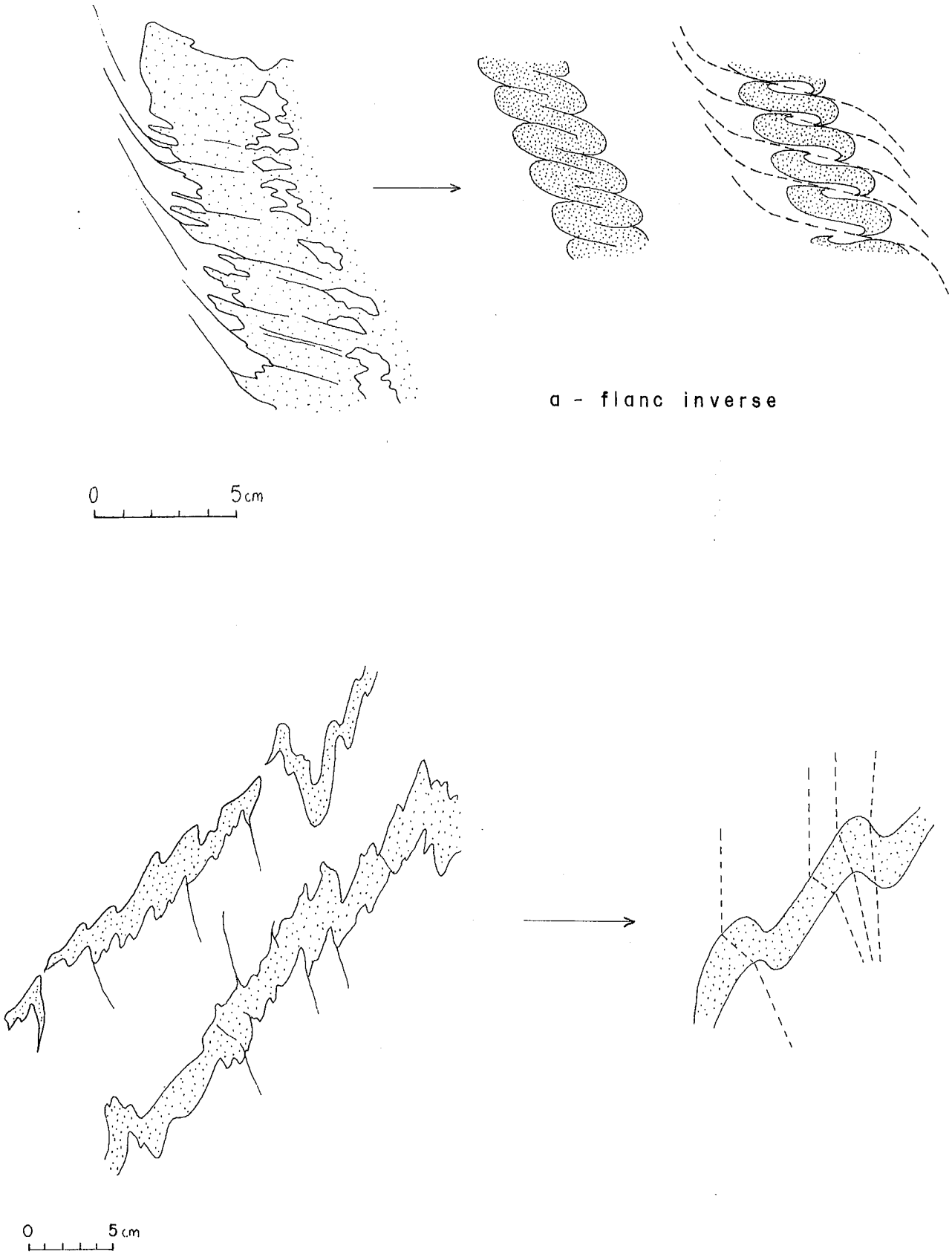


Fig. – 23 – Petites structures dans les «schistes à trous»

32.2. Les phyllades des Skhour

322.1. Grandes structures

C'est dans les quartzites, en particulier à Batene Zita, que ces structures sont les plus marquées et les plus visibles à l'échelle régionale. Des grands plis d'orientation N 30-40, plongeant de 20° vers le NE se relaient, avec des plans axiaux subverticaux et des flancs redressés ; c'est le cas du synclinal perché de Batene Zita, mais aussi de la Koudiat Meguil-el-Beguer à l'ouest, parfois en position de flanc inverse (fig. 28, 29, 30). Les "plis en cascade" des flancs ouest portent la marque des phénomènes d'entrainement par frottement des couches les unes sur les autres au cours du plissement. Les phyllades sous jacentes ne montrent pas de grandes structures comparables ; seuls y sont visibles quelques plis métriques.

322.2. Petites structures

Les quelques plis métriques qu'on peut observer dans les phyllades de Draa Akehal et de la Koudiat Mesmouta ont la même orientation d'ensemble que les grands plis dessinés par les quartzites (fig. 31 à 33), et leurs plans axiaux sont subverticaux, déversés vers le NW (fig. 34). L'angle d'ouverture est assez variable et dépend surtout de la lithologie : les plis des phyllades sont généralement plus fermés que ceux des quartzophyllades ; il peut, d'autre part, varier à l'intérieur d'une même série : ainsi à Draa Akehal (fig. 31), le plissement est plus serré à l'est que dans la moitié occidentale ; de même il varie sur quelques décimètres : des plis très voisins peuvent avoir un angle d'ouverture différent (fig. 32). Ce phénomène de disharmonie a été représenté sur la coupe fig. 35b, qui schématise le comportement différent des phyllades et de leur enveloppe quartzitique.

322.3. Microstructures

On a vu (chapitre 2.3) que les phyllades des Skhour sont formées d'un empilement assez régulier de lits quartzeux et de lits phylliteux, les uns et les autres d'épaisseur souvent inférieure au millimètre, mais pouvant parfois (en particulier pour les lits gréseux des quartzophyllades) devenir millimétriques, voire centimétriques. Dans le détail, l'épaisseur des lits est très variable. Ils sont toujours visibles au microscope où leur composition alternativement quartzeuse et phylliteuse marque la stratification. Leur épaisseur varie aussi à l'échelle microscopique, et on observe souvent des amincisse-

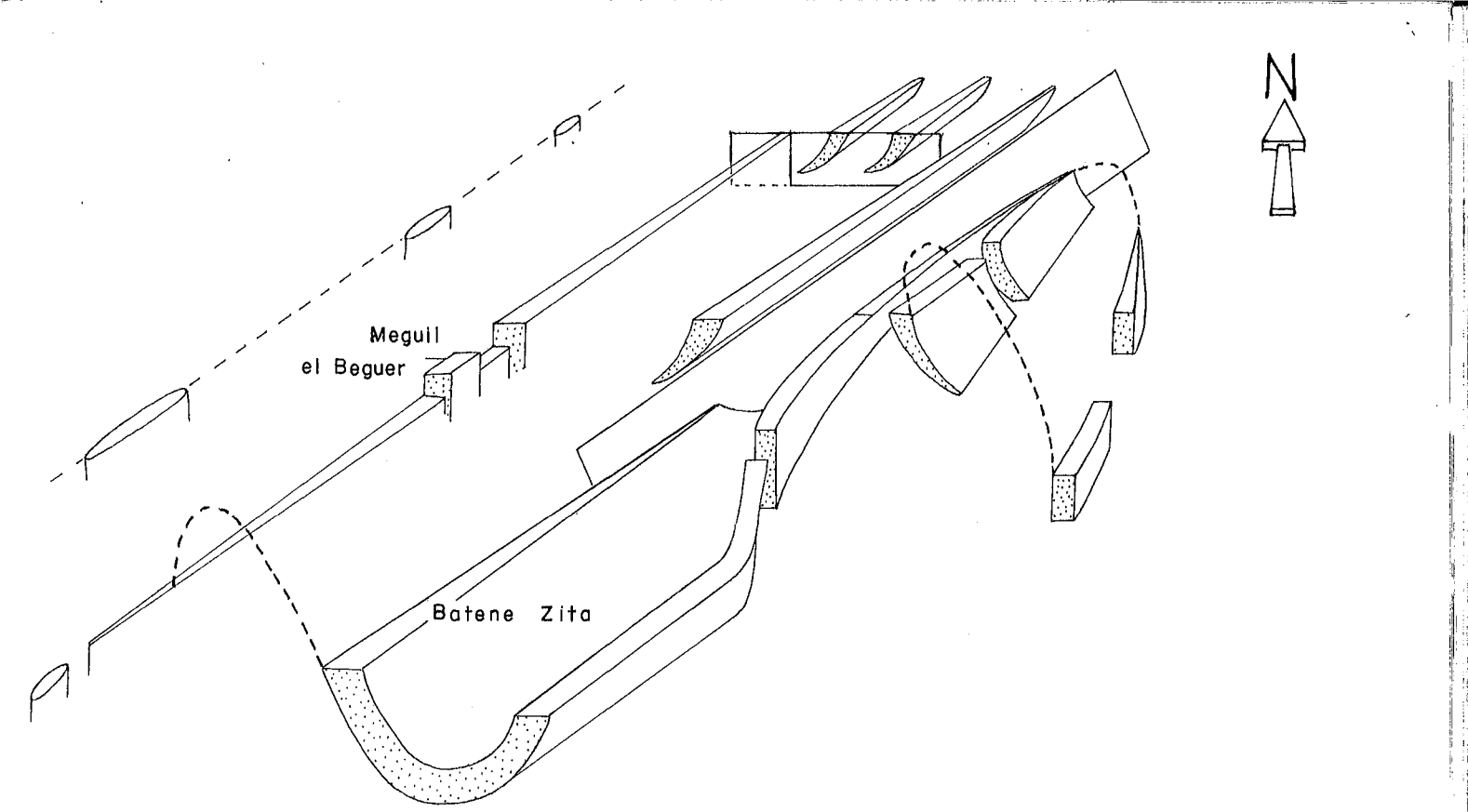


Fig. 28 — Allure de la barre de quartzite de Batene Zita

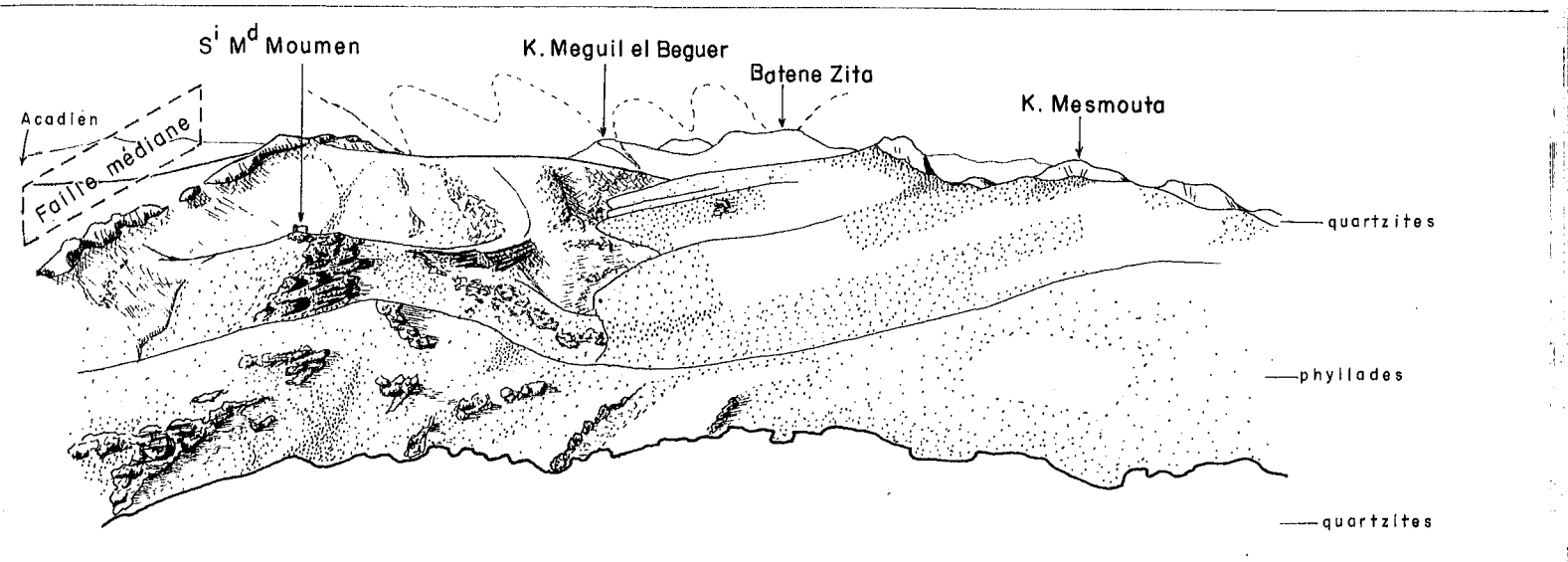


Fig. 29 — Panorama du sommet de la colline 535 (256,4 x 206,7), vers le NE

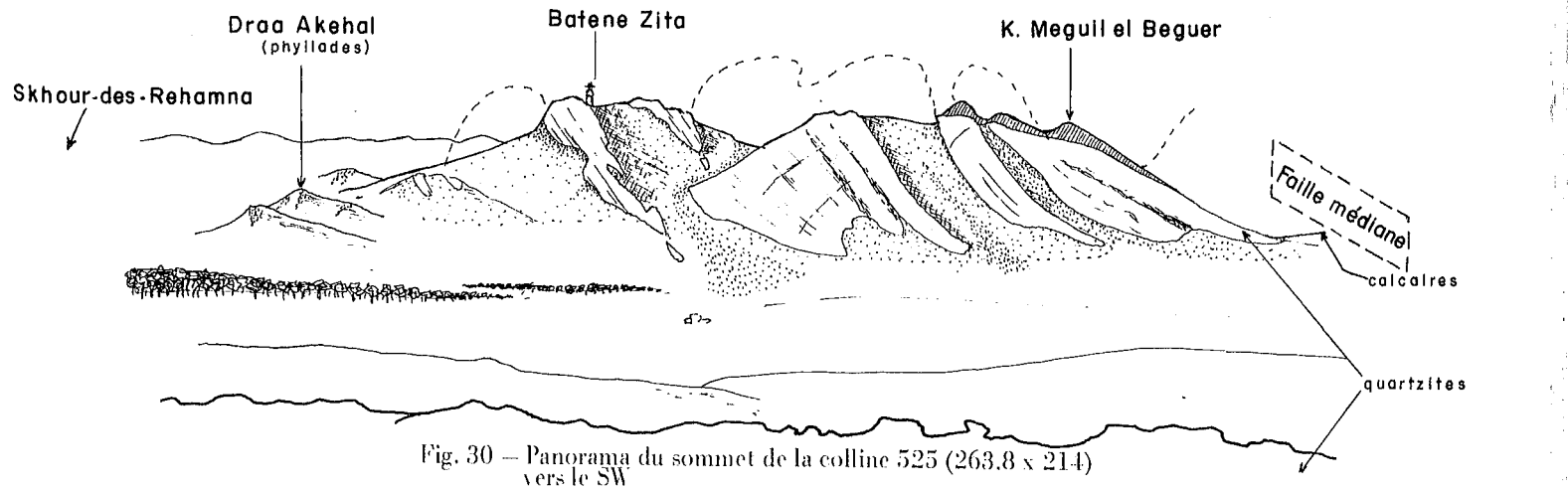
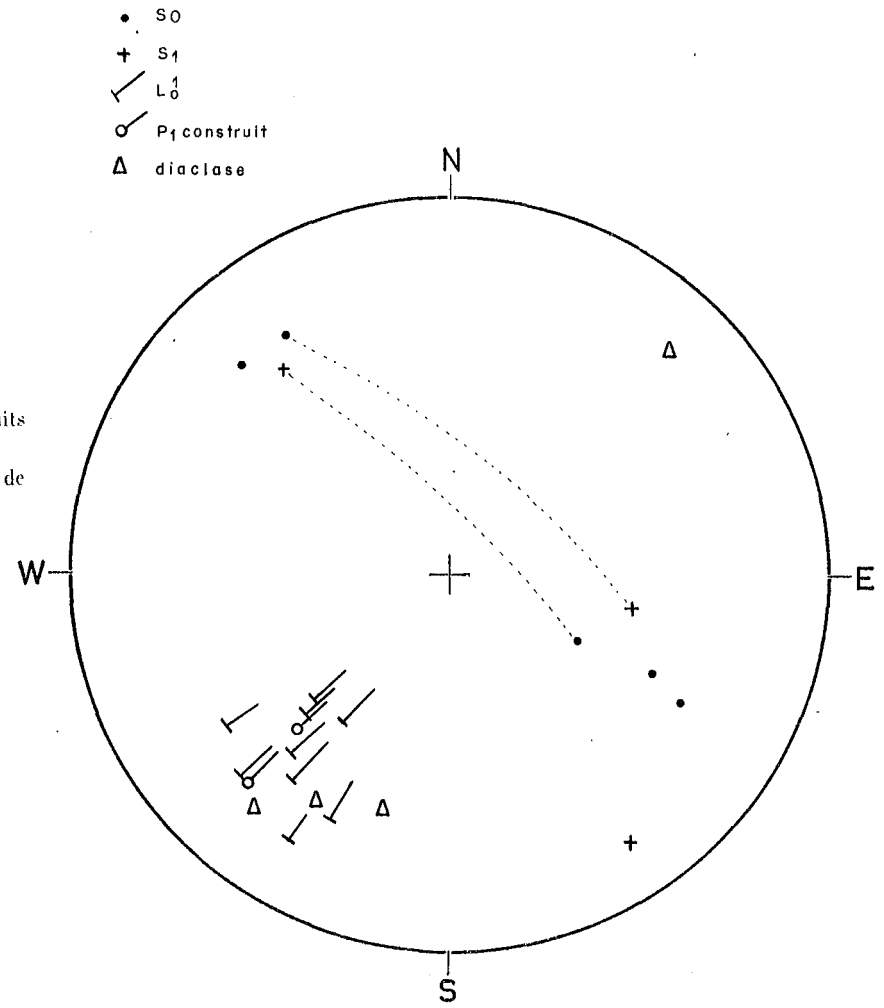


Fig. 30 — Panorama du sommet de la colline 525 (263,8 x 214) vers le SW

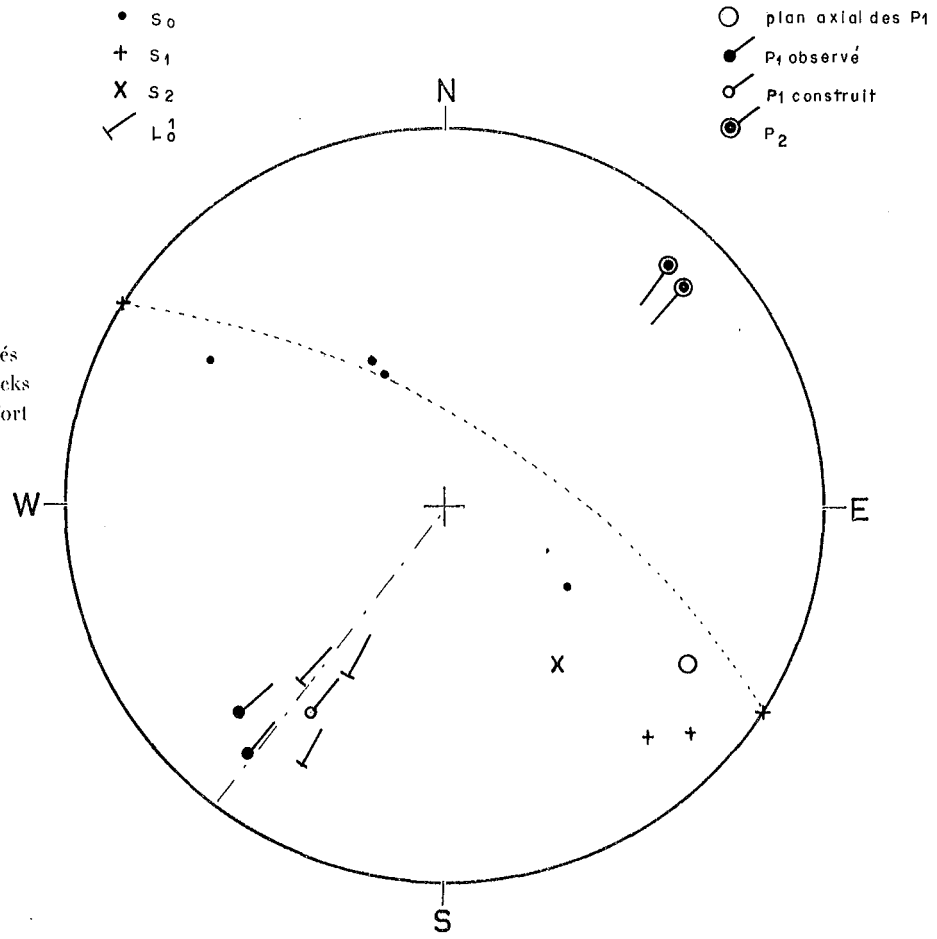
a) - Sud de Draa Akehal

Les linéations mesurées et les axes construits sont groupés autour de N40,20° NE
les plis sont aigus (pas de pendages faibles de la stratification).



b) - NE de la Ka Mesmouta

Les plongements axiaux assez forts observés ici sont dus probablement à un jeu de Knicks postérieur; le pendage de la S_2 est moins fort que celui de la S_1.



F. 34 — Les structures des phyllades des Skhour

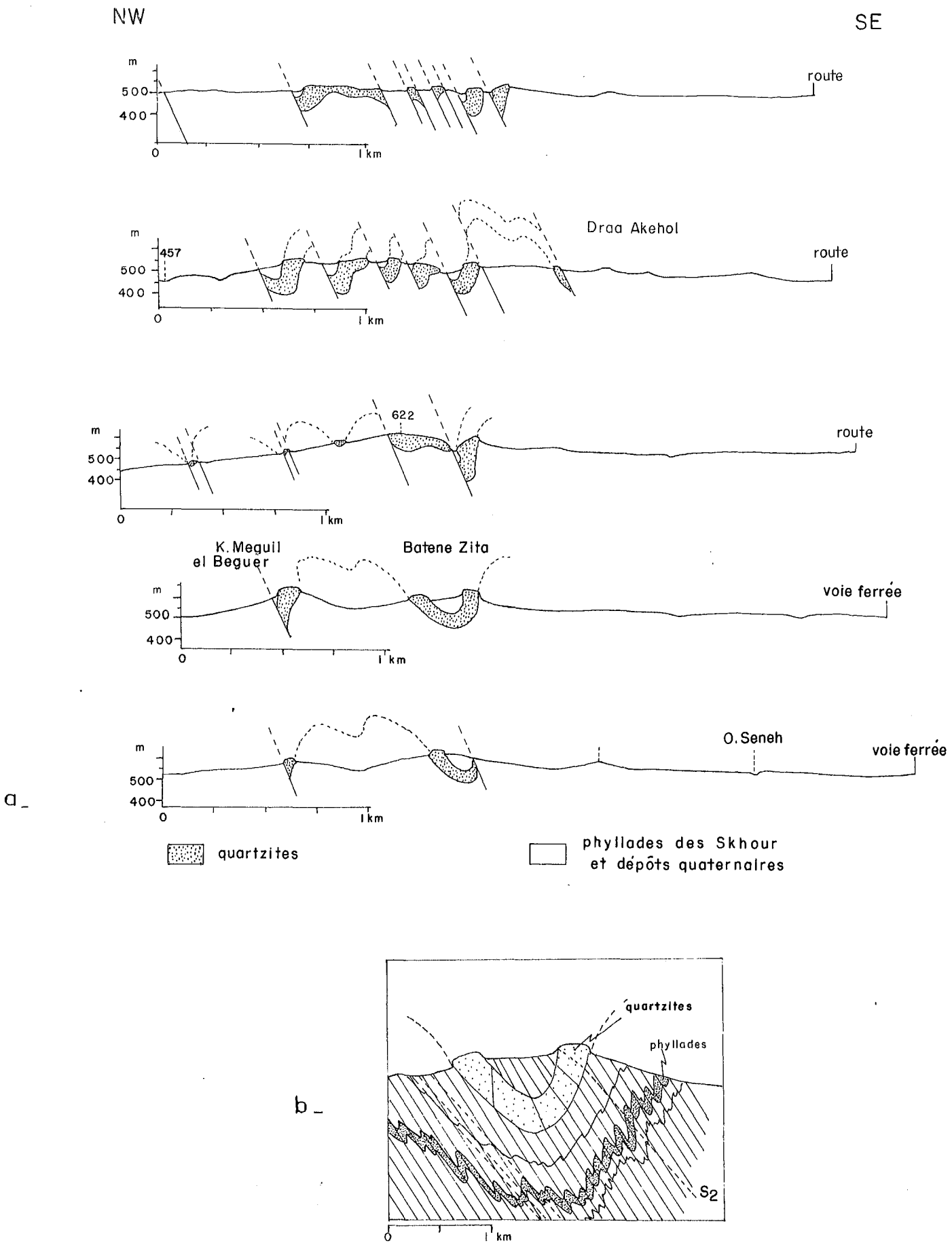


Fig. 35 — Coupes dans la formation des Skhour

ments, des gonflements, des structures en amandes. Dans les lits phylliteux, les phyllites sont parallèles entre elles et à la stratification. Il ne s'agit pas de micas détritiques car leur texture est engrenée et ils ne présentent pas de trace d'érosion ou de corrosion ; dans les lits quartzeux les cristaux de quartz sont souvent aplatis dans des plans parallèles à ceux où sont posées les phyllites. Ces plans forment donc une schistosité cristallophyllienne qui est ici généralement parallèle à la stratification, sauf aux endroits où apparaissent des charnières dissociées de leurs flancs. C'est précisément dans une telle charnière, dans les phyllades de la Mesmouta, qu'on observe le phénomène suivant : le plan axial du micropli est souligné par la schistosité ; c'est une schistosité de flux, marquée par des phyllites de taille assez réduite (40-50 µ): mica blanc et chlorite oxydée. Dans l'intervalle entre les plans de schistosité et perpendiculaires à eux on remarque des phyllites des mêmes espèces minérales, plus petites (20-30 µ). S'agit-il de phyllites contemporaines du pli, donc développées dans le plan axial, qui ont été rebroussées lors de laminages post-schisteux ? On n'observe pas de passage par plicature d'une phyllite de plan axial à une phyllite perpendiculaire à la schistosité ; aussi une autre hypothèse peut être avancée, selon laquelle les phyllites perpendiculaires au plan axial des plis 1 seraient les témoins d'une cristallisation antérieure aux plis ; la schistosité S1 symmétamorphe, par réorientation et recristallisation, aurait fait disparaître presque toute trace d'une cristallisation antérieure. Il faut préciser qu'il n'est pas nécessaire d'invoquer un plissement pour expliquer une telle cristallisation, car on a signalé encore récemment (WILLIAMS 1972) des cas de cristallisation de phyllites par diagenèse avancée (léger métamorphisme d'enfouissement), parallèlement au plan de stratification. En somme, la foliation syntectonique S1 s'est établie par-dessus une "pseudo-foliation" sédimentaire-diagénétique plus fruste So.

Dans les zones où le métamorphisme 1 synschisteux a été peu intense (phyllades méridionales de la Koudia Mesmouta, par exemple), la schistosité S1, perpendiculaire à la stratification So, est marquée par un alignement de micas blancs d'une quarantaine de microns en moyenne, certains pouvant mesurer 100 µ. Mais de nombreux micas blancs ne sont pas dans S1 : beaucoup sont déposés dans la stratification. Il ne s'agit pas de micas détritiques car ils ne sont ni tordus ni cassés - en quantité assez grande pour être vus parfois à l'oeil nu ; d'autres, enfin, ont une orientation quelconque par rapport à So et S1. Le manque de netteté dans ces structures est augmenté par l'impression d'enchevêtrement due à de nombreux micas blancs très petits (10 µ) qui, non orientés, forment un fond mal cristallisé. Le quartz est généralement aligné dans S1 ; non seulement les cristaux tendent à se regrouper dnns les tranches découpées par S1, mais encore leur forme n'est plus isodiamétrique, et leur grand axe apparent est parallèle à la schistosité. C'est le schéma que décrit WILLIAMS (1972)

et qu'il interprète comme une réorientation et une recristallisation de grains de quartz sous l'action des contraintes.

On pourrait s'étonner que ces figures ne soient pas plus fréquentes dans le terrain étudié. C'est qu'une bonne partie a subi une forte recristallisation lors de la montée du front thermique, le reste du terrain est cisaillé, laminé et recristallisé dans la S1, ce qui réoriente et recristallise les minéraux antérieurs.

Comme dans les phyllades cambriennes, la déformation a débuté par un flambage qui a été relayé par un aplatissement puis un laminage transformant le style du pli. Ici toutefois, le laminage a été plus prolongé ou plus intense : les plis sont dilacérés, les charnières séparées et transformées en rouleaux, les flancs amincis devenant des amandes. Comme à Lalla Mouchaa, des glissements (laminage) se sont produits à la faveur de la schistosité. Les microlithons ainsi formés sont fins car leur épaisseur dépend de celle des lits compétents, très minces ici. Ce laminage, développé après l'impression de la schistosité, est donc tardi- ou post-P1, sans qu'on puisse préciser le laps de temps écoulé entre la formation et le jeu - ou les rejeux - de ces plans de laminage.

En résumé, les phyllades des Skhour et celles de Lalla Mouchaa, c'est-à-dire tout le secteur central et occidental du terrain considéré montrent un métamorphisme épizonal contemporain d'une déformation en plis plus ou moins ouverts, P1 synschisteux, de direction N 30-40, plongeant de 20° vers le NE, à plan axial subvertical. Les structures ont subi un laminage, très intense dans la série des Skhour, après l'impression de S1, mais encore en conditions symmétamorphes.

Il reste à examiner à présent, à la ferme Prioux et au Kef-el-Mouneb - Bir-el-Haj, deux cas où les structures fondamentales diffèrent du schéma précédent.

32.3. Le Cambrien près du granite (secteur ferme Prioux - Jbel Tenntana

Les coupes (fig. 20) effectuées dans les anticlinaux cambriens font apparaître que le déversement des structures vers le NW s'accentue en direction du SW : le pendage de la schistosité de plan axial passe de 60° SE à 30° et même 20° dans le jbel Tenntana. L'accentuation de ce déversement combinée au parallélisme croissant des flancs opposés des plis (au sud de l'oued Ouham

tous les flancs ouest sont inverses) aboutit au sud du jbel Tenntana, à la bordure du granite, à un pli hectométrique couché.

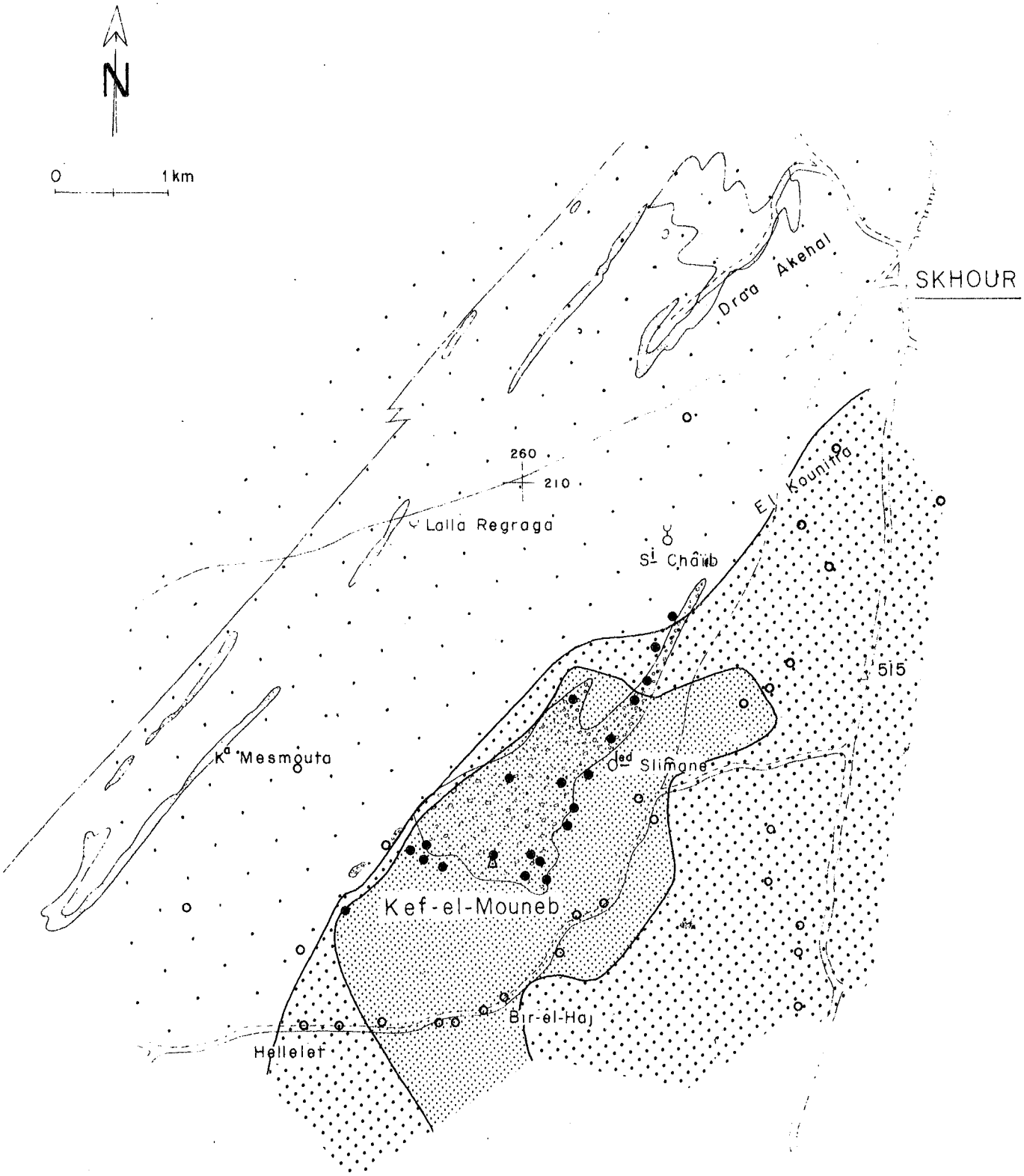
> Cette évolution est réalisée plus tôt dans les calcaires dolomitiques de Lalla Mouchaa, qui sont plastiques et fluent plus facilement que le matériel greywackeux ou phylliteux ; on a là, en bordure de l'oued, les termes carbonatés géorgiens plissés isoclinalement, à S1 subhorizontale, surmontés avec de nombreuses disharmonies locales, par les couches de passage (schistes à trous) à plis relativement ouverts et droits (fig. 20b, 54).

Un rapport spatial évident apparaît entre la proximité du granite et ces changements progressifs de style tectonique (fermeture des plis et aplatissement de leur plan axial) ; il est possible d'y voir une relation de cause à effet. Une première interprétation fait intervenir la mise en place diapirique du granite, qui soulève son toit et le déforme. Or, le granite est, au moins pour la fin de sa mise en place, post-métamorphique et post-tectonique (chapitre 3.3), et on observerait dans ce cas des traces de reprises dans les plis de Lalla Mouchaa. Selon une deuxième interprétation cet aplatissement des structures est dû, comme le pense ARTHAUD (1970) dans un cas semblable en Sardaigne, à l'action du "front thermique" précédant la mise en place du granite, amenant une plus grande plasticité des matériaux dans cette zone. Il y a probablement lieu de combiner ces deux idées, et d'envisager que le passage à des plis plus souples et plus couchés aux environs du dôme granitique est lié au réchauffement et à la poussée diapirique au tout début de son ascension.

32.4. Le Kef-el-Mouneb

Comme dans les séries précédentes, Lalla Mouchaa et formation des Skhour, la schistosité de flux S1 et la stratification restent aisément perceptibles. A la limite nord de l'affleurement des conglomérats (500 m à l'ESE de Sidi Châïb : KM4, fig. 44), la schistosité S1 symmétamorphe présente des directions et pendages identiques à celles des phyllades des Skhour, variant autour de N 35,65° SE (fig. 36, 37b, photographie fig. 38). Entre ce point et Lalla Khbara, c'est-à-dire sur une distance approximative de 1 700 m, la direction de la S1 devient subméridienne alors que progressivement son pendage diminue pour atteindre des valeurs de 30° SE à Lalla Khbara. Plus au sud encore, non loin du point coté 581 au centre du Kef-el-Mouneb, les directions de la S1 - que nous convenons d'appeler ici S'1 (avec MICHARD 1968a) à cause de son faible pendage - varient largement autour de N 130, avec des pendages souvent inférieurs à 20° NE.

Dans cette zone centrale et méridionale du Kef-el-Mouneb, la stratification et la schistosité S'1 restent voisines en direction et en pendage, et



Pendages :

- supérieur à 60°
- compris entre 30° et 60°
- inférieur à 30°
- (non mesuré)

- piste
- quartzites
- conglomérats
- conglomérats
- phyllades et micaschistes

} points de mesure dans les micaschsites

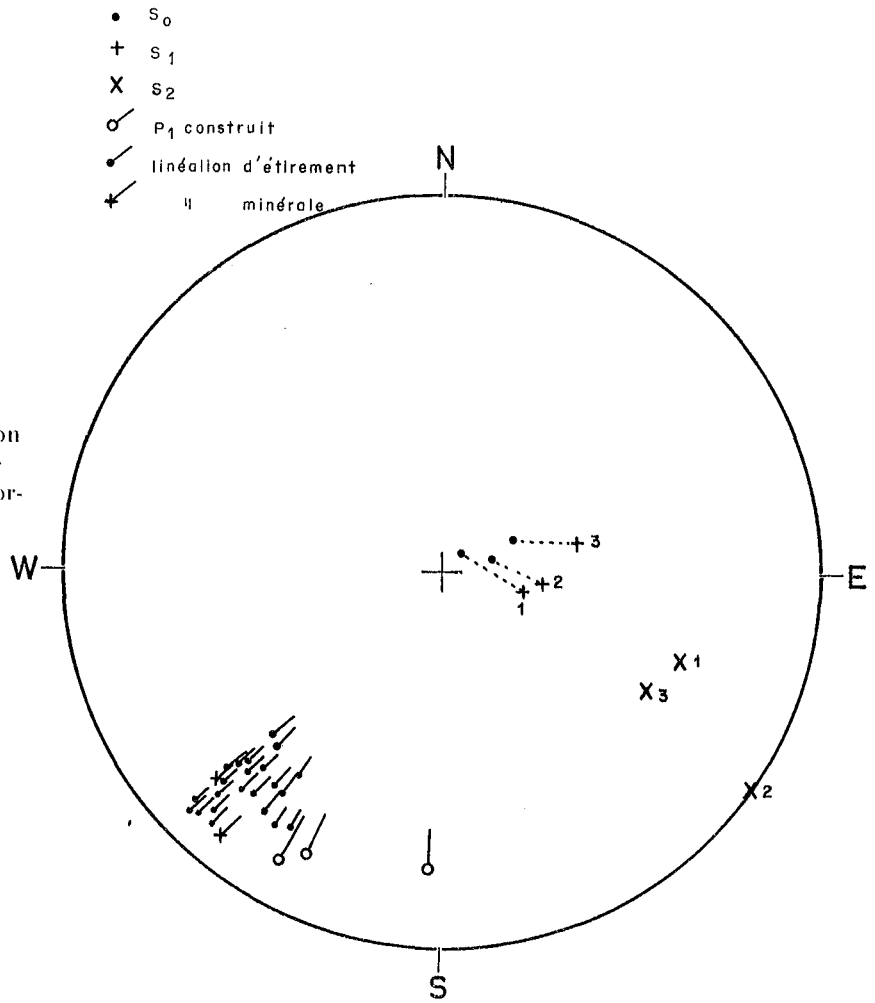
Fig. 36 Pendage de la S_1

parfois même confondues (fig. 39. 40) ; les différences angulaires entre ces deux plans restent comprises entre 0 et 30° avec rarement un angle plus ouvert (jusqu'à 60°). Cette structure a été associée à un plissement serré, subisoclinal, dont il a été possible d'observer quelques plis (fig. 41). Ces plis restent cependant toujours rares et de petites dimensions, car le matériel conglomératique s'est peu prêté à la multiplication des plis métriques ou décimétriques. L'affleurement tout entier ne permet pas d'observer de pli plus vaste. La schistosité cristallophyllienne fine et discrète, est parallèle au plan axial de ces plis dont il est dès lors possible de construire les axes, en combinant pour chaque affleurement la mesure de la stratification et celle de la schistosité correspondante (fig. 37a) ; faute de bonnes conditions d'affleurement, il n'a pas été possible de procéder à la mesure directe de la charnière des plis observés. Ces résultats manquent de précision, car les valeurs respectives de la stratification et de la schistosité sont trop proches l'une de l'autre (on a écarté ici les cas où elles sont presque confondues).

L'observation des galets du conglomérat permet heureusement d'obtenir des résultats plus nets. Les plis de première génération s'accompagnent d'une schistosité symmétamorphe dans laquelle sont aplatis les minéraux de néoformation, principalement les phyllites, mais aussi les cristaux de quartz. Cette disposition à plat des phyllites, cet aplatissement des cristaux de quartz durant le métamorphisme modèlent la forme du galet en l'aplatissant dans le plan de schistosité, perpendiculaire à la contrainte maximum en chaque point et appelé aussi plan de glissement (ab) (fig. 45 ; la définition du plan de glissement est de SANDER, *in* RAMSAY 1967). De plus, les minéraux néoformés, ainsi que les anciens minéraux en cours de recristallisation orientent durant leur croissance leur longueur dans la direction de moindre contrainte (on reviendra là-dessus au paragraphe 324.2). Ils produisent donc - comme à Lalla Mouchaa et dans les Skhour - une linéation minérale Lm1, mais en outre, par le flux de matière migrant dans cette direction, le galet s'allonge parallèlement à cette linéation (fig. 42, 43, 45, 46) ; une illustration en est fournie par la "queue" micacée de la plupart des galets, formée d'un faisceau de cristaux de muscovite rassemblés à chacune de leurs extrêmités et orientés comme le grand axe. Le plan (ab), plan de schistosité, est parallèle au plan axial du pli. Le grand axe de chaque galet, parallèle à la linéation minérale Lm1 est ici, comme c'est le cas le plus ordinaire (RAMSAY 1967), parallèle à la charnière du pli : c'est une linéation B (la contrainte minimum est dirigée parallèlement à l'axe b). C'est ce qu'avait noté GIGOUT (1956) : "le développement de la schistosité, l'allongement dans la linéation principale et le plissement sont des phénomènes liés". Les galets tiennent ici la place des rouleaux (charnières dissociées de leurs flancs) observés ailleurs (fig. 46).

a) Structures 1 à KM_{10}

Malgré l'imprécision dans la détermination de l'axe des P_1, due au faible pendage de S_0 et de S_1, on observe une bonne concordance entre les linéations d'étirement (grands axes des galets) et les axes construits.



b) - Variation du pendage de S_1 entre KM_4 et KM_2

Du NE vers le SW, sur 1 700 m, la S_1 se couche progressivement: le pendage de la S_2 reste inchangé:

Du NE au SW :

1 : KM_4
2 : KM_6
3 : KM_5
4 : KM_3
5}
6} : KM_2

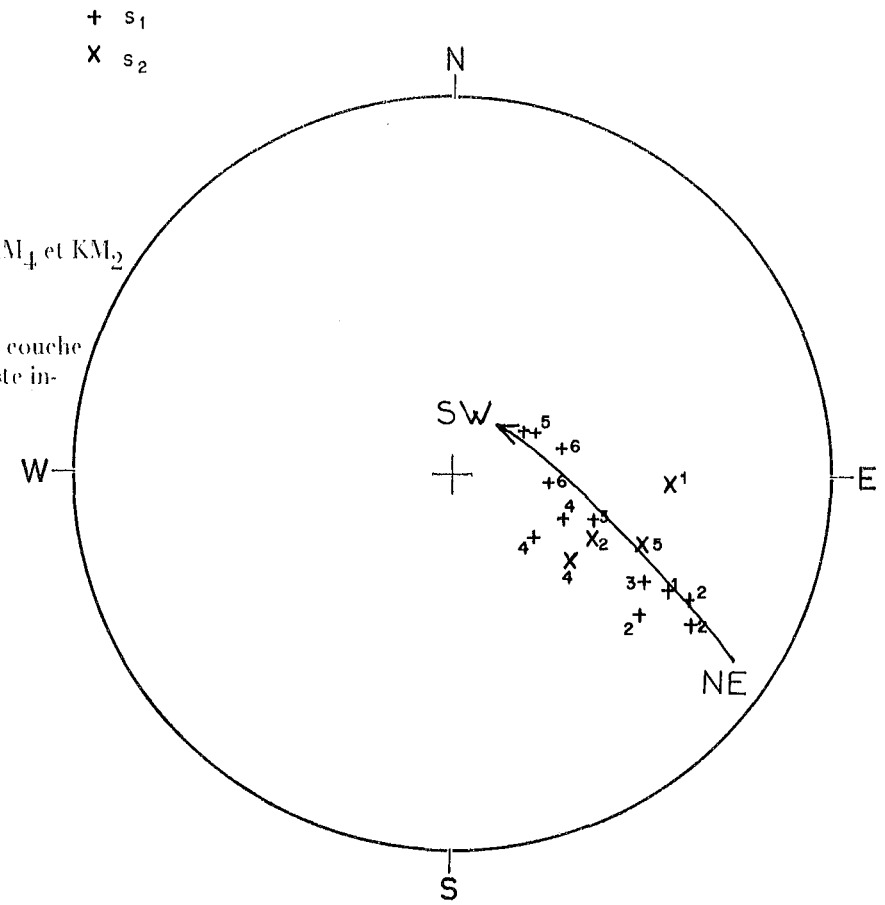


Fig. 37 — Les structures au Kef-el-Mouneb

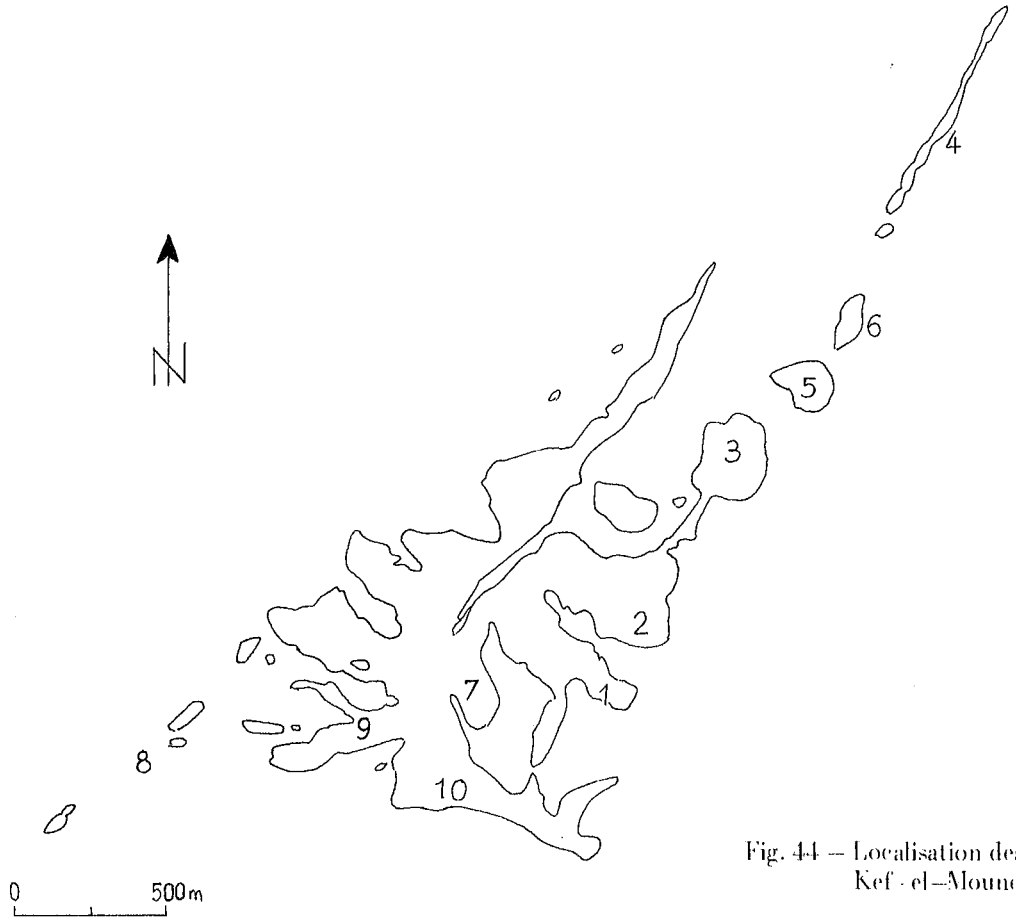


Fig. 44 — Localisation des affleurements du Kef-el-Mouneb

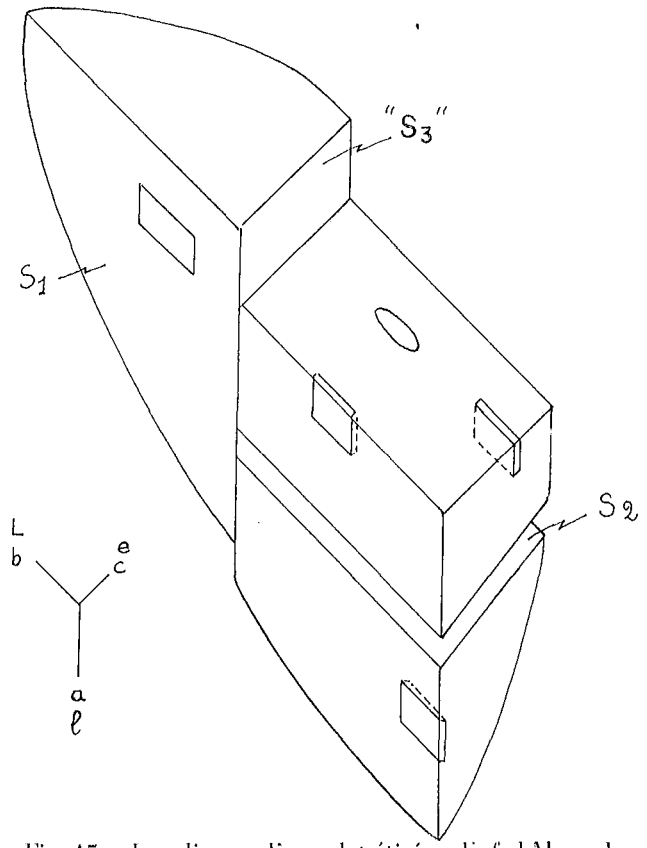


Fig. 45 — Les clivages d'un galet étiré au Kef-el-Mouneb

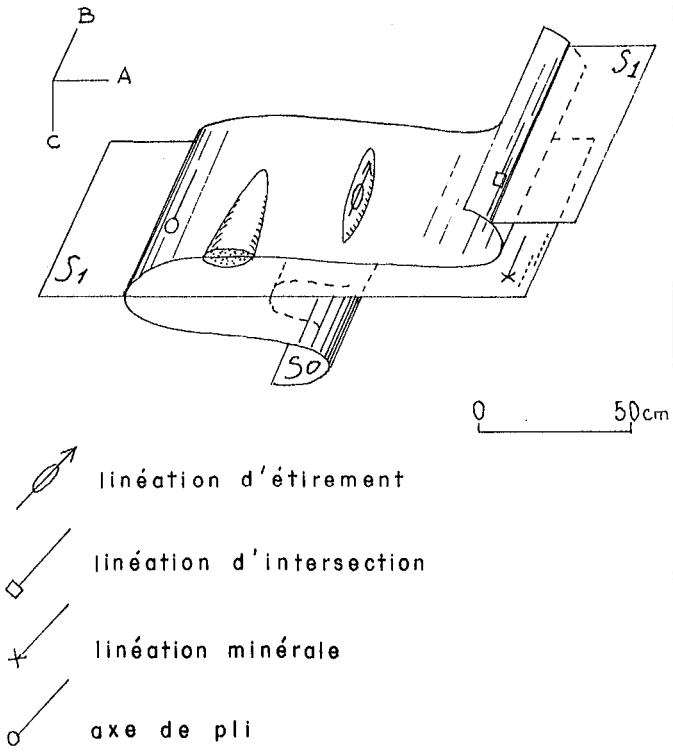


Fig. 46 — Les linéations au Kef-el-Mouneb

Par conséquent, compte tenu des nombreuses variations dues à la lithologie, à la présence d'autres galets ayant perturbé le mouvement, aux épisodes tectoniques ultérieurs, variations obligeant à pratiquer systématiquement l'observation statistique, l'étude des galets renseigne sur la géométrie du plissement de la formation. Les résultats précisent et complètent ceux fournis par l'analyse tectonique proprement dite : le plan d'aplatissement des galets (plan axial du pli) forme en effet un angle très faible avec la stratification, et il est en outre très peu incliné sur l'horizontale : les plis isoclinaux sont couchés. La direction de leurs charnières, donnée par les linéations minérales du ciment et par les linéations d'étirement (grands axes des galets) varie de N 30 à N 60 (avec une concentration maximum à N 40), avec un plongement vers le NE de 2 à 40° (maximum à 20°), ainsi que le montre la figure 37a ; elle ne varie pas systématiquement d'un affleurement à l'autre. Les petits plis sont rares et peu visibles ; les microstructures n'apparaissent pas, probablement à cause de la lithologie particulière de la série.

Dans la partie centrale et méridionale des conglomérats du Kef-el-Mouneb, le premier épisode visible de plissement est isoclinal synschisteux (S'1), à plan axial subhorizontal, avec un axe voisin de N 40, 20° NE.

Au contraire, dans le nord de l'affleurement, la schistosité S1 associée aux mêmes plis présente un pendage assez raide. L'inclinaison progressive de S1 vers le sud (passage à S'1) va de pair avec une accentuation des recristallisations métamorphiques - dont le détail des phases, dans ses rapports avec les plis, sera analysé plus loin - ; elle pourrait recevoir la même interprétation que l'inclinaison progressive des structures dans le Cambrien (paragraphe précédent).

Avec l'inclinaison de S1 et le degré du métamorphisme augmente également du N au S la déformation des galets. On étudie ce point au chapitre 3.6.

32.5. Les micaschistes des Ouled Slimane

Les micaschistes affleurent à l'est et au sud des conglomérats du Kef-el-Mouneb ; ils font suite aux phyllades des Skhour dont ils sont l'équivalent plus métamorphique (chapitre 2.4.).

Dans le nord de la zone des micaschsites (plaine d'El-Kounitra), le pendage de la schistosité reste peu différent de ce qu'il est dans la zone des phyllades.

Par contre, une coupe NE-SW puis E-W le long de la piste douar Ouled Slimane - douar Hellelet, donc bien à l'intérieur de la zone des micaschistes (zone à biotite et grenat) montre un changement progressif de la position de la S1 : d'orientation NE avec un assez fort pendage (60° SE) aux Ouled Slimane, elle se couche peu à peu aux environs de Bir-el-Haj (N 114, 29° NE) puis, peu avant Hellelet, elle se relève brusquement et reprend son orientation "normale" NE. A Bir-el-Haj, la schistosité "S'1 - ou plutôt la foliation car la stratification, marquée par les lits de quartz et de phyllites, et les intercalations d'amphibolites, est parallèle à la schistosité - est donc semblable à celle des conglomérats du Kef-el-Mouneb ; les diverses linéations (d'intersection et minérales) présentent l'orientation régionale NE.

On constate donc, dans la zone des micaschistes, un aplatissement graduel et rapide de la schistosité S1 vers le sud et son passage à une schistosité (foliation) "S'1" subhorizontale, comme au Kef. On remarque de même que les zones où la schistosité est subhorizontale sont celles où les plis sont isoclinaux (Bir-el-Haj, Kef-el-Mouneb) ; l'allure du pli et la position de son plan axial sont choses liées.

Il arrive, en dehors du terrain étudié ici, que la S1 des micaschistes ne soit pas horizontale, bien que les plis de phase 1 soient isoclinaux. Il s'agit alors d'un phénomène postérieur, la foliation se trouvant affectée par des reprises tectoniques et replissée en chevrons plus ou moins aigus.

Le rapprochement des figures 7 et 8 et de la figure 36 suggère une liaison étroite entre l'intensité du métamorphisme, et en particulier l'apparition des phénoblastes, et l'allure des plis de phase 1.

La zone des micaschistes, que ce soit dans les schistes des Ouled Slimane ou dans les conglomérats du Kef-el-Mouneb, montre une relation entre l'importance des cristallisations métamorphiques, l'angle d'ouverture des plis P1 et leur déversement.

Une explication de ce phénomène sera recherchée et discutée au chapitre 3.7.

32.6. Le secteur Sekhira-es-Slimane - Sidi Abdallah

On étudiera successivement la partie centrale de cette région, autour d'El-Biedna - Sidi Lakhdar, puis la partie occidentale, à Sekhira-es-Slimane, enfin les affleurements orientaux de Sidi Abdallah.

326.1. La série du Draa-Guessaa

Comme à Batene Zita, dans la série des Skhour, la structure fondamentale est constituée d'une suite de synclinaux et d'anticlinaux orientés NE-SW, dessinés par des quartzites (carte h.t.). L'ensemble est haché de failles d'orientations diverses (sur lesquelles on reviendra au chapitre 3.5), ce qui rend parfois la structure difficile à démêler.

Les petites structures sont rares, mais orientées parallèlement aux grandes. La schistosité est subverticale, légèrement déversée vers le NW. C'est une schistosité de flux marquée par des petits micas blancs alignés.

326.2. La série de Sekhira-es-Slimane

Les grandes structures sont bien visibles au SW de Sekhira-es-Slimane où la colline 398 est un grand pli hectométrique (fig. 47) ; ce pli est méridien, déversé vers l'W, et son plongement axial est visible sur le cliché. La construction de l'axe (fig. 51a) confirme ces observations : l'axe est méridien, penté de 40° vers le N.

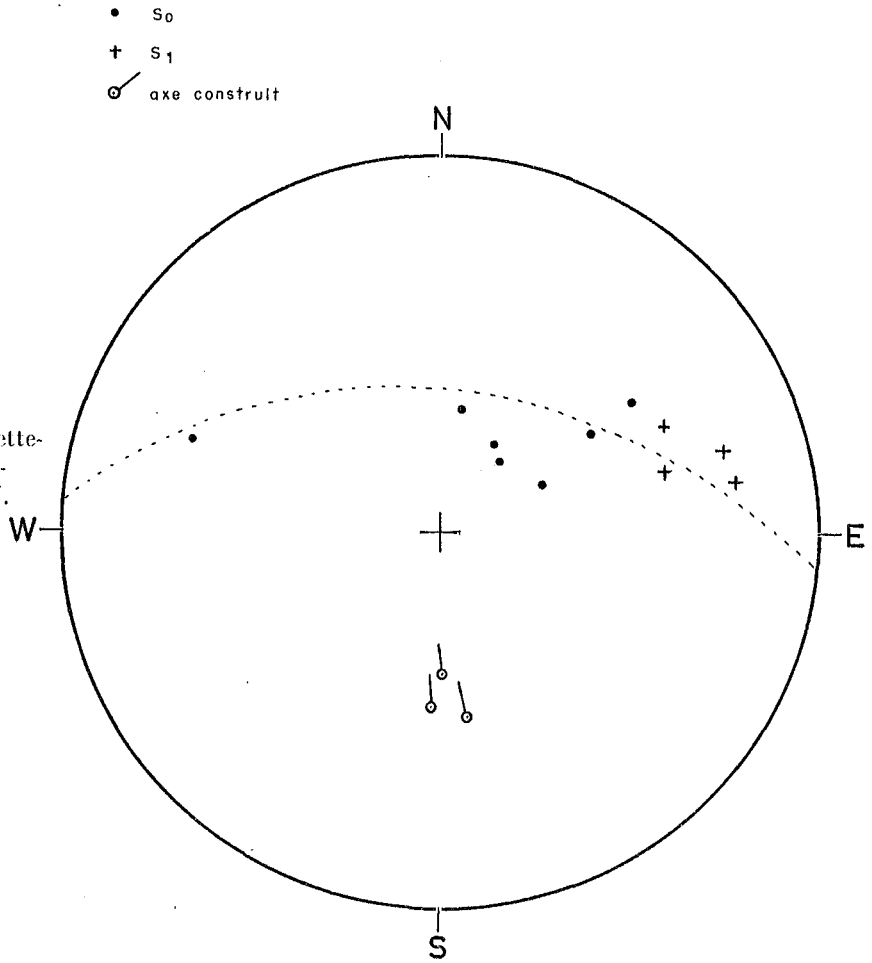
On observe des charnières analogues dans les chicots quartzitiques et conglomératiques semés entre Sekhira-es-Slimane et le synclinal d'El-Biedna - Sidi Lakhdar. Des petites structures sont visibles dans ces affleurements ; on y voit des replis métriques, à schistosité subverticale, de direction méridienne ou subméridienne, toujours assez fortement pentés vers le nord (NO, 40-50° N) (fig. 51b). Le Haut oued Tarfa est d'ailleurs le seul endroit des Rehamna où GIGOUT admettait que la schistosité n'était pas parallèle à la stratification.

Dans les conglomérats la schistosité est toujours discrète. Elle est visible dans les interlits, et elle se réfracte dans les lits à galets (photo 48) dans lesquels elle casse quelquefois les galets, mais plus souvent elle tourne autour. Au microscope, elle est marquée par quelques micas plus ou moins orientés qui tournent autour des grains de quartz assez mal alignés. On verra (chapitre 3.6) que les galets de Sekhira-es-Slimane (Haut oued Tarfa de GIGOUT 1956 et MICHARD 1969) sont cisaillés dans la schistosité et s'allongent, par ce cisaillement, dans la direction axiale du pli. Dans les schistes et phyllades sous-

a) - Sekhira-es-Slimane -

S de colline 398

Les axes sont subméridiens et plongent nettement vers le N. La schistosité S_1 synmétamorphe est subverticale, déversée vers l'W.



b) - El-Biedna

Les structures sont identiques à celles de Sekhira-es-Slimane
(variation du plongement axial de 30 à 60°)

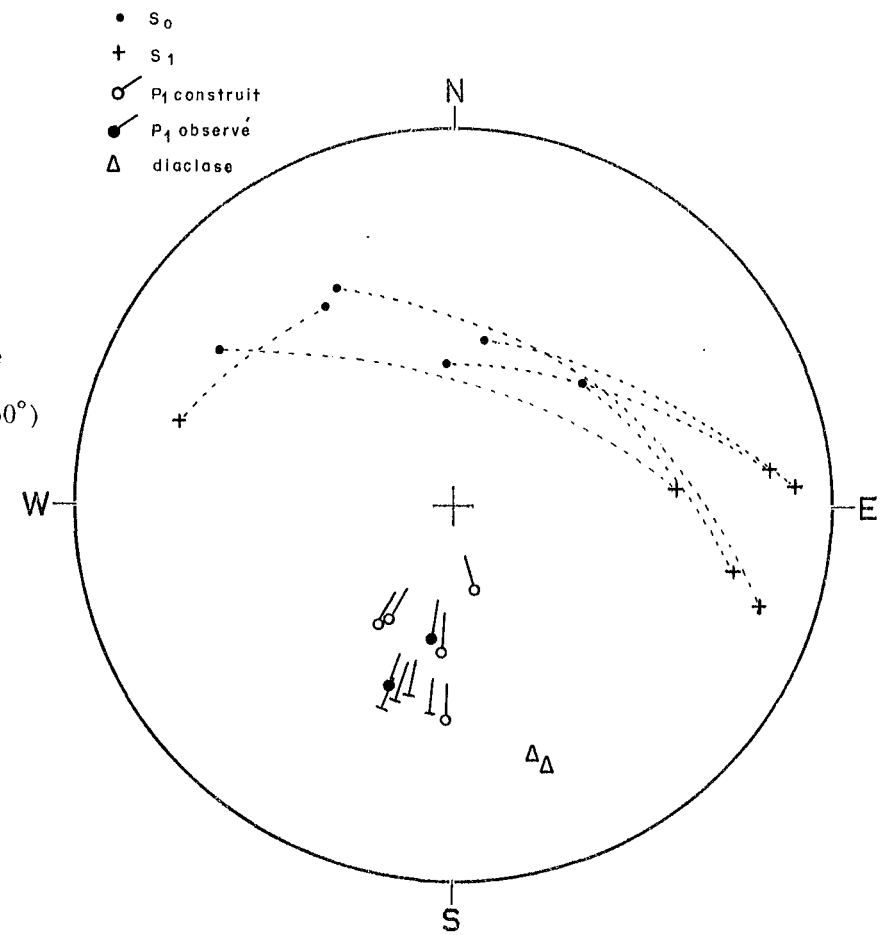


Fig. 31 — Les structures I à Sekhira-es-Slimane et El-Biedna

jacents à ces conglomérats l'attitude de la schistosité est identique, néanmoins les différences de composition des lits stratigraphiques produisent des expressions différentes de la schistosité : dans les lits phylliteux, les micas (40 µ au maximum) sont assez bien orientés et rares sont ceux - détritiques et néoformés - qui sont dans le plan de stratification ; pour la plupart, ceux-ci présentent d'ailleurs un début de transposition dans la schistosité. Par contre, les phyllites des lits quartzeux, plus petites, ne sont orientées dans la schistosité que dans la mesure où les cristaux de quartz,entre lesquels elles sont coincées,le sont ; les micas détritiques dans ces lits ne sont pas réorientés mais crénulés par des plans de crénulation parallèles au plan de schistosité.

326.3. La série de Sidi Abdallah

Les affleurements conglomératiques de Sidi Abdallah (fig. 49) présentent une schistosité S1 redressée, déversée vers le NW. Dans tout l'affleurement les plans de stratification sont orientés peu différemment de ceux de la S1 (fig. 50) ; cette disposition résulte d'un plissement serré, subisoclinal. On a vu (paragraphe 25.5) que les galets sont aplatis dans le plan de schistosité, et que leur grand axe est parallèle à l'axe du plissement. Les directions des grands axes des galets ainsi que les axes construits (intersection So/S1) montrent que le premier plissement était dirigé NE. La phase fondamentale de l'ensemble de ce secteur nord, de Sekhira-es-Slimane à Sidi Abdallah, est essentiellement du même type que celle des phyllades des Skhour ou du Cambrien occidental : il s'agit de la même phase tectonique symmétamorphe.

32.7. Résumé : la phase 1 des Skhour

On peut résumer ainsi les caractères principaux de la phase fondamentale des Skhour.

	Plis	Direction	Plan axial
Phyllades des Skhour et Cambrien	± ouverts	NE-SW	subvertical, déversé vers le NW ; S1
Ferme Prioux - Jbel Tenntana	fermés	NE-SW	très incliné ; déversé vers le NW ; S1
Kef-el-Mouneb et mica-schistes des ouled Slimane	isoclinaux	NE-SW	subhorizontal ; S'1
Sidi Abdallah	subisoclinaux	NE-SW	déversé vers le NW ; S1
Draa Guessaa	ouverts	NNE-SSW	subvertical ; S1
Sekhira-es-Slimane	ouverts	N-S	subvertical ; S1

La phase synschisteuse fondamentale a eu une extension générale dans le terrain considéré, même si ses manifestations diffèrent selon le secteur étudié. Elle est accompagnée d'une partie du métamorphisme (voir chapitre 2), de failles (voir chapitre 3.5.) ; elle est suivie d'autres phases de plissement (voir chapitre 3.3), et on sait qu'elle a été précédée de plissements anté-Viséen supérieur et anté-Dévonien moyen.

D'une manière générale on remarque un gradient N-S dans l'intensité de cette phase de plissement.

3.3. Les plis crénulants secondaires, phase 2 des Skhour

33.1. Séries des Skhour et de Lalla Mouchaa

D'une manière générale, la foliation métamorphique de la phase 1 des Skhour est replissée par la suite. Selon les cas, il s'agit d'une légère ondulation, de longueur d'onde très variable, affectant les phyllites de première génération ; parfois ces ondulations font place à une série de plis microscopiques serrés, pouvant être même isoclinaux. Souvent, il se produit une rupture le long de leurs flancs et on observe alors une série de plans de cisaillement plus ou moins écartés les uns des autres (on en a compté jsuqu'à 5 dans 1 mm), qui perturbent singulièrement la trame phylliteuse préexistante (fig. 52). Il s'agit de ce que les Anglo-saxons nomment le "strain-slip cleavage" et les auteurs de langue française la schistosité par pli-fractures ou plus simplement le clivage de crénulation. De telles figures sont générales mais la S2 tend à s'estomper au nord et à l'ouest des affleurements cambriens.

> On retrouve ces divers stades dans la description que donne RAMSAY (1967) de l'apparition de ce type de clivage : la déformation commence par une compression qui provoque un flambage des petits lits quartzeux et phylliteux, respectivement compétents et incompétents. Plus la contrainte croît, plus la distance entre les charnières tend à augmenter, en même temps que les plis s'isoclinalisent et que leurs flancs se cisaillent. Ceci conduit au découpage de la roche en tranches (microlithons) parallèles les unes aux autres, dans lesquelles on reconnaît encore les anciennes structures transposées : les phyllites, en particulier, forment des esses dans les microlithons.
>
> Parfois, le cisaillement est oblique sur la foliation 1 et les microplis qui se forment sont alors asymétriques.

Très souvent ces plans de cisaillemement servent de voie de passage à diverses solutions et sont ainsi colmatés par des oxydes de fer. Ce n'est que rarement qu'on peut observer des cristallisations associées ; quelques muscovites et de très rares biotites (au sud de la série) ont été observées dans les plans du clivage de crénulation, mais il n'est pas exclu qu'il s'agisse de minéraux de première phase, en tout cas anté-S2, transposés dans les plans de S2 ; mais les cas les plus visibles d'une telle disposition sont observés au Kef-el-Mouneb (paragraphe 33.2). Cependant une transposition s'associe toujours, ici où là, à une déformation des cristaux, ce qui n'a pas été observé d'une manière nette.

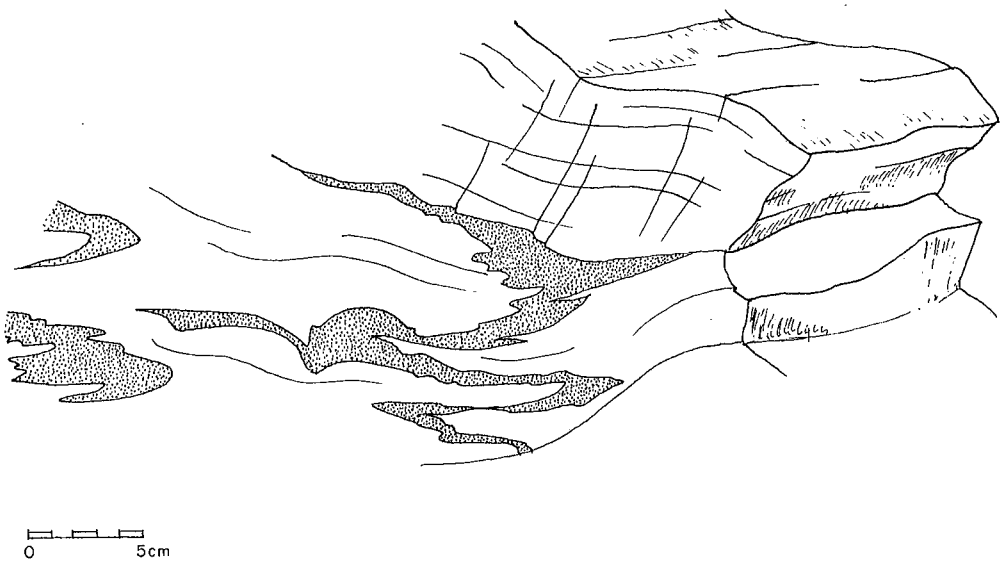


Fig. 53 – Cambrien inférieur (Georgien ?) de Lalla Mouchaa

Le calcaire, plissé isoclinalement lors de la première phase est repris par un plissement coaxial à plan axial vertical qui se manifeste au microscope par des crénulations de la foliation identiques à celles de la fig. 52.

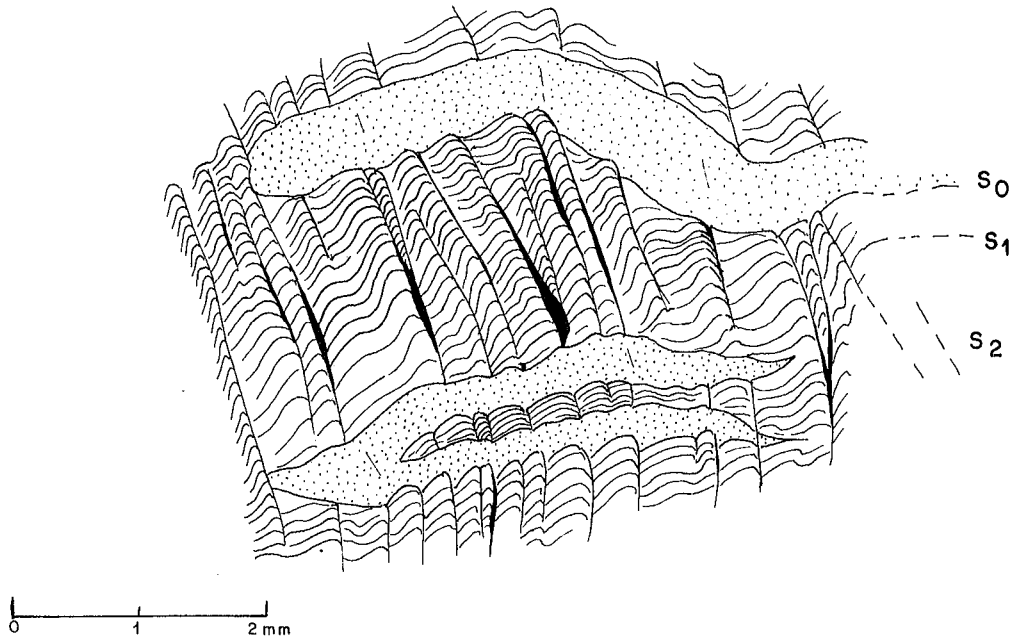


Fig. 52 – Crénulation cisaillante des phyllites de phase 1. Draa Akehal

A Draa Akehal, les axes des plis construits sont orientés N 40, avec des plongements axiaux vers le NE variant entre 20 et 60°. La S2 n'est pas toujours immédiatement visible car son orientation et son pendage sont peu différents ici de ceux de la S1. On la voit parfois soulignée, en particulier à Draa Akehal, par des filonnets de quartz d'exsudation mis en mouvement lors de l'impression de la schistosité, qui colmatent les plans de S2 et qui permettent de la distinguer plus aisément de la S1. Sa position, identique dans les quartzites de Batene-Zita, varie autour de la direction N 20,60° E.

Les phyllades de la Koudiat Mesmouta ont permis d'observer les mêmes relations entre la S1 et le clivage de crénulation ; on a reconnu plusieurs plis 2 dont le plan axial est matérialisé par la S2 subverticale. Ces plis sont pratiquement homoaxiaux des plis 1, avec une orientation N 30 en moyenne, et on ne peut les distinguer qu'en considérant la schistosité qui leur est associée.

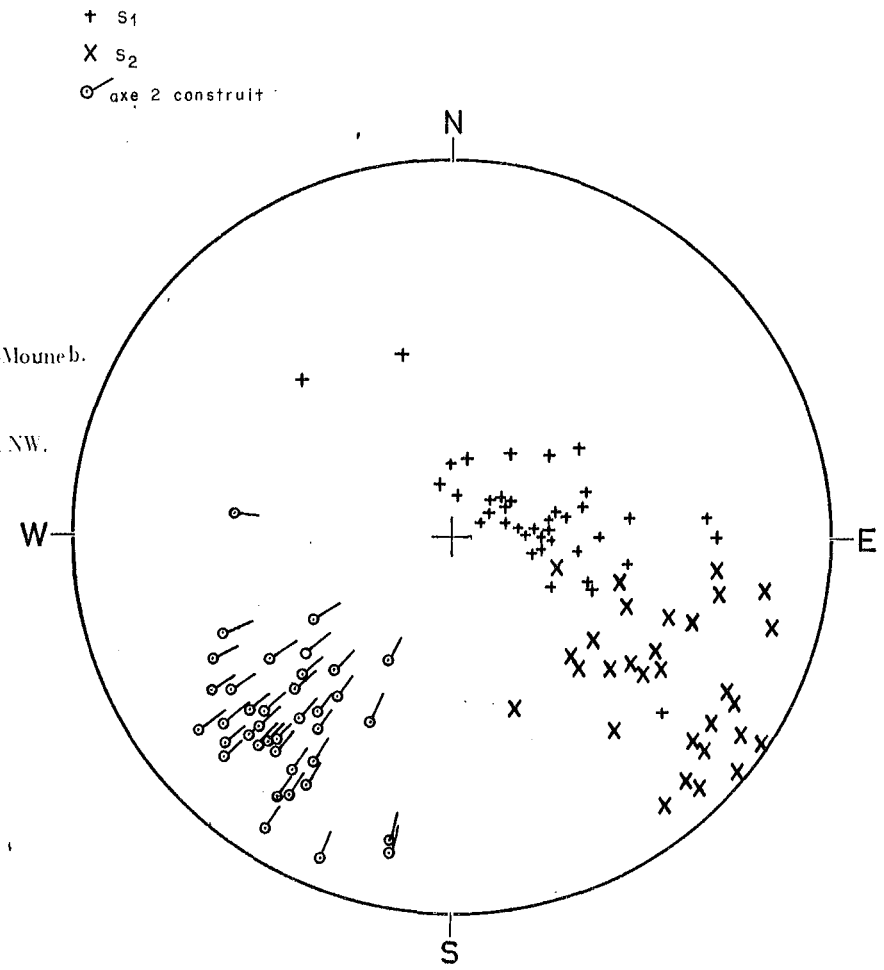
Le calcaire dolomitique géorgien au coeur des anticlinaux de Lalla Mouchaa forme, non loin de ce cimetière, des plis 1 isoclinaux symmétamorphes dont l'axe est dirigé au NE (non mesurable exactement à cet endroit) (fig. 53). Ce premier plissement, à plan axial subhorizontal, correspond, dans un matériel moins compétent, aux P1 déversés des Schistes à trous encaissants ; il est repris par un pli de deuxième phase, orienté lui aussi NE (N 50,5° NE) mais à plan axial subvertical (N 45,70° NW et N 48,83°SE) ; là aussi, la schistosité S2 de plan axial est un clivage de crénulation à caractère nettement fracturant et dépourvu de cristallisations.

33.2. Kef-el-Muneb et micaschistes des Ouled Slimane

La distinction entre les structures 1 et 2 est ici immédiate : les plis 1 à plan axial couché sont découpés par un système dense de fractures N 40 subverticales (90° à 60° SE) : figure 55 ; les axes des plis 2 ont une direction voisine de N 40,20° NE (fig. 54a, b). A l'échelle microscopique, ces grands plans subverticaux correspondent à un clivage de crénulation qui plisse en microchevrons les minéraux couchés dans S'1. Certains galets ne sont pas cassés par cette schistosité tardive, mais sont rebroussés et même flexurés, formant une amorce de P2. Les minéraux qu'on rencontre dans ces plans de S2 sont quelques muscovites (paragraphe 23.5) qui semblent être contemporaines de la S2, et d'autres minéraux (en particulier le disthène) qui sont, eux, apparus antérieurement, car ils sont réorientés et transposés dans S2. Tout ceci indique que cette phase s'est accompagnée d'un métamorphisme peu intense qui, amorçant parfois une légère chloritisation des minéraux de haut degré, a pu amener quelques recristallisations.

Stéréogramme cumulatif

a) - Ensemble des P_2 construits au Kef-el-Mouneb. (partie centrale)
Les axes ont presque tous une orientation NE; La S_2 est très pentée, déversée vers la NW.



b) - Bir-el-Haj

La foliation 1, horizontale, est recoupée par la S_2 subverticale, parfois déversée vers le NW. Les axes 2 (linéations d'intersection $L0^2$-1) ont une orientation identique aux axes 2 du Kef-el-Mouneb, et aux axes 1 ici (lm).

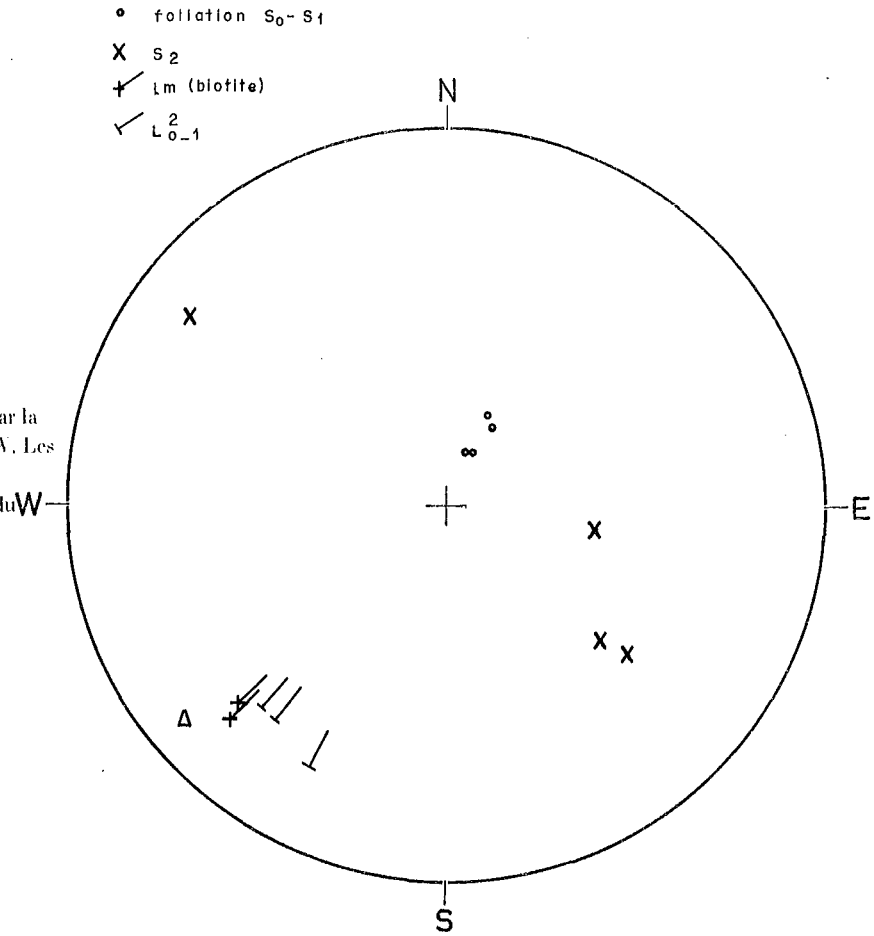


Fig. 54 – Kef-el-Mouneb et Bir-el-Haj.

33.3. Le secteur proche du granite

333.1. Moyennes et petites structures

Dans les phyllades cambriennes de l'Oued-er-Rmel, au sud de la ferme Prioux, situées à 2 km de l'affleurement le plus proche du granite, la schistosité S1 symmétamorphe, redressée et légèrement déversée vers le NW, est reprise par des chevrons centimétriques NE-SW, à plan axial redressé. Au microscope, ces petits plis présentent des éventails très nets d'un clivage de crénulation identique à la S2 des Skhour qui transpose la S1. A Sidi Bou Lenouar, les phyllades appartiennent à la série des Skhour et on a vu qu'il s'y développe des nodules ; les chevrons ne s'y marquent pas ; les nodules ne sont pas affectés par le clivage S2 qu'ils ont scellé ; ils lui sont donc postérieurs.

Dans les skarus et cornéennes calciques du jbel Tenntana, les plis de phase 1 qu'on a vusse coucher au nord de l'oued Ouham, au fur et à mesure qu'on se rapproche du granite (paragraphe 32.3) sont ici isoclinaux et de nouveau à plan axial redressé (fig. 56) ; les couches sont méridiennes et pendent en moyenne de 40° vers l'est. Ici aussi, des plis de reprise affectent ces premiers plis ; ce sont des chevrons d'axe N 20-60, 0-30° NE, à plan axial - S2 - redressé. Plus près du granite, au coeur du jbel Tenntana, les clivages S1 et S2 s'estompent et la roche est massive aux abords immédiats du granite.

333.2. Microstructures

Les skarns et cornéennes du jbel Tenntana présentent des microplis assez souples, subisoclinaux, à tendance similaire, dans lesquels on reconnaît les minéraux de métamorphisme décrits précédemment (paragraphe 265.2). Tous ces minéraux, sauf peut-être la pargasite dont les cristaux sont cassés dans les plis, sont postérieurs à ce plissement : beaucoup forment des arcs polygonaux ou sont dans les flancs du pli, mais d'autres, par contre, sont sécants sur ces structures et tendent à produire une texture équante, non orientée ; il est donc évident que leur cristallisation est postérieure au plissement.

333.3. Interprétation

On a comparé ces structures à celles que décrivent dans les schistes de Steige non loin du granite d'Andlau, COGNÉ, MILLOT et SCHEIBLING (1961), FOURMARIER et RUHLAND (1964), puis RUHLAND et BRONNER (1965). On y voit apparaître, après une première phase de plissement symmétamorphe, un deuxième clivage (S2), de crénulation, parfois associé à des plis centimétriques dont il correspond aux plans axiaux. "Au fur et à mesure que l'on se rapproche du

granite, notent RUHLAND et BRONNER, l'évolution et la fréquence de S2 augmentent, ainsi que l'intensité et la fréquence des plis secondaires, conjointement aux recristallisations". C'est ce que disent aussi FOURMARIER et RUHLAND : "les déformations mineures (microplis à l'échelle décimillimétrique et joints de clivage en rapport avec ceux-ci) sont syntectoniques ; elles sont antérieures à la montée du granite discordant. Mais leur distribution indique leur genèse sous l'influence d'une granitisation syntectonique restée en profondeur et dont les granites en massifs circonscrits sont les apophyses montées après l'achèvement du plissement".

On a déjà remarqué qu'ici le clivage de crénulation se renforce vers le sud et l'est du secteur, c'est-à-dire vers la zone granitisée, et aussi qu'il est effacé par les recristallisations à proximité même du granite ; par conséquent il est antérieur à la mise en place du granite. Dans l'auréole du granite on l'a assimilé à S2 parce que précisément il est postérieur à S1, qu'il ne semble pas y avoir d'autre clivage entre S1 et lui-même, et enfin parce que sa direction N 30 est la même, aux reprises près, que celle de la S2 en dehors du jbel Tenntana et de l'auréole du granite.

La dispersion des axes des chevrons et le relèvement des plans axiaux des plis isoclinaux vers l'est montrent que les efforts tectoniques se sont poursuivis après la formation des chevrons. Il s'agit d'un effet tardif de la mise en place diapirique du batholite, comparable à ce que décrivent ANDERSON *et al.* (1960) ; la plus grande masse du batholite se trouve au SW de la portion de l'auréole considérée, et elle a provoqué le bombement des couches de l'auréole. On peut mettre aussi ces mouvements en rapport avec l'infléchissement des axes structuraux qui passent du N 40 au NE, à N 20 à proximité du granite (voir la carte), selon un schéma comparable à celui que décrivent MUTCH et MC GILL (1962) dans le Montana (Etats-Unis).

On est dès lors amené, en accord avec les travaux cités ci-dessus, à établir une relation entre la S2 régionale et la granitisation. La S2 serait liée au début de la granitisation, avant la mise en place du granite dans les sites actuels, et les structures de phase 2 seraient d'autant plus intenses - les plis 2 plus marqués et plus serrés - qu'on se rapproche du centre granitisé. Puis le batholite en terminant son ascension bascule et efface les structures cnntemporaines du début de sa genèse profonde.

Or il y a un autre phénomène qui est lié aussi au début profond de la granitisation : c'est la croissance des phénoblastes mésozonaux. On discutera plus loin de la liaison chronologique précise entre cette cristallogenèse et la déformation 2.

33.4. Résumé

Le clivage crénulant (S2 des Skhour) se rencontre partout dans le terrain étudié, sauf dans le nord (secteur de Sekhira-es-Slimane à Sidi Abdallah) ; l'intensité de cette déformation semble en effet décroître vers le nord et l'ouest, et en tout cas les plis en chevron qui lui sont associés sont localisés aux alentours du granite.

Cette phase manifeste un gradient N-S, lié à l'action du centre granitisé sur les terrains surincombants, avant l'achèvement de la mise en place du granite.

3.4. Plis et cassures tardives

34.1. Knicks et cassures N 120-140

Ces structures NW-SE recoupent toutes les autres structures, en particulier S1 et S2 que l'on voit partout affectées par des knicks ou des fractures ; ces manifestations varient en effet avec la nature lithologique des terrains rencontrés. Les knicks sont bien développés dans les phyllades et, en général, les roches les moins compétentes (fig. 57). Ils ont un plan axial d'orientation NW-SE, subvertical ou à fort pendage SW. Ils développent, limitée aux plans de knicks, une schistosité de crénulation S3 assez fruste, pliant et cassant les minéraux antérieurs.

Localement, en passant d'une roche à une autre, plus compétente, par exemple d'une phyllade à un quartzite, on voit les knicks s'estomper et disparaître, laissant la place à des fractures parallèles à leur plan axial. Elles sont particulièrement nombreuses dans les quartzites où parfois, sur quelques mètres, certaines zones sont découpées en tranches parfaitement régulières de quelques centimètres d'épaisseur (fig. 58). Souvent les bords de ces fractures sont recouvertes d'une couche de quartz ou d'oxyles de fer (goethite) ; dans les cassures plus importantes on peut observer une brèche de faille à petits éléments anguleux, plurimillimétriques, englobés par un ciment rouge ferrugineux, car ces fractures sont souvent de véritables failles ; elles réalisent en partie le boudinage des barres de quartzite en hachant la roche entre les boudins. Le mouvement relatif des lèvres peut être reconstitué par l'observation des stries de friction portées par le miroir ; le mouvement des compartiments a deux composantes : l'une est verticale, relevant le compartiment NE par rapport au compartiment SW, ce qui compense en partie les effets du plongement axial des structures et permet l'affleurement de la même série sur de longues distances ; l'autre composante est horizontale, les fractures N 120-140 jouant le rôle de failles de décrochement senestre. Si pour chaque fracture le mouvement a une amplitude faible (centimétrique), la multiplicité des knicks et des cassures permet un décrochement cumulé considérable.

Le secteur de Sidi Lakhdar montre un plissement N 130, 40° SE assez spectaculaire (photo 59). Son caractère tardif par rapport à la phase N 30 est mis en évidence dans la fig. 61. Il provoque des plis avec flancs inverses, souvent faillés (fig. 62) qui compliquent singulièrement l'allure du synclinal d'el Biedna.

En dehors de Sidi Lakhdar ce plissement est moins marqué et se traduit, comme dans la série des Skhour, par des knicks centimétriques ou des diaclases.

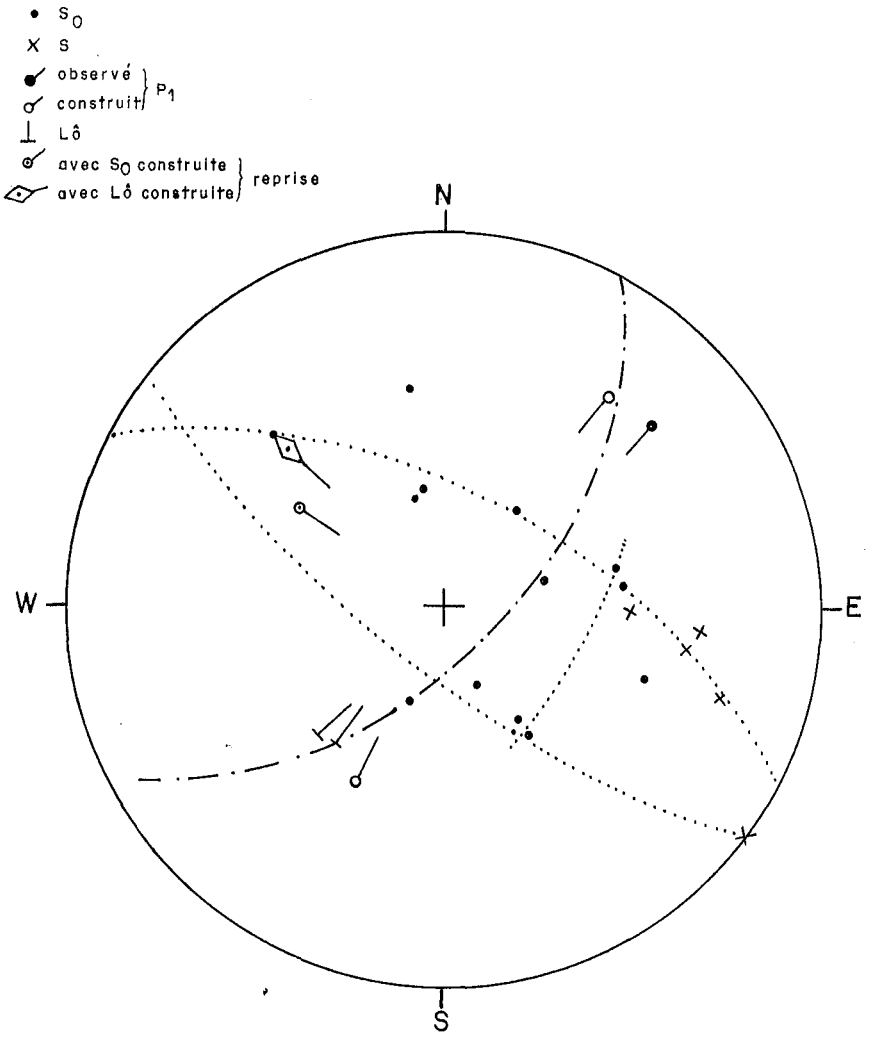


Fig. 61 — Sidi-Lakhdar.

Reprise des axes NE par un système N 120 — 130, avec flanc inverse.

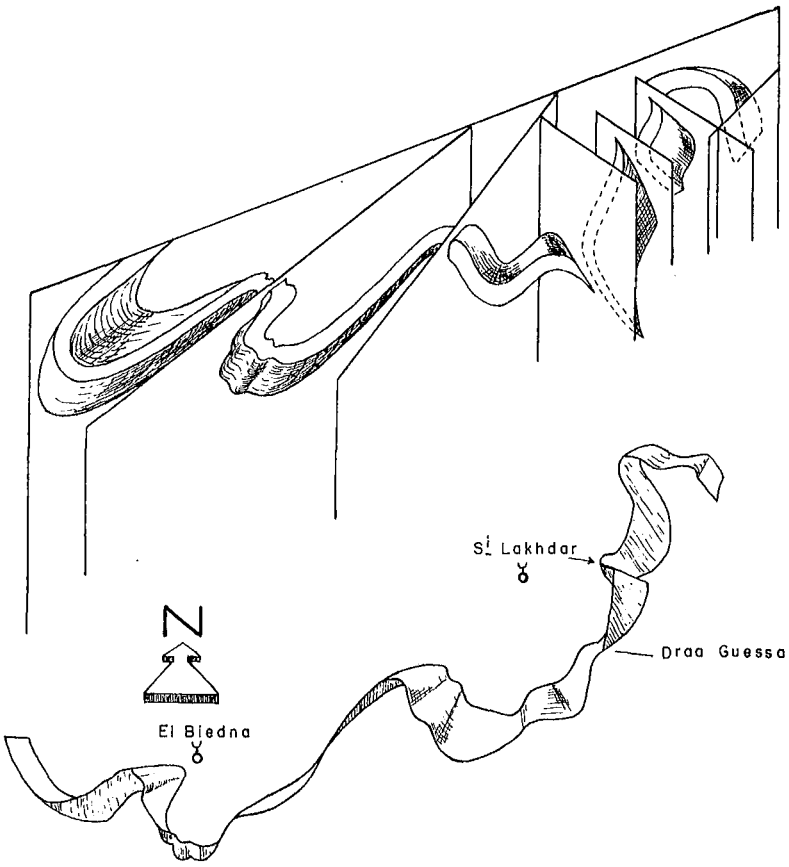


Fig. 62 — Allure de la base principale de quartzite du Draa Guessaa.

34.2. Les autres structures : knicks et fractures N-S et E-W

Les autres structures, N 90 et N 180, sont moins fréquentes et moins marquées que les précédentes. Elles se marquent rarement par des knicks (parfois dans ce cas conjugués avec les knicks en 130 comme on peut le voir à Sidi Touilah, par exemple) ; le plus souvent, ce sont des fractures qui ont rejoué à plusieurs reprises. On voit très souvent, par exemple à Draa Akehal, les schistosités antérieures recoupées par des plans horizontaux qui sont les plans axiaux de petits plis en chevrons généralement peu visibles.

Dans le secteur de Sekhira-es-Slimane - Sidi Abdallah on peut parfois saisir l'enchainement des reprises tardives.

Tant à El-Biedna - Sidi Lakhdar qu'à Sidi Abdallah, un plissement subméridien à axes actuellement déversement pentés reprend les structures antérieures (fig. 63 a, b). Les plis sont généralement centimétriques, parfois métriques (fig. 60), et souvent on ne les distingue que par une linéation de microplissement. Leur plan axial est subvertical. Bien que leur orientation soit identique, ils ne peuvent être mis en rapport avec le plissement N-S de Sekhira-es-Slimane qui est de phase 1 (paragraphe 326.2) ; le style de plissement est d'ailleurs trop différent : grands plis symmétamorphes là, chevrons crénulants ici.

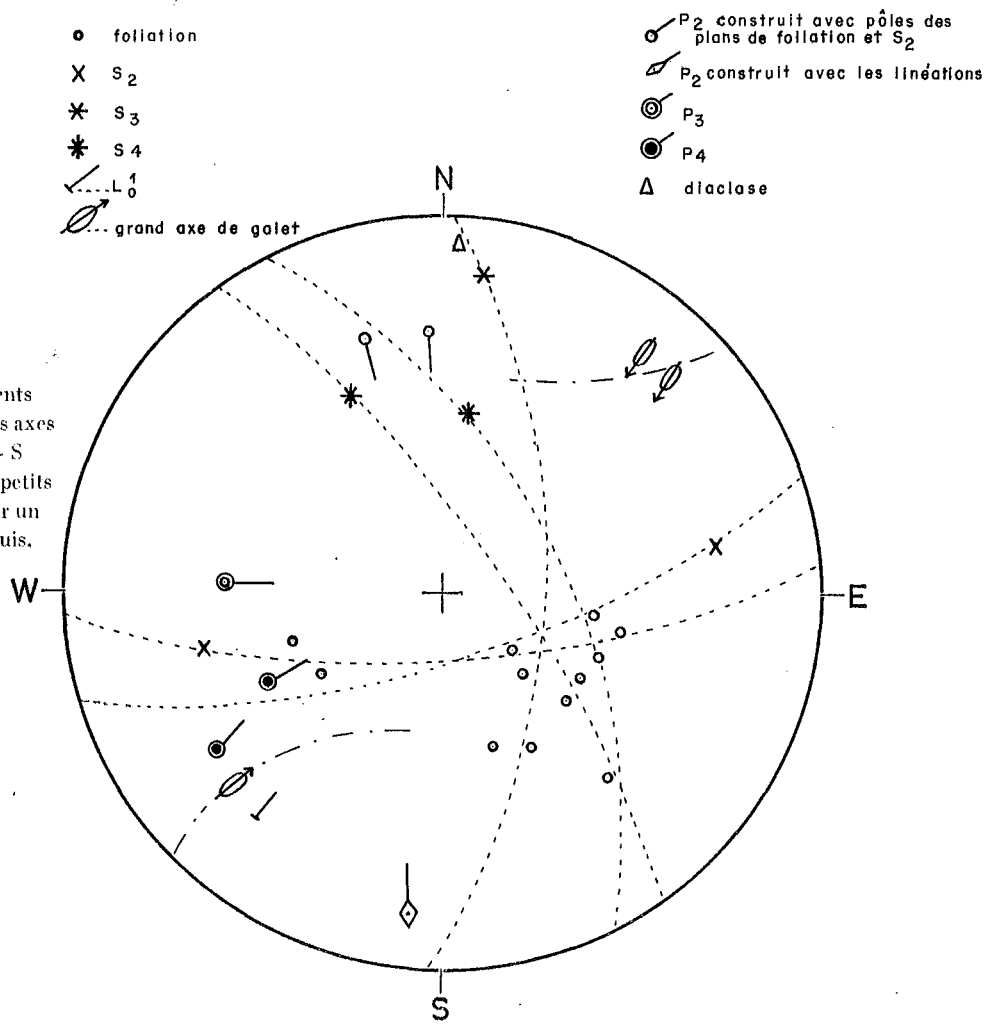
Ce plissement N-S est lui-même suivi d'une phase N 90 produisant des chevrons de même style ; leur schistosité de fracture est subverticale (fig. 63a, b). A Sidi Abdallah ces plis E-W et N-S replissent bien entendu non seulement la schistosité S1, mais aussi les galets qui y ont été aplatis ; ces froissages produisent d'étranges "galettes plissées" dans lesquelles on hésite au premier abord à reconnaître des galets déformés.

On voit enfin, dans la Daia-el-Hamra el Kebir , les conglomérats de Mechra-ben-Abbou redressés. Il s'agit bien sûr, vu le matériel affecté, d'une phase ultime de l'orogenèse. Aucune charnière n'a été observée, mais il a été pourtant possible de construire un axe N 70,30° NE (fig. 64b). On retrouve ailleurs, localement, une direction de plissement identique (fig. 63a, par exemple). Ce serait la dernière phase de plissement ou d'ondulation hercynienne dans ce secteur.

Si on considère à la fois les structures N 40 et les diaclases N 130, N 90 et N 180, on remarque que deux systèmes (N 40-130 et N 90-180) sont orthogonaux deux à deux, chacun étant bissecteur de l'autre. On aurait le même modèle avec les diaclases associées à un pli N 40 : N 130 serait le diaclase perpendiculaire et N 90 et N 180 les diaclases transverses. Ces diaclases apparaissent ailleurs que dans les zones plissées, dans les filons de microgranite ou

a) — Nord de Sidi Abdallah

On remarque une reprise de la foliation et des éléments linéaires de phase 1 (linéations d'intersection, grands axes des galets) par un système subméridien. Les axes N - S sont déterminés par la dispersion des axes 1 sur des petits cercles et par la dispersion des poles de la foliation sur un grand cercle. Ils sont repris par un plissement E-W puis, localement par un plissement N-60.



b) — Sud de Sidi Abdallah

Reprise des structures 1 par un système subméridien puis par des axes N 100–110.

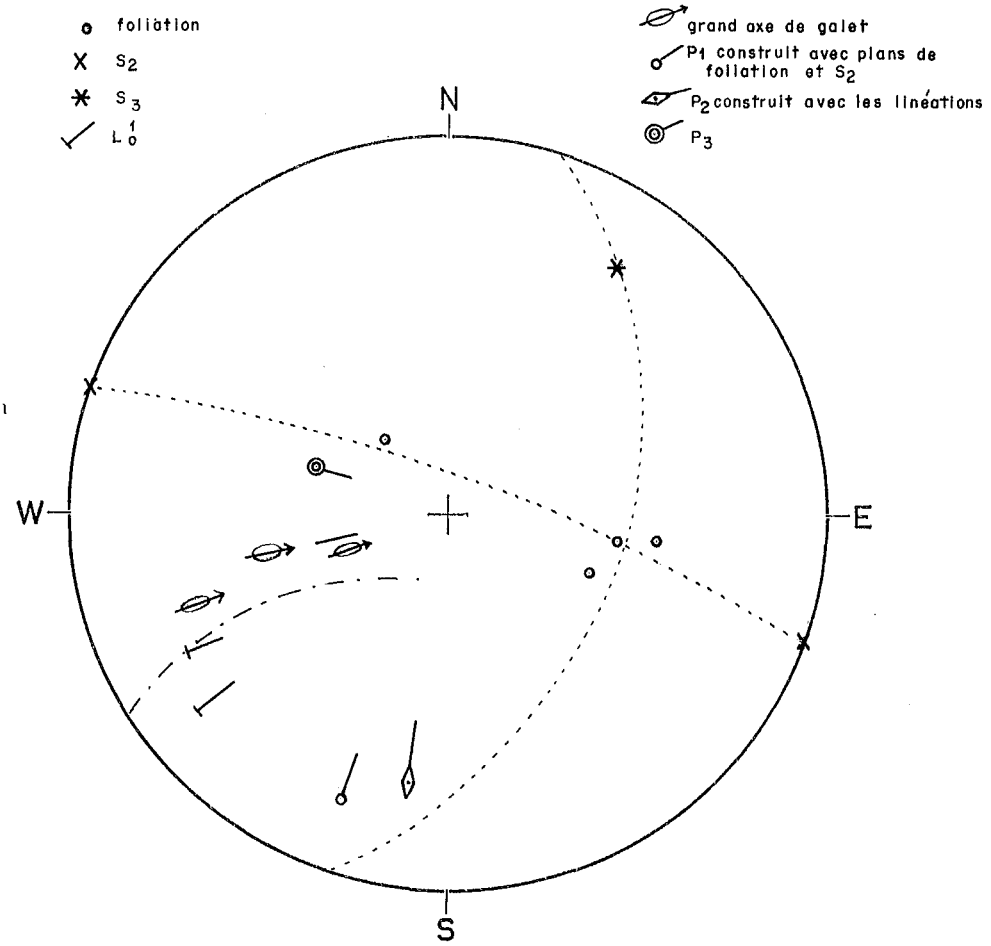
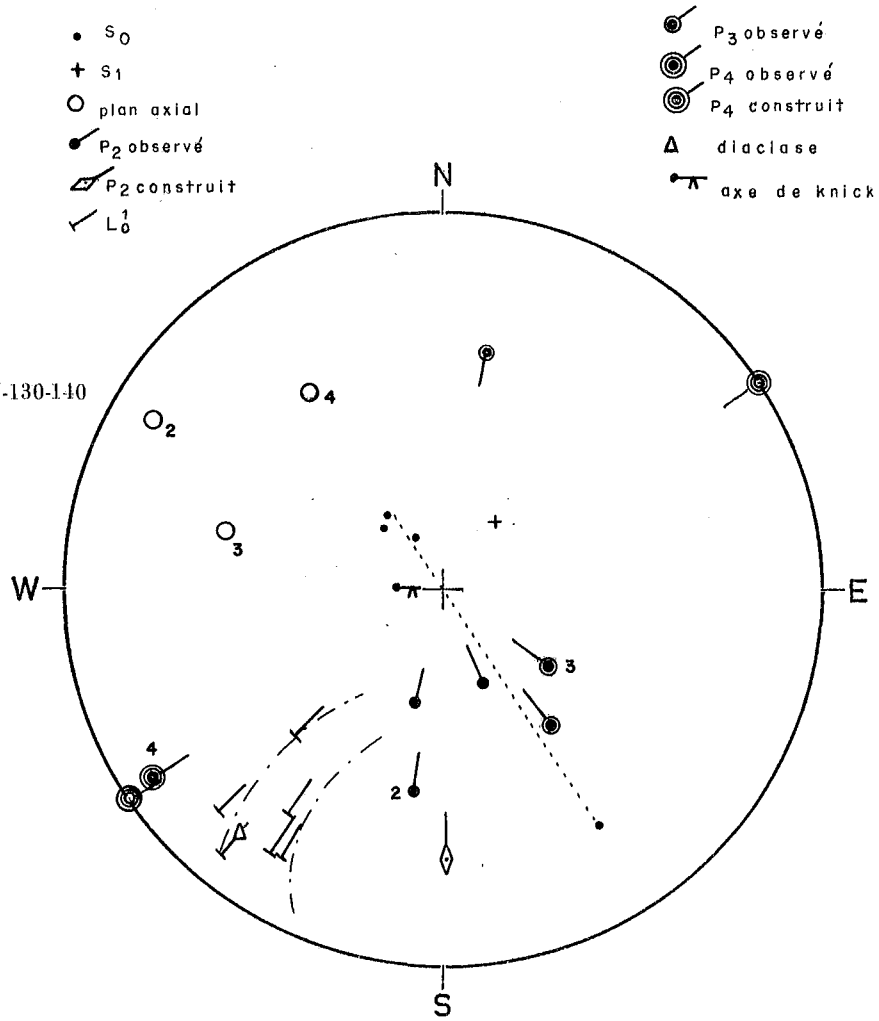


Fig. 63 — Sidi Abdallah

a) — Draa el Alfa

Plis 1 repris par un système N-S puis des axes N-130-140 enfin par un plissement N55.



b) — Daia-el-Hamra-el-Kebir

Aucune phase de plissement antérieure à la phase N70n' apparait. Les diaclases dont les pôles sont représentés en noir ont été observées au même affleurement.

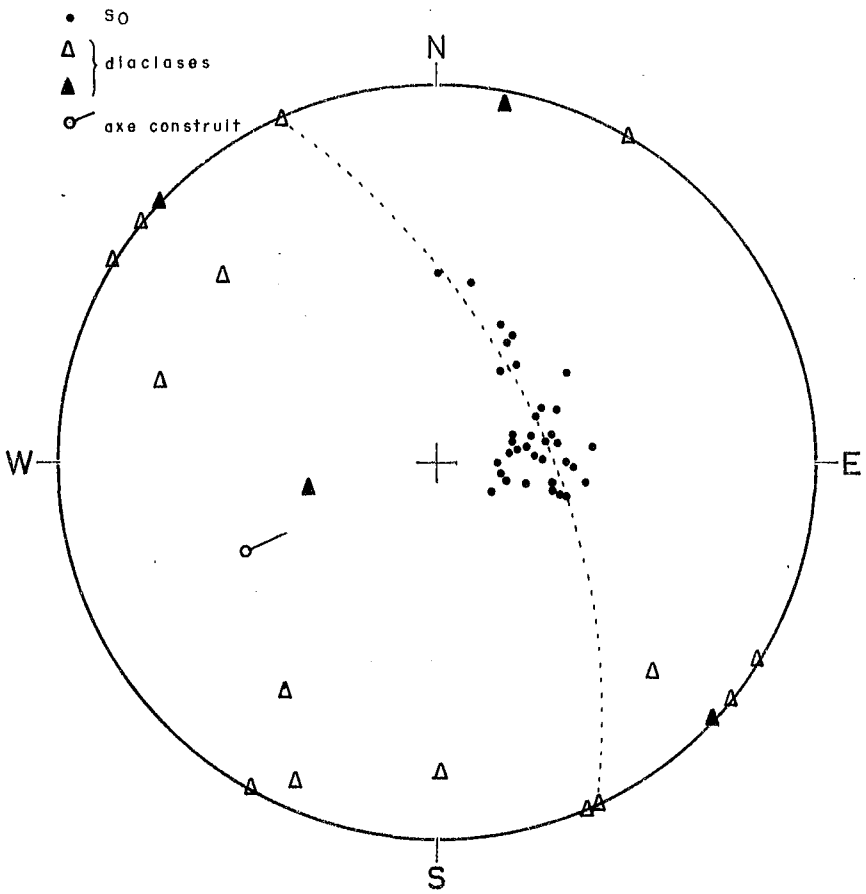


Fig. 64 —

d'orthophyre, par exemple. Lors de la remontée du bâti orogénique des structures de détente se sont produites, plus ou moins distribuées comme des diaclases, et les derniers serrages ont fait rejouer les joints préexistants.

34.3. La voussure post-tectonique

Une conséquence de ces rejeux tardifs est le bombement post-orogénique des Rehamna. GIGOUT avait signalé en 1951 la particularité suivante : les affleurements des conglomérats westphaliens sont situés sur la périphérie des Rehamna, et leur pendage est dirigé vers l'extérieur de l'orogène. GIGOUT interprétait ceci, pour l'essentiel, comme des pendages originels. Mais l'observation des plis E-W de la région de Mechra montre que ces pendages sont tectoniques (MICHARD 1969, HOEPFFNER *et al.* 1972) et dans ce cas, le manque d'affleurements contemporains au coeur des Rehamna ainsi que les pendages divergents témoignent d'une voussure post-westphalienne suivie d'érosion. Ce bombement est toutefois hercynien et non atlasique car le Crétacé transgressif qui recouvre ces conglomérats redressés est lui-même horizontal.

Un autre observation va dans ce sens : le plongement axial (tant L_0^1 que L_1^2) est en moyenne de 15 à 20° vers le NE dans le terrain étudié, à part des cas très localisés. Il est dirigé vers le SW au sud du Massif des Rehamna. Quelle a été l'ampleur de cette voussure ? en considérant que le centre de l'orogène se trouve à la latitude du Kef-el-Mouneb, on obtient par le calcul une valeur de l'ordre de 3 000 m pour l'exhaussement. En réalité, cette différence de niveau est bien moins grande car, on l'a dit, les fractures N 130 relèvent les axes vers le nord et annulent pour une bonne part l'effet du plongement axial donc les effets de ce bombement ; ceci est particulièrement net au Kef-el-Mouneb où la même série, pourtant peu épaisse, reste à l'affleurement sur 4 km malgré le plongement de ses axes. Compte tenu du relèvement cumulé dû à ces fractures N 130, on peut estimer à 1 500-2 000 m la surélévation du coeur de l'orogène par rapport à sa périphérie. Cette valeur représente précisément l'épaisseur de l'épandage conglomératique qui, probablement continu sur l'ensemble des Rehamna, a été complètement érodé au centre du massif ; là, tout le westphalo-qutunien a été enlevé, et une certaine épaisseur des séries schisteuses qui le supportaient, jusqu'à ce que viennent à l'érosion les micaschistes.

34.4. Résumé

Après la phase paroxysmale (P1) et sa crénulation (P2) quelques déformations affectent encore les terrains plissés des Rehamna. Il s'agit de

knicks et cassures NW-SE et, répartis moins généralement, de mouvements N-S et E-W. La dernière déformation, N 70, est la seule qui affecte le Westphalo-Autunien de la Daïa-el-Hamra.

Une vaste voussure post-tectonique amène les terrains des Rehamna centraux à l'affleurement, provoquant l'érosion du Westphalo-Autunien et d'une certaine épaisseur de son soubassement.

Le tableau suivant résume ces caractères.

direction	métamorphisme (épizonal) associé	manifestations		extension
		plis	knicks et cassures	
NE-SW (sauf à Sekhira-es-Slimane : N-S	+	+	-	générale sauf à la Daia-el-Hamra
NE-SW (presque coaxiale de la 1)	+	+	-	id. disparaît au nord
NW-SE	-	-	+	id.
N-S	-	-	+	id.
E-W	-	-	+	id.
WSW-ENE	-	grand rayon de courbure = voussure?	-	générale

3.5. Les failles majeures

35.1. Travaux antérieurs

Après GIGOUT (1951, 1955), qui énumère les accidents hercyniens, MICHARD (1969) cite, dans le terrain étudié ici : "la faille médiane N 30 ayant joué pendant et après le plissement paroxysmal synschisteux". Pour lui, cette faille, et l'accident des Ouled Zednes "présentent un ensemble de caractères que divers auteurs russes attribuent aux "zones de fractures profondes".

35.2. La faille médiane

Elle court, dans la région étudiée, du jbel Tenntana jusqu'au nord d'El-Biaina. Elle met au contact au sud du "placage crétacé" le Cambrien occidental et le Silurien inférieur des Skhour (à l'est) ; au nord de ce placage c'est le Dévonien moyen de Sekhira-es-Slimane et le Westphalo-Autunien de Mechra-ben-Abbou qui sont mis au contact du Cambrien (fig. 2 et carte h.t.).

Au sud du Crétacé, entre le jbel Tenntana et Skhour-des-Rehamna, les compartiments est et ouest ont atteint le même degré de métamorphisme alors qu'ils occupaient des niveaux crustaux identiques ; le métamorphisme (il s'agit ici du métamorphisme synschisteux, contemporain de la phase 1 des Skhour) est donc postérieur au moins à l'essentiel de la remontée du compartiment occidental de la faille, et par conséquent, celle-ci a joué avant la phase paroxysmale. Son rejet vertical, dans ce secteur, est égal à l'épaisseur de la pile sédimentaire comprise entre l'Acadien et le Silurien inférieur, soit 1 500 m, selon les valeurs données pour les épaisseurs de ces terrains par GIGOUT (1951) et MICHARD (1969). On n'a découvert ici aucune preuve d'un jeu horizontal de cet accident. Des décrochements, dont les plus importants sont cachés par le Crétacé (voir la carte), affectent la faille médiane elle-même, à l'ouest et au nord-ouest de Skhour ; ils sont perpendiculaires à sa direction et ont joué dans un sens senestre.

L'orientation de cette faille médiane, peu visible à l'affleurement, a été reconnue par la cartographie des terrains mis au contact les uns des autres, ainsi que par l'observation des filons d'orthophyre qui la jalonnent, tant dans la Koudiat Sidi Mohamed Moumen (feuille Skhour : 207,5 x 257) que dans l'oued Nkheila (feuille Skhour : 212,5 x 260). A cet endroit, de plus, affleurent des calcaires jaunes (Dévonien ? Viséen ?) coincés entre les phyllades siluriennes

et les phyllades gréseuses acadiennes. Ces calcaires, plus récents que les terrains qui les entourent, sont vraisemblablement des copeaux tectoniques, coincés entre deux plans de la faille. Cette faille, et celles qui lui sont parallèles, a découpé les barres de quartzite dont la plus occidentale, celle de Sidi Mohamed Moumen, disparaît presque entièrement ; le boudinage extrêmement net de ces barres indique un flux de matière dans le sens NE-SW, identique à celui qu'on a remarqué dans les conglomérats du Kef-el-Mouneb, où les galets sont étirés précisément dans cette direction. Les plis des phyllades et quartzites des Skhour, enfin, sont très souvent cisaillés dans leur plan axial, lui-même parallèle à la faille. Tout ceci indique un jeu syntectonique et paroxysmal de la faille médiane. Par la suite, celle-ci et celles qui lui sont parallèles ont servi, postérieurement au paroxysme, de voie d'accès à divers magmas : microgranites et orthophyres y ont été fréquemment injectés.

Au nord du Crétacé, il est certain que la faille médiane a eu, là aussi, un jeu préparoxysmal : le Cambrien n'est que très peu métamorphique et avait donc été remonté, comme dans le sud, avant le développement du métamorphisme régional. Un autre indice d'une activité précoce de cette faille - la plus ancienne qui soit décelable ici - est la forte arrivée d'un matériel détritique grossier à quartzites siluriens ou ordoviciens et à calcaires siluriens (?) et dévoniens dans le Dévonien moyen (et supérieur ?). On a ici des accidents anté-Dévonien moyen (- sup. ?), probablement réactivés avant le Viséen supérieur (ALLARY *et al.* 1972). On a recherché les traces d'un jeu possible de décrochement de cette faille. Les plis N-S à axes fortement pentés vers le nord de la Sekhira-es-Slimane pourraient être des crochons dus au frottement occasionné par le coulissage, et le changement d'orientation des structures qui, de N 30 au Draa Guessaa, passent à N-S à Sekhira-es-Slimane serait dû aussi, dans ce cas, au décrochement qui serait dextre selon le schéma théorique proposé par BISHOP (1969). Cette indication concorde avec le sens dextre du décrochement signalé par MICHARD (1969). Ceci demeure toutefois hypothétique, et ne pourra être vérifié que par la description des structures associées établie sur une plus grande échelle, et par la détermination d'éventuels autres décrochements de même amplitude.

Ici, contrairement à ce que l'on observe au sud, les axes de plissement sont obliques par rapport à la faille médiane : la structure d'Imfout est méridienne, de même que les axes à Sekhira-es-Slimane. Il est difficile de rendre compte du changement d'orientation des axes structuraux entre, par exemple, les plis des Skhour et celui d'Imfout, et en tout cas le synclinal d'Imfout ne peut être considéré comme, simplement, une structure associée à la faille médiane : là encore s'impose la nécessité d'une réflexion à l'échelle du massif.

Le rejeu post-orogénique est attesté par le fait que la faille recoupe, au nord d'El-Biadna, les conglomérats de Mechra-ben-Abbou, en provoquant au contact un rebroussement et une verticalisation des couches conglomératiques ; c'est d'ailleurs vraisemblablement à ce moment que se produit l'effondrement du fossé de Mechra-ben-Abbou.

35.3. Les autres failles

353.1. Failles NE-SW

Ce sont les failles parallèles à la faille médiane. On prendra ici deux exemples : la faille de Draa-el-Bouir (feuille de Skhour-des-Rehamna : 207 x 259) et celle d'El-Biadna (feuille de Mechra-ben-Abbou : 220 x 267).

La première limite à l'ouest les conglomérats du Kef-el-Mouneb. Son rejet ne peut être déterminé faute de repères lithologiques précis dans la série sous-jacente aux conglomérats, mais il n'est probablement pas très important car cet accident met en contact le Dévonien moyen (?) discordant et le Silurien inférieur (?) qui en fait le socle juste à l'est. Il n'y a pas d'indice d'un jeu de décrochement de cet accident. Les limites de répartition des phénoblastes, biotite et grenat, sont parallèles à la faille dans ce secteur; il est possible qu'elles ne traduisent pas ici des isogrades, mais un découpage des terrains métamorphiques par la faille de Draa-el-Bouir ou des failles parallèles.

La faille d'El-Biadna est orientée NNE-SSW, peu différemment de la faille médiane. Elle s'accompagne, au village d'El-Biadna, de plis pluridécamétriques à axes verticaux, indiquant un décrochement dont une cartographie détaillée du secteur a permis de préciser le mouvement dextre. Elle ne possède pas de rejet vertical apparent.

On ne peut pas, on l'a dit, dans l'état actuel des connaissances sur les Rehamna, parvenir à une vue d'ensemble sur les mouvements à composante horizontale, car une réflexion sur les décrochements et leurs structures associées doit s'appuyer sur une connaissance préalable des structures du massif ; il est probable cependant, comme le signalaient MICHARD (1969) pour les Rehamna et ALLARY *et al.* (1972) pour la Meseta centrale, que les décrochements jouent un rôle important dans le déroulement de l'orogenèse hercynienne.

353.2. Failles d'orientations différentes

Les autres failles, d'orientations diverses, sont généralement des failles normales, à rejet vertical ; les failles qui, au nord de la Sekhira-es-Slimane et d'El-Biadna, bordent la plaine de Chebinia (partie méridionale du

fossé de Mechra-ben-Abbou) ont un rejet qui ne peut excéder 2 000 m et est même probablement inférieur à cette valeur : la faille N 100 au nord de la Sekhira-es-Slimane, par exemple, met en contact des niveaux relativement élevés du Dévonien (supérieur ?) et le Westphalo-Autunien de Mechra. D'autres failles limitent la série du Draa Guessaa au N et à l'W ; l'Ordovicien du Draa Guessaa forme ainsi un massif de terrains plus anciens que ceux qui l'encadrent (voir la carte) ; ces failles, normales, à rejet vertical, sont fort semblables pour l'essentiel à celles qui viennent d'être décrites.

Il y a enfin tout un système de failles ENE-WSW à E-W, probablement très tardives car elles recoupent tous les terrains paléozoïques, et qui pourraient peut-être être responsables de la localisation du "placage crétacé" ; en effet, on pourrait les mettre en rapport avec des failles et flexures post-crétacées de même orientation observées à l'est de Sidi Abdallah (P. JENNY, comm. orale), et y voir des déformations, peut-être des décrochements, d'âge atlasique identiques aux failles de même orientations des Jbilete et de l'Atlas.

On n'a pas étudié ici l'accident des Ouled Zednes, sub-parallèle à la faille médiane (MICHARD 1969) ni son expression dans la région de Sidi Abdallah. La signification de ces accidents ne pourra être dégagée qu'après l'achèvement des travaux de Ch. HOEPFFNER et P. JENNY.

3.6. La déformation des galets

36.1. Introduction

On n'insistera pas ici sur les aspects théoriques de la déformation des galets, mais sur les principaux résultats, réservant plus de développements à une publication distincte.

GIGOUT a consacré en 1956 un ouvrage à la description des conglomérats métamorphiques des Rehamna. Il a reconnu que les déformations, liées au métamorphisme régional, se marquent par un aplatissement des galets dans la schistosité, et par un étirement dans une direction comprise dans le plan de schistosité. Cet étirement, formant une linéation N 30-40, est voisin de la direction des plis. Aucune gradation dans l'intensité de la déformation n'a été mise en évidence par cet auteur. Nous avons pu démontrer l'existence d'une telle gradation grâce à la multiplication des stations d'étude, traitées suivant des méthodes suivantes :

36.2. Méthodes d'étude

362.1. Méthode de FLINN (1956)

Elle consiste à mesurer pour chaque galet, préalablement extrait de sa gangue, les 3 axes L, l et e, correspondant aux dimensions du galet assimilé ainsi à un ellipsoïde.

L, l, e où $L \geqslant l \geqslant e$: respectivement longueur, largeur et épaisseur du galet déformé.

Lo, lo, eo : longueur, largeur et épaisseur du galet non déformé.

d, r : diamètre et rayon de la sphère de même volume que le galet.

X, Y, Z : axes de l'ellipsoïde de déformation totale tels que $X \geqslant Y \geqslant Z$.

Etant donnée par les 3 axes L, l et e, la forme d'un galet est définie par les rapports axiaux L/l et l/e. Chaque galet est alors représenté sans ambiguïté par un point sur un diagramme rectangulaire de coordonnées $x = \frac{l}{e}$ et $y = \frac{L}{l}$; en réalité, dans cette méthode, c'est le galet moyen de chaque affleurement (moyenne arithmétique des dimensions de tous les galets de la station) qui est porté sur le diagramme. On peut affiner la représentation en traçant les courbes des valeurs de L, l et e, exprimées en fonction de d. Le fait

d'exprimer les longueurs des axes en fonction de d n'implique aucune présomption quant à la forme initiale des galets, et ne signifie pas nécessairement qu'ils étaient sphériques ; d est considéré ici simplement comme une valeur de référence, et une autre forme simple que la sphère aurait pu être choisie.

KM1	150 galets	L = 6,77 l = 1,57 e = 1	L/l = 4,49 ± 0,18 l/e = 1,51 ± 0,12	r = 42,3
KM2	150 galets	L = 6,03 l = 1,42 e = 1	L/l = 4,23 ± 0,17 l/e = 1,66 ± 0,11	r = 32,2
KM3	149 galets	L = 6,54 l = 1,66 e = 1	L/l = 3,95 ± 0,15 l/e = 1,66 ± 0,14	r = 46,7
KM4	104 galets	L = 4,64 l = 1,50 e = 1	L/l = 3,10 ± 0,12 l/e = 1,50 ± 0,12	r = 44,7
KM5	27 galets	L = 5,89 l = 1,55 e = 1	L/l = 3,79 ± 0,15 l/e = 1,55 ± 0,12	r = 42,5
KM6	150 galets	L = 5,40 l = 1,48 e = 1	L/l = 3,61 ± 0,14 l/e = 1,48 ± 0,12	r = 41?7
KM7	150 galets	L = 6,52 l = 1,48 e = 1	L/l = 4,14 ± 0,16 l/e = 1,58 ± 0,13	r = 49,6
KM8	80 galets	L = 6,30 l = 1,40 e = 1	L/l = 4,50 ± 0,18 l/e = 1,40 ± 0,11	r = 47,0
KM9	123 galets	L = 5,98 l = 1,55 e = 1	L/l = 3,86 ± 0,16 l/e = 1,55 ± 0,12	r = 55,2
KM10	82 galets	L = 5,83 l = 1,71 e = 1	L/l = 3,45 ± 0,14 l/e = 1,71 ± 0,14	r = 46,1
SA	124 galets	L = 5,84 l = 3,20 e = 1	L/l = 1,80 ± 0,07 l/e = 3,00 ± 0,24	

362.2. Méthode de BURNS et SPRY (1969)

Cette méthode est fondée directement sur le rapport de chaque axe du galet au rayon de la sphère équivalente : la forme de l'ellipsoïde à laquelle on a assimilé le galet est décrite par les paramètres $\frac{L}{r}$, $\frac{l}{r}$ et $\frac{e}{r}$ ou $\log \frac{L}{r}$, $\log \frac{l}{r}$ et $\log \frac{e}{r}$ (là aussi, l'emploi de r comme valeur de référence n'implique pas l'hypothèse de la sphéricité initiale du galet).

Ainsi, un ensemble de galets peut être représenté par un ensemble de points sur un triangle équilatéral. Cette représentation n'utilise plus, comme la précédente, les valeurs moyennes des galets à chaque affleurement car elle doit permettre de construire des diagrammes de densité pour rendre le mode de dispersion plus visible.

362.3. Erreurs dues à ces méthodes

Trois erreurs sont inséparables de ces méthodes :

- l'incertitude dans la mesure des galets ; on l'a estimée (tableau 1). Tout en étant appréciable, l'incertitude relative est cependant inférieure à la variation de la valeur des dimensions des galets autour de la moyenne arithmétique.

- la sous-estimation de l'influence de la forme et de l'orientation primitives des galets, qu'on est dès lors obligé de supposer sphériques. On mesure donc un "ellipsoïde de forme finale". On ne développera pas ici d'autres considérations sur cette erreur, étudiées par RAMSAY (1967). Il faut pourtant signaler que cette erreur est d'autant moins importante que la déformation est vigoureuse, car L/d est alors très grand par rapport à Lo/d (Lo : longueur d'un galet non déformé), et en outre il a pu se produire éventuellement une rotation précoce des galets qui les réoriente selon les contraintes.

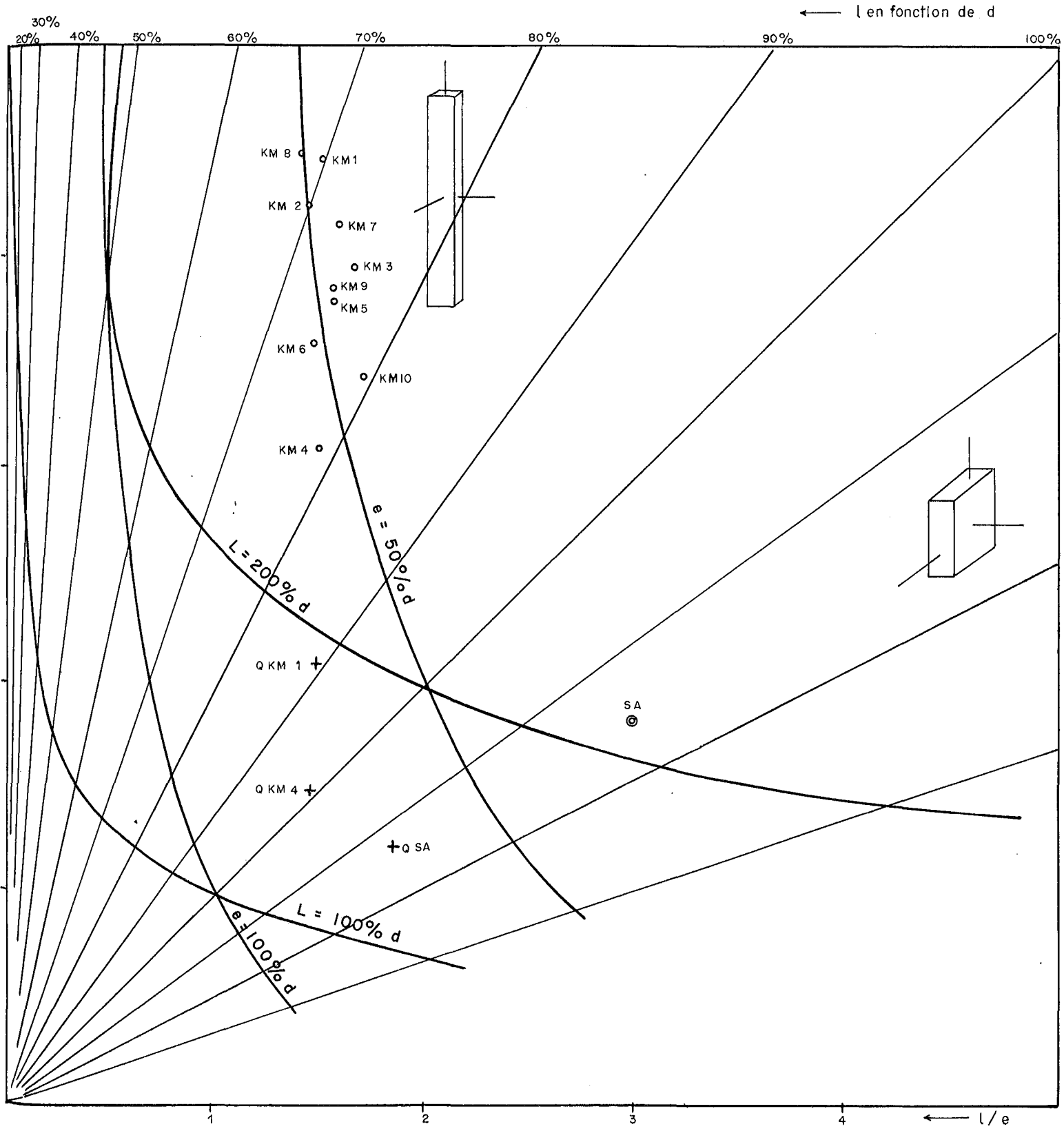
- l'ellipsoïde de déformation finale des galets de quartzite (les seuls mesurés ici) n'est pas l'ellipsoïde de déformation finale de la roche car les viscosités sont différentes. Mais les deux ellipsoïdes sont pourtant étroitement liés : ils ont la même orientation et leurs variations de forme vont dans le même sens. On peut donc apprécier l'un grâce aux mesures sur les galets de quartzite et extrapoler, à titre d'indication approximative, à l'ensemble de la roche.

36.3. Résultats

363.1. Diagramme de FLINN

Le diagramme fig. 65 montre ce qui n'apparaissait pas sur le terrain : la forme des galets varie d'une manière systématique au Kef-el-Mouneb et à Sidi Abdallah. Les galets du Kef-el-Mouneb se placent tous sur une droite verticale d'abscisse 1,5 : dans tout le Kef-el-Mouneb, le rapport entre la largeur et l'épaisseur reste constant et égal à 1,5, comme dans les galets non ou peu déformés de Sekhira-es-Slimane (on suppose que les rapports axiaux observés dans

Fig. 65 — La déformation des galets
(diagramme de Flinn, 1956)



les galets de Sekhira-es-Slimane sont voisins des rapports axiaux initiaux des galets du Kef-el-Mouneb et de Sidi Abdallah, toute chose, et en particulier la lithologie étant égale d'ailleurs). La déformation, quelle que soit son intensité, n'a pas changé le rapport initial (sédimentaire) entre la largeur et l'épaisseur. De même, l'épaisseur e reste partout au Kef-el-Mouneb constante et égale à 0,5 d.

Par contre, à Sidi Abdallah, ce rapport $\frac{l}{e}$ est toujours supérieur à 1 et il varie de 2,5 à plus de 4 selon les affleurements. Sa valeur calculée sur l'ensemble des galets mesurés à Sidi Abdallah est de 3. De ce fait, ici, l'épaisseur e est nettement inférieure à 0,5 d.

Le rapport L/l (longueur/largeur) varie, au Kef-el-Mouneb, de 3 à 4,5; la largeur l est toujours inférieure à d, passant de 0,8 d pour les zones les moins déformées, à moins de 0,7 d pour les zones les plus déformées, tandis que la longueur L reste toujours largement supérieure à 2 d.

A Sidi Abdallah, le rapport L/l reste constant et égal à 1,75, valeur comparable à celle observée dans les galets non déformés.

On doit donc considérer deux styles de déformation :

- Au Kef-el-Mouneb, les galets ont été allongés selon leur grand axe, produisant des formes en "cigares". Ils ont subi simultanément une compression selon leur épaisseur et leur largeur, et un étirement selon leur longueur. Cette déformation n'a pas été uniforme partout : dans une zone du Kef-el-Mouneb révélée par le diagramme, les galets sont les plus déformés : KM1-KM8 (ces deux affleurements sont regroupés, car l'incertitude de la mesure est supérieure à la distance qui sépare les points représentatifs de KM1 et KM8). Dans cette zone, l'étirement selon L et la compression selon l sont maximum, e restant constant. Pareillement, il existe une zone, KM4, où la déformation a été la moins intense. En outre, de KM4 à KM1, la variation du rapport L/l est progressive, et les galets de plus en plus déformés se suivent géographiquement. La déformation devient ensuite moins intense de KM1 à KM10 puis elle croît légèrement jusqu'à KM8.

La déformation a été la plus intense à KM1-KM8, c'est-à-dire au sud-ouest du Kef-el-Mouneb, et elle a diminué progressivement vers le nord-est pour atteindre une valeur minimale à KM4, terminaison nord-est de la série.

Bibliothèque de l'Université de Tizi-Ouzou

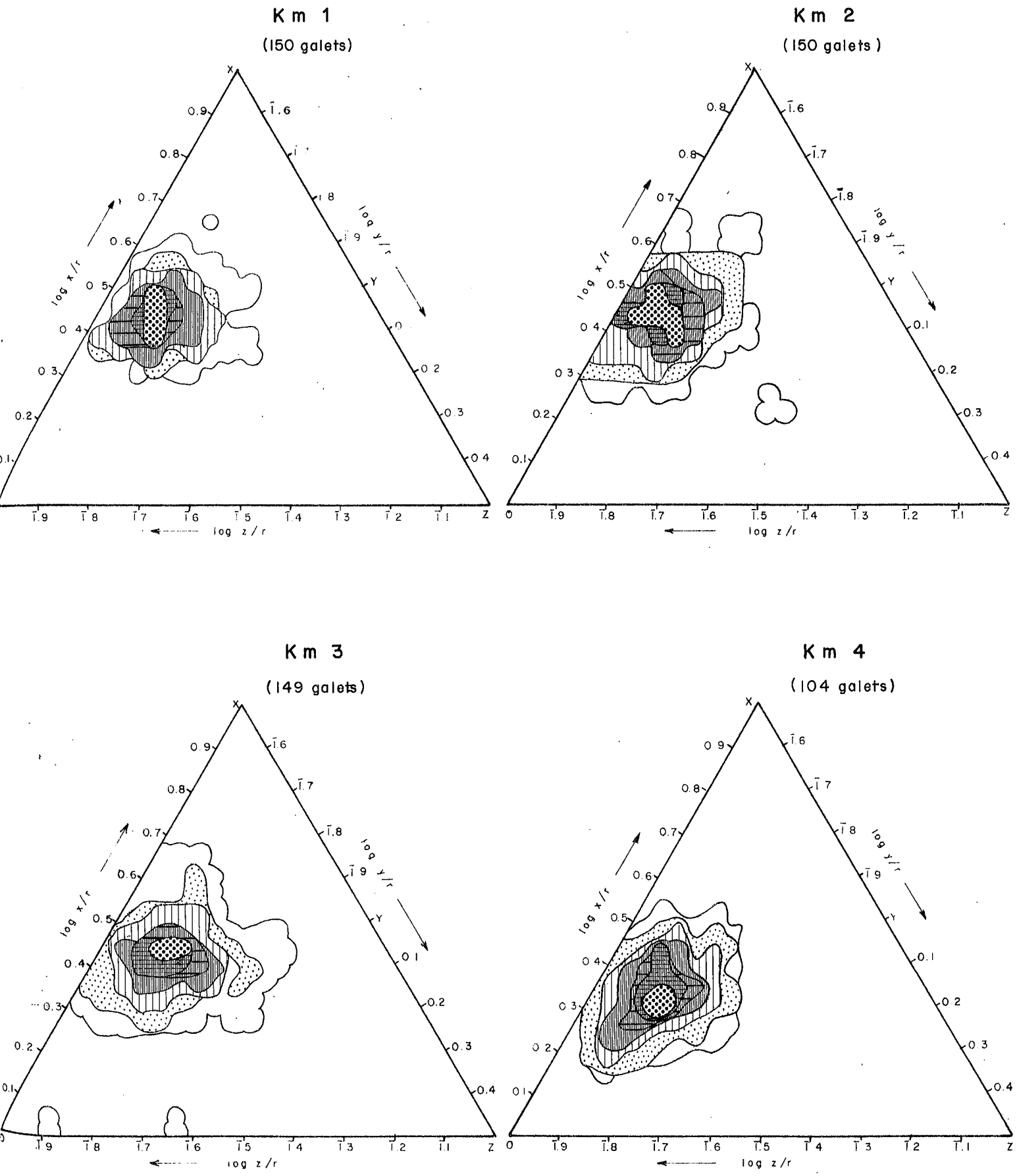
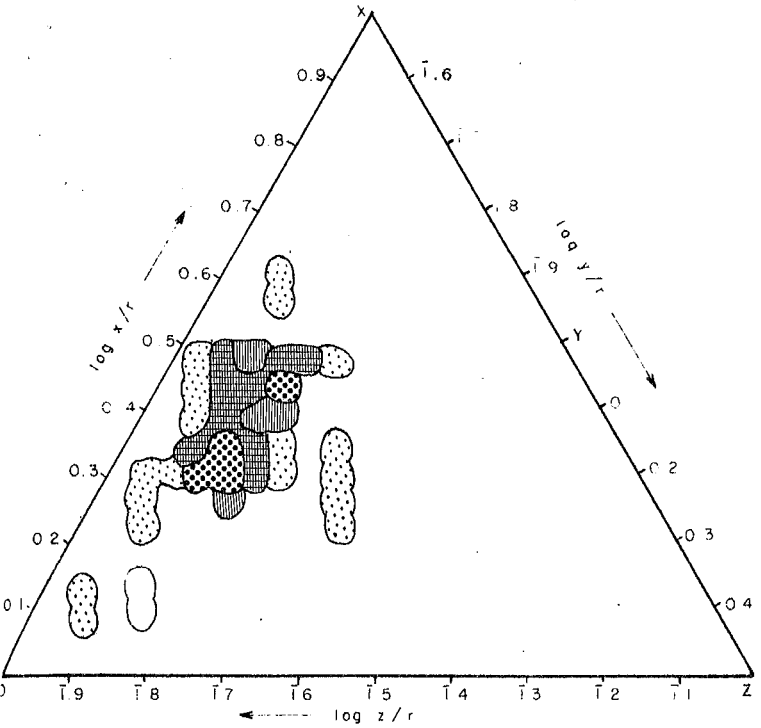


Fig. 66 — La déformation des galets
(diagrammes de BURNS et SPRY, 1969)

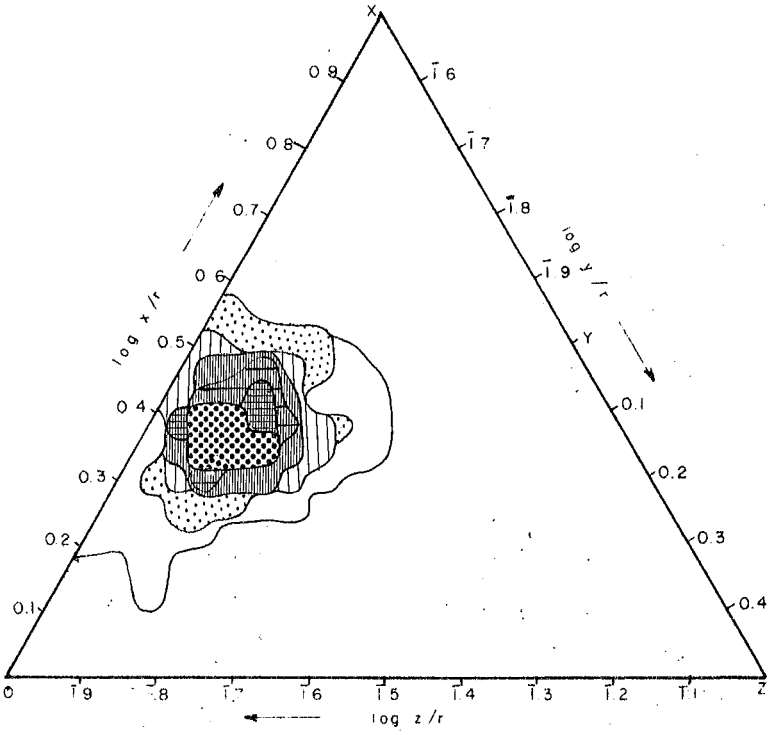
Km 5

(27 galets)



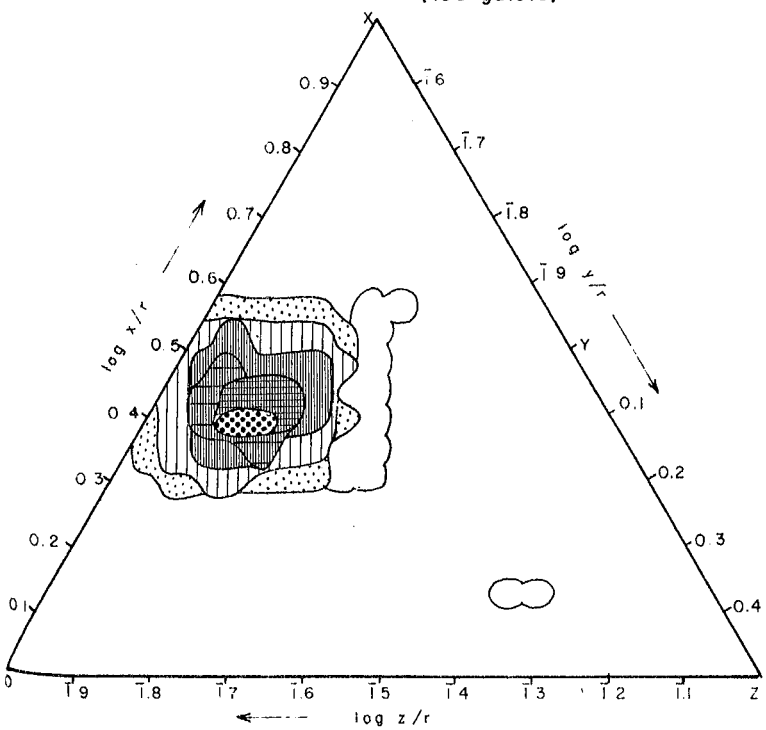
Km 6

(150 galets)



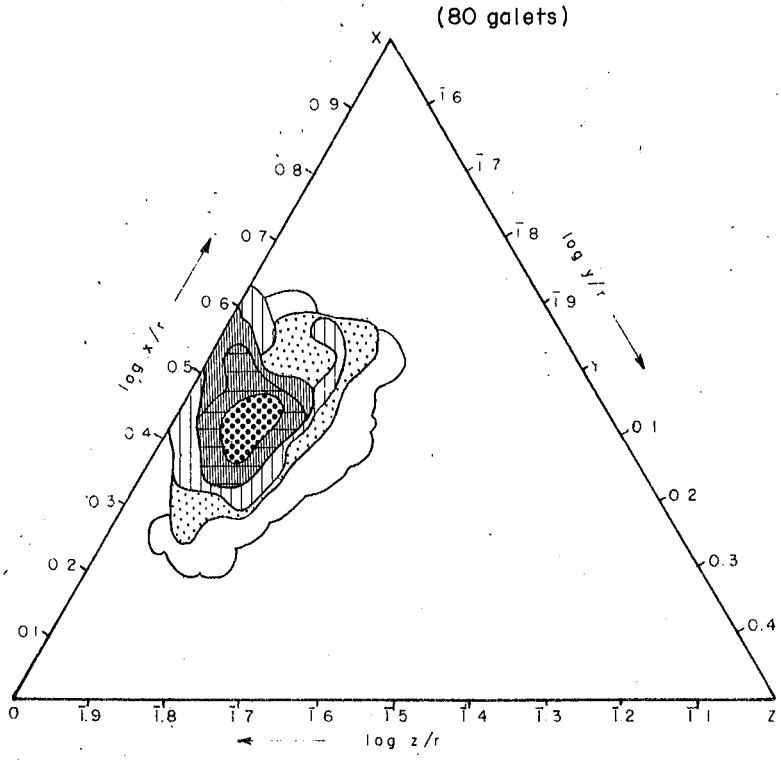
Km 7

(150 galets)

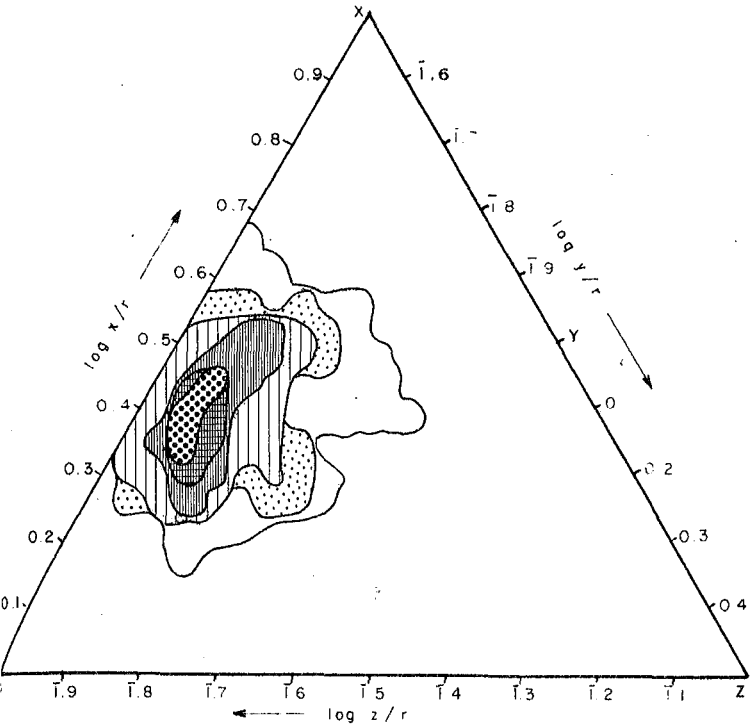


Km 8

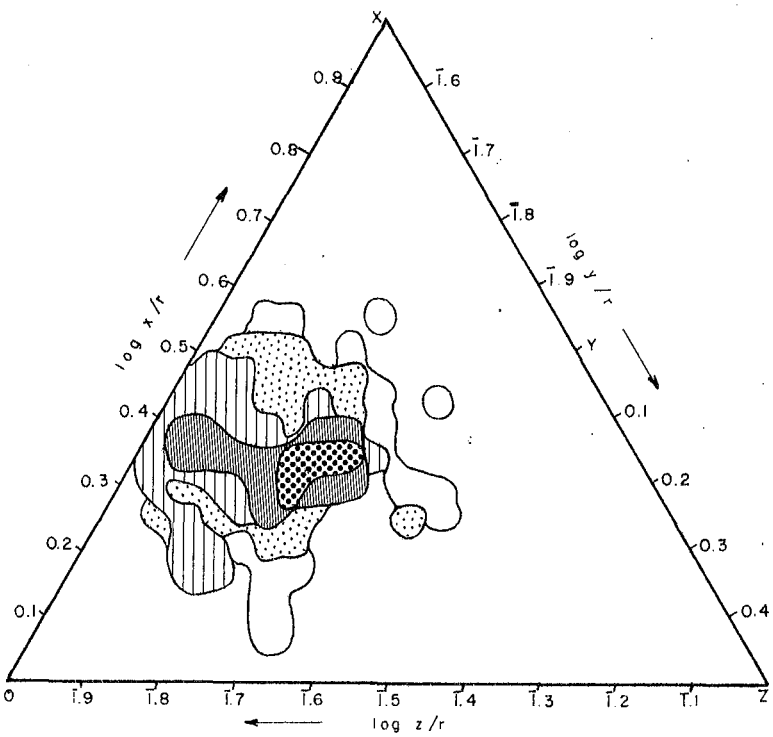
(80 galets)



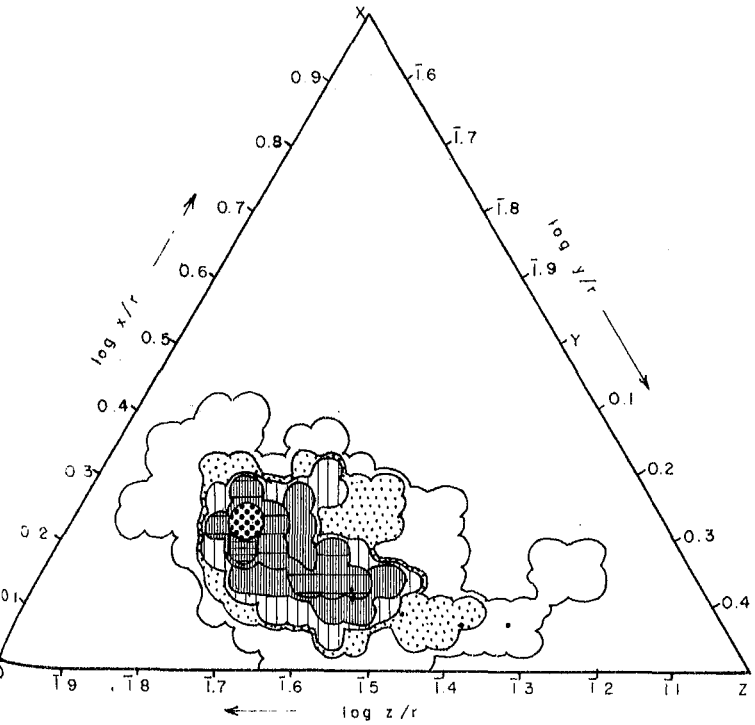
Km 9
(123 galets)



Km 10
(82 galets)



Sidi Abdallah
(124 galets)



LEGENDE

- 0 - 2 %
- 2 - 4 %
- 4 - 7 %
- 7 - 10 %
- 10 - 13 %
- 13 - 16 %
- 16 - 20 %

- Au-delà de la couverture crétacée, la déformation des conglomérats n'est plus du type allongement selon L, puisque le rapport L/l est ici à Sidi Abdallah voisin du rapport originel (que l'on suppose peu différent de celui des conglomérats de Sekhira-es-Slimane). Au contraire, c'est le rapport l/e qui est élevé : presque partout supérieur à 3, il atteint des valeurs voisines de 4 pour les galets non cassés du Sud de Sidi Abdallah. La largeur tend à égaler la longueur tandis que, relativement, l'épaisseur diminue. On obtient ici une forme de "galette" très différente, même au premier abord, des longs "cigares" du Kef-el-Mouneb.

Dans les deux cas, les galets les plus déformés tendent à prendre la forme d'un ellipsoïde de révolution, allongé au Kef-el-Mouneb, et aplati à Sidi Abdallah (L = l).

363.2. Diagrammes de BURNS et SPRY (fig. 66)

Les galets de KM1 et KM4 représentent les valeurs extrêmes de la déformation, les galets de KM4 étant les moins déformés. Les points représentant les galets des autres affleurements du Kef-el-Mouneb viennent se placer sur la ligne qui joint KM4 à KM1.

Les résultats confirment aussi ceux obtenus pour Sidi Abdallah : la dispersion allongée révèle ici une déformation progressive, les galets de SA1 (partie sud de l'affleurement de Sidi Abdallah) étant les plus déformés.

La disposition des joints figuratifs sur les diagrammes fait apparaître des "chemins de déformation" (BURNS et SPRY 1969). Ainsi, les points représentant les galets du Kef-el-Mouneb (dont on n'a représenté ici que les diagrammes caractéristiques) sont alignés, de KM1-KM8 à KM4, le long d'un chemin de déformation (chemin 1 de BURNS et SPRY), indiquant un étirement le long de L. Les points représentant les galets de Sidi Abdallah sont groupés le long d'un autre chemin de déformation (situé entre les chemins 3 et 4 de BURNS et SPRY), indiquant à la fois un aplatissement le long de e et une déformation plane dans (le).

Ainsi, au Kef-el-Mouneb, la déformation tend à faire de chaque galet, étiré selon L, un ellipsoïde de révolution allongé, tandis qu'à Sidi Abdallah, chaque galet s'aplatit selon e, avec une tendance à la déformation plane, et prend la forme d'un ellipsoïde de révolution aplati...

Par des voies différentes, cette méthode confirme ce qui avait été montré auparavant, mais elle possède l'avantage de faire apparaître les chemins de déformation. On admet que la forme des galets primitifs était identique

au Kef-el-Mouneb et à Sidi Abdallah, et qu'on peut la retrouver maintenant dans les galets de Sekhira-es-Slimane où elle est subsphérique. De ce point unité représentant une sphère, partent des chemins de déformation ; un point représentant un galet se déplace sur l'un ou l'autre de ces chemins ; il s'éloigne d'autant plus de sa position initiale que la déformation a été plus intense.

36.4. Relations avec le plissement

364.1. Détermination du type de la déformation

Les galets étudiés présentent une symétrie orthorhombique (le nombre de leurs plans de symétrie n'est jamais inférieur à 3). Leur forme pourrait donc résulter d'un aplatissement pur (*"pure shear"* des auteurs anglo-saxons) qui est une déformation à symétrie orthorhombique ; en outre, le flux qui les a affectés durant le métamorphisme, provoquant une compression sur une ou deux faces et une élongation sur l'autre, s'est effectué sous un régime de contraintes identiques à celles de l'aplatissement pur.

Les galets les plus déformés ont tendance à devenir des ellipsoïdes de révolution où 1 = e (Kef-el-Mouneb) ou L = 1 (Sidi Abdallah). Cette élévation du degré de symétrie peut s'expliquer par l'une ou l'autre des hypothèses suivantes :

- l'ellipsoïde des déformations (dont les galets sont grossièrement l'image) devient un ellipsoïde de révolution dans les déformations intenses, en conditions de métamorphisme accentué, mais aucune confirmation de cette hypothèse ne peut être fournie.

- il s'est produit une rotation des galets sur eux-mêmes autour de leur axe d'allongement (contenu dans le plan de schistosité) sous l'action d'une contrainte d'aplatissement rotationnel (*"simple shear"*). Les contraintes restent distribuées sans variation dans l'espace, au moins dans la durée d'un épisode tectonique ; les axes 1 et e tournent dans le plan contenant les contraintes moyenne et minimum et chacun, étant soumis alternativement à la contrainte maximum et à la contrainte moyenne, se rapproche d'une valeur médiane vers laquelle ils convergent tous deux. La composante rotationnelle de la déformation s'ajouterait au pur cisaillement lorsque l'intensité de la déformation croît, et transforme peu à peu les galets déformés en ellipsoïdes de révolution.

364.2. Réorientation et état plastique des galets en cours de plissement

On peut assimiler un conglomérat à un ensemble de particules rigides (galets) englobées dans un fluide visqueux (ciment). En réalité, cependant, dans ces conditions du métamorphisme au Kef-el-Mouneb comme à Sidi Abdallah, le système

considéré est celui d'un milieu très visqueux - le galet -, flottant dans un milieu moins visqueux - le ciment. En effet, les galets ne se comportent pas, au cours du plissement, comme des particules rigides : les minéraux de néoformation s'orientent durant leur croissance dans la direction de moindre contrainte, de même les grains de quartz recristallisent sous contrainte. Chaque grain de quartz tend à prendre la forme et l'orientation imposées par le régime des contraintes, et à devenir la réduction, la "maille élémentaire" du galet.

On confirme ce fait en mesurant les deux dimensions (longueur et largeur apparentes) des grains de quartz dans des lames minces taillées parallèlement aux plans (Ll) et (le) des galets de KM1, KM4 et SA. Dans chaque lame 100 cristaux de quartz ont été mesurés et la moyenne a été calculée :

Q KM1	L/l	= 2,09
	l/e	= 1,49
Q KM4	L/l	= 1,49
	l/e	= 1,44
Q SA	L/l	= 1,20
	l/e	= 1,85

Ces résultats sont reportés sur le diagramme rectangulaire de la fig. 65. On voit que la disposition de ces points: Q KM1, Q KM4 et Q SA est homothétique de celle des points correspondant aux galets, ainsi que l'avait remarqué FLINN (1956) sur un autre matériel : les cristaux de quartz sont beaucoup plus allongés, par exemple, dans le galet KM1 que dans le galet KM4, mais le rapport d'étirement est le même que celui des galets :

$$\frac{L/l\ KM1}{L/l\ KM4} = \frac{L/l\ Q\ KM1}{L/l\ Q\ KM4} = 1,4$$

La déformation s'est traduite pareillement, quoique de façon moins intense, dans les cristaux de quartz et dans le galet.

Les axes L, l et e sont parallèles respectivement à X, Y et Z (axes de l'ellipsoïde de déformation totale tels que $X \geqslant Y \geqslant Z$), puisque l'on considère que l'ellipsoïde de forme finale est peu différent, surtout pour les déformations intenses, de l'ellipsoïde de déformation finale. Par conséquent, les axes de l'ellipsoïde des déformations sont parallèles aux éléments de symétrie des plis. Ces axes de symétrie sont, par ailleurs, parallèles aux axes cinématiques de SANDER car le type de déformation des plis est ici, au moins en partie, un aplatissement rotationnel.

Il y a donc parallélisme entre les axes de symétrie, les axes cinématiques, les déformations et les corps figurés.

36.5. Les galets de Sekhira-es-Slimane

La déformation des galets opérée par flux dans l'ambiance très métamorphique du Kef-el-Mouneb s'est réalisée ici, dans un domaine tout-à-fait épizonal, par cisaillement. Mais la fragmentation des galets et leur allongement se font en gros dans les mêmes directions et obéissent donc aux mêmes contraintes. Il semble que le type de la déformation soit en partie ici un aplatissement rotationnel, et qu'on ne puisse pas, par conséquent retrouver l'ellipsoïde des contraintes qui est dans ce cas différent de l'ellipsoïde des déformations.

A côté des galets de quartzite existent quelques galets de calcaire qui ont eux aussi subi une déformation ; mais moins compétents que les quartzites, ils réagissent différemment à la contrainte : ils s'aplatissent dans la schistosité et s'allongent dans l'axe du pli. On retrouve un schéma de la déformation semblable à celui du Kef-el-Mouneb, le métamorphisme apportant là aux quartzites une viscosité égale à celle que possèdent les calcaires dans une ambiance peu métamorphique.

36.6. Conclusion

Un matériel lithologiquement homogène - des galets de quartzite - réagit aux contraintes tectoniques de façon fondamentalement homogène, quel que soit le degré de métamorphisme : il s'aplatit dans la schistosité et s'allonge, dans ce plan, dans une direction parallèle à l'axe des plis de la série conglomératique.

On a signalé parfois (ARTHAUD 1970, BADOUX 1970, HOBSON 1971) des allongements de corps figurés selon une linéation a. Ceci n'a pas été observé ici. Cette différence dans la disposition des éléments déformés à l'intérieur du pli demeure encore inexpliquée.

Le type de la déformation varie en même temps que le degré de métamorphisme atteint. D'aplatissement rotationnel cisaillant dans les zones peu métamorphiques (Sekhira-es-Slimane), le type de déformation devient surtout (mais non exclusivement) aplatissement ou étirement pur dans les zones plus métamorphiques de Sidi Abdallah et du Kef-el-Mouneb.

On observe une variation du style de déformation, passant de l'extension selon L au Kef-el-Mouneb à un aplatissement selon e à Sidi Abdallah. Est-elle due à une différence dans les conditions du métamorphisme, plus vigoureux au Kef-el-Mouneb, à une différence dans les rapports entre les contraintes principales au cours d'une même phase, ou à une déformation lors de phases tectoniques différentes, accompagnées d'un régime différent des contraintes ?

Aucune trace d'une telle phase tectonique supplémentaire n'est visible à Sidi Abdallah, et la déformation des galets y est contemporaine de la schistosité qui a les mêmes caractères qu'au Kef-el-Mouneb. De la sorte, la dernière hypothèse évoquée doit être rejetée.

L'existence de contraintes principales différentes durant la déformation est probable. Elle pourrait résulter du jeu de décrochement (faille médiane, faille de Draa-el-Bouir), sans lesquels on ne comprendrait guère l'important étirement subi par toute la série du Kef-el-Mouneb (auquel répond aussi le boudinage des quartzites voisins).

> La valeur Lo des galets est estimée à 2,25 quand eo = 1, et la longueur L représente en moyenne 6 fois l'épaisseur e du galet déformé. La déformation au Kef-el-Mouneb a donc, dans la direction de L, c'est-à-dire vers le NE, multiplié la longueur du grand axe des galets par 2,4 ; si on assimile la déformation de l'ensemble des conglomérats à celle des galets de quartzite, la longueur de l'affleurement est multipliée par 2,4 lors de la déformation (la longueur initiale de la portion des conglomérats qui affleure actuellement était donc de 1,4 km). La longueur de l'affleurement a plus que doublé sous l'effet du flux de matière : ceci n'a vraisemblablement été rendu possible que par les décrochements évoqués plus haut.

Quant à la corrélation avec le degré de métamorphisme, ellé est claire: la déformation varie à l'intérieur même du Kef-el-Mouneb : elle est la plus grande au sud-ouest, particulièrement à KM1, et elle décroît vers le NE. Or, KM1 est précisément la zone où l'intensité du métamorphisme a été la plus grande; température et pression ont été ici élevées, correspondant localement à des conditions mésozonales. Ceci a vraisemblablement permis l'expression matérielle des conditions tectoniques différentes.

3.7. Cristallogenèse et déformation

37.1. Résultats acquis

371.1. Les cristallogenèses successives

Les premières paragenèses, observées dans l'ensemble du terrain étudié, sauf dans la formation molassique et tardi-orogénique de Mechra-ben-Abbou, sont caractéristiques du faciès des Schistes Verts : l'association minérale quartz-albite-muscovite-chlorite est très généralement répandue ; elle forme ce que nous appellerons ici la paragenèse a.

Une autre cristallogenèse s'est effectuée, dans une zone plus restreinte, située au sud du terrain considéré, que nous avons étudiée sous le nom de zone des micaschistes. Elle a développé successivement des paragenèses à biotite, puis à almandin, puis la paragenèse à disthène-almandin-muscovite, visible au Kef-el-Mouneb, caractéristique du faciès almandin-amphibolite (WINKLER 1965), que nous convenons de nommer paragenèse b.

Une rétromorphose de certains minéraux de cette paragenèse b s'amorce lors d'un troisième épisode cristallogénétique au cours duquel apparaît la paragenèse c à quartz et muscovite. Finalement apparaissent, au SW du terrain étudié, à proximité immédiate du granite, d'autres paragenèses groupées ici sous le nom de paragenèse d : paragenèse à diopside-idocrase-quartz-calcite, et paragenèse à cordiérite et biotite.

371.2. Les déformations

Les premiers plis visibles ont une orientation NE-SW (sauf, localement, au nord, à Sekhira-es-Slimane). Ce sont des plis de type α ; on peut les différencier d'après l'allure de leur plan axial : subvertical à Sekhira-es-Slimane et d'une façon générale au nord-ouest du terrain étudié (type $\alpha 1$ à S1 subverticale), plus ou moins déversé vers le NW au centre du terrain (type $\alpha 2$ à S1 déversée), subhorizontal, enfin, dans le sud : Kef-el-Mouneb, Bir-el-Haj, jbel Tenntana (type $\alpha 3$ à S'1 subhorizontale).

Postérieurement à la formation de ces plis on observe parfois les traces d'un rejeu ou de rejeux multiples, dans les plans de schistosité S1-S'1 ; la contrainte n' est plus orthogonale à la schistosité (où à la foliation dans le cas - $\alpha 3$ - de plis isoclinaux), mais elle admettait une composante tangentielle très importante . C'est celle-ci qui était alors

responsable de ce laminage. Dans la région étudiée, les Rehamna occidentaux, ces mouvements ne sont pas assez importants pour provoquer la formation de véritables plis de deuxième génération ; on peut les nommer toutefois, pour la commodité de l'exposé : mouvements β.

Les plis α, postérieurement au rejeu β, sont repris par un autre système : les plis γ. Ces plis ouverts, à plan axial subvertical, s'accompagnent d'une schistosité de crénulation S2 qui est de moins en moins marquée vers le nord du terrain étudié, où elle finit même par disparaître complètement.

371.3. Disposition des cristaux

On a constaté d'une façon générale que les cristaux apparus lors de la première cristallogenèse, en particulier la muscovite et la chlorite, ne sont pas orientés au hasard dans la roche, mais sont disposés parallèlement à un plan que nous avons nommé suivant les cas plan de schistosité cristallophyllienne ou plan de foliation.

Les minéraux de la paragenèse b sont tous apparus après ceux de la paragenèse a : ils scellent la schistosité cristallophyllienne qui parfois demeure fossilisée à l'intérieur de ces phénoblastes, et très souvent leur orientation est quelconque, indépendante de celle des minéraux de la première paragenèse. Parfois, certains de ces phénoblastes - il s'agit ici essentiellement des grenats - présentent des structures rotationnelles, au demeurant assez peu marquées.

On a aussi remarqué quelques cristaux de muscovite et parfois de biotite, disposés dans les plans de S2 où il semble qu'ils ont crû. Quelquefois, les figures observées au microscope sont assez nettes pour qu'on puisse voir des phénoblastes de la paragenèse b recoupés par la S2.

371.4. Rapports chronologiques entre les cristallogenèses et les déformations

Les minéraux de la paragenèse a sont disposés dans les plans de schistosité cristallophyllienne S1 et S'1 ; ils se sont donc développés sous les mêmes contraintes que celles responsables de l'impression de la S1-S'1 ; la cristallogenèse a est donc synschisteuse, et la déformation α est symmétamorphe.

Les paragenèses de type b sont postérieures à l'essentiel de la déformation α puisqu'elles en fossilisent la schistosité. Les grenats à structure rotationnelle indiquent qu'une partie au moins de la cristallogenèse b s'est effectuée durant les rejeux de la schistosité S'1, qu'on est dès lors tenté d'assimiler aux mouvements β. Ceux-ci seraient donc contemporains d'une partie, au

moins, de cette cristallogenèse ; ni le staurotide, ni le disthène ne montrent par ailleurs de telles structures rotationnelles ; on pense donc qu'ils ont crû après la fin de la déformation β.

Certains phénoblastes cassés par S2 indiquent - bien que les figures observées au microscope ne soient pas absolument convaincantes - que la déformation γ a suivi la cristallogenèse b ; il apparaît par ailleurs que certains minéraux (paragenèse c) sont contemporains de cette S2, donc de la déformation γ.

Tardivement, enfin, les paragenèses a, b et c ainsi que S1 et S2 (déformation α à γ) sont oblitérées par une quatrième paragenèse, indépendante de toute déformation.

Les paragraphes suivants vont essayer d'apporter une explication à ces cristallogenèses et déformations que résume la figure 68.

371.5. Les phases "anté-1"

On n'a relevé aucun indice, à l'échelle microscopique, d'une cristallisation ou d'une schistosité, antérieures à la "phase 1 des Skhour" ; les quelques cristaux disposés dans la stratification, visibles dans les termes les moins métamorphiques sont vraisemblablement dus, comme on l'a déjà indiqué, à la cristallisation de phase 1.

Il y a eu, toutefois, une activité tectonique antérieure aux phases de serrage décrites ici : les conglomérats du Dévonien moyen de Sekhira-es-Slimane et du Kef-el-Mouneb résultent de mouvements, peut-être épirogéniques, au cours d'une phase hercynienne précoce.
Par ailleurs, la discordance du Viséen supérieur des Rehamna septentrionaux sur les terrains antérieurs indique une activité tectonique là encore assez précoce (phase bretonne ?). Rien ne permet de penser ici que ces mouvements anté-viséens se soient accompagnés d'une schistosité ou d'un métamorphisme comme dans le Maroc central (MORIN 1960, HUVELIN 1969, ALLARY *et al.* 1972). Mais peut-être pourrait-on assimiler les phases anté-viséennes du Maroc central aux premières phases des Skhour, dont on n'est pas sûr qu'elles aient affecté le Viséen ?

Par contre, sur la base de certaines observations on a pu supposer, à titre d'hypothèse que la phase fondamentale de déformation n'est pas la "phase 1 des Skhour", mais une phase tangentielle, antérieure, correspondant peut-être à une mise en place de nappes. Cette hypothèse serait renforcée par la découverte récente de nappes dans le Maroc central (ALLARY *et al.* 1972). Ainsi, dans le secteur étudié, les premiers plis à foliation seraient donc isoclinaux et couchés, et les plis synschisteux décrits au chapitre 3.2. (plis de Lalla Mouchaa,

de Batene-Zita etc...) seraient des reprises tectoniques de cette nappe. Le passage de S'1 à S1 visible au Kef-el-Mouneb selon une coupe SW-NE (paragraphe 32.4) montrerait précisément cette reprise. Cette idée est en particulier suggérée par ce fait : les flancs des plis de la formation de Lalla Mouchaa et de la série des Skhour contiennent des petits plis subisoclinaux et isoclinaux, et non loin de Lalla Mouchaa, un affleurement de quelques mètres de longueur montre, dans les calcaires géorgiens, des plis isoclinaux replissés et leur schistosité de flux transposée dans une crénulation subverticale (fig. 53).

Cette interprétation séduisante ne rend pas compte, toutefois, de l'ensemble des faits observés et on peut lui faire plusieurs objections :

- lorsque des plis isoclinaux sont repris dans une deuxième phase de plissement, le sens de leur déversement est quelconque par rapport aux plis de reprise. Or, à Lalla Mouchaa, les plis subisoclinaux et isoclinaux centimétriques présentent au contraire un sens de déversement symétrique par rapport aux charnières des plis kilométriques (fig. 22 et 23). On considère généralement (WILSON 1961, RAMSAY 1967) que cette disposition implique que les deux types de plis soient de même génération, les petits étant la réplique, plus ou moins fidèle, des grandes structures.

De même, à Lalla Mouchaa comme ailleurs, on ne voit aucune trace que laisserait une reprise d'une schistosité antérieure à la schistosité de flux que nous avons appelée S1 (fig. 24) ; en outre, cette S1 est à la fois parallèle au plan axial des microplis et à celui des plis kilométriques, ce qui est peu explicable dans l'hypothèse d'une tectonique polyphasée.

Rappelons enfin que la schistosité subverticale qui affecte les calcaires géorgiens de Lalla Mouchaa est une schistosité de crénulation (appelée S2 ci-dessus) ; on ne peut pas l'assimiler à la schistosité de plan axial des grands plis kilométriques qui est une schistosité de flux ; il y a au contraire passage progressif entre la S1 déversée des greywackes et la S1 subhorizontale des calcaires (paragraphe 32.3), notamment dans les faciès calcschisteux.

- on sait que, dans le terrain étudié, la schistosité cristallophyllienne subverticale ou verticale est localisée dans la zone des phyllades. Dans l'hypothèse envisagée, on devrait donc supposer que la reprise ne s'est développée que dans la zone des phyllades, et qu'elle a presque épargné la zone des micaschistes, où la foliation est demeurée subhorizontale.

De même dans cette hypothèse, la concordance très nette entre l'intensité et le style de la déformation et le métamorphisme est tout-à-fait fortuite et résulte d'une coïncidence. Si on pense, enfin, que la déformation des galets

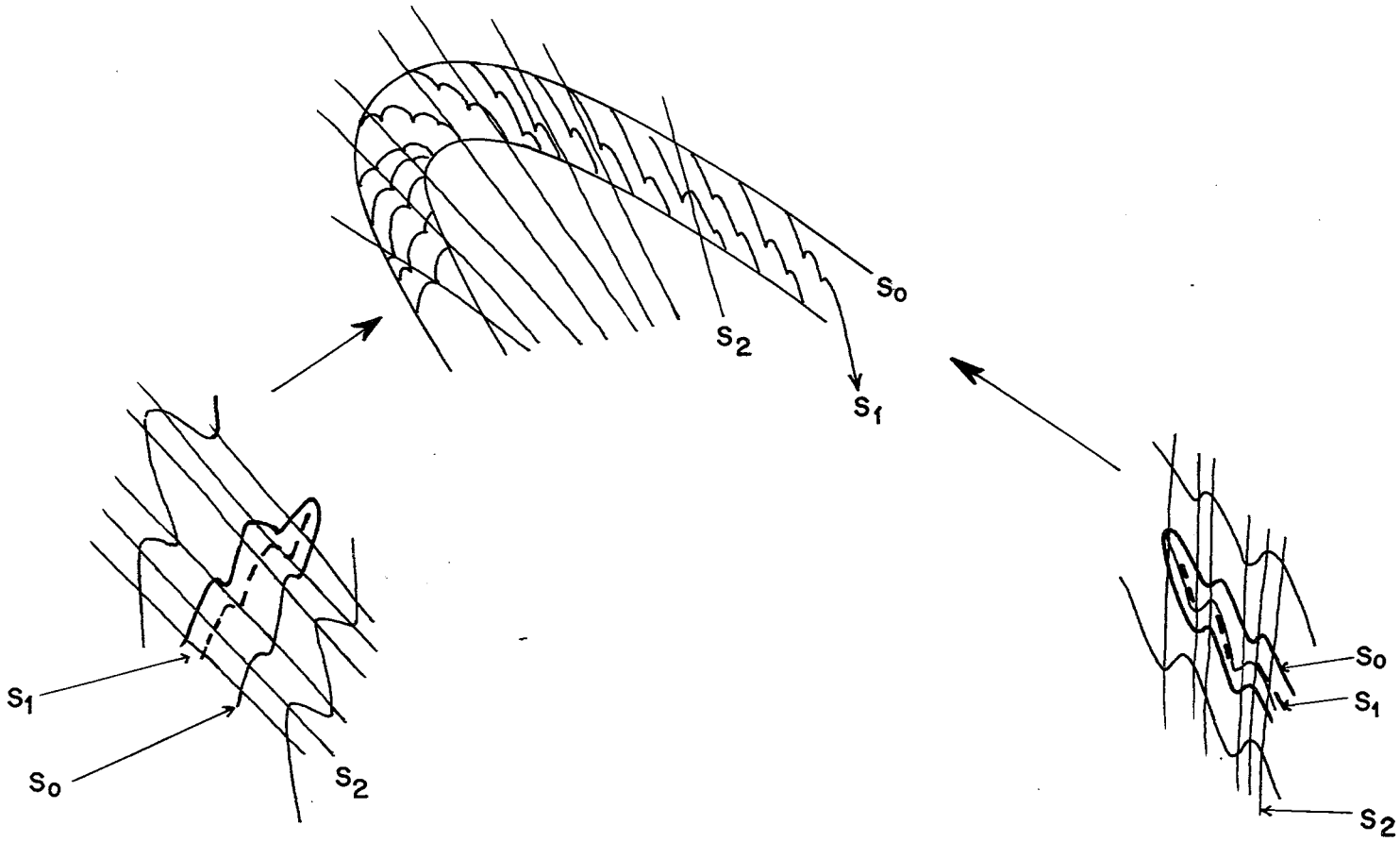


Fig. 67 – Disposition théorique des petites structures dans le cas d'une reprise d'un plissement synschisteux isoclinal ou subisoclinal par une deuxième phase synschisteuse

mesure l'intensité de la déformation, l'interprétation d'une déformation initiale aussi intense à KM1 qu'à KM4 ne peut être retenue, car les galets sont deux fois plus déformés à KM1 qu'à KM4.

371.6. Corrélation avec les Rehamna orientaux

On reconnaît dans les Rehamna centraux et orientaux la même première phase symmétamorphe. Il semble que les mouvements ß - laminages dans S1 - soient nettement plus accentués dans l'est du massif (HOEPFFNER, en prépar.). Ils sont, comme ici, suivis par une deuxième phase de déformation symmétamorphe, avec une S2 subverticale.

37.2. Première hypothèse explicative

Selon cette hypothèse, la profondeur à laquelle se trouvaient les séries pendant les épisodes de cristallogenèse était de plus en plus grande du nord au sud. Par conséquent, la charge et la pression lithostatique croissaient aussi du nord au sud, et les surfaces d'isogrades et d' "isostyles tectoniques" étaient alors horizontales. C'est l'opinion implicite de GIGOUT (1951) : le coeur de la zone micaschisteuse a été soumis à de fortes pressions et à une température élevée, et les plans axiaux des plis étaient horizontaux. Par la suite, les plis couchés nés à grande profondeur ont été relevés par un bombement qui les a amenés au niveau des plis déversés, et les isogrades et isostyles sont déformés.

Une difficulté particulière se présente pour cette hypothèse, du fait qu'un même niveau sédimentaire, dont on suppose qu'il s'est déposé horizontalement, se trouve aujourd'hui localisé encore dans des affleurements d'altitude très voisine, mais avec des degrés de métamorphisme et de déformation très différents. Ce niveau repère sédimentaire est constitué par la base des conglomérats grossiers du Dévonien moyen :

. au sud du Kef-el-Mouneb (KM1, KM2 etc..) ils sont dans la zone des micaschistes à foliation subhorizontale ;

. au nord du Kef-el-Mouneb (KM4) ils sont à la limite inférieure des phyllades à schistosité symmétamorphe inclinée ;

. à Sekhira-es-Slimane, ils sont à la limite supérieure des phyllades, avec une schistosité peu inclinée.

Dans l'hypothèse étudiée, il faudrait que ces couches se soient trouvées fortement dénivelées pendant le paroxysme tectonique et métamorphique, et surchargées beaucoup plus au sud qu'au nord. D'après les conditions d'apparition admises pour les paragenèses à staurotide et disthène, cette différence de profondeur aurait dû atteindre environ 4 000 mètres.

> Il s'agit là d'un ordre de grandeur car les résultats théoriques sont incertains : selon les auteurs, l'apparition du disthène se fait pour des valeurs très différentes de la température et de la pression. Une revue rapide de la bibliographie concernant cette question fait apparaître qu'au terme des recherches de la dernière décennie, la pression nécessaire à l'apparition du disthène est moins élevée qu'on ne l'avait cru.
>
> HIETANEN (1967) cite les chiffres de 430°C et 4,5 kb, DEWEY et BIRD (1971) ceux de 470°C et 2,5 kb. Un accord se fait, dans certains travaux récents (DEN TEX 1971, ARTHAUD 1970 etc..) pour reprendre les valeurs déterminées par ALTHAUS (1967) 600°C et 6,5 kb, qui sont d'ailleurs voisines de celles que proposait WINKLER en 1965. Ce choix se justifierait ici par les conditions d'apparition du staurotide, déterminées par RICHARDSON (1968) ; pour cet auteur, les roches où se forment disthène, staurotide, quartz, muscovite et biotite sont dans le champ où la pression est supérieure à 5 kb et la température comprise entre 550°C et 680°C.

Admettons, pour fixer les idées, que la température atteignît 550°C dans les micaschistes des Rehamna. Avec un gradient géothermique "normal" de 30°/km, cette température est atteinte à une profondeur voisine de 18 km, donc à une pression lithostatique peu inférieure à 5 kb. Mais il est possible que le gradient thermique ait été supérieur, de l'ordre de 50°/km ou davantage (ARTHAUD 1970, admet en Sardaigne un gradient d'une centaine de degrés par km, et CARD en 1964 calcule un gradient de 75 à 150°/km). Pour un gradient de 50°/km, la même température de 550°C se serait réalisée vers 11 km de profondeur, donc sous une pression lithostatique d'environ 3 kb, suffisante on l'a vu, d'après plusieurs auteurs, pour l'apparition de paragenèses considérées. Cependant, d'autres auteurs font en outre intervenir des surpressions tectoniques ou fluides. REVERDATTO et SLOBODSKOY (1968) localisent des surpressions solides au toit de corps intrusifs, de même que PITCHER et READ (1960) qui invoquent une pression cisaillante, plus ou moins horizontale. Pour RUTLAND (1965), toutefois, "ni la profondeur ni les surpressions tectoniques ne peuvent expliquer les hautes pressions nécessaires dans les synthèses expérimentales". On peut, selon cet auteur, invoquer des surpressions de fluides lorsque la production du fluide (eau ou gaz carbonique) est plus importante que sa dissipation. Mais les limitations mécaniques de ces surpressions ont été soulignées par ERNST *et al.* 1970 et ERNST 1971. Il est possible qu'en dehors de toute surpression importante, les minéraux cristallisent hors des champs de stabilité actuellement connus au laboratoire, soit à

cause de la présence d'éléments dans la solution solide ou dans la solution intersticielle, soit par croissance métastable. Les 10 ou 11 km de charge invoqués ici peuvent être trouvés en partie mais, semble-t-il non totalement, dans l'empilement des séries post Dévonien moyen (300-500 m pour le Dévonien supérieur-Strunien, 0 à 1 000 m pour le Viséen supérieur selon les valeurs indiquées par MICHARD 1969); même plissés isoclinalement, il semble difficile que ces 2 000 m au maximum puissent fournir une charge de 3 kb. Il subsiste donc une difficulté qui pourrait être résolue en faisant intervenir, sur l'ensemble du terrain considéré, des nappes ou plis et écailles chevauchantes, aujourd'hui érodés pouvant expliquer le triplement de la surcharge.

Au total, si on admet les conditions approximatives suivantes pour la zone des micaschistes : 550°C, 3 kb et 10 km de profondeur, on peut les rapporter aux conditions contemporaines dans les phyllades. Admettons avec WINKLER (1965) des températures limites de 400°C et 540°C pour le faciès des Schistes Verts, sous une pression de 1 à 3 kb. Dans le cadre de l'hypothèse étudiée (isogrades horizontaux) et vu le gradient admis, la différence de température correspondait à des différences de profondeur de 3 km entre les régions sud et nord du Kef-el-Mouneb, de 4 km entre celle-ci et Sekhira-es-Slimane. En admettant que le gradient ait été plus fort qu'en moyenne en profondeur, et en lui assignant ici la valeur maximale de 100°/km, on aurait eu encore une différence de surcharge de 1 500 m entre les deux extrêmités du Kef-el-Mouneb et peut-être de 3 000 m entre le nord du Kef et Sekhira-es-Slimane.

Il est difficile de rendre compte d'une telle différence de surcharge entre les divers affleurements envisagés. A quelques dizaines ou centaines de mètres près, il s'agit en effet des mêmes niveaux de la série sédimentaire. Il faudrait donc envisager qu'après leur dépôt subhorizontal les parties destinées à se transformer en micaschistes, et elles seules, aient reçu 4 000 m de terrains surincombants en plus des autres, ou une nappe de charriage de cette épaisseur. Ceci est géologiquement exclu, vu la proximité des divers affleurements et en particulier la continuité du changement de faciès tectonique et métamorphisme sur les quelques 2 000 m de long des collines du Kef-el-Mouneb.

L'existence de déformations post-métamorphiques est indéniable, qui ont forcément déformé les isogrades. On notera en particulier le plongement des axes 1 d'environ 15° vers le NE, susceptible - encore que des cassures transverses le rattrapent partiellement - d'avoir surélevé le sud du Kef-el-Mouneb d'environ 500 m par rapport au nord. On notera de même l'existence d'une faille à la marge ouest du Kef, qui accélère certainement le passage à la zone phylladique, déjà amorcé dans les conglomérats et leur soubassement. Mais ces déformations sont bien inférieures à celles qui sont impliquées par l'hypothèse envisagée.

37.3. Deuxième hypothèse

Elle a été avancée par MICHARD (1968) ; elle consiste à interpréter le métamorphisme des Rehamna et tout particulièrement la phase de cristallisation phénoblastique comme le résultat de la montée d'un front thermique. Les isogrades et isostyles sont bombés dès l'origine délimitant une sorte de dôme, plus ou moins bosselé et allongé ("échine thermique"). Le phénomène se manifeste dès la phase de plissement synschisteux 1 (obliquité du front de schistosité dans la coupe d'Imfout, MICHARD 1967) ; il s'accentue durant la phase de phénoblastèse ("télescopage zonéographique" des Rehamna centraux, MICHARD 1968a, b).

La source immédiate de chaleur pourrait être, à partir d'un socle remobilisé (ici le socle est pris dans un sens large, englobant les épanchements rhyolitiques du PIII), un granite syncinématique dont le toit se trouverait actuellement à un millier de mètres en profondeur au sud de Skhour. Aux comparaisons évoquées par MICHARD (PITCHER et READ 1960, COLLOMB 1967) on peut ajouter quelques exemples : FELIX (1968) décrit une série congolaise où "c'est à l'occasion d'une intrusion gabbroïque syncinématique que la biotite se développe dans (des) roches mésozonales". La biotite et les autres minéraux - dont le disthène, comme à Donegal (PITCHER et READ 1960) - sont des phénoblastes "bien individualisés dans la texture schisteuse de la roche dont ils sont indépendants". JAMES (1955) décrit dans le Michigan (Etats-Unis) des zones de métamorphisme régional issues de dômes de chaleur indépendants des phénomènes granitiques et tectoniques visibles à l'affleurement. DEN TEX (1971) explique au Cabo Ortegal (Espagne) le télescopage d'isogrades de métamorphisme par une surchauffe et une surpression tectonique, due à un corps magmatique intrusif, sans accroissement de la profondeur.

Les quelques exemples cités (à l'exception peut-être de celui étudié par JAMES ?) montrent la relation existant entre une remobilisation et une fusion anatectique du socle, donnant des corps magmatiques syncinématiques, et une zonation plus ou moins allongée des zones de métamorphisme. Cette relation est le fait du front thermique émanant du magma granitique. La distance au granite augmentant, non seulement la quantité de chaleur disponible décroît, mais encore le gradient thermique diminue : si la quantité de chaleur apportée au voisinage du magma granitique est assez grande pour qu'il se produise des réactions endothermiques, plus loin la quantité de chaleur apportée aux roches n'est plus suffisante et les réactions, incomplètes, absorbent moins de chaleur. Par conséquent, plus on s'éloigne du corps granitique, moins la chaleur est absorbée, donc plus les isogrades s'écartent. Ainsi s'explique la concordance entre la présence d'une source d'énergie thermique syncinématique, et la répartition constatée sur le terrain, des divers isogrades de métamorphisme.

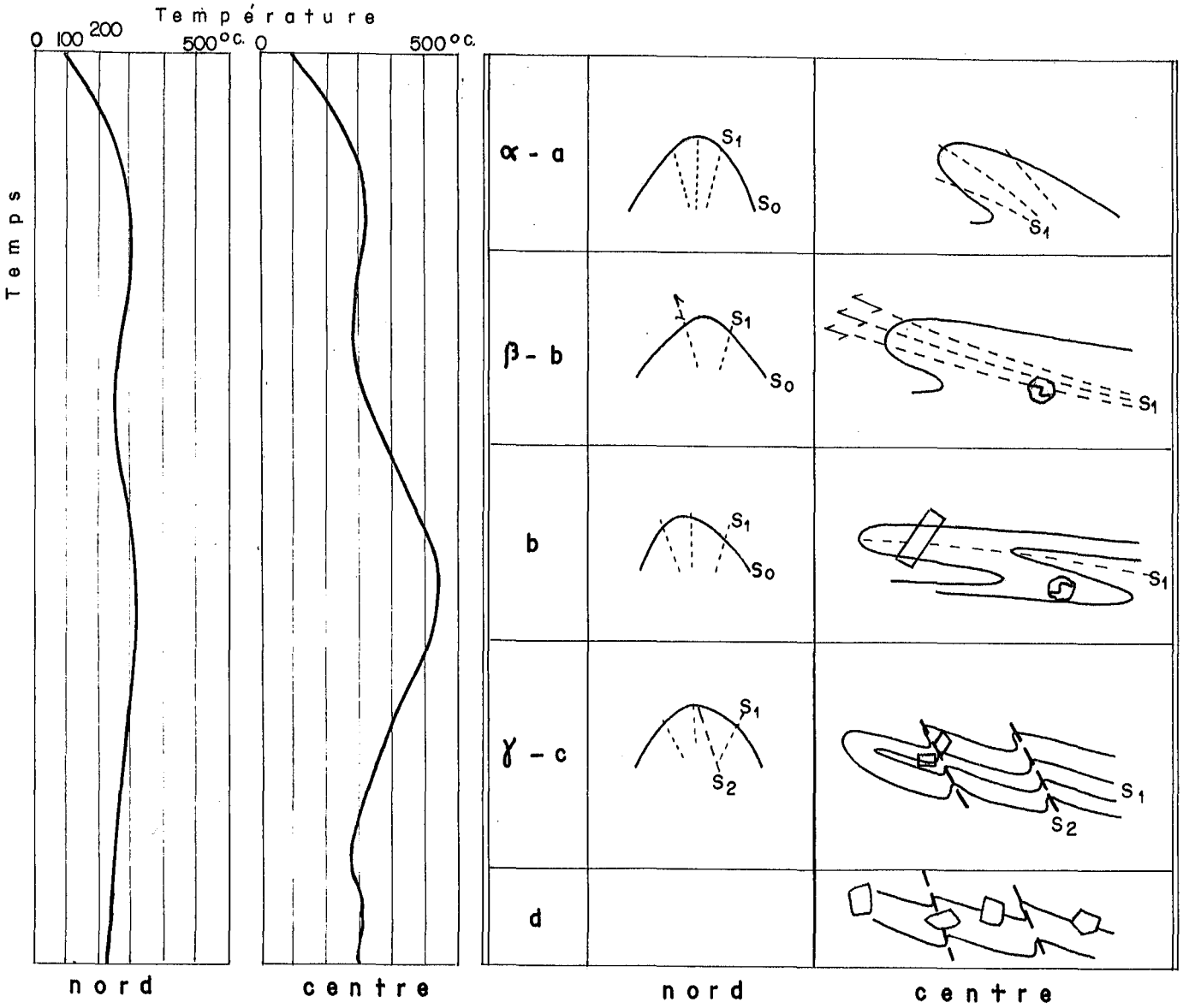


Fig. 68 – Déformations et cristallogenèses

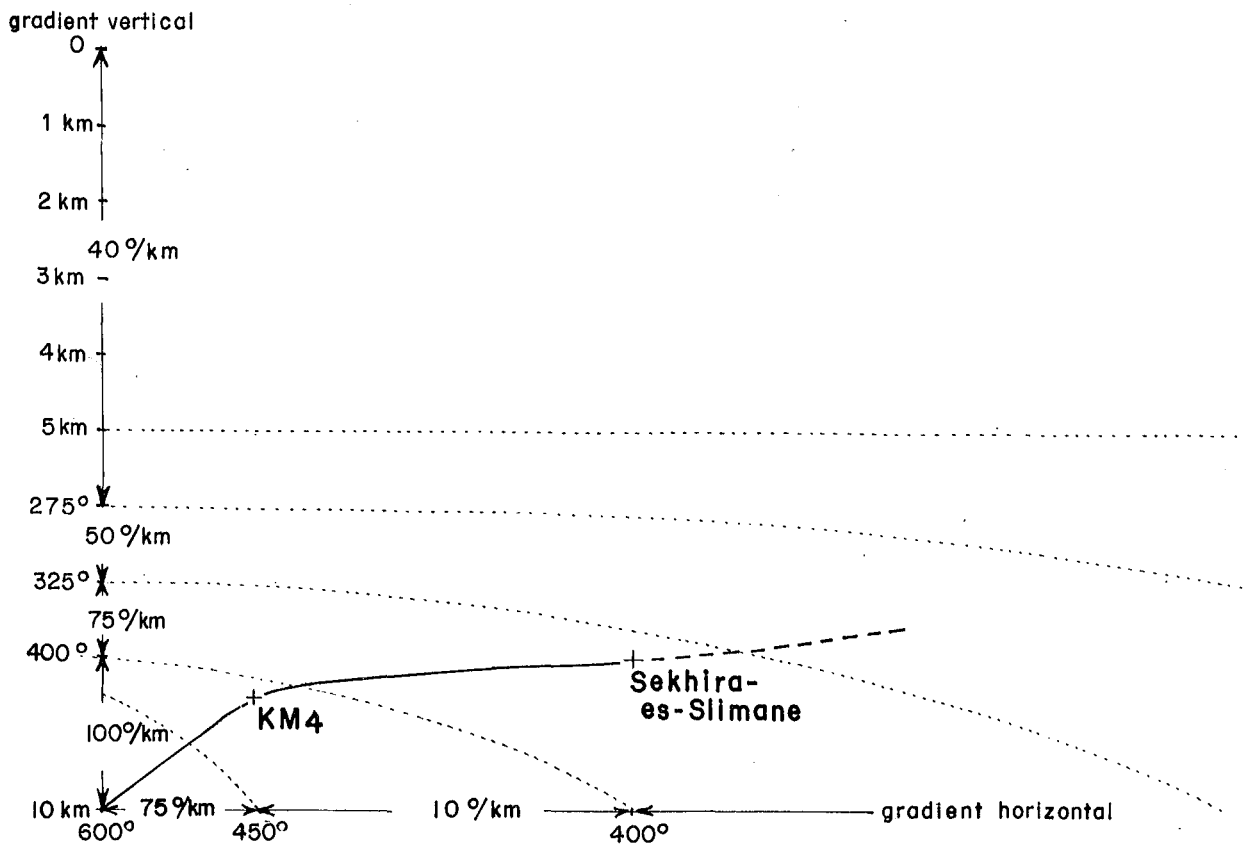


Fig. 69 – Disposition des isothermes

On peut objecter qu'il n'est pas certain que le coeur du dôme thermique ait atteint ici la température de fusion du granite, que peut-être, cette zone n'a subi au maximum qu'un début de fusion, et qu'elle ait été plus ou moins imbibée de liquide anatectique. Pourtant, la présence du batholite des Rehamna et, à l'est du terrain étudié, de nombreux petits apex granitiques, est un argument pour penser que le socle était, dans toute cette région, complètement fondu juste sous la couverture.

Quoi qu'il en soit, la ressemblance est grande avec l' "effet de socle" de FONTEILLES et GUITARD (1964) ; dans le cas présent, où le socle a atteint probablement la température de fusion, les isogrades se moulent sur le socle anatectique sans y pénétrer.

Ainsi, la montée du front thermique se traduit par une variation du gradient thermique : plus on s'approche de la source de chaleur, plus les isothermes se resserrent. C'est en effet l'impression qu'on a en cheminant du NE au SW, par exemple de Sekhira-es-Slimane au Kef-el-Mouneb (KM4 puis KM1). La zone phylladique est relativement large ; puis on franchit successivement les isogrades de la biotite (avant KM4) puis - toujours dans le même niveau repère : la base des conglomérats - celles du grenat puis du disthène. Ceci s'accorde aisément avec l'idée impliquée par l'hypothèse, que les isogrades étaient inclinées durant le métamorphisme, et en admettant comme précédemment que la formation était subhorizontale à l'origine. Dès lors, du fait de la liaison entre la température atteinte par une roche et la déformation qu'elle peut subir, les lignes d'égale déformation sont aussi obliques sur les couches. C'est en effet ce qu'on observe, tant pour l'étirement des galets (2 fois plus allongés à KM1 qu'à KM4), que pour l'allure des plis (ouverts et droits à KM4, isoclinaux et couchés à KM1). On passe donc, sur une même horizontale correspondant à un même niveau sédimentaire, d'un "étage tectonique superficiel" à des niveaux de plus en plus "profonds".

Cette terminologie (étage profond, superficiel), a quelque chose d'impropre et il vaudrait mieux parler de faciès tectométamorphique puisque les isogrades et isostyles n'étaient pas horizontaux comme les planchers d'un étage, mais bombés. Il est clair, néanmoins, que les faciès se superposaient sur le dessus du dôme thermique (fig.68). Par ailleurs, cette hypothèse n'implique pas nécessairement que le niveau repère étudié ait été partout à la même profondeur durant le métamorphisme. Mais on a vu que la déformation tardive n'a fait qu'accentuer relativement peu le bombement originel des surfaces d'isofaciès.

Cette hypothèse paraît expliquer de manière satisfaisante la répartition des faciès tectoniques et métamorphiques dans le secteur étudié. On arrive ainsi à un schéma (fig. 68) très semblable à celui que décrit ARTHAUD (1970) en Sardaigne. On peut évoquer, dans un contexte différent, le dôme thermique lépontin dont la déformation tardive produit la culmination simplo-tessinoise (WENK 1970).

Le passage d'un étage tectonique "superficiel" à des niveaux de plus en plus "profonds" se marque par des déformations de plus en plus intenses faisant intervenir des mécanismes de plus en plus pénétratifs. Par exemple, les conglomérats de Sekhira-es-Slimane sont dans un niveau encore superficiel (zone de la schistosité de fracture), et les galets s'y déforment par cisaillement. A Sidi Abdallah, la formation s'est trouvée placée dans la zone à schistosité de flux, et les galets ont été aplatis. Au Kef-el-Mouneb, enfin, dans un étage plus "profond" encore, la schistosité de flux s'est accompagnée d'une variation dans le style des plis et d'un étirement des galets plus ou moins important suivant l'isograde atteinte.

Les phénomènes qu'on observe, en dehors des limites de cette étude, dans le reste des Rehamna centraux, semblent être identiques à ceux qui viennent d'être décrits (MICHARD 1968a et b, JENNY, HOEPFFNER, comm. orales).

4. CONCLUSIONS

4.1. Résumé de l'histoire géologique

Les lignes qui suivent ne sauraient représenter un résumé de l'histoire des Rehamna : une étude de l'ensemble du massif serait pour cela nécessaire ; elles visent seulement à replacer l'évolution du terrain étudié dans ce qu'on sait de l'histoire de cette région au Paléozoïque.

41.1. Les temps anté-hercyniens

Les terrains les plus anciens connus ici, calcaires et dolomies, sont attribués au Géorgien, probablement terminal. La série géorgienne s'est sans doute déposée sur le vieux craton précambrien, recouvert par les rhyolites du PIII dont on soupçonne ici la présence à faible profondeur (MICHARD 1967), et qui affleurent de toute façon à El Jadida et dans le sud-est du Massif central (MORIN 1962). Au cours de l'Acadien, les apports deviennent plus détritiques. Les greywackes qui se déposent alors sont une manifestation lointaine du volcanisme de l'Atlas et de la Meseta côtière.

L'Ordovicien montre une sédimentation rythmique et grésopélitique ; les bancs lenticulaires, les sédimentations croisées, la bioturbation y indiquent un milieu de dépôt peu profond.

On sait, depuis H. TERMIER (1936) et GIGOUT (1951), en particulier, que le Silurien est représenté dans le Meseta méridionale par des grès et des schistes à graptolites, avec des bancs de calcaires à orthocères et des quartzites. Si l'attribution de la série des Skhour à cet étage était confirmée (JENNY et HOEPFFNER en prépar.), le Silurien serait représenté dans les Rehamna centraux et occidentaux par une série grésopélitique couronnée par des quartzites. A cette époque, une bonne partie du Sahara actuel était recouverte par la banquise, et le Maroc était immergé dans une mer polaire, à faible salinité, alimenté par l'eau de fonte de la banquise (STEVAUX et KULBICKI 1966, BEUF *et al.* 1971).

A Mechra-ben-Abbou, le Lochkovien est en concordance avec le Silurien supérieur. Il contient des faciès détritiques de base de type "vieux grès rouges" à plantes, indiquant la présence d'une terre émergée à l'ouest (HOLLARD 1967). Le Dévonien moyen est représenté dans la région de Mechra-ben-Abbou par des calcaires gris zoogènes souvent dolomitisés ; le climat est alors chaud et la mer peu profonde.

41.2. Les temps hercyniens

412.1. Mouvements précoces

Il se produit alors une émersion : les conglomérats des Rehamna centraux (Sekhira-es-Slimane, Sidi Abdallah, Kef-el-Mouneb), d'âge Dévonien moyen, sont discordants sur des terrains antérieurs vraisemblablement siluriens. Ils sont, vu leur épaisseur, l'indice de mouvements d'assez fortes amplitudes, soit calédoniens tardifs, et dans ce cas ce seraient les dernières traces des vieux-grès-rouges, soit plutôt, hercyniens précoces. C'est le début d'une période d'instabilité, avec peut-être formation de schistes à blocs ; à Mechra-ben-Abbou le Famennien supérieur, sous la forme de grès rouges, de lits conglomératiques et d'argiles, est transgressif sur les calcaires zoogènes du Dévonien moyen lapiazés. Il semblerait que la région de Mechra-ben-Abbou fût alors un haut-fond, le Famenno-Strunien de Foum-el-Mejez se déposant dans une zone marginale plus subsidente (MICHARD 1969).

Les mouvements se poursuivent : le Tournaisien ni le Viséen inférieur ne sont connus dans la région. A la Gada Jenabia (GIGOUT 1951, BAEKER *et al.* 1967, HOEPFFNER *et al.* 1972), le Viséen supérieur est transgressif jusque sur le Silurien supérieur - Dévonien inférieur redressé.

C'est à cette époque (avant le Dévonien moyen lui-même) que commence le jeu de la "zone de fracture profonde", marqué par des soulèvements relatifs de panneaux du socle avec, peut-être déjà des coulissements.

412.2. Le paroxysme orogénique

Dans la région étudiée, tous les terrains jusqu'au Dévonien moyen inclus sont affectés par le paroxysme orogénique ; mais on ne peut pas préciser à quelle époque il a eu lieu : le Viséen certain manque dans le secteur étudié, sauf à son extrême marge, dans la formation chaotique (épimétamorphique) de Sidi Abdallah. On sait seulement que les mouvements symmétamorphes n'ont pas affecté le Westphalo-Autunien. Une étude approfondie des Rehamna septentrionaux où on sait cependant déjà que le Viséen supérieur est schistosé permettra d'éclairer ce problème, et donc de tenter des comparaisons entre les phases des Skhour et celles du Maroc central (ALLARY *et al.* 1972).

Le socle se rétrécit sous l'effet d'une compression, qui s'accompagne d'un début de remobilisation des zones profondes, responsable du métamorphisme épizonal général.

Le métamorphisme épizonal est général dans la zone étudiée. Au nord, il accompagne des plis ouverts à schistosité subverticale ; au sud, dans la zone des micaschistes, les plis sont isoclinaux et couchés. On peut mettre en

évidence la relation existant entre le style et l'intensité de la déformation d'une part, et le degré de métamorphisme d'autre part. Il y a de bonnes raisons de penser que les isogrades et isostyles présentaient une forme en dôme plus ou moins allongé, lié à un front thermique, lui-même dû à la remobilisation du socle et à sa fusion anatectique. La culmination métamorphique se produisit seulement dans les régions centrales, et en conditions tardi-tectoniques par rapport à la phase paroxysmale de plissement ; elle est liée à une évolution par laminage et crénulation, homo-axiale de la phase 1. Ces structures, localisées au centre et au sud du terrain étudié traduisent le début de la montée du centre de granitisation.

Les mouvements de quelque importance sont alors presque terminés dans la région étudiée, où on ne connaît guère que quelques légères déformations, d'abord NW-SE, puis N-S et E-W. La remobilisation s'est achevée par la montée du magma granitique qui s'accompagne d'un métamorphisme de contact en auréoles autour des divers apex du granite. Disséminées dans tous les Rehamna centraux, ces apophyses font suspecter, à faible profondeur, la présence du granite sous toute la zone des micaschistes et même à ses bordures.

412.3. La fin de l'orogenèse

La glyptogenèse a déjà commencé et, dès la fin du Westphalien, amène de vastes épandagesde molasses post-orogéniques sur des reliefs déjà fortement aplanis ; elles s'accompagnent d'un volcanisme acide certainement dû à la fusion de l'écorce, comme le granite dont, s'il faut en croire les mesures radiométriques disponibles, le refroidissement s'achève à la limite entre le Westphalien et le Stéphanien. Les derniers mouvements hercyniens, post-westphalo-autuniens (phase saalienne ?), plissent encore ces molasses suivant des axes E-W. Puis l'orogène est ployé en un vaste dôme affecté de nombreuses failles ("fossé de Mechra-ben-Abbou" etc).

Un magma trachytique s'est infiltré, tardivement mais à une époque qui demeure imprécisée, dans les cassures et les plans de schistosité. Il produit les innombrables dykes et filons d'orthophyre du coeur des Rehamna.

41.3. Les temps post-hercyniens

Le Trias a peut-être recouvert faiblement la région, pour être ensuite érodé. Les parties centrales les plus élevées des Rehamna resteront émergées semble-t-il même au Crétacé supérieur, qui montre des faciès transgressifs sur leurs bordures. Le massif est alors inclus dans l'ensemble quasi-cratonique du Moyen-Maroc et ne réagira que par quelques cassures de faible importance aux mouvements atlasiques.

4.2. Leçons et questions

42.1. Résultats obtenus dans ce travail

421.1. Au plan local

On peut citer en premier lieu l'établissement de colonnes stratigraphiques d'une partie du Cambrien, de l'Ordovico-Silurien et du Dévonien. Ces résultats devront être corrélés avec ceux qu'établissent P. JENNY et Ch. HOEPFFNER dans d'autres parties des Rehamna. Il en est de même pour la carte au 1/50 000 présentée ici, qui est destinée à s'intégrer dans un ensemble plus vaste.

Deux révisions stratigraphiques ont été effectuées : la série du Draa Guessaa a été datée de l'Ordovicien, et la série de Sekhira-es-Slimane et les formations équivalentes a été reconnue d'âge dévonien moyen (avec peut-être continuation dans le Dévonien supérieur) à la suite d'une tournée commune de l'équipe strasbourgeoise. Cette dernière attribution conduit à souligner l'importance des mouvements tectoniques calédoniens tardifs (hercynien très précoce ?) vers l'ouest de la Meseta.

Enfin, la description des évènements métamorphiques et tectoniques, déjà amorcée par GIGOUT et MICHARD, a été effectuée dans les limites du terrain étudié.

421.2. Au plan général

Le résultat le plus notable au plan général semble être la démonstration de la forme en dôme des isogrades et isostyles, grâce à l'existence d'un niveau repère stratigraphique, et la liaison de ce dôme avec le front thermique. On a pu décrire la liaison entre le degré de métamorphisme et l'intensité des déformations : c'est le passage, par exemple, entre les phyllades et les micaschistes, d'une schistosité verticale à une schistosité horizontale. Le flux thermique présentait un gradient élevé dans les zones centrales les plus profondes ; il traduisait lui-même la remobilisation puis la fusion granitisante du socle.

Il y aurait aussi une liaison entre la mise en branle de ce centre granitisé, la progression de son ascension dans les séries, et une phase de laminage et de crénulation des structures paroxysmales ; l'aire de répartition de ces déformations tardives est localisée autour de la zone à apex granitiques.

Un autre résultat est la mise en évidence du changement du type de la déformation des galets des conglomérats entre les Schistes Verts supérieurs et les micaschistes à disthène, et la tendance des galets à prendre la forme d'un ellipsoïde de révolution pour les déformations intenses.

42.2. Problèmes en suspens et pistes de recherches

On se propose, poursuivant les recherches théoriques, de déterminer les conditions suivant lesquelles les galets ou les autres corps réagissent durant les tous premiers stades de la déformation, et pourquoi la linéation β apparaît plutôt que la linéation a.

Une étude a été entreprise sur le chimisme des orthophyres ; il serait bon, éventuellement, de la prolonger par une étude de l'ensemble du magmatisme des Rehamna. Des mesures radiométriques sur des micaschistes, et sur le granite des Rehamna permettraient de dater dans l'absolu les diverses cristallisations et donc les phases orogéniques. Une réflexion d'ensemble reste aussi à faire, comme on l'a déjà indiqué, sur les failles et les décrochements des Rehamna, avec leurs structures associées.

Enfin, la synthèse de l'histoire paléozoïque des Rehamna devra être entreprise. Elle seule, avec les études d'autres segments de la Meseta déjà réalisées ou en cours d'étude, pourra fonder sur des bases solides notre connaissance de l'orogène hercynien du Maroc. Il est à peine besoin de souligner l'intérêt de cette connaissance pour l'étude des rapports entre la Meseta marocaine et les socles voisins ou qui en furent éventuellement voisins : Meseta ibérique, Appalaches, en tout cas Anti-Atlas.

Liste des références citées

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A., RIBEYROLLES M. (1972) : Présence de décrochements dans la Meseta sud-orientale du Maroc central - *C.R. Acad. Sc.* Paris, 274, p. 653-656.

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A., RIBEYROLLES M. (1972) : Les nappes hercyniennes de la Meseta sud-orientale (Maroc central) - *C.R. Acad. Sc.* Paris, 274, p. 2284-2287.

ALTHAUS E. (1967) : The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. An experimental and petrologic study - *Contr. Miner. Petrol.*, 16, p. 29-44.

ANDERSON T.B., BATES D., HAMILTON R. (1960) : A note on the disposition of fold axes in the Silurian strata around the Newry granodiorite - *Geol. Mag.*, 97, p. 239-244.

ARTHAUD F. (1970) : Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne) - *Pub. Ustela*, Montpellier, 175 p.

BADOUX H. (1970) : Les oolites déformées du Velar (massif de Morcles) - *Ecl. geol. Helv.*, 63, p. 539-548.

BAFKER H., NEGRONI P., GENDROT C. (1965) : Stratigraphie von Silur, Devon und Unterkarbon in dem Randgebieten der marokkanische Meseta - *Bur. Rech. Part. min.*, rapport inédit.

BEUF S. *et al.* (1971) : Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton - *Technip édit.*, Paris, 464 p.

BISHOP D.G. (1968) : The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip faults in New-Zealand - *N.Z. J. Geol. Geoph.*, 11, p. 405-417.

BLANALT J.G. (1969) : Contribution à l'étude du conglomérat givétien de Russ (vallée de la Bruche, Vosges). Essai de paléogéographie - *Thèse 3e cycle*, Strasbourg, ronéot.

BURNS K.L., SPRY A.H. (1969) : Analysis of the shape of deformed pebbles - *Tectonophysics*, 7, p. 177-196.

CARD K.D. (1964) : Metamorphism in the Agnew Lake area, Sudbury district, Ontario, Canada - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75, p. 1011-1030.

CHAURIS L., HUVELIN P. (1964) : Présence du béryl dans le massif des Rehamna (Maroc) - *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 325-326.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A. (1956) : Conglomérats de Biar Setla *in* Lexique stratigraphique du Maroc, p. 30, *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 134.

CLOOS E. (1946) : Lineation - *Mem. Geol. Soc. Am.*, 18, 122 p.

COGNÉ J., MILLOT G., SCHEIBLING C. (1961) : Relations des phénomènes microstructuraux (schistosité et microplissement) avec le métamorphisme des schistes de Steige au voisinage des granites de la région d'Andlau (Bas-Rhin) - *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 14, p. 39-58.

COLLOMB P. (1966) : Tectoniques superposées et contrôle mécanique du métamorphisme dans le Rouergue hercynien (Sud-Ouest du Massif Central français) - *in* Etages tectoniques, *La Braconnière édit.*, Neuchâtel, p. 193-202.

COLLOMB P. (1970) : Etude géologique du Rouergue cristallin - *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 419 p.

COLLOMB P., ELLENBERGER F. (1966) : La grille des linéations : un phénomène tectonique régional autonome - *C.R. Acad. Sc.* Paris, 262, p.1832-1835.

COLLOMB P., ELLENBERGER F. (1967) : La schistosité régionale, structure d'arrêt de la déformation tectonique - *C.R. Acad. Sc.* Paris, 264, p.2970-2973.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1966) : An introduction to the rock forming minerals - *Longmans édit.*, 528 p.

DESTOMBES J. (1971) : L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique - *in* Colloque Ordovicien-Silurien, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 73, p. 237-263.

DESTOMBES J., JEANNETTE A. (1966) : Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50 000. Régions de Mohammedia, Bouznika et Ben-Slimane - *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 180 bis, 82 p.

DEWEY J.F., BIRD J.M. (1971) : Origin and emplacement of the ophiolite suite : Appalachian ophiolites in Newfoundland- *J. geophys. Res.*, 76, p. 3179-3206.

ERNST W.G. (1971) : Do mineral parageneses reflect unusnally high-pressures conditions of Franciscan metamorphism ? - *Am. J. Sc.*, 270, p. 81-108.

ERNST W.G., SEKI Y., ONUKI H., GILBERT M.C. (1970) : Comparative study of low-grade metamorphism in the California coast ranges and the outer metamorphic belt of Japan - *Geol. Soc. Am.*, 124, 276 p.

FELIX C. (1968) : Remarque à propos de la limite épizone-mésozone : les isogrades de la biotite et du grenat - *Ann. Soc. géol.* Belgique, 91, p. 393-399.

FLINN D. (1956) : On the deformation of the Funzie conglomerate, Fetlar, Shetland - *J. Geol.*, 64, p. 480-505.

FONTEILLES M., GUITARD G. (1964) - L' "effet de socle" dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées - *C.R. Acad. Sc.* Paris, 258, p. 4299-4302.

FOURMARIER P. (1949) : Principes de géologie I et II, *3e édit.*, *Masson édit.*, Paris.

FOURMARIER P., RUHLAND M. (1964) : Le granite et les déformations mineures des roches dans les Vosges hercyniennes - *Mém. Acad. royale* Belgique, 34, p. 1-41.

GIGOUT M. (1951) : Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale - *Trav. Inst. sc. chér.*, 3, 507 p.

GIGOUT M. (1955) : Recherches géologiques à Mechra-ben-Abbou - *Trav. Inst. sc. chér., sér. géol. géog. phys.*, 3, 67 p.

GIGOUT M. (1956) : Les conglomérats métamorphiques des Rehamna et roches associées - *Trav. Inst. chér., sér. géol. géog. phys.*, 4, 149 p.

HIETANEN A. (1967) : On the facies series in various types of metamorphism - *J. Geol.*, 75, p. 187-214.

HOBSON D.M. (1971) : Deformed agglomerates near Tintagel, North Cornwall - *Geol. Mag.*, 108, p. 383-391.

HOEPFFNER C. : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'est du massif - *Thèse 3e cycle*, Strasbourg, en prépar.

HOEPFFNER C., JENNY P., MICHARD A., PIQUÉ A. (1972) : Etat des problèmes stratigraphiques dans les zones métamorphiques des Rehamna - *Rapp. inéd. Serv. Carte géol. Maroc.*

HOEPFFNER C., JENNY P., MICHARD A., PIQUÉ A. (1972) : Nouvelles observations sur la stratigraphie calédono-hercynienne dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine méridionale) - *en prépar.*

HOLLARD H. (1967) : Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental - *Int. Sympos. Devonian Syst.*, Calgary, vol. 1, publ. *Alberta Soc. Petrol. Geol.*, p. 203-244.

HUVELIN P. (1967) : Nappe de glissement précoce hercynienne dans les Jebilet (Maroc) - *C.R. Acad. Sc.* Paris, 265, p. 1039-1042.

HUVELIN P. (1969) : Mouvements hercyniens précoces et structure du jebel Hadid près de Khenifra (Maroc) - *C.R. Acad. Sc.* Paris, 269, p. 2305-2308.

HUVELIN P. (1971) : Faisceau de filons de microdiorite et tectogenèse hercynienne dans les Jbilete (Maroc) - *C.R. Acad. Sc.* Paris, 272, p. 28-31.

HUVELIN P., LEVY M. (1969) : Niobite de Sidi-Bou-Azzouz (Rehamna) - *in* Description provisoire ou sommaire des espèces minérales du Maroc. *Notes Serv. géol. Maroc*, 29, p. 187.

JAMES H. (1955) : Zones of regional metamorphism in the Precambrian of Northern Michigan - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 66, p. 1455-1488.

JENNY P. : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le centre du massif - *Thèse 3e cycle*, Strasbourg, en prépar.

JUNG J. (1963) : Précis de pétrographie - *Masson édit.*, Paris, *2e édit.*, 319 p.

LAPPARENT A.F. de, BORDET P., LUCAS G. (1950) : Les roches. Etude pratique - *Deyrolle édit.*, Paris, 88 p.

LECOINTRE G. (1926) : Recherches géologiques dans la Meseta marocaine - *Mém. Soc. Sc. nat. Maroc*, 14, 158 p.

LEZIER J.C. (1968-1969) : Travaux inédits.

M'HAMDI O. (1967) : Découverte de beryllium dans les Rehamna - Rapport *C.R. activ., Serv. Et. gîtes min.*, 857, p. 42-44.

MICHARD A. (1967a) : Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes - *Edit. Centre nat. Rech. sc.*, Paris, 442 p.

Bibliothèque de l'Institut de Géologie STRASBOURG

MICHARD A. (1967b) : Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc) - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 347-349.

MICHARD A. (1968a) : Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien) - *C.R. Acad. Sc.* Paris, 266, 1639-1642.

MICHARD A. (1968b) : La zone à staurotide et disthène des Rehamna (Maroc hercynien) : une échine thermique tardi-tectonique - *C.R. Acad. Sc.* Paris, 266, p. 1813-1816.

MICHARD A. (1969) : Fractures profondes et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien) - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 89-91.

MICHARD A. et coll. (1970) : Carte géologique provisoire des Rehamna au 1/200 000. - *Rapport inédit au Serv. Carte géol.*, Maroc.

MORIN P. (1960) : Les marbres d'origine métamorphique du Maroc central (géologie et problèmes d'exploitation) - *Mines et Géol.*, 11, p. 31-39.

MORIN P. (1962) : Preuve de l'existence de granites précambriens et probabilité de la présence de rhyolites du Précambrien III dans le Maroc central.- *C.R. Acad. Sc.* Paris, 254, p. 3227-3229.

MUTCH T., Mc GILL G. (1962) : Deformation in host rocks adjacent to an epizonal pluton (the Royal Stock, Montana) - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, p. 1541-1543.

PITCHER W.S., READ H.H. (1960) : The aureole of the Main Donegal granite - *Quart. J. geol. Soc.* London, 116, p. 1-36.

POTTER P.E., PETTIJOHN F.J. (1963) : Paleocurrents and basin analysis - *Springer Verl. edit.*, Berlin, 296 p.

RAGUIN E. (1957) : Géologie du granite - *2e édit., Masson édit.*, Paris, 275 p.

RAMBERG H. (1952) : Origin of metamorphic and metosomatic roc - *Univ. Chicago Press édit.*

RAMSAY J.G. (1967) : Folding and fracturing of rocks - *Mc Graw-Hill édit.*, Londres, 568 p.

REVERDATTO V.V., SLOBODSKOY R.M. (1968) : Contact metamorphism under intrusive pressure - *Dok. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, 186, *transl. Am. geol. Inst.*, p. 192-194.

RICHARDSON S.W. (1968) : Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H - *J. Petrol.*, 9, p. 467-488.

RINNE F., BERTRAND L., ORCEL J. (1959) : La science des roches - *Lamarre édit.*, Paris, 696 p.

RUHLAND M., BRONNER G. (1965) : Caractères structuraux des schistes de Steige et des schistes de Villé - *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, p. 91-110.

RUTLAND R.W.R. (1965) : Tectonic overpressures - *in* Controls of metamorphism, *Oliver and Boyd edit.*, Edinbuegh, p. 119-139.

SPRY A. (1969) : Metamorphic textures - *Pergamon press edit.*, Oxford, 350 p.

STEVAUX J., KULBICKI G. (1966) : Sur la salinité de la mer silurienne au Sahara - *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, p. 205-212.

TERMIER H. (1928) : Sur la géologie de Mechra-ben-Abbou - *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 3, p. 1-47.

TERMIER H. (1936) : Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional - *Notes et Mém. Serv. géol. Mines et Carte géol. Maroc*, 33, 1566 p.

TEX, DEN E. (1971) : The facies groups and facies series of metamorphism, and their relation to physical conditions in the earth's crust - *Lithos*, 4, p. 23-41.

WENK E. (1970) : Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin - *Fortschr. Miner.*, 47, p. 34-51.

WILLIAMS P.F. (1972) : Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia - *Am. J. Soc.*, 272, p. 1-47.

WILSON G. (1961) : Tectonic significance of small-scale structures and their importance to the geologist in the field - *Ann. Soc. géol. Belgique*, 84, p. 423-548.

WINKLER H.G.F. (1965) : La genèse des roches métamorphiques - *Trad.*, *Ophrys édit.*, Gap., 188 p.

ZWART H.J. (1963) : Metamorphic history of the Central Pyrenees - *Leidse geol. Meded.*, 28, p. 321-376.

Table des matières

pages

Avant-Propos

1. INTRODUCTION

1.1. Situation des Rehamna 1
1.2. Etudes antérieures 1
1.3. But de la présente étude 2

2. LE MATERIEL

2.1. Les séries cambriennes

21.1. Les affleurements 3
21.2. Travaux antérieurs 3
21.3. La formation de Lalla Mouchaa : Cambrien inférieur (Géorgien) *p.p.* (?) 4
21.4. La formation des "Schistes à *Paradoxides*" *p.p.*... 5
21.5. Métamorphisme 6
21.6. Conclusion..... 7

2.2. La série du Draa Guessaa, Ordovicien probable

22.1. Localisation..... 8
22.2. Travaux antérieurs 8
22.3. Les phyllades et grésophyllades bioturbées..... 8
22.4. Les grès-quartzites 9
22.5. Les quartzites supérieurs 9
22.6. Métamorphisme 10
22.7. Conclusion..... 10

2.3. La formation des Skhour (Silurien inférieur ?)

23.1. Extension et coupe-type 11
23.2. Travaux antérieurs et problèmes posés 11
23.3. Les phyllades et quartzophyllades de Draa Akehal: lithostratigraphie 12

233.1. Les phyllades vertes 12
233.2. Les quartzophyllades 13
233.3. Les phyllades noires 13
233.4. Les phyllades supérieures 13
233.5. Les quartzites de Batene Zita 14

23.4. Autres phyllades et quartzites 14
23.5. Le métamorphisme 15
23.6. Conclusions 16

2.4. Les micaschistes des Ouled Slimane et leur zone de métamorphisme

24.1. Les micaschistes et leur zone : extension, constitution 17
24.2. Travaux antérieurs 18

24.3. Lithologie des micaschistes des Ouled Slimane .. 18
24.4. Zonéographie et pétrographie microstructurale .. 18
24.5. Conclusions 21

2.5. Les séries conglomératiques des Rehamna centraux du Dévonien au Carbonifère

25.1. Extension et affleurements étudiés 22
25.2. Travaux antérieurs et problèmes posés 23
25.3. La formation de Mechra-ben-Abbou 25
25.4. La série de Sekhira-es-Slimane 27
25.5. Les conglomérats de Sidi Abdallah 29
25.6. La série du Kef-el-Mouneb 30
25.7. Le problème de la formation chaotique supra-conglomérats. Du Dévonien moyen au Viséen supérieur 33
25.8. Conclusions 34

2.6. Les roches éruptives et le métamorphisme de contact

26.1. Le granite 35
26.2. Les microgranites 36
26.3. Pegmatite, aplite et quartz 37
26.4. Les orthophyres 37
26.5. L'auréole de contact du granite 38

265.1. Dans les phyllades 39
265.2. Dans les calcaires 40

26.6. Quelques mesures géochronologiques 41

3. LES DEFORMATIONS

3.1. Préambule

31.1. Phases précoces et phases paroxysmales 43
31.2. Quelques définitions préalables 43

3.2. Les plis synschisteux fondamentaux

32.1. Les phyllades et calcschistes cambriens 45

321.1. Grandes et moyennes structures 45
321.2. Petites structures 45
321.3. Microstructures 46

32.2. Les phyllades des Skhour 47

322.1. Grandes structures 47
322.2. Petites structures 47
322.3. Microstructures 47

32.3. Le Cambrien près du granite 49
32.4. Le Kef-el-Mouneb 50
32.5. Les micaschistes des Ouled Slimane 53
32.6. Le secteur Sekhira-es-Slimane - Sidi Abdallah .. 54

326.1. La série du Draa Guessaa 54
326.2. La série de Sekhira-es-Slimane 54
326.3. La série de Sidi Abdallah 55

32.7. Résumé : la phase 1 des Skhour 55

3.3. Les plis crénulants secondaires, phase 2 des Skhour

33.1. Séries des Skhour et de Lalla Mouchaa 57
33.2. Kef-el-Mouneb et micaschistes des Ouled Slimane 58
33.3. Le secteur proche du granite 59

333.1. Moyennes et petites structures 59
333.2. Microstructures 59
333.3. Interprétation 59

33.4. Résumé 61

3.4. Plis et cassures tardives

34.1. Knicks et cassures N 120-140 62
34.2. Les autres structures : knicks et fractures N-S et E-W 63
34.3. La voussure post-tectonique 64
34.4. Résumé 64

3.5. Les failles majeures

35.1. Travaux antérieurs 66
35.2. La faille médiane 66
35.3. Les autres failles 68

353.1. Failles NE-SW 68
353.2. Failles d'orientations différentes 68

3.6. La déformation des galets

36.1. Introduction 70
36.2. Méthodes d'étude 70

362.1. Méthode de FLINN (1956) 70
362.2. Méthodes de BURNS et SPRY (1969) 71
362.3. Erreurs dues à ces méthodes 72

36.3. Résultats 72

363.1. Diagramme de FLINN 72
363.2. Diagrammes de BURNS et SPRY 74

36.4. Relations avec le plissement 75

364.1. Détermination du type de la déformation ... 75
364.2. Réorientation et état plastique des galets en cours de plissement 75

36.5. Les galets de Sekhira-es-Slimane 77
36.6. Conclusion 77

3.7. Cristallogenèse et déformation

37.1. Résultats acquis 79

371.1. Les cristallogenèses successives 79
371.2. Les déformations 79
371.3. Disposition des cristaux 80
371.4. Rapports chronologiques entre les cristallogenèses et les déformations 80
371.5. Les phases "anté-1"..... 81
371.6. Corrélation avec les Rehamna orientaux ... 83

37.2. Première hypothèse explicative 83
37.3. Deuxième hypothèse 86

4. CONCLUSIONS

4.1. Résumé de l'histoire géologique

41.1. Les temps anté-hercyniens 89
41.2. Les temps hercyniens 90

412.1. Mouvements précoces 90
412.2. Le paroxysme orogénique 90
412.3. La fin de l'orogenèse 91

41.3. Les temps post-hercyniens 91

4.2. Leçons et questions

42.1. Résultats obtenus dans ce travail 92

421.1. Au plan local 92
421.2. Au plan général 92

42.2. Problèmes en suspens et pistes de recherches 92

Liste des références citées 93

Table des matières 98

Planche I

Photo 9 - El-Kounitra : La biotite phénoblastique est disposée perpendiculairement à la schistosité cristallophyllienne S1 ; elle est bordée par une "zone d'ombre" où n'a cristallisé que le quartz et un peu de chlorite. D'autres cristaux de biotite, plus petits, sont disposés dans S1 (L.N. x 40).

Photo 10 - Ouled Slimane : La biotite est ici poeciloblastique. Les grosses plages englobent des inclusions de quartz (L.N. x 40).

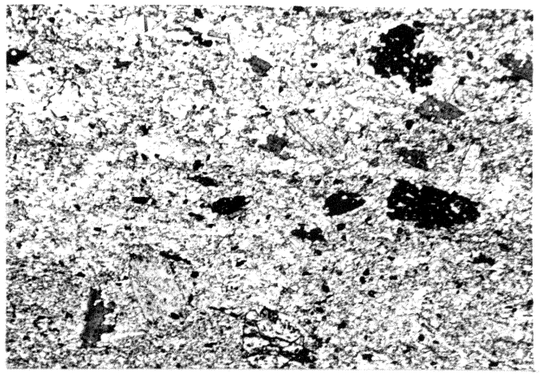
Photo 11 - El-Kounitra : Le grenat englobe la schistosité cristallophyllienne, sous forme de schistosité interne Si ; la Si, légèrement courbe, indique que la cristallisation du grenat s'est effectuée lors de légers mouvements (laminages de la S1) (L.N. x 40).

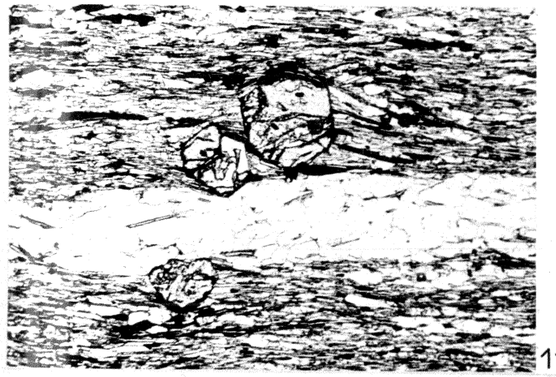
Photo 12 - El-Kounitra : Le grenat est poeciloblastique et englobe des inclusions de quartz (L.N. x 40).

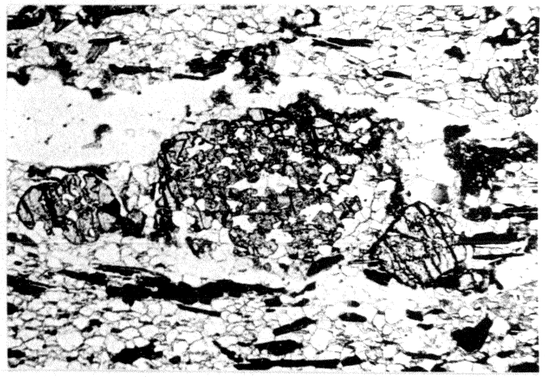
Photo 18 - Jbel Tenntana : L'idocrase (gris et granuleux sur le cliché) remplit les cassures et clivages de la scapolite (gris-clair blanc) (L.N. x 40).

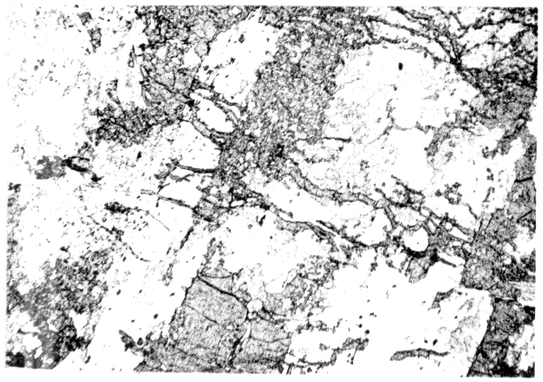
Photo 19 - Jbel Tenntana : Apparition de la trémolite (en clair, dans l'idocrase, moitié droite du cliché) (L.N. x 40).

9


10


11


12


18

19

Planche II

Photo 24 - Koudiat Khemis : Schistes à trous, replis isoclinaux de charnière. Les lits greywackeux et carbonatés ont subi une dissolution différentielle, et les plis se marquent ici dans les lits greywackeux.

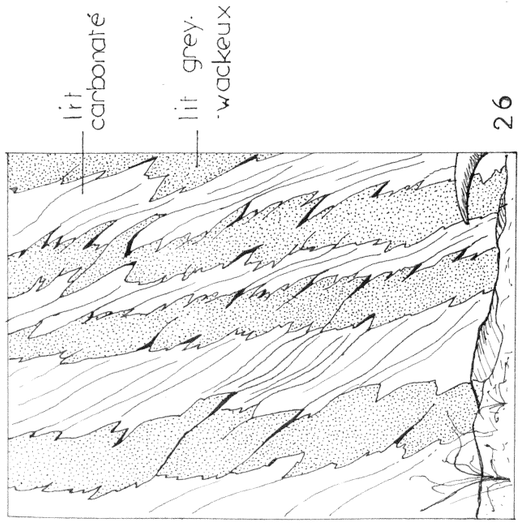
Photo 25 - Koudiat Khemis : Schistes à trous, flanc normal. Stratification et schistosité pendent dans la même direction, mais le pendage de la S1 est plus raide que celui de la So. Observer, juste au-dessus du marteau, les replis isoclinaux centimétriques.

Figure 26 - Koudiat Khemis : Schistes à trous, flanc inverse. Le changement de pendage de la schistosité entre les lits carbonatés et les lits greywackeux est dû, d'une part à la réfraction (passage d'un lit incompétent à un lit compétent), mais aussi, peut-être, à des mouvements couche-à-couche pendant ou après l'impression de la schistosité.

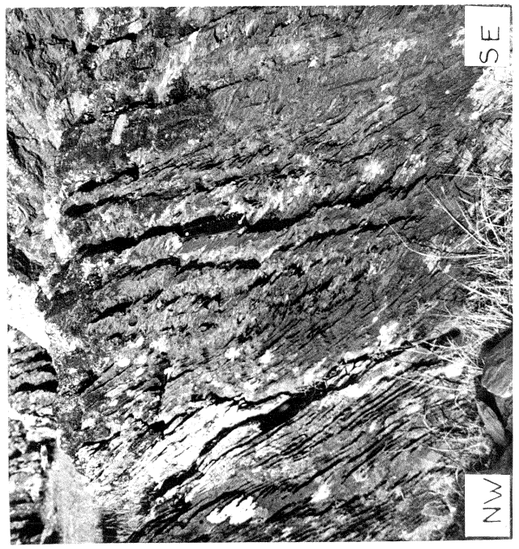
Photo 27 - Koudiat Khemis : Schistes à trous, flanc inverse. Les couches dessinent une amorce de plis à flancs long et court. Comme dans la figure 25, la stratification et la schistosité pendent dans la même direction, mais le pendage de la So, plus raide que celui de la S1 indique ici que le flanc est inverse.

24

25



26



27

Planche III

Photo 31 - Draa Akehal. P1 à plan axial subvertical dans les phyllades.

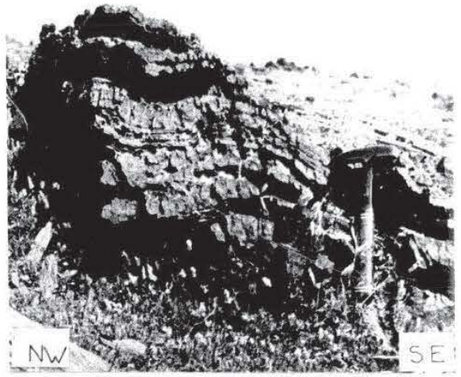
Photo 32 - Phyllades de la Koudiat Mesmouta. P1 à plan axial subvertical. La déformation à petite échelle se marque, dans ce matériel gréso-pélitique, par un flambage et l'apparition de meneaux.

Photo 33 - N de la Koudiat Mesmouta. P1 à plan axial subvertical. L'angle d'ouverture des plis est variable ici : pli ouvert à gauche du cliché isoclinal à droite.

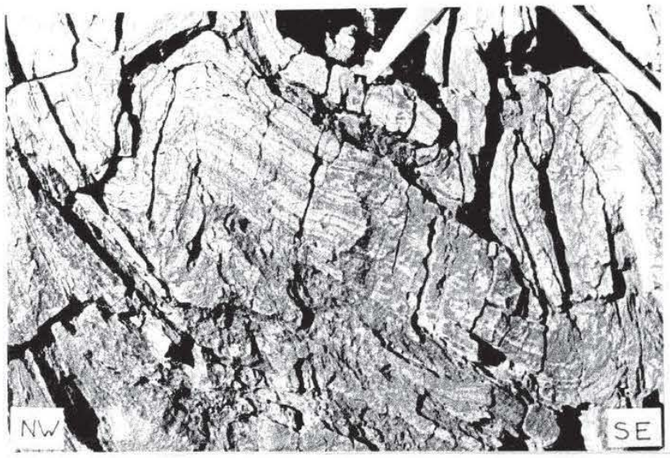
Photo 38 - KM4 (NE du Kef-el-Mouneb). La schistosité S1 symmétamorphe dans laquelle sont aplatis les galets est redressée ; son pendage est indiqué par le clinamètre de la boussole. La stratification n'est pas visible ici.

Photo 39 - KM2 : Kel-el-Mouneb. La schistosité S1 est ici subhorizontale. Les galets, aplatis dans la S1, sont cassés par la S2 (soulignée par le marteau).

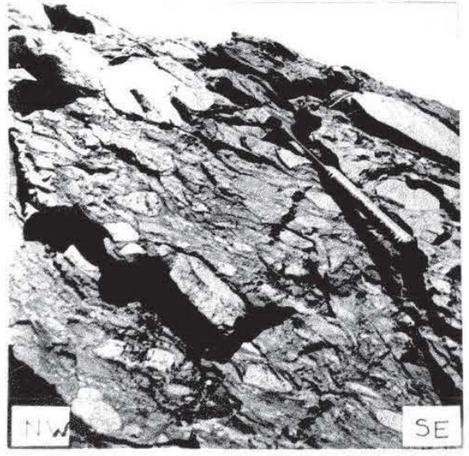
31



32



33



39

38

Planche IV

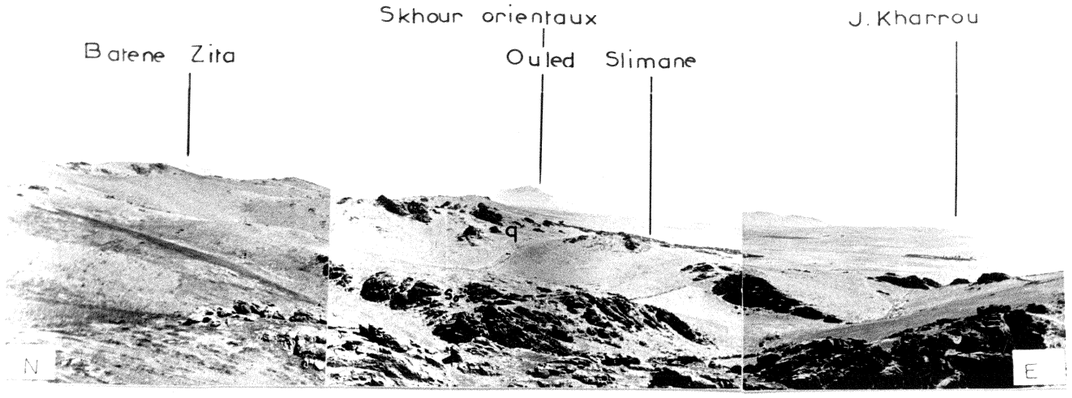
Photo 17 - Panorama des conglomérats du Kef-el-Mouneb et de l'arrière plan.
q : indique un filon de quartz à disthène (KM1)
So : stratification.

Photo 40 - Kef-el-Mouneb : So, S1 et S2 apparaissent simultanément. On note la très faible obliquité de S1 sur So.

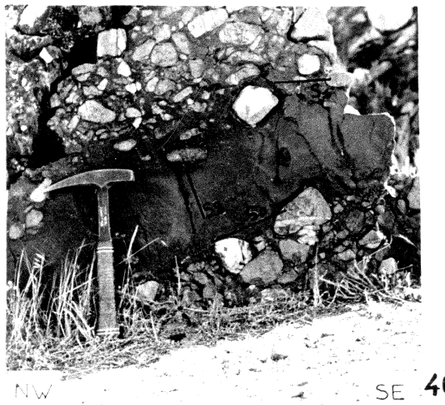
Photo 41 - Kef-el-Mouneb : P1. Le coeur du pli, formé d'un matériel moins grossier que l'enveloppe, apparaît au-dessus du marteau. Le plan axial du pli est parallèle au plan d'aplatissement des galets.

Photo 42 - Kef-el-Mouneb : Un galet étiré. Remarquer les cassures (N 130) perpendiculaires au grand axe.

Photo 43 - Kef-el-Mouneb : Linéation d'étirement formée par les galets allongés. Le plan à gauche du cliché est un plan de diaclase NW-SE.



17



40

41

42

43

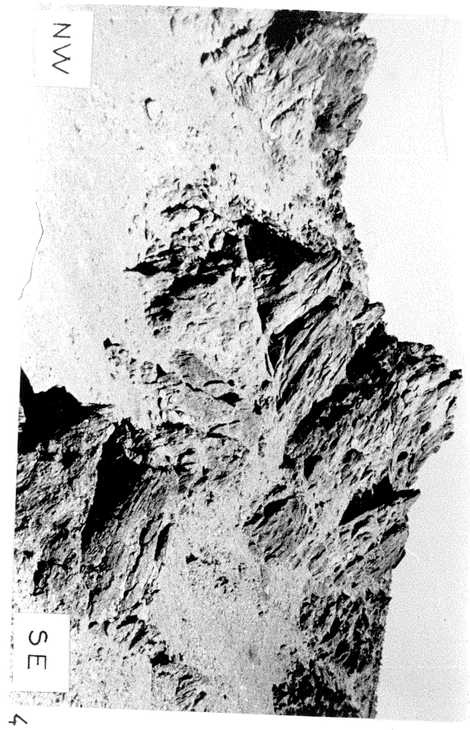
Planche V

Photo 47 - Pli de la colline 398, à Sekhira-es-Slimane.

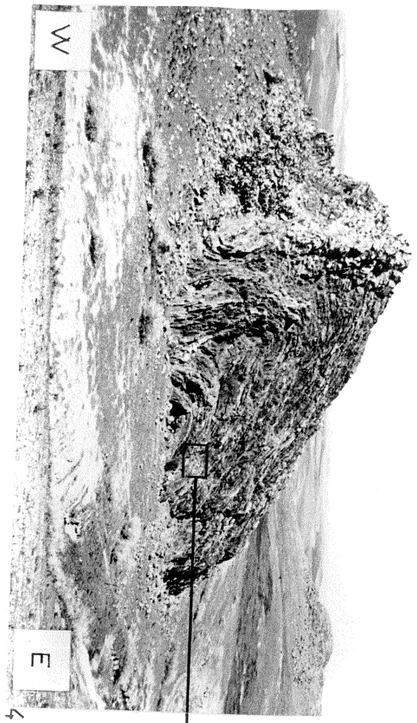
Photo 48 - Détail du pli de la photo 47. La schistosité (S), assez pentée dans les interlits gréseux, se réfracte dans les lits conglomératiques.

Photo 49 - Sidi Abdallah : Vue d'ensemble du sud de l'affleurement. La schistosité symmétamorphe S1 est déversée vers le NW.

Photo 50 - Sidi Abdallah : Un interlit gréseux est intercalé entre deux lits conglomératiques ; le plan du marteau est celui de la stratification So. La schistosité symmétamorphe, dans laquelle sont aplatis les galets (S) est subparallèle à la stratification.



49



47

50

48

Planche VI

Photo 55 - Kef-el-Mouneb : S1 est indiquée par la boussole. Les plans de S2 (marteau) hachent la roche.

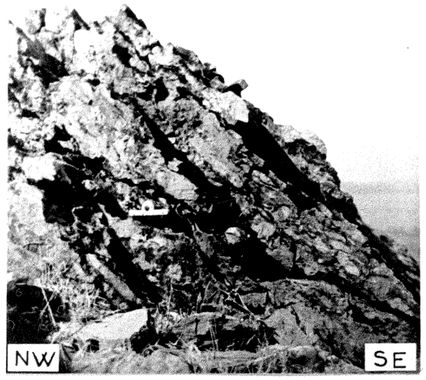
Photo 56 - Jbel Tenntana : Des plis isiclinaux 1 (on distingue une charnière indiquée par —o), redressés ici, sont replissés par des chevrons dont le plan axial est S2.

Photo 57 - Draa Akehal : Les phyllades, dont on voit ici la S1, sont replissées par des knicks NW-SE. La fracture visible sur le cliché est parallèle au plan axial de ces knicks.

Photo 58 - Draa Akehal : Fractures NW-SE découpant les phyllades.

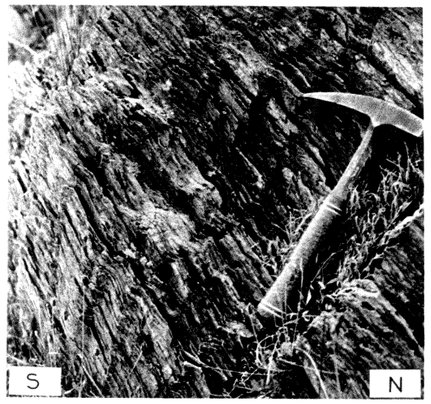
Photo 59 - Draa Guessaa : Pli NW-SE replissant les structures 1 du synclinal d'El-Biadna.

Photo 60 - Sidi Abdallah : Pli de reprise N-S.



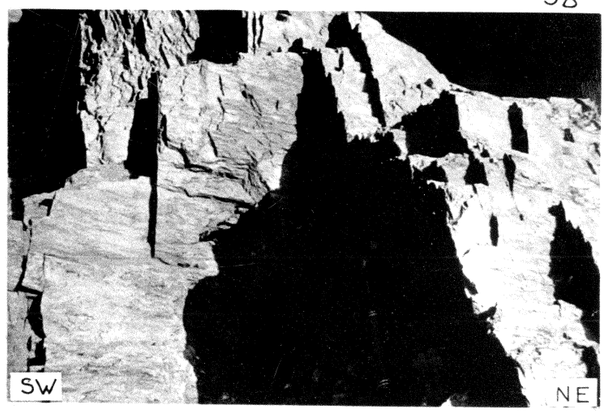
55

56

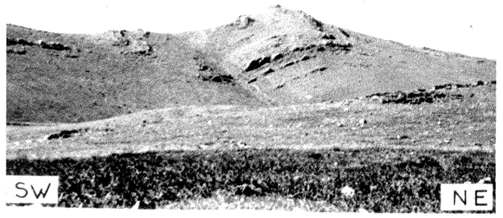


57

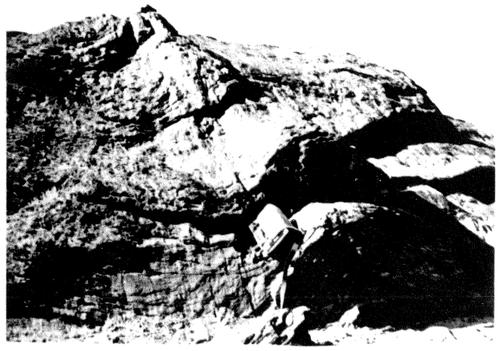
58



60



59



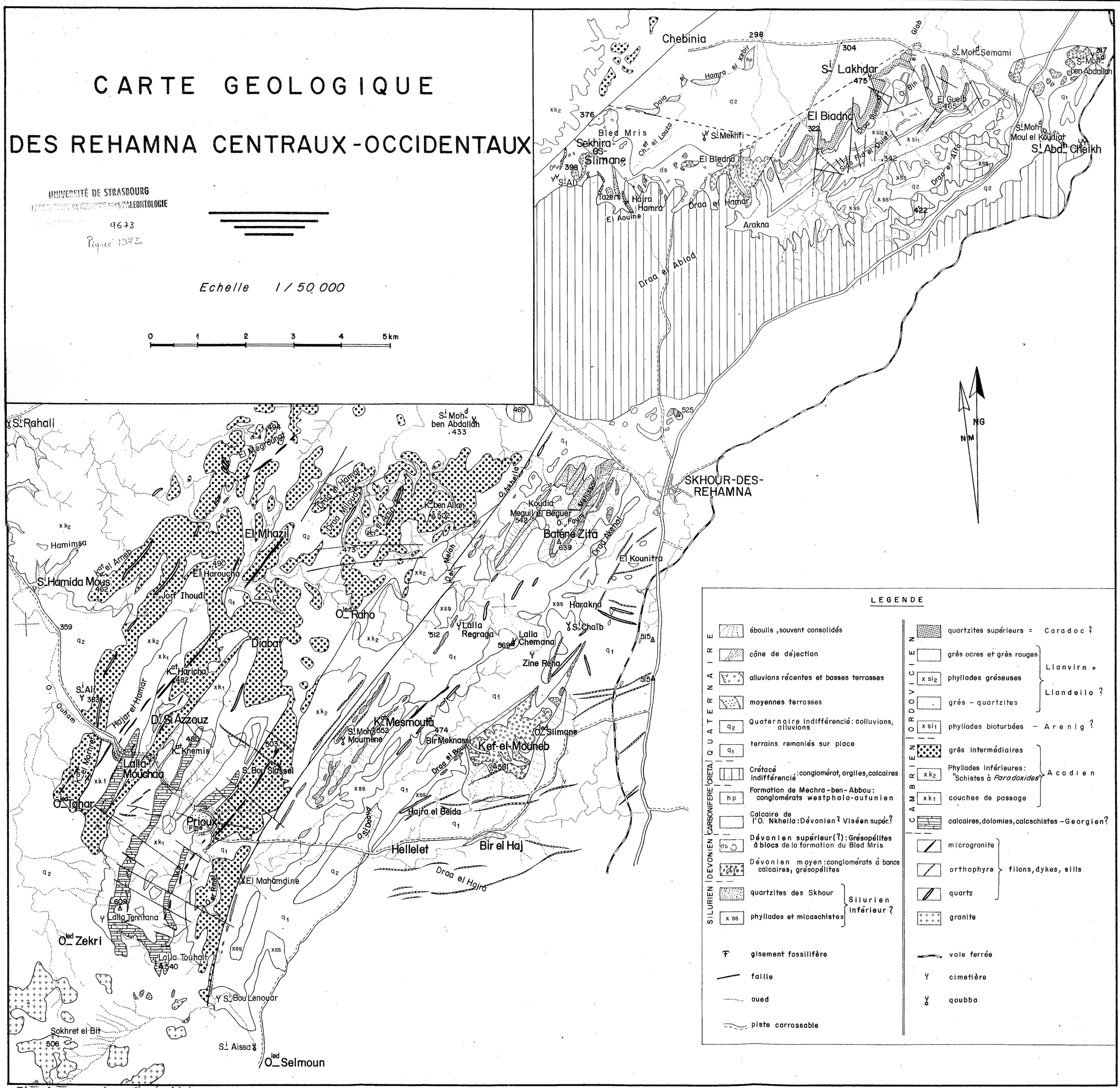
CARTE GEOLOGIQUE

DES REHAMNA CENTRAUX-OCCIDENTAUX

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE ET DE PALÉONTOLOGIE
9673
Piqué 1372

Echelle 1 / 50.000

0 1 2 3 4 5 km



LEGENDE

QUATERNAIRE

- éboulis, souvent consolidés
- cône de déjection
- alluvions récentes et basses terrasses
- moyennes terrasses
- q_2 Quaternaire indifférencié : colluvions, alluvions
- q_1 terrains remaniés sur place

CRÉTACÉ

- Crétacé indifférencié : conglomérat, argiles, calcaires

CARBONIFÈRE

- hp Formation de Mechra-ben-Abbou : conglomérats westphalo-autunien
- Calcaire de l'O. Nkhella : Dévonien ? Viséen supér. ?

DÉVONIEN

- ds Dévonien supérieur (?) : Grésopélites à blocs de la formation du Bled Mris
- Dévonien moyen : conglomérats à bancs calcaires, grésopélites

SILURIEN

- quartzites des Skhour } Silurien inférieur ?
- x ss phyllades et micaschistes } Silurien inférieur ?

- gisement fossilifère
- faille
- oued
- piste carrossable

ORDOVICIEN

- quartzites supérieurs = Caradoc ?
- grès ocres et grès rouges } Llanvirn + Llandeilo ?
- x si2 phyllades gréseuses } Llanvirn + Llandeilo ?
- grès - quartzites } Llanvirn + Llandeilo ?
- x si1 phyllades bioturbées — Arenig ?

CAMBRIEN

- grès intermédiaires } Acadien
- x k2 Phyllades inférieures : "Schistes à *Paradoxides*" } Acadien
- x k1 couches de passage } Acadien
- calcaires, dolomies, calcschistes - Georgien ?

- microgranite } filons, dykes, sills
- orthophyre } filons, dykes, sills
- quartz } filons, dykes, sills
- granite

- voie ferrée
- cimetière
- qoubba

Thèse 3ème cycle Piqué Alain 1972

CARTE GEOLOGIQUE DETAILLEE

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG
LABORATOIRE DE GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 9673

Rehamna centraux-occidentaux

- Quaternaire indifférencié
- Crétacé : conglomérat, argiles rouges et marnes, marno-calcaires jaunes
- Dévonien moyen : conglomérat du Kef-el-Mouneb, calcaires (viséens?) de l'O. Nkheila
- Silurien inférieur? { quartzites / phyllades et quartzophyllades
- Acadien { grès intermédiaires / schistes à *Paradoxides* inférieurs / couches de passage
- Georgien? calcaires dolomitiques et calcschistes
- Granite et faciès de bordure
- Filons, dykes, sills { orthophyre / microgranite / quartz
- Faille
- Limite approximative de l'auréole de contact du granite (limite nord des recristallisations)
- Front nord des micaschistes (isograde de la biotite)
- route — voie ferrée — cimetière ou qoubba
- piste — oued

St Moh^d ben Abdallah
O^led Aomar
Latamna
Koudjat Megull el Beguer
Batene Zita
Drâa Akehal
El Kounitra
SKHOUR-DES-REHAMNA
Oued Nkheila
Feddane Tour
St Abd es Selem
St Ahmed-ben Daoud
O^led Raho
Lalla-Regraga
Lalla-Chemana
St Chaïb
Diabat
K^at Haricha
St Ahmed
O. el Barhil
Lalla Khbara
Moh Moumene
K^at Mesmouta
B. Mekhassi
O^led Slimane
K^at Khemis
K^at Mennkouba
Kef el Mouneb
Lalla Mouchaa
St Bou Sidssel
Draa el Bouir
St Touilah
K^at Srijet
Hajra el Berda
Bled el Aouja
O^led Tahar
Oued Ouhom
Prioux
Hellelet
Bir el Haj
El Mahamdine
Khouilita
Draa ben Larbi
Lalla Tenntana
O^led Zekri
Lalla Touhalt
Dr Ferrareha
St Bou Lènouar
Sokhret et Pit
St Aïssa
Ouled Selmoun

Echelle 1/25 000

0 0,5 1 2 3 km

Thèse 3ème cycle PIGUÉ Alain - 1972

ESQUISSE STRUCTURALE

DES REHAMNA CENTRAUX-OCCIDENTAUX

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE ET DE PALÉONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 9673

Echelle 1/50000

0 1 2 3 4 5 km

Chebinia
10
S^i Lakhdar
El Biadna
Sekhira-es Slimane
El Biedna
Sidi Abdallah Cheikh
Tazert
9
NM NG
SKHOUR-DES-REHAMNA
S^i Rahali
K^at el Arneb
6
Draa Akehal
1
O^ied Raho
S^i Châïb
2
Diabat
K^at Haricha
482
K^at Mesmouta
Kef-el-Mouneb
581
Draa el Bouir
3
Lalla Mouchaa
Prioux F^me
5
Bir-el-Haj
4
609
8
Lalla Tenntana

LEGENDE

CARTE

- limite de formation
- orthophyre
- microgranite
- quartz
- filons, dykes, sills
- route
- piste carrossable

STEREOGRAMMES

- S_0
- S_1
- S_2
- P_1 observé
- P_1 construit
- P_2
- L_0^1
- linéation d'étirement

SYMBOLES

- axe synclinal 1
- axe anticlinal 1
- failles

Thèse 3ème cycle Piqué Alain 1972